



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**Modelo de emplazamiento de las corrientes piroclásticas
de densidad de la tercera fase eruptiva de 1913 en el
Volcán de Colima**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Luis Humberto Chávez Leal

Asesor:

Dr. Ricardo Saucedo Girón

San Luis Potosí, S. L. P.

Mayo de 2016



Agradecimientos

A la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el soporte económico brindado durante el periodo del posgrado, apoyo sin el cual habría sido complicado sustentar la estancia y la manutención en San Luis Potosí. Además, es importante agradecer también a la misma institución por el proyecto No. CB-2008/101548 de Ciencia Básica a nombre del Dr. Ricardo Saucedo del cual forma parte este trabajo de investigación.

Un especial agradecimiento al Dr. Ricardo Saucedo Girón, director y asesor de este trabajo de investigación, por su apoyo, sus consejos, la contribución y dedicación en la investigación y hacia mi persona. También alentarme a dar lo mejor de mí en todo momento. Muchas gracias, Doc.

De igual forma quiero agradecer a todos mis profesores del posgrado, quienes contribuyeron en mi formación tanto académica como personal, de los que tuve la dicha de adquirir conocimientos. Por su paciencia y dedicación para ponerme al corriente de mis compañeros geólogos de formación.

Por último pero no menos importante, a mi familia, quienes me brindaron su apoyo incondicional y comprensión a pesar de la distancia.

A todos ellos, muchas gracias.

	Índice	Página
Agradecimientos		i
Índice		ii
Índice de figuras		iii
Índice de tablas		v
Resumen		6
Introducción		7
Objetivos		8
I. Generalidades		9
I.I Zona de estudio		9
I.II Localización y vías de acceso		9
I.III Hidrología		9
II. Tectónica regional, geología y geomorfología del Volcán de Colima		11
III. Metodología		18
IV. Terminología utilizada (Marco Teórico)		19
Capítulo I. Historia eruptiva y antecedentes de la erupción de 1913 del Volcán de Colima		24
1.1 Historia eruptiva del Volcán de Colima		24
1.2 Precursores de la erupción de 1913		26
1.3 Erupción de 1913		26
1.4 Trabajos y estudios previos		33
Capítulo II. Estratigrafía, granulometría y componentes		35
2.1 Definición de los depósitos de CPD proximales y distales de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima		35
2.2 Facies de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima		36
2.3 Miembros de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima		50
2.3.1 Miembro 1		50
2.3.2 Miembro 2		51
2.3.3 Miembro 3		52
2.3.4 Miembro 4		53
Capítulo III. Modelos de emplazamiento de corrientes piroclásticas de densidad		61
3.1 Modelo de depositación por pulsos		61
3.2 Modelo de agradación progresiva		62
Capítulo IV. Depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad de la tercera fase eruptiva de 1913 del Volcán de Colima		70
4.1 Discusión		70
4.2 Fase II		72
4.3 Episodio eruptivo 1		72
4.3.1 Mecanismo de transporte y depositación de CPD del episodio		73

eruptivo 1	
4.4 Episodio eruptivo 2	74
4.4.1 Mecanismo de transporte y depositación de CPD del episodio eruptivo 2	75
4.5 Episodio eruptivo 3	77
4.5.1 Mecanismo de transporte y depositación de CPD del episodio eruptivo 3	78
Conclusiones	80
Glosario de términos	82
Referencias	84

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y vías de comunicación desde la zona conurbada Colima – Villa de Álvarez. 1) barranca La Lumbre; 2) barranca El Zarco; 3) barranca Cordobán; 4) barranca Santa Cruz; 5) barranca Montegrande; 6) barranca La Arena.	10
Figura 2. a) Extensión, ubicación y tectónica regional de la FVT. b) Triple unión de rift y ubicación del CVC. c) Segmentos estructurales del rift de Colima y la ubicación del VC, NC y CA. FVT = Faja Volcánica Transmexicana; SOcc = Sector Occidental; SC = Sector Central; SO = Sector Oriental; CVC = Complejo Volcánico de Colima; VC = Volcán de Colima; NC = Nevado de Colima; CA = Volcán El Cántaro. (Tomada de Norini et al., 2010).	12
Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de unidades litoestratigráficas de los volcanes de Colima (Tomada de Rodríguez-Eliarrarás, 1995).	14
Figura 4. Mapa geológico del sector Sur del CVC. La tabla muestra las formaciones y depósitos previos y posteriores a la actividad volcánica en la zona a través del tiempo. Además indica a qué volcán corresponde cada depósito (Tomado de Macías, 2007).	15
Figura 5. Rasgos sobresalientes de la geomorfología del Volcán de Colima.	17
Figura 6. Mecanismos de depositación en la frontera límite de flujo. La tasa de depositación es el flujo de masa de piroclastos dentro del depósito por unidad de área de la frontera límite (Tomada de Branney y Kokelaar, 2002).	23
Figura 7. Fotografía tomada el 19 de enero de 1913 (archivo histórico de Colima, Alicia Cuevas, 1995; En Saucedo, 1997).	27
Figura 8. Mapa de isopacas (en metros) que muestra la distribución de caída con dirección al NE, producto de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima; NC = Nevado de Colima, VC = Volcán El Cántaro; los puntos negros representan localidades rurales (Tomada de Saucedo et al., 2010).	29
Figura 9. A) Vista del Volcán desde el Oeste en 1873. B) Vista desde el Oeste de la cima accidentada del Volcán de Colima después de la erupción de 1913. C) Columna eruptiva de ceniza generada en enero 18-19 de 1913 (Ortiz, 1944; En Saucedo et al., 2010).	30
Figura 10. Poblaciones aldeañas al Volcán de Colima y barrancas al SW, S y SE. PC = pared de la caldera; TZ = falla de Tamazula.	32
Figura 11. Perfiles topográficos y cambios en pendiente donde se definen los depósitos de CPD proximales y distales para las barrancas La Arena y Montegrande. Las claves (ejemplo: VC-01-15) en cada perfil representan las secciones estratigráficas registradas en cada barranca.	35
...Continuación (Figura 11) . Perfiles topográficos y cambios en pendiente donde se definen los depósitos de CPD proximales y distales para las barrancas Cordobán-El Zarco y La Lumbre. Las claves (ejemplo: VC-19-15) en cada perfil representan las secciones estratigráficas registradas en cada barranca.	36
Figura 12. Mapa de distribución de los puntos de levantamiento de columnas estratigráficas de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de la erupción de 1913 del Volcán de Colima. PC = pared de caldera; TZ = falla de Tamazula.	39

Figura 13. Características de facies del miembro 1. A) Horizontes de giArB con bloques superiores a los 25 cm. B) Comparación de granulometría y componentes de giRB (unidad VC-19-15 E y VC-14-15 A); C) Granulometría y componentes de mArB (unidad VC-19-15 A); D) Granulometría y componentes de laA (unidad VC-19-15 B).	41
Figura 14. Características de facies del miembro 2. A) Horizontes de giPCrB y mPCrB (sección VC-02-15); B) Pipas de desgasificación que cortan horizontes verticalmente; C) Comparación de granulometría y componentes de giPCrB (unidad VC-08-15 C y VC-02-15 B); C) Comparación de granulometría y componentes de mPCrB (unidad VC-04-14 A y VC-02-15 C); D) Granulometría y componentes de czP (unidad VC-08-15 B).	43
Figura 15. Características de facies del miembro 3. A) Horizontes de giPC y mPC (sección VC-09-14); B) Comparación de granulometría y componentes de mPC (unidad VC-04-14 D y VC-10-14 H); C) Comparación de granulometría y componentes de giPC (unidad VC-02-14 A y VC-06-14 C); D) Granulometría y componentes de lePC (unidad VC-10-14 E)...	46
...Continuación (Figura 15). E) Granulometría y componentes de czPC (unidad VC-01-14 B). F) Comparación de granulometría y componentes de laPC (unidad VC-17-15 B y VC-16-15 B).	47
Figura 16. Características de facies del miembro 4. A) Horizontes de giCPE (sección VC-10-15); B) Horizontes de giEC y mEC (sección VC-11-15); C) Ejemplo de granulometría y componentes de giCPE (unidad VC-04-15 B); D) Ejemplo de granulometría y componentes de giEC (unidad VC-11-15 A); E) Ejemplo de granulometría y componentes de mEC (unidad VC-11-15 B).	49
Figura 17. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca La Arena; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3.	55
Figura 18. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca Montegrande; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3.	56
Figura 19. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca Cordobán-El Zarco. m1 = miembro 1; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3. m4 = miembro 4.	57
Figura 20. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca La Lumbre. m2= miembro 2; m3 = miembro 3; m4 = miembro 4.	58
Figura 21. Esquema de la distribución y alcance de los diferentes miembros en barrancas al SE, S y SW del Volcán de Colima. Se basa en el reconocimiento de sus depósitos durante el trabajo de campo.	59
Figura 22. Columna compuesta de miembros listostratigráficos que componen los depósitos de CPD de erupción de 1913 en el Volcán de Colima. En la base de la columna, proximal y distal se refieren de manera general los alcances de los miembros, donde en zonas distales los miembros 1 y 2 disminuyen su presencia, mientras que los otros miembros (3 y 4) se encuentran en ambas zonas.	60
Figura 23. Sección esquemática de un depósito de ignimbrita (Tomada de Spark, 1976).	62
Figura 24. Modelo de emplazamiento y agradación progresiva en una ignimbrita de alto grado (Branney y Kokelaar, 1992).	63
Figura 25. Tipos de agradación en la base de un flujo particulado (Branney y Kokelaar, 1992).	64
Figura 26. Modelos alternativos para el emplazamiento de las corrientes piroclásticas. a) Muestra el modelo de depositación en masa de Sparks (1976) o plug-flow de Wright y Walker (1981) y Walker (1985), en el cual la corriente se comporta de forma laminar después de la zona de deflación (donde se deposita la brecha de rezago), que después se transforma en un flujo con alto yield strength que se mueve sobre una capa delgada basal de corte. b) En el modelo de agradación progresiva hay una acumulación rápida en los valles, lo que permite que porciones sostenidas de las corrientes piroclásticas de densidad se depositen de manera más extensa e incluso superando barreras topográficas. La corriente no presenta estratificación química significativa para ser afectada por la turbulencia del flujo y, el espesor de los depósitos depende de la tasa de agradación y la duración, y no del espesor del flujo.	66
Figura 27. Modelo de sedimentación por agradación paso a paso de diferentes pulsos dentro de la misma CPD para cuatro regímenes deposicionales (Sulpizio et al., (2007). a) Esquema conceptual general donde es hipotetizada la organización interna del flujo. Se encuentran los clastos más gruesos en el flujo granular que domina los pulsos (parte inferior); el atrapamiento de bloques al frente del flujo; fase fluida por elutriación; caída de bloques en la cabeza de los pulsos del flujo; y frentes ricos en bloques del flujo granular que también dominan los pulsos. b) Ejemplo natural de CPD en el Volcán de Colima, donde los procesos internos son imperceptibles por la nube de material. c) Agradación de pulsos del flujo en la capa límite o boundary layer, dominado por régimen de flujo granular y columna estratigráfica idealizada. Bosquejo de depósitos de agradación por pulsos que deponen sobre: d) una superficie plana; e) una zona de valle. f) Ejemplo natural de agradación paso a paso por flujo granular dominado por pulsos (Nevado de Toluca, México). g) Bosquejo de depósito de agradación por pulsos con dominancia de régimen de escape de fluidos y respectiva columna estratigráfica idealizada. h) Ejemplo natural de depósito de agradación por pulsos donde domina el régimen de escape de fluidos (Pollena, Somma-Vesubio). i)	67

Desarrollo de pulsos delgados en la base de una CPD totalmente turbulenta y su columna estratigráfica. j) Flujo muy diluido y totalmente turbulento sin desarrollo de pulsos granulares en la misma base, además de la columna estratigráfica idealizada. k) Vista cercana de lentes de litofacies que se desarrollaron en el lado <i>Lee</i> de una duna en la capa límite de un flujo turbulento. Tomada de Sulpizio et al. (2014).	
Figura 28. Columna compuesta de los depósitos de CPD de la tercera fase de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima. Muestra las facies pertenecientes a cada miembro, así como la unidad de flujo y el episodio eruptivo asignado mediante la correlación del análisis estratigráfico, textural y de componentes. <i>Proximal</i> y <i>distal</i> (base de la columna) hacen referencia al alcance general del miembro sobre las barrancas.	71
Figura 29. Comparación de los cambios morfológicos del cráter del Volcán de Colima tras diferentes erupciones. A) Vista desde el Oeste en 1873 (Ortiz, 1944); B) Después de la erupción de 1913 (Ortiz, 1944); C y D) Vista desde la carretera a Montitlán (Colima) meses después de la erupción de julio de 2015 (Proporcionada por Ricardo Saucedo Girón).	73
Figura 30. Segregación granular por rugosidad de la superficie (Walker, 1985).	76
Figura 31. Pómez de gran tamaño de forma subanduloso a subredondeada perteneciente a la facies lePC.	76
Figura 32. Modelo conceptual de la última fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima y facies que genera. A) Inicio de la fase Pliniana que destruye paredes del cráter y forma CPD ricas en bloques y pómez. B) Conducto abierto y colapso de columna eruptiva que produce CPD ricas en pómez. C) Hiatus en la depositación de CPD, caída de ceniza y pómez al N del volcán. D) Nuevamente se depositan CPD ricas en pómez. E) Cambio en el mecanismo eruptivo a uno de tipo Vulcaniano con generación de CPD ricas en escoria.	79

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Escala granulométrica de Wentworth (1922).	19
Tabla 2. Resumen de reportes históricos y modernos de la actividad del Volcán de Colima (Modificada de Saucedo et al., 2005).	25
Tabla 3. Parámetros de las fases eruptivas de la actividad de 1913 en Volcán de Colima (Tomada de Saucedo et al., 2005).	31
Tabla 4. Facies propuestas por Branney y Kokelaar (2002) para describir ignimbritas mediante la combinación de características del depósito o parte de él; estratificación, tamaño de grano, forma, grado de selección, fábrica y composición (Tomada de Branney y Kokelaar, 2002).	37
Tabla 5. Facies de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.	38
Tabla 6. Facies que conforman el miembro 1 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.	40
Tabla 7. Facies que conforman el miembro 2 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.	42
Tabla 8. Facies que conforman el miembro 3 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.	44
Tabla 9. Facies que conforman el miembro 4 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.	48

Resumen

El presente trabajo detalla los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad de la fase Pliniana de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima, mediante la descripción de facies volcánicas conformadas por características estratigráficas, granulométricas y de componentes, facies que en conjunto constituyen miembros litostatigráficos, que se dividen en unidades de flujo según cambios importantes en componentes principales o aspectos evidentes de un *hiatus* en la depositación de las corrientes piroclásticas. Al final, con base en la arquitectura de los depósitos basada en las características texturales distintivas, se agruparon en tres episodios eruptivos, y se propuso un modelo de emplazamiento de las corrientes piroclásticas de densidad de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima.

Se reconocieron y describieron 14 diferentes facies (laA, mArB, giArB, mPCrB, giPCrB, czP, mPC, giPC, lePC, czPC, laPC, mEC, giEC y giCPErB) pertenecientes a cuatro miembros litoestratigráficos, además de cuatro unidades de flujo y tres periodos eruptivos. El modelo de emplazamiento de las corrientes piroclásticas de densidad de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima fue principalmente por el proceso de agradación progresiva, donde las condiciones de la frontera límite de flujo (*flow boundary zone*) fueron específicas para cada facies propuesta.

Por medio de la definición de facies se probó que la erupción de 1913 no culminó con la actividad Pliniana (fase eruptiva III), pues se encontraron fuertes evidencias estratigráficas (facies) y de testigos que muestran que los depósitos ricos en escoria, responden más a un mecanismo eruptivo de tipo Vulcaniano que a uno Pliniano. Las facies que soportan la idea (mEC, giEC y giCPErB) son las pertenecientes al miembro 4. De esta forma, los depósitos pertenecientes a este miembro, marcarían la verdadera fase eruptiva final de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima.

Palabras clave: Volcán de Colima, erupción de 1913, arquitectura de depósitos y facies.

Introducción

El Volcán de Colima se clasifica como estratovolcán, que por su composición (calco alcalina) es típico de un ambiente tectónico de subducción (Luhr y Carmichael, 1980; Rodríguez-Elizarrarás, 1995), no obstante en sus alrededores existe un pequeño campo monogenético de composición alcalina (Luhr y Carmichael, 1980).

Con base en su historia eruptiva, el Volcán de Colima es considerado como el más activo de la república mexicana con alrededor de 50 erupciones en los últimos 500 años (Luhr y Carmichael, 1981; De la Cruz, 1993). Desde 1576 el Volcán de Colima ha producido al menos tres erupciones tipo Pliniana similares a las de 1913, 12 más de tipo Soufiere y nueve de tipo Merapi (Saucedo et al., 2005). En general, el Volcán de Colima a lo largo de su historia ha generado abundantes depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDP), con alcances hasta de 15 km, como el caso de la erupción de 1913 que representa el antecedente más violento registrado para éste volcán (Waitz, 1915; Saucedo y Macías, 1999; Bretón González et al., 2002; Saucedo et al., 2005; Saucedo et al., 2010).

Las CPD son uno de los peligros asociados a la actividad volcánica más violentos, puesto que debido a su alta movilidad pueden alcanzar grandes distancias. Las CPD más violentas son producto de erupciones volcánicas explosivas y se definen como mezclas de partículas piroclásticas y gas que se mueven a través del terreno bajo la influencia de la gravedad (Druitt, 1998; Sulpizio et al., 2014). También se originan por colapso de domo o erupciones laterales (Branney y Kokelaar, 2002). Al ser fenómenos influenciados por gravedad, su movilidad es controlada por la masa y la altura de su origen, o la eficiencia de convertir energía potencial en cinética, así como la tasa de arrastre de aire atmosférico (Sulpizio et al., 2014).

La comprensión del comportamiento de las CPD, desde su generación hasta la depositación, implica una serie de estudios basados tanto en observación directa, trabajo de laboratorio y un detallado estudio estratigráfico. La observación directa en las CPD es limitada debido a la hostilidad que presenta este tipo de fenómenos

(Valentine, 1998a; Baxter et al., 2005), por tanto, la opción viable para entender su comportamiento es mediante el estudio de sus depósitos en campo y por medio de simulaciones en laboratorio (Iverson, 1997; Bursik et al., 2005; Sulpizio y Delino, 2008; Branney y Kokelaar, 2002; Schwarzkopf et al., 2004; Lube et al., 2007; Komorowski et al., 2013).

En el caso de las CPD generadas durante la tercera fase eruptiva del Volcán de Colima en 1913, el objetivo central es proponer un modelo de emplazamiento de CPD y definir los diferentes episodios de esta fase eruptiva, por medio de un análisis de facies de los depósitos. El análisis de facies de los depósitos de 1913, se basó en un detallado estudio estratigráfico, así como en un análisis textural y de componentes. Posteriormente, mediante correlaciones laterales y verticales, se identificaron y propusieron las diferentes facies que permitieron desarrollar un modelo conceptual de emplazamiento de las CPD, mismo que considera variaciones en tiempo y espacio.

Objetivo general:

Proponer un modelo de emplazamiento de las corrientes piroclásticas de densidad y el mecanismo eruptivo de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima.

Objetivos específicos:

1. Establecer la arquitectura de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 mediante la definición e interpretación de las facies volcánicas propuestas.
2. Realizar un detallado estudio estratigráfico y análisis textural de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima.
3. Realizar un análisis granulométrico y de componentes de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima.
4. Definir y correlacionar los miembros litoestratigráficos de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima.

I. Generalidades

I.I Zona de estudio

La zona de estudio se conforma de seis barrancas situadas al Suroeste, Sur y Sureste del Volcán de Colima (Figura 1). Entre éstas se encuentran: La Lumbre, El Zarco, Cordobán, Santa Cruz, Montegrando y La Arena. Tanto el Volcán de Colima, como algunas de sus barrancas se ubican entre los límites políticos del estado de Colima (municipios de Comala y Cuauhtémoc) y Jalisco (municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila).

I.II Vías de acceso

En la figura 1 se ilustran de manera general las vías de acceso para las barrancas. Para llegar a las barrancas de La Lumbre, El Zarco, Cordobán y Santa Cruz (Suroeste del volcán) se recorre la carretera estatal Villa de Álvarez – Comala y Comala – San Antonio. Para llegar a la barranca Montegrando (Sur del volcán) se toma la Prolongación Hidalgo rumbo a Montitlán. A la barranca La Arena (Sureste del volcán) se llega por la carretera federal Colima – Tonila y la estatal Tonila – San Marcos.

I.III Hidrografía

La zona de estudio se encuentra en la región hidrológica 16, denominada Armería-Coahuayana, formada por los ríos Armería y Coahuayana principalmente (Figura 1). El río Armería nace en la Sierra de Cacoma (Jalisco); desde su origen hasta su desembocadura en Boca de Pascuales, recorre cerca de 294 km. Mientras que el río Coahuayana nace en las inmediaciones del Cerro del Tigre en el municipio de Mazamitla (Jalisco); desde su nacimiento hasta desembocadura en Boca de Apiza, recorre una distancia aproximada de 152 km. Éste último, geográficamente marca el límite político entre el estado de Colima y Michoacán (INEGI, 1995).

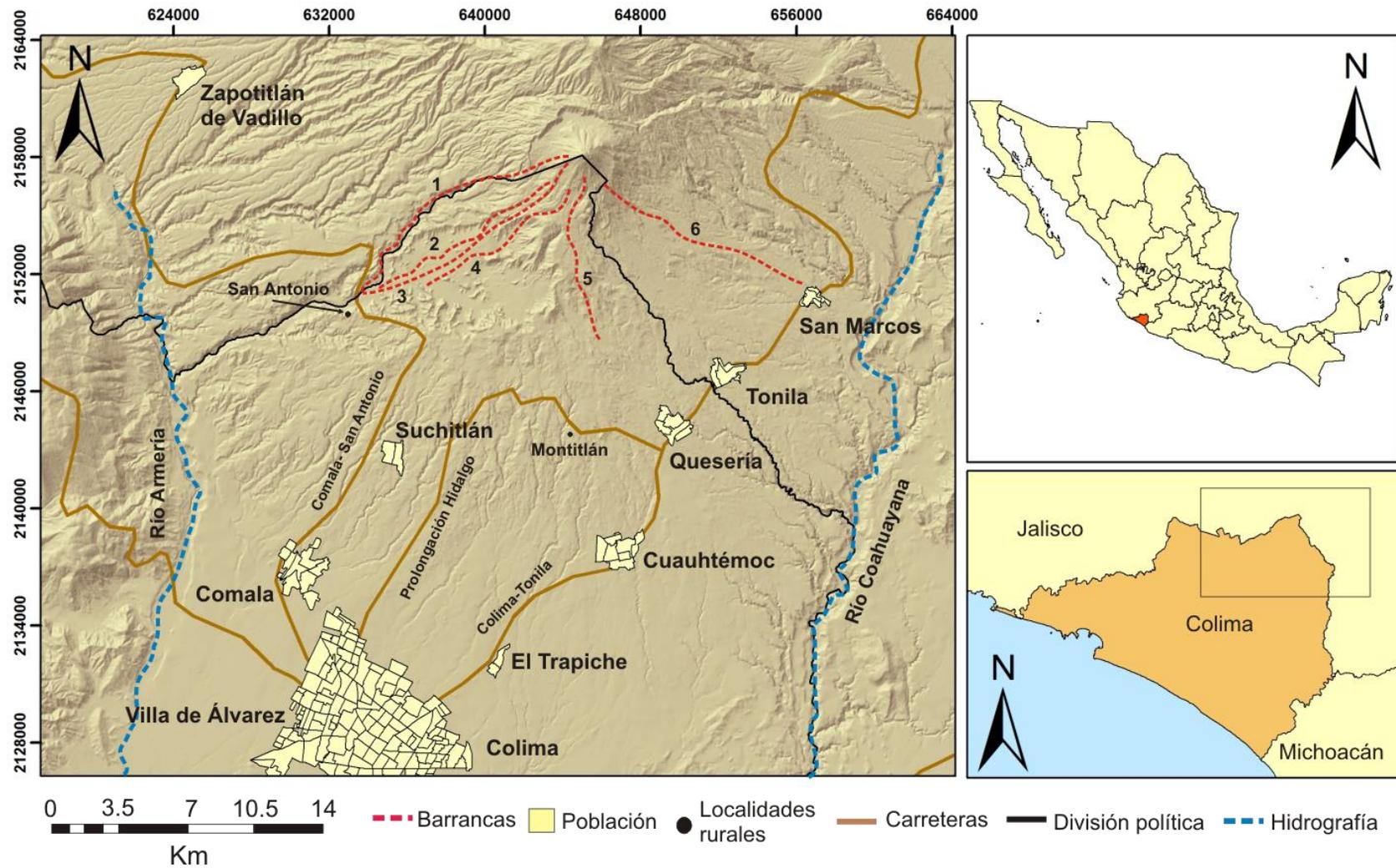


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio y vías de comunicación desde la zona conurbada Colima – Villa de Álvarez. 1) barranca La Lumbre; 2) barranca El Zarco; 3) barranca Cordobán; 4) barranca Santa Cruz; 5) barranca Montegrande; 6) barranca La Arena.

II. Tectónica regional, geología y geomorfología del Volcán de Colima

El Volcán de Colima y sus barrancas se ubican dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, que es el arco volcánico desarrollado sobre la margen sudoccidental de la Placa Norteamericana, resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000); representa el arco volcánico más extenso en Norte América, con superficie de 160,000 km² y una longitud de casi 1000 km atravesando el centro de México (Figura 2a), desde Veracruz hasta Nayarit (Ferrari et al., 2012).

Entre sus rasgos particulares están: 1) la gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco; 2) la presencia de vulcanismo alcalino de tipo intraplaca, espacialmente asociado al vulcanismo calco alcalino relacionado con la subducción; 3) la oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera; 4) la variación de la anchura del arco de entre 80 y 230 km (Ferrari, 2000).

Ferrari (2000) divide la FVT en tres sectores principales: occidental, central y oriental (Figura 2a), que presentan diferencias significativas respecto al vulcanismo y su composición química. En el sector occidental, limitado al Este por el rift de Colima, se sobrepone a la parte Norte del Bloque de Jalisco y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental. El sector central se ubica entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro. El sector oriental se extiende hasta las costas de Veracruz.

La cadena de volcanes en la que se agrupa el Volcán de Colima y sus barrancas, pertenece al sector occidental de la FVT (Figura 2a). El vulcanismo cuaternario de la parte occidental de la FVT es el resultado de dos procesos tectónicos que afectan la región: 1) la subducción de la placa de Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Figura 2a) y 2) por el desarrollo de triple unión de rift (Chapala, Tepic y Colima; Figura 2b) (Ferrari, 2000; Cortés et al., 2010; Norini et al., 2010; Ferrari et al., 2012).

En el brazo Sur de la triple unión, al Este del Bloque de Jalisco, se encuentra el rift de Colima (Figura 2b), que consiste en tres segmentos estructurales: graben

Norte, graben Central y graben Sur (Figura 2c; Norini et al., 2010). El Graben Norte tiene 20 km de ancho y 60 km de largo y consiste en dos cuencas bordeadas por fallas normales (70° de inclinación) con dirección NNE-SSW. El graben Central tiene 50 km de ancho y presenta fallas normales activas con dirección N-S a NNW. Mientras que el graben Sur inicia al Sur de la Ciudad de Colima, aunque su existencia no es del todo aceptada por falta de evidencia clara (Allan, 1986; Allan et al., 1991; Norini et al., 2010). Dos rasgos geológicos separan el sector Norte y Sur del rift de Colima (Figura 2c), el Complejo Volcánico de Colima (CVC) y la falla de Tamazula con orientación NE-SW, que pasa sobre el CVC (Figura 4; Garduño et al., 1998; Macías, 2007; Cortés et al., 2010). El Volcán de Colima y sus barrancas, junto con el Nevado de Colima y el Volcán El Cántaro, forman parte del CVC, que se ubica a 100 km al sur de Guadalajara y a 30 km al norte de la ciudad de Colima, dentro del graben Central de Colima (Figura 2c).

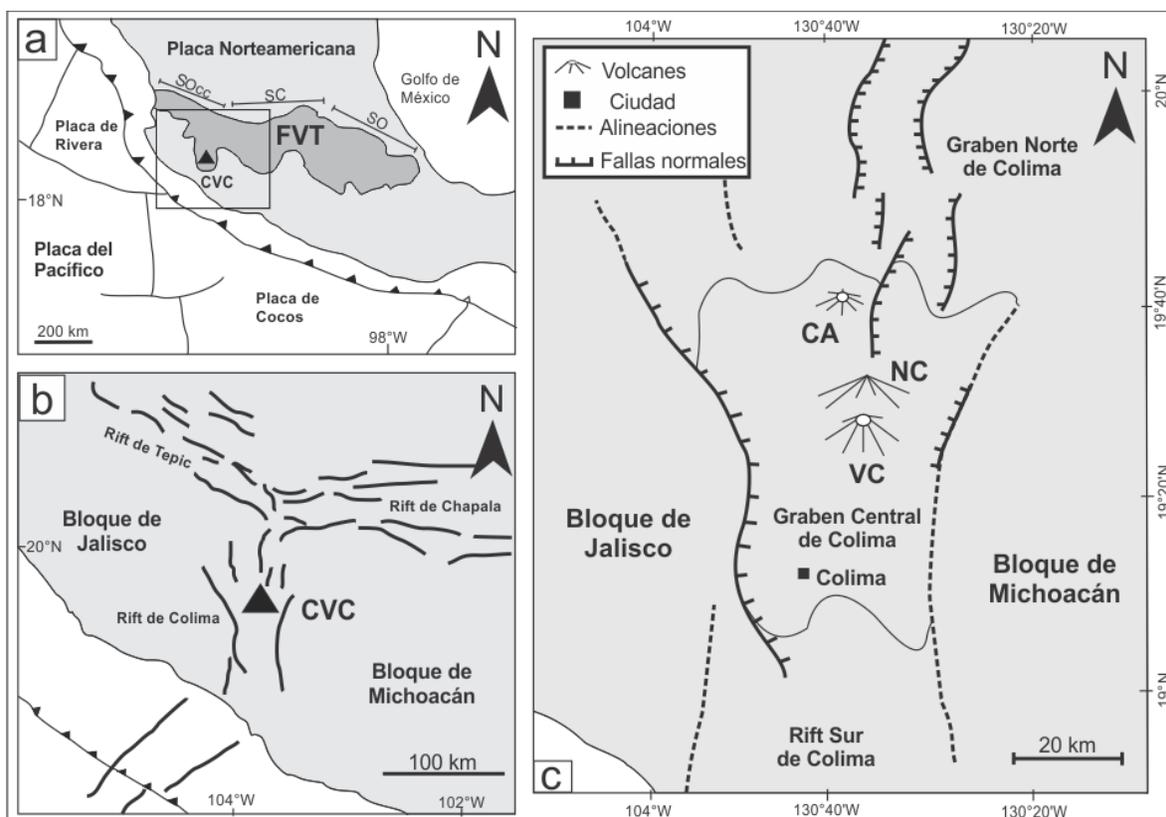


Figura 2. a) Extensión, ubicación y tectónica regional de la FVT. b) Triple unión de rift y ubicación del CVC. c) Segmentos estructurales del rift de Colima y la ubicación del VC, NC y CA. FVT = Faja Volcánica Transmexicana; SOcc = Sector Occidental; SC = Sector Central; SO = Sector Oriental; CVC = Complejo Volcánico de Colima; VC = Volcán de Colima; NC = Nevado de Colima; CA = Volcán El Cántaro. (Tomada de Norini et al., 2010).

Algunos trabajos sugieren que la alineación Norte-Sur refleja una migración magmática hacia el Sur, donde el Volcán de Colima es la manifestación volcánica más reciente (Allan, 1986; Robin et al., 1987; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Norini et al., 2010). El CVC se desarrolló sobre rocas calizas cretácicas (Formaciones Tecatitlán, Encino, Tepames y Coquimatlán), rocas volcánicas del Mioceno-Pleistoceno tardío y sedimentos lacustres, aluvión y coluvión del Plioceno-Holoceno (Figura 3 y 4; Allan, 1985; Allan, 1986; Allan et al., 1991; Cortés et al., 2005; Macías, 2007; Noroni et al., 2010).

Rodríguez-Elizarrarás (1995) propone informalmente 11 unidades litoestratigráficas para el Volcán de Colima y sus alrededores (Figura 3); el grupo Nevado, formado por la andesita La Calle (Qlc), la formación Atenquique (Qa), la toba Los Mozos (Qlm) y la Dacita Loma Alta (Qla); estas unidades constituyen el macizo del Nevado de Colima. La andesita La Membrillera (Qlme), la avalancha Los Lobos (Qll) y la avalancha San Antonio (Qsa) yacen sobre el grupo Nevado; estas unidades se derivaron de un Volcán de Colima antiguo o Paleofuego. Las unidades litoestratigráficas que constituyen la estructura del actual Volcán de Colima son la Andesita La Lumbre (Qllu), el lahar Cofradía (Qc), la andesita El Playón (Qep) y la grava Cordobán (Qco). Todos los contactos están delimitados por discordancias leves.

Asimismo, Rodríguez-Elizarrarás (1995) señala que el basamento cretácico que sostiene a toda la secuencia volcánica producida por el complejo de los volcanes de Colima, está integrado por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias marinas relacionadas con procesos de arco magmático insular.

La actividad del CVC comenzó con el emplazamiento del Volcán El Cántaro (2800 msnm; volumen de 71 km^3 y 107 km^2 de superficie), hace 1.7 Ma. (Allan et al., 1991). Es un volcán de composición andesítica, con generación de domos dacíticos (Luhr y Carmichael, 1990). El Nevado de Colima de 0.53 Ma (Robin et al., 1987), cubre un área de 300 km^2 y tiene un volumen de 450 km^3 (Luhr y Carmichael, 1990). Este complejo fue el resultado de seis periodos eruptivos (Cortés et al., 2005; Cortés et al., 2010).

Durante el Pleistoceno tardío y contemporáneo con la actividad del Nevado de Colima, 5 km al sur, inició la actividad del Paleofuego. Este volcán cubrió un área de ~70 km² y un volumen estimado de 79 km³. Actualmente los restos del Paleofuego son definidos por la estructura de una caldera que mide un poco más de 5 km de diámetro, con un eje abierto hacia el sur (Figura 4; Macías, 2007). Esa caldera de 4300 años fue originada por un evento de colapso que destruyó el edificio volcánico y generó una avalancha de escombros que viajó hacia el Sur a una distancia de 65 km, cubriendo una superficie de 1550 km² (Luhr y Presteggaard, 1988). Después del colapso del Paleofuego, la actividad volcánica migró hacia el Sur y construyó el actual Volcán de Colima dentro de la caldera del Paleofuego. El Volcán de Colima ocupa un área de 20 km² y un volumen de 9 km³ (Cortés et al., 2010).

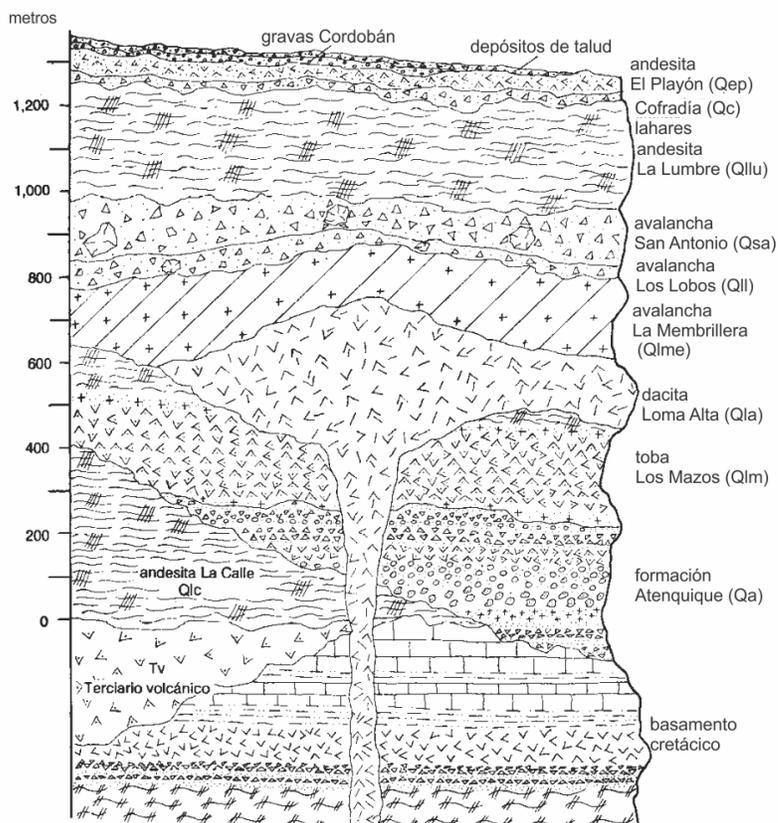
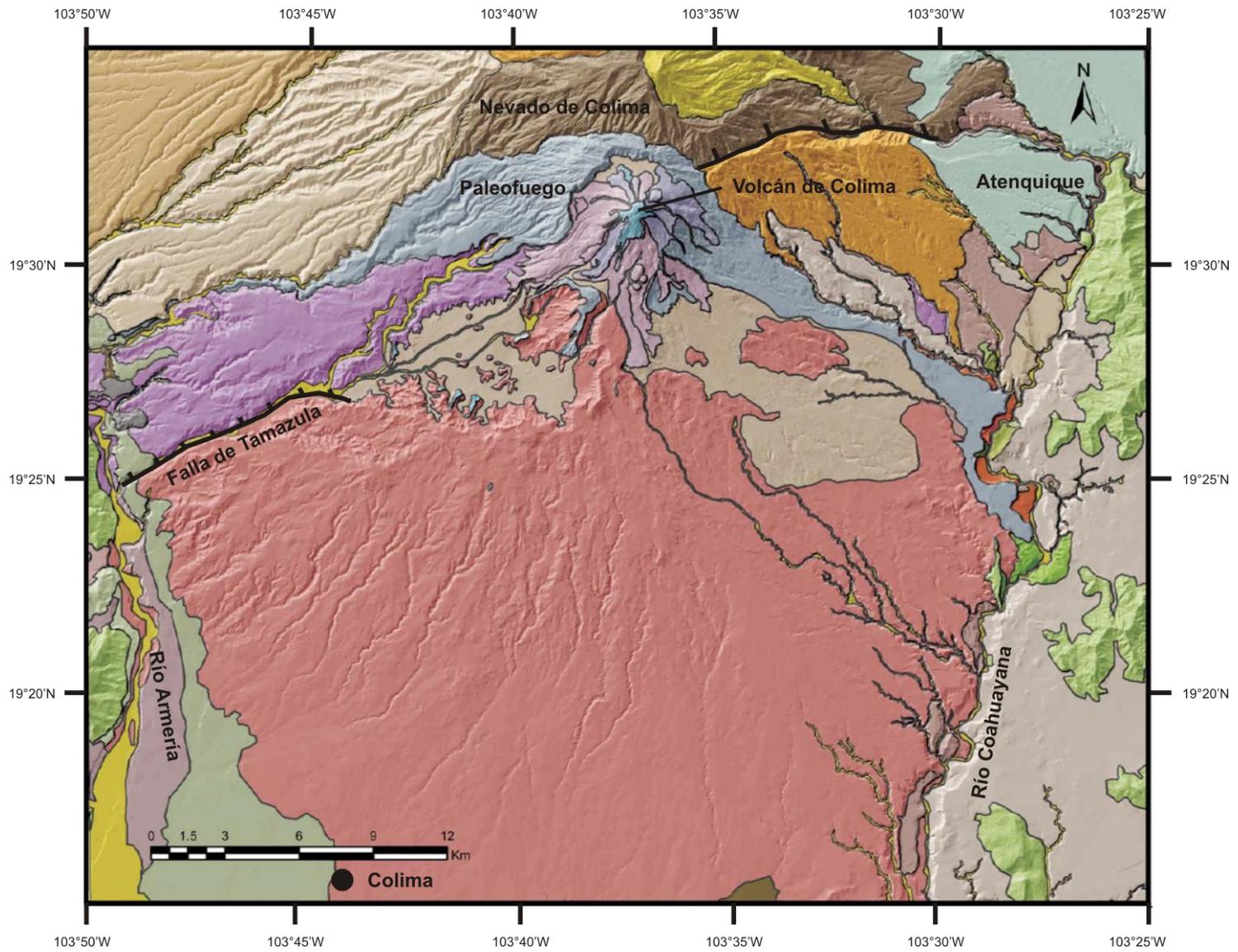


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de unidades litoestratigráficas de los volcanes de Colima (Tomada de Rodríguez-Eliarrarás, 1995).



		Fase Eruptiva		
Edad		Nevado de Colima	Paleofuego	Volcán de Colima
Cuaternario	Holoceno	Qale Depósitos de caída y epiclásticos		Depósitos de lahares y aluviones CVP10 Flujos de lava (2002-2004) CVPe Flujos piroclásticos no diferenciados CVP6b Lavas andesíticas históricas CVP6a Lavas andesíticas prehistóricas CVP7 Lahares y fluviales CVP6 Avalancha de escombros (SW) CVP5 Avalancha de escombros
		CVN11 VI. Flujos de lava, domos y depósitos de caída		
	Pleistoceno	CVN10 Flujos piroclásticos y depósitos de caída	CVP4 Lahares	CFL3 Depósitos lacustres 7 380 años AP
		CVN9 Formación Atenquique	CVP3 Avalancha de escombros	CFL2 Depósitos lacustres
		CVN8 V. Flujos piroclásticos, lavas y depósitos de caída	CVP1 Flujos de lava, domos y depósitos de caída	
		CVN7 Avalancha de escombros		
		CVN6 Flujos piroclásticos, lavas y depósitos de caída		
		CVN5 IV. Formación Atenquique		
		CVN4 Avalancha de escombros		
		CVN2b III. Flujos piroclásticos, lavas y depósitos de caída		
		CVN2a II. Flujos piroclásticos, lavas y depósitos de caída		
		CVN1a I. Flujos piroclásticos, lavas y depósitos de caída		
			Volcán El Cántaro 1.52 Ma	
Terciario	Mioceno Superior	Tige1 Rocas extrusivas indiferenciadas (10 Ma)		
	Paleoceno	Tig1a Cuarzomonzonita		
Cretácico		Kc Formación Coquimatlán		
		Ktp Formación Tepames		
		Ke Formación Encino		
		Ktc Formación Tecalitlán		

Figura 4. Mapa geológico del sector Sur del CVC. La tabla muestra las formaciones y depósitos previos y posteriores a la actividad volcánica en la zona a través del tiempo. Además indica a qué volcán corresponde cada depósito (Tomado de Macías, 2007).

La altura y la morfología del Volcán de Colima ha cambiado con el paso del tiempo, debido a la constante actividad volcánica. Las erupciones más recientes han transformado constantemente el relieve del edificio y de la zona contigua, sepultando y destruyendo formas y creando otras (Lugo-Hubp et al., 1993). El cambio más importante en el relieve del volcán fue a consecuencia de la erupción de 1913, con la destrucción total del domo y cerca de 100 m de altura en la cima, presentando una morfología accidentada (en forma de picos) en el cráter (Waitz, 1915; Arreola, 1915). Además, la erosión que es favorecida por las fuertes pendientes en los flancos del edificio (de hasta 35°) y la presencia de material no consolidado producto de actividad volcánica, propicia a la constante modificación del relieve volcánico (Lugo-Hubp et al., 1993).

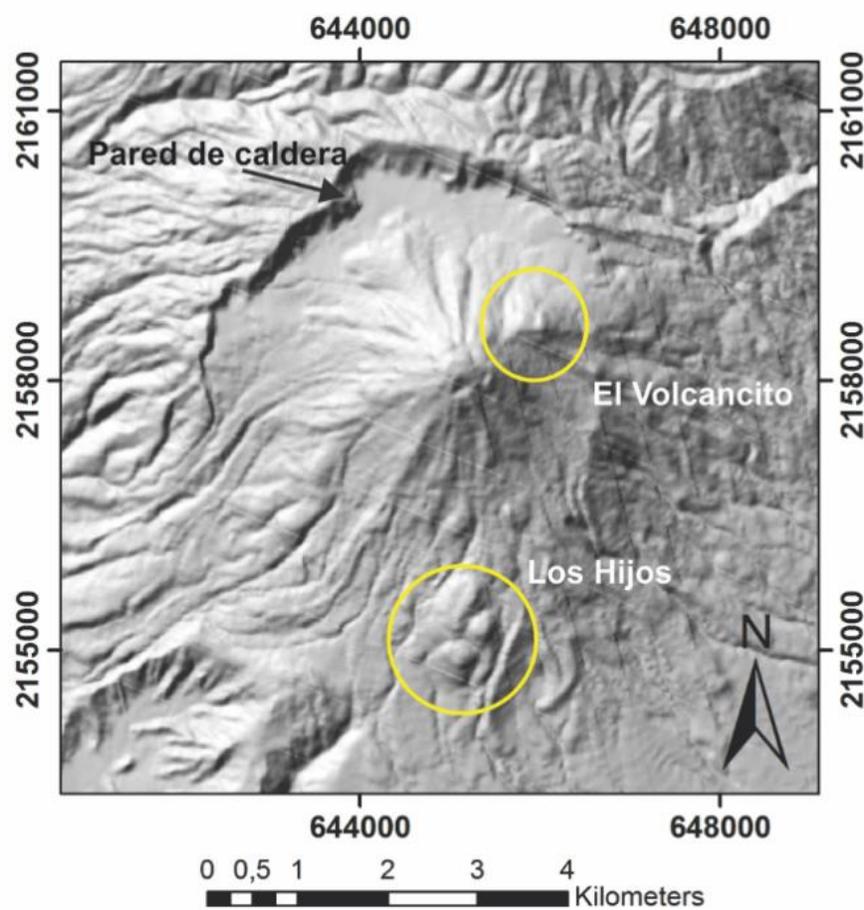


Figura 5. Rasgos sobresalientes de la geomorfología del Volcán de Colima.

Lugo-Hubp et al. (1993) reconocen algunos domos en laderas del Volcán de Colima (Figura 5), incluyen: El Volcancito (3580 msnm; producto de la erupción de 1869) y Los Hijos (2720 msnm). Dichos domos son estructuras menores, de aproximadamente 120 a 300 m, con pendientes de más de 35° y disección muy débil. Asimismo, se observa que el volcán se eleva dentro de una gran caldera (Figura 5), cuyos restos se pueden apreciar en forma de un semicírculo que se distingue claramente sobre el pie septentrional del cono (Mooser, 1961).

III. Metodología

1) Trabajo de campo

Se levantaron y describieron 27 secciones estratigráficas de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 de acuerdo con Saucedo (1997), Saucedo et al. (2005) y Saucedo et al. (2010). Se tomaron más de 100 muestras de unidades de entre 1 y 1.5 kg para el posterior análisis de laboratorio (granulometría y componentes). Se tomaron fotografías de afloramientos con el fin realizar granulometría óptica.

2) Trabajo de laboratorio

La actividad de laboratorio consistió en el análisis granulométrico y de componentes. La granulometría (-11 a 4 ϕ) se obtuvo mediante los métodos de tamizado en seco (-4 a 4 ϕ) y el óptico (-11 a -4 ϕ ; Rosiwal, 1898). Es importante mencionar que la clasificación del tamaño de partículas es con base en la escala de Wentworth (1922; Tabla 1).

El conteo de componentes se basó en el método de Browne y Gardner (2003), aplicado a 300 partículas por fracción (0, 1, 2 y 3 ϕ) de las muestras. Previo al análisis se cuartearon las fracciones, se tomó una proporción y se colocó en un recipiente de cristal con agua destilada para aplicarles un lavado ultrasónico de entre 4 y 5 ciclos de 10 minutos (cambiando el agua en cada ciclo). Una vez limpia la muestra, se secó en el horno a una temperatura de 60°. En general se

reconocieron 7 clases de componentes: accesorios, accesorios alterados, pómez, escorias, juveniles densos, vidrios y cristales.

Tabla 1. Escala granulométrica de Wentworth (1922).

mm	Phi (ϕ)	Tamaño de grano	
4096	-12		Gravas
1024	-10	Bloques	
256	-8		
128	-7	Guijarros	
64	-6		
32	-5		
16	-4	Guijas	
8	-3		Gránulos
4	-2		
2	-1	Muy gruesa	
1	0	Gruesa	Arenas
0.5	1	Media	
0.25	2	Fina	
0.125	3	Muy fina	
0.063	4	Grueso	
0.031	5	Medio	Limos
0.0156	6	Fino	
0.0078	7	Muy fino	
0.0039	8	Arcilla	

3) Trabajo de gabinete

En esta etapa se incluye el análisis de información (campo y laboratorio), la generación de mapas y figuras, así como la consulta de artículos científicos y libros, relacionados con el emplazamiento, mecanismos de transporte, sedimentología y estratigrafía de las CPD. Además de la redacción de la tesis.

IV. Terminología utilizada (Marco Teórico)

Con el propósito de definir criterios y conducir al lector en el sentido que se pretende, es importante precisar la terminología en la que se basó la caracterización e interpretación de los depósitos de CPD: episodio eruptivo, unidad de flujo, miembro, pulso, unidad y facies. Los términos se utilizan también para definir la escala de lo que se habla, siendo episodio eruptivo la escala mayor (macro) y facies la menor (micro).

Fisher y Schmincke (1984) se refieren como fase eruptiva a la actividad volcánica continua con variaciones en la intensidad y perdurable de algunas horas a pocos días, sin embargo, como el término fase ya es utilizado por Saucedo (1997),

Saucedo et al. (2005) y Saucedo et al. (2010) para referirse a la actividad Pliniana de 1913, en este trabajo se implementó el término episodio eruptivo como un sinónimo, pero para indicar divisiones dentro de la fase Pliniana.

Unidad de flujo, según Brown y Branney (2013) se refiere a depósitos de ignimbrita delimitada por horizontes (depósito de caída, retrabajo y erosión) que indican un *hiatus* en la depositación. Por otro lado, Charbonnier et al. (2011) se refieren a unidad de flujo a un flujo piroclástico individual depositado en un lóbulo, cuando varias unidades de flujo se apilan rápidamente una sobre otra, se define como una unidad de enfriamiento individual. En este trabajo se utilizó la definición propuesta en Brown y Branney (2013), con la idea de detallar los depósitos de CPD en miembros.

Brown y Branney (2013) utilizan el término litoestratigráfico miembro para referirse a una división litológicamente distintiva que tiene una distribución regional, que puede presentar variaciones laterales y longitudinales a través de una paleotopografía irregular (Brown y Branney, 2004). Un miembro puede pensarse como el resultado de una asociación de facies, donde los miembros no necesariamente corresponden a unidades de flujo individuales. Sin duda, la unidad básica que nos permite hacer estas divisiones en los depósitos de CPD, es la facies, dado que estas pueden ser definidas a escala regional como grupos, formaciones o miembros, o bien a escala local a nivel de miembro. La escala dependerá de los objetivos y alcances de la investigación (Cas y Wright, 1987).

Branney y Kokelaar (2002) se refieren a una facies como el carácter del depósito o parte de éste que se distingue por combinaciones en estratificación, tamaño de grano, forma, fábrica de clastos y composición. Es también el producto de un escenario único de condiciones en el ambiente de depositación (Branney y Kokelaar, 2002). Facies es un término no genético (Brown y Branney, 2004). Por otro lado, unidad se refiere al depósito limitado por contactos erosivos o gradacionales (suelos, ceniza y oleadas, concentración de bloques y/o cambios en la granulometría), asociado al paso de una CPD (Charbonnier et al., 2011).

El uso sistemático de los conceptos anteriores, facilita el estudio y caracterización de los depósitos piroclásticos y es una herramienta poderosa que ayuda a comprender la dinámica de las CPD, sus modelos de emplazamiento y los mecanismos eruptivos que las genera. El concepto pulso, en este trabajo, se interpreta como un sinónimo de CPD, que de acuerdo a sus características puede dar origen a una facies, un miembro o una unidad de flujo, de esta forma se podría pensar que, el conjunto de depósitos que se generan en una erupción, estaría compuesta de una serie de pulsos.

Branney y Kokelaar (2002) indican que los mecanismos de depositación y por ende, la generación de facies resultantes, son altamente influenciados por los perfiles de cizalla, concentración y reología a través de la frontera límite de flujo (*flow boundary zone*). Al respecto, proponen cuatro tipos intergradacionales de frontera límite de flujo, cada una caracterizada por un mecanismo dominante de depositación (Figura 6): 1) caída directa; 2) turbulencia; 3) flujo granular; y 4) escape de fluido. Mecanismos mediante los cuales se plantea definir las condiciones prevalecientes en las CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

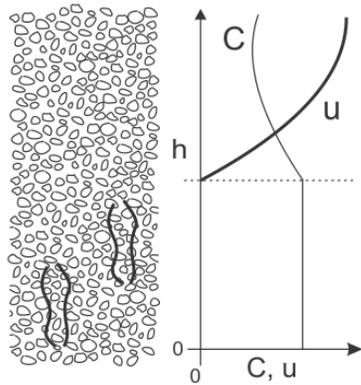
Sin embargo, primero es necesario esclarecer el término frontera límite de flujo (FLF). Es la línea imaginaria en constante transición que divide la parte superior de un depósito con la parte inferior de un flujo, donde la variación depende de la velocidad de la corriente, concentración y tasa de suministro de partículas (Branney y Kokelaar, 2002). Los mecanismos de depositación desde el enfoque de la FLF son, según Branney y Kokelaar (2002):

- 1) Dominado por el escape de fluidos (Figura 6a). El soporte de partículas se da como resultado de la expulsión de fluido de la base a la cima a consecuencia de la depositación. Requiere altas concentraciones de clastos para limitar la permeabilidad de dispersión de sedimentos y bajas tasas de cizalla para minimizar los efectos de la temperatura granular dentro de la parte basal de la corriente. El depósito se forma por el bloqueo entre partículas y el acoplamiento friccional con el sustrato, donde los niveles del

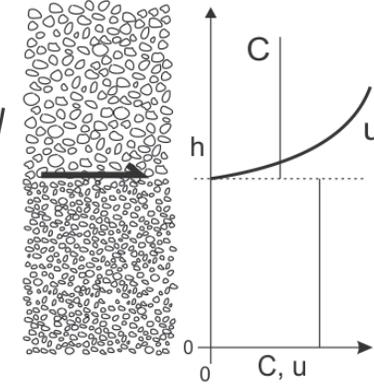
escape de fluido no son suficientes para mantener la dispersión y el movimiento.

- 2) Dominado por flujo granular (Figura 6b). La concentración de partículas y la intensidad de cizalla son suficientes para que la interacción entre granos (colisiones) domine el soporte de clastos. Dicha colisión produce temperatura granular, que genera presión y rige las tasas internas de masa y la transferencia de *momentum*. El depósito se produce por entrelazamiento friccional del flujo granular con el sustrato, lo que disminuye sucesivamente la velocidad de movimiento en la base del flujo hasta que es detenido (Hein, 1982; Hiscott, 1994).
- 3) Dominado por caída directa (Figura 6c). Ocurre cuando los clastos se depositan directamente, sin presentar indicios de haber rodado, deslizado o saltado, además de no presentar interacción entre partículas ni efectos de escape de fluidos. Ocurre cuando la parte más baja de la corriente está lo suficientemente diluida para que la interacción de granos y el escape de fluidos sean insignificantes y donde las velocidades son muy bajas, lo que evita que desarrolle tracción o saltación.
- 4) Dominado por tracción (Figura 6d). En este caso las CPD tienen un límite inferior de flujo muy fuerte, con alto gradientes de velocidad y fricción entre la corriente y el sustrato, de tal manera que la turbulencia del fluido comúnmente se extiende dentro de la corriente y funciona como el mecanismo de transporte. La cizalla en la FLF causa que partículas individuales asciendan o se arrastren por el fluido, por lo que éstas se deslizan, ruedan o saltan a través del sustrato superficial antes de que sean finalmente depositadas.

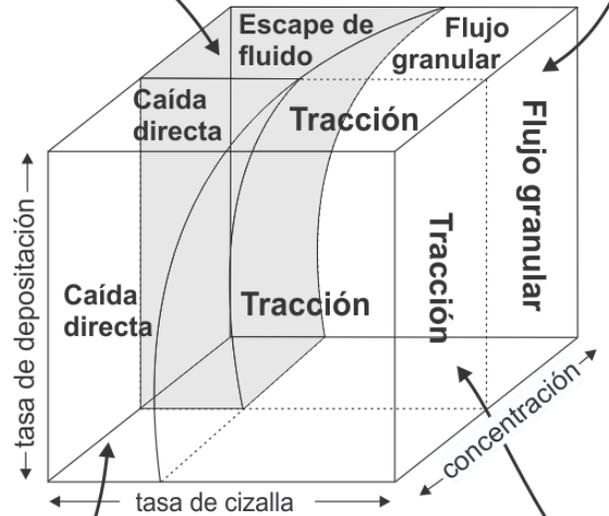
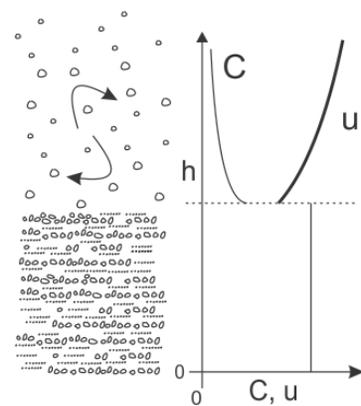
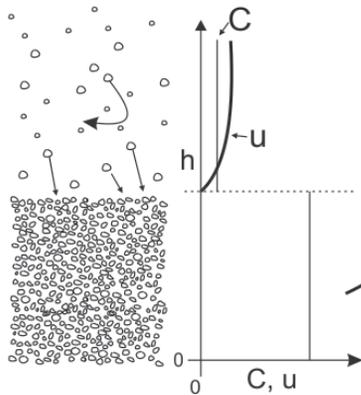
a) Dominado por escape de fluidos



b) Dominado por flujo granular



C = Concentración
u = velocidad
h = altura del depósito



c) Dominado por caída directa

d) Dominado por tracción

Figura 6. Mecanismos de deposición en la frontera límite de flujo. La tasa de deposición es el flujo de masa de piroclastos dentro del depósito por unidad de área de la frontera límite (Tomada de Branney y Kokelaar, 2002).

Capítulo I. Historia eruptiva y antecedentes de la erupción de 1913 del Volcán de Colima.

1.1 Historia eruptiva del Volcán de Colima

Con base en su historia eruptiva, el Volcán de Colima es considerado como el más activo de la república mexicana con alrededor de 50 erupciones en los últimos 500 años (Luhr y Carmichael, 1981; De la Cruz, 1993). La tabla 2 muestra una recopilación de las erupciones más destacadas desde 1576, donde desgraciadamente los eventos más antiguos no están bien documentados y pueden mostrar algunas imprecisiones.

Desde 1576 el Volcán de Colima ha producido al menos tres erupciones tipo Pliniana similares a las de 1913, 12 más de tipo Soufriere y nueve de tipo Merapi (Saucedo et al., 2005). Waitz (1935) señala que las erupciones de 1576, 1771 y 1869 fueron de tipo peleeana, sin mostrar evidencias de su clasificación. La actividad de 1869 es famosa por la formación del cono parásito denominado “El Volcancito” y que nada tuvo que ver con una erupción peleeana, como menciona Waitz (1935).

Según algunos autores el Volcán de Colima ha tenido tres ciclos eruptivos desde 1560, que se caracterizan por presentar una larga etapa efusiva (flujos de lava) y terminar con una violenta fase explosiva, con generación de CPD, producto de una erupción Pliniana (Luhr y Carmichael, 1980; 1990; Luhr, 1981; Robin, 1984). La erupción de 1913 marcó el final del tercer ciclo, mientras que el cuarto inició con las erupciones de flujos de lava de 1961 a 1962 y 1975 a 1976, que según la idea de los ciclos, deberá culminar con una erupción explosiva (Luhr y Carmichael, 1980; 1990; Luhr, 1981).

En general, el Volcán de Colima a lo largo de su historia ha producido abundantes depósitos de CPD, con alcances hasta de 15 km, como el caso de la erupción de 1913 con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 4 (Waitz, 1915; Saucedo y Macías, 1999; Bretón González et al., 2002; Saucedo et al., 2005; Saucedo et al., 2010). Así mismo, según descripciones de Bárcena (1887), la erupción de 1818

pudo ser también de tipo Pliniana, aunque a la fecha esto ha sido demostrado parcialmente.

Tabla 2. Resumen de reportes históricos y modernos de la actividad del Volcán de Colima (Modificada de Saucedo et al., 2005)

Año	Tipo de erupción	Referencia	Observaciones
1576	Posible pliniana	Bárcena (1887)	Generación de flujos de bloques y cenizas
1590	Explosión	Waitz (1935)	Importante área cubierta por caída de ceniza y generación de flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1606	Posible pliniana	Tello (1651); Arreola (1915)	Caída de ceniza hasta el estado de Michoacán y posible generación de flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1611	Explosión	Bárcena (1887)	Importante área cubierta por caída de ceniza y flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1690	Posible pliniana	Luhr y Carmichael (1990)	Posible generación de flujos de bloques y ceniza
1771	Explosión	Bárcena (1887)	Caída de ceniza alcanzó la ciudad de Guadalajara y posible generación de flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1818	Pliniana	Sartorius (1869)	Flujo de bloques y ceniza y caída de ceniza que llegó hasta la Cd. de México.
1869-1972	Cono adventicio	Bárcena (1887)	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapy acompañados de caída de ceniza
1880	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapl	Kerber (1882)	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi en el flanco SO
1885-1986	Flujo de lava en flanco SO-O	Bárcena (1887)	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi
1885-1986	Explosiones	Bárcena (1887)	Flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1890	Explosión	Arreola (1915); De la Cruz-Reyna (1993)	La caída de ceniza llegó a la Cd. de Guanajuato y generó flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1891-1992	Explosión	Arreola (1915); Starr (1903)	La caída de ceniza llegó a la Cd. de Colima y posible generación de flujos de bloques y ceniza tipo Soufriere
1903	Explosión	Arreola (1915); Waitz (1935)	Caída de ceniza Y flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1908	Explosión	Arreola (1915); Waitz (1935)	Caída de ceniza Y flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1909	Explosión	Arreola (1915); Waitz (1935)	Caída de ceniza Y flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1913	Pliniana	Waitz (1915, 1935); Arreola (1915)	Flujo de bloques y ceniza de tipo Merapi y Soufriere derivados de una columna pliniana y caída de ceniza que alcanzó los 725 km hacia el NE
1961-1962	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapl	Mooser (1961)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi al flanco SE, con recorrido de 4.5 km
1975-1979	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapl	Thorpe et al. (1977)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi al flanco S, con recorrido de 1 km
1981-1982	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapl	Luhr y Carmichael (1991)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi al flanco N, con recorrido de 2 km
1987	Explosión	Luhr y Carmichael (1991)	Explosión del cráter y flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere
1991	Flujo de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapl	Rodríguez-Elizarrarás et al. (1991); Saucedo (2001)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi, con recorrido de 4 km y flujo de lava con recorrido de 2 km sobre el flanco SO
1994	Explosión	Saucedo et al. (1995)	Flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere, con 3.5 km de recorrido
1998-2000	Tres flujos de lava y flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi y Soufriere	Saucedo (2002)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Merapi (4.5 km) y Soufriere (3.3 km), además de flujo de lava (3 km)
2001	Explosión y Flujo de bloques y ceniza de tipo Soufriere	Gavilanes (2001)	Flujos de bloques y ceniza de tipo Soufriere, con recorrido de 2-3 km
2005	Explosiones Vulcanianas	Varley et al. (2010)	Al menos 30 CPD por colapso de columna eruptiva, con máximo alcance de 5.4 km sobre La Arena
2013	Explosiones Vulcanianas	Cassidy et al. (2015)	Al menos tres explosiones Vulcanianas importantes con emplazamiento de domo subsecuente
2015	Explosión, destrucción de domo y parte del cráter	Capra et al. (2016)	Columna eruptiva de 7.7 km, destrucción del domo y parte del cráter (porción del Sur), CPD de bloques y ceniza con alcance de 10.5 sobre barranca Montegrande (Sur) y flujo de lava.

1.2 Precursores de la erupción de 1913

Mooser (1961) menciona que después de la actividad de 1818 el Volcán de Colima se mantuvo en calma cerca de 50 años, hasta que en 1869 entró en actividad, cuando expulsó lava lateralmente por el flanco Noreste del cono, acompañado además de flujos de lava que rellenaron el espacio Nororiental de la caldera y se produjo la formación del domo El Volcancito. Después de un pequeño tiempo de relativa calma, en 1872 nuevamente presentó erupciones notables, por el conducto principal (Bárcena, 1887). En 1885 se reportaron cantidades apreciables de arena candente; la actividad se mantuvo hasta 1894, después disminuyó, pero en 1896 ganó fuerza, alcanzando su grado máximo entre 1899 y 1903 (Mooser, 1961). Durante este lapso, en 1890, De La Cruz (1993), hace referencia a una explosión de magnitudes extraordinarias a la que se le asigna un IEV de 4, pero no da detalles que sustenten su información

Saucedo (1997) menciona que la actividad más importante previa a la erupción de 1913, pudo ser la que se desarrolló en 1885 con detonaciones que arrojaron material incandescente y flujos de lava a los alrededores del edificio volcánico. A partir de entonces, la actividad se mantuvo constante hasta 1908-1909, que fue la última registrada antes de 1913. La actividad de 1909 consistió de una fuerte explosión que generó caída de ceniza, así como la formación de avalanchas o CPD. El resultado de las explosiones fue la formación de un cráter, en la parte Noreste del domo que para entonces ocupaba la cima del volcán (Barcena, 1887; Waitz, 1906, 1909, 1915; Saucedo, 1997).

1.3 Erupción de 1913

Waitz (1915; 1935) y Arreola (1915), mencionan que la erupción de 1913 inició en la madrugada del 20 de enero, por otro lado, Saucedo (1997) y Saucedo et al. (2010) respaldados con información de sobrevivientes entrevistados y el trabajo de Ortiz (1944), señalan que la erupción de 1913 comenzó el 17 de enero con una serie de explosiones y colapsos de domo (actividad tipo Merapi), que emplazó CPD de bloques y ceniza hacia el Sur y Norte del volcán. En lo que coinciden

ambas fuentes, es que la erupción alcanzó su punto máximo el 20 de enero de 1913.

Saucedo (1997) basa su afirmación en una serie de entrevistas dirigidas a testigos de la erupción o personas que adquirieron información mediante relatos de sus padres. Dichos informantes, refieren que, “2 ó 3 días antes de la violenta explosión se escucharon algunos estruendos provenientes del volcán, además de observarse rocas expulsadas al aire y material bajando por las barrancas, por lo que los habitantes de los ranchos ubicados en las cercanías del edificio pudieron refugiarse en otro sitio”, gracias a que fueron advertidas por las explosiones. El mismo autor muestra evidencias fotográficas de una nube que se levanta verticalmente un poco más alto que la altura del volcán, producto de una explosión. Una de ellas tomada del archivo histórico de Colima muestra fecha del día 19 de enero de 1913, previa al clímax del evento (Figura 7) y otra que se muestra más adelante de Ortiz (1944; Figura 9C). Es pertinente mencionar que tanto Waitz como Arreola, no se encontraban en Colima cuando inició la erupción



Figura 7. Fotografía tomada el 19 de enero de 1913 (archivo histórico de Colima, Alicia Cuevas, 1995; En Saucedo, 1997).

(Waitz, 1915; Saucedo, 1997), sino que llegaron días después, por lo que es posible haya un sesgo en sus reportes en cuanto al inicio preciso de la erupción.

La información disponible sobre la erupción de 1913, permite conocer que presentó tres fases eruptivas: 1) una fase inicial de tipo Merapi con esporádicas explosiones que generaron CPD de bloques y ceniza y surges; 2) una fase de liberación del conducto con potentes explosiones que produjeron CPD tipo Vulcaniano-Soufriere y surges que destruyeron el domo; finalizando 3) con una fase Pliniana que generó una columna eruptiva de ~23 km

que al descender provocó voluminosas CPD pómez y ceniza acompañadas de

surges, que cubrieron al menos un radio de 15 km desde el volcán (Saucedo et al., 2010).

De acuerdo con Waitz (1915; 1935) y Arreola (1913) la erupción comenzó sin presentar actividad fumarólica o sulfatárica previa a la fase violenta, contrario a lo que señala Saucedo (1997). Según Waitz (1915; 1935) y Arreola (1913) la erupción inició con una explosión formidable que rompió el domo de lava que obstruía el cráter, lanzando al aire una gran cantidad de material incandescente. Una vez liberado el conducto, densas nubes de vapor subieron desde la punta del cono, siendo empujadas cada vez más alto por nuevas masas de vapor que venían por debajo de estas hasta alcanzar su máxima altura, lo que aconteció a medio día del 20 de enero.

Waitz (1921, 1935) agrega que una parte del material que fue arrojado por la explosión descendió radialmente en forma de “nubes ardientes” (refiriéndose a las CPD) de arena fina y caliente con fuerza descomunal, que parecían aludes al bajar por los flancos del cono. Estas nubes ardientes se encausaron en las barrancas llegando hasta pendientes más suaves, mientras que la otra parte del material arrojado a la atmósfera fue transportado por los vientos dominantes de la región hacia el NE, alcanzando larga distancia del volcán.

La información disponible muestra que los vientos dominantes arrastraron las nubes de ceniza hacia el NE (Figura 8), donde a 1 km del volcán se reportó 1 m de espesor de pómez sobre el volcán Nevado de Colima, 15 cm en Ciudad Guzmán (30 km), 0.5 cm en Guadalajara (140 km), algunos rastros en San Luis Potosí (425 km) y Saltillo (720 km) (Waitz, 1935), información corroborada por Saucedo (1997) con notas periodísticas históricas del diario “El Imparcial”. Waitz (1915) menciona que el día 22 de enero cuando pasaba por Zapotlán (hoy Ciudad Guzmán), todavía caía una lluvia de ceniza que duró varios días más.

La mayoría de las CPD de mayor volumen y alcance, se relacionan a la tercera fase de la erupción, desarrollada durante la tarde del día 20 de enero. Sin embargo, el día 24 de enero Waitz (1915), ya en Colima y durante una cabalgata

de hacia la Hacienda de San Antonio, reportó el emplazamiento de nuevas CPD, que se encauzaban por la barranca de La Lumbre principalmente, con anchura de más de 50 m (en algunas partes) y espesor entre 30 y 40 m, a una distancia de 8 km desde el cráter. Uno de los testigos entrevistados por Saucedo (1997), menciona que la erupción explosiva importante empezó a medio día y culminó a las 3 de la tarde del mismo día (20 de enero). Por lo que estas corrientes de las que habla Waitz el 24 de enero, podrían ser producto de una fase eruptiva tardía de menor intensidad y posterior a la fase Pliniana.

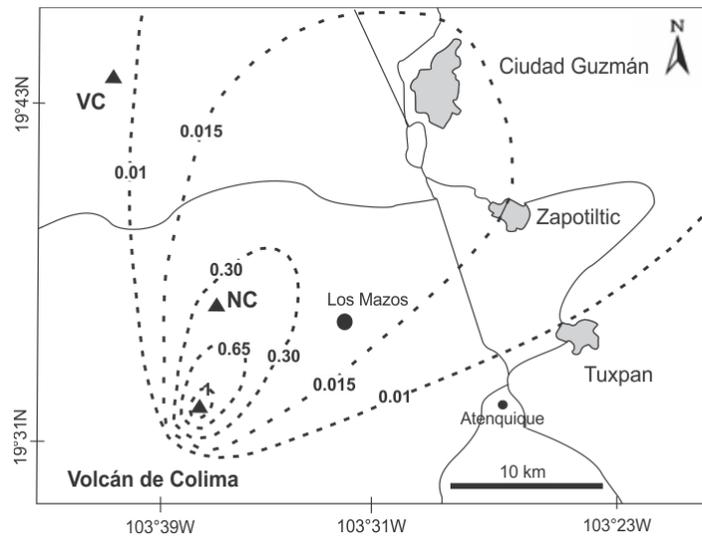


Figura 8. Mapa de isopacas (en metros) que muestra la distribución de caída con dirección al NE, producto de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima; NC = Nevado de Colima, VC = Volcán El Cántaro; los puntos negros representan localidades rurales (Tomada de Saucedo et al., 2010).

Datos sobre la morfología del Volcán de Colima, antes de la erupción de 1913 señalan que la altura del edificio no era precisa, se le asignaban de 3,800 a 3,820 m y otras fuentes en 3,960.9 m (Waitz 1915; 1935; Arreola, 1903; Saucedo, 1997). Lo cierto es que debido a la gran explosividad de la erupción del 20 de enero, el volcán sufrió cambios importantes en su morfología, principalmente en la cúspide del cono y el bordo del cráter (Waitz, 1935), ya que no solamente se vació el cráter hasta una profundidad no definida, sino que además el edificio perdió entre 70 y 100 m de altura (Waitz, 1915; Figura 9). Por lo anterior, Waitz (1915) propone que gran parte del volumen depositado por las CPD se debe a la asimilación de

material suelto que estaba en las laderas del cono y al material generado por la destrucción de la cima del cráter.

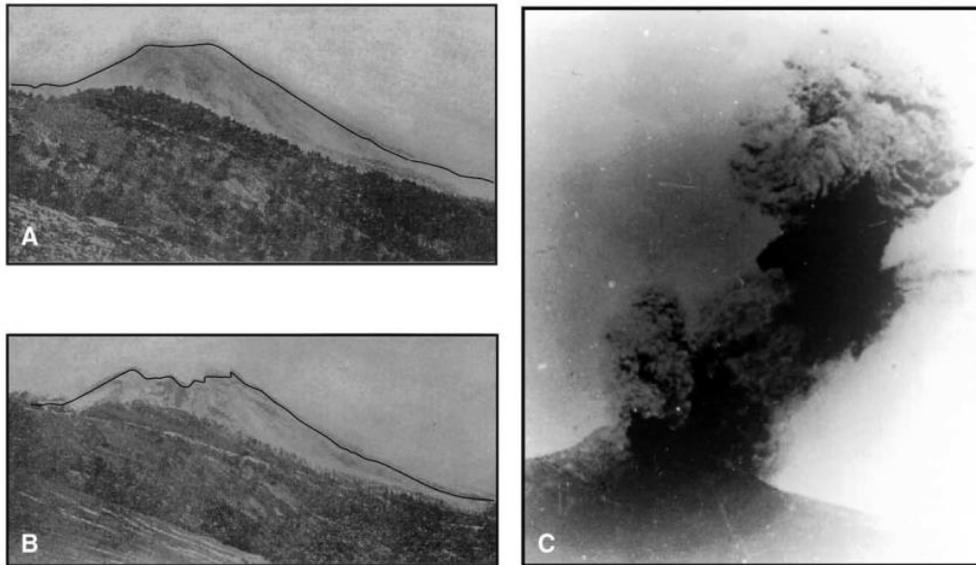


Figura 9. A) Vista del Volcán desde el Oeste en 1873. B) Vista desde el Oeste de la cima accidentada del Volcán de Colima después de la erupción de 1913. C) Columna eruptiva de ceniza generada en enero 18-19 de 1913 (Ortiz, 1944; En Saucedo et al., 2010).

Waitz (1935) señala que los depósitos de las CPD conservaron altas temperaturas, incluso mucho tiempo después de su emplazamiento. Lo anterior lo confirma un informante de Saucedo (1997), quien menciona que después de la erupción se generó una explosión en una toma de agua que abastecía el poblado de San Marcos (Figura 10) cuando se desprendió un volumen considerable del paredón y entró en contacto con agua, situación que causó la muerte de al menos 4 trabajadores.

Los depósitos de CPD de la última fase eruptiva (Pliniana) se encuentran ampliamente distribuidos en un radio de 15 km hacia el Sur, mientras que hacia el Norte se vieron delimitados por las paredes de la antigua caldera de más de 300 m de altura (Saucedo, 1997; Figura 10). Saucedo (1997) menciona que en la barranca La Arena su alcance fue de más de 13 km, y alrededor de 15 km en las barrancas de Beltrán, Cordobán, El Zarco, La Lumbre, Montegrande y El Muerto (Figura 10). Con base en las observaciones de campo se sabe que la mayoría de las CPD de esta fase eruptiva se encausaron por las barrancas hacia el S, SE, y

SW del volcán (Saucedo 1997). También se han encontrado depósitos derivados de CPD de la tercera fase eruptiva fuera del cauce de las barrancas en lugares cercanos a los poblados de La Yerbabuena, San Antonio, Causenta y El Fresnal, donde las CPD rebasaron los límites de las barrancas El Zarco, Cordobán, San Antonio y La Tuna (Saucedo et al., 2010), tal y como lo menciona Waitz (1915) en su reporte.

La erupción de 1913, es el referente más violento para el Volcán de Colima, en donde según información de testigos se perdieron al menos 8 vidas humanas, cientos de cabezas de ganado y alrededor de 10 ranchos localizados en la periferia del volcán (Saucedo, 1997). La tabla 3 muestra algunos parámetros físicos y de movilidad de las tres fases eruptivas de la actividad de 1913. No obstante que el Volcán de Colima puede presentar violentas erupciones Plinianas como la de 1913, la actividad efusiva, con generación de pequeños flujos de lava de 1 a 2 km (intercalada entre las etapas explosivas) es más frecuente y está mejor documentada (Luhr y Carmichael, 1990).

Tabla 3. Parámetros de las fases eruptivas de la actividad de 1913 en Volcán de Colima (Tomada de Saucedo et al., 2005).

Año	Volumen en m ³	Alcance en km	Coefficiente de fricción	Área en km ²	Tipo de erupción
1913 (fase I)	130,000	4	0.41	0.7	Merapi
1913 (fase II)	1'900,000	9.5	0.26	0.23	Soufiere

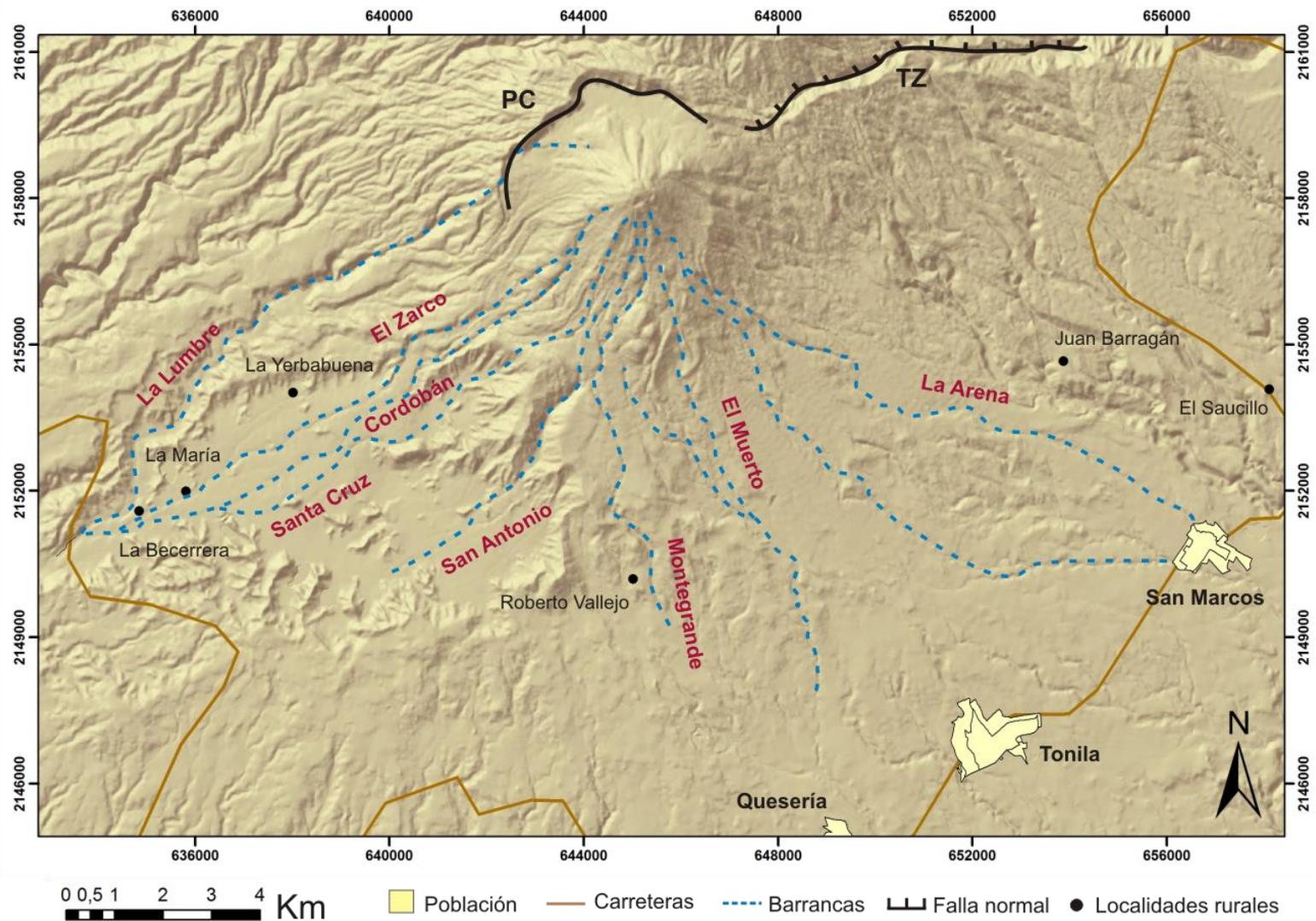


Figura 10. Poblaciones aledañas al Volcán de Colima y barrancas al SW, S y SE. PC = pared de la caldera; TZ = falla de Tamazula.

1.4 Trabajos y estudios previos

Existen trabajos históricos que relatan la actividad del Volcán de Colima, publicaciones un tanto antiguas como la de Bárcena (1887), que escribe un informe del estado del volcán, mediante una descripción de sus alrededores, tanto de vegetación como de las formaciones rocosas, de actividad eruptiva pasada (efusiva y explosiva). Waitz (1915; 1919; 1935) explica el estado del Volcán de Colima y narra detalladamente la fase explosiva de 1913 y la actividad precursora a esta erupción Pliniana, así como observaciones realizadas meses después del gran evento.

Por otro lado, Arreola (1915) elabora un catálogo de la actividad histórica del Volcán de Colima de 1578 a 1892, donde incluye la fecha, la magnitud del evento, la dirección del material expulsado, algunas observaciones o descripciones del evento y la fuente de donde obtuvo la información. Mooser (1961) contribuye al seguimiento de la actividad eruptiva histórica del volcán, además de realizar descripciones geomorfológicas del Nevado de Colima y del Volcán de Colima.

Asimismo existe un número importante de trabajos de carácter geoquímico, donde destacan los trabajos de Luhr y Carmichael (1980; 1990), quienes hacen un análisis de elementos mayores y traza de nueve muestras de roca total, producto de la actividad volcánica histórica. Después, ellos mismos realizan análisis geoquímicos para andesitas pertenecientes a depósitos más recientes, donde determinan que el contenido de agua disminuye de una erupción explosiva a otra, por lo que consideran que la erupción explosiva que se espera después de la ocurrida en 1913 sea menos violenta.

Saucedo et al. (2010) en su trabajo sobre la erupción de 1913, mencionan que el magma que produjo la escoria y pómez juvenil se compone de plagioclasa > ortopiroxeno > clinopiroxeno > hornblenda + accesorio de titanomagnetita + apatito y olivino con bordes de reacción, además de resultar una andesita bastante homogénea (58 ± 0.5 %p SiO₂) y que el resultado de la erupción de 1913, fue

producto de una mezcla de magmas, que coincide con lo publicado por Valdez-Moreno et al. (2006).

El estudio y caracterización de los diferentes estilos eruptivos que ha presentado el Volcán de Colima a lo largo de su historia, ha servido para la elaboración de mapas de peligros, y algunas evaluaciones de riesgo (Martín del Pozzo et al., 1995; Navarro et al., 2003) además de simulaciones de CPD utilizando el coeficiente de Heim y el programa FLOW3D (Saucedo et al., 2005). Por otro lado, Bonasia et al. (2011) basados en datos de Saucedo et al. (2010), desarrolla una simulación de la distribución de los depósitos de caída con la ayuda del método numérico HAZMAP, donde además presenta escenarios de caída tipo 1913 con diferentes perfiles de vientos. Mientras que Capra et al. (2015) realizan una reevaluación de las zonas amenazadas por actividad volcánica del Colima basada en simulaciones numéricas, esto para avalanchas de escombros, CPD, flujos de escombros, lahares y caídas.

El último trabajo relacionado a la actividad eruptiva del Volcán de Colima fue sobre el evento del 10 u 11 de julio de 2015, que consistió de una erupción tipo Merapi que destruyó el domo y produjo una abertura del cráter hacia el Sur, situación que desarrolló una CPD con alcances de hasta 10.5 km sobre la barranca Montegrande y de 6.5 km sobre la San Antonio (Capra et al., 2016). La actividad previa a esta erupción inició desde enero-febrero de 2014, cuando se estaba realizando el trabajo de campo para la presente investigación.

Capítulo II. Estratigrafía, granulometría y componentes.

2.1 Definición de los depósitos de CPD proximales y distales de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima

Con la idea de tener un nivel de referencia en cuanto a la comparación entre depósitos proximales y distales, informalmente, los primeros se ubican en el espacio que limitan los dos quiebres en pendiente más importantes en cada barranca estudiada. Todos aquellos depósitos localizados después de este punto se consideraron como distales (Figura 11). Para el caso de la barranca La Lumbre sólo se definieron depósitos medios-distales, pues no hay cambio de pendiente que permita separarlos, de acuerdo al criterio antes propuesto. La división de depósitos proximales y distales se determinó debido a que Schwarzkopf et al. (2004) y Saucedo et al. (2004) observaron cambios importantes en los depósitos CPD de bloques y ceniza debido a los cambios en pendiente.

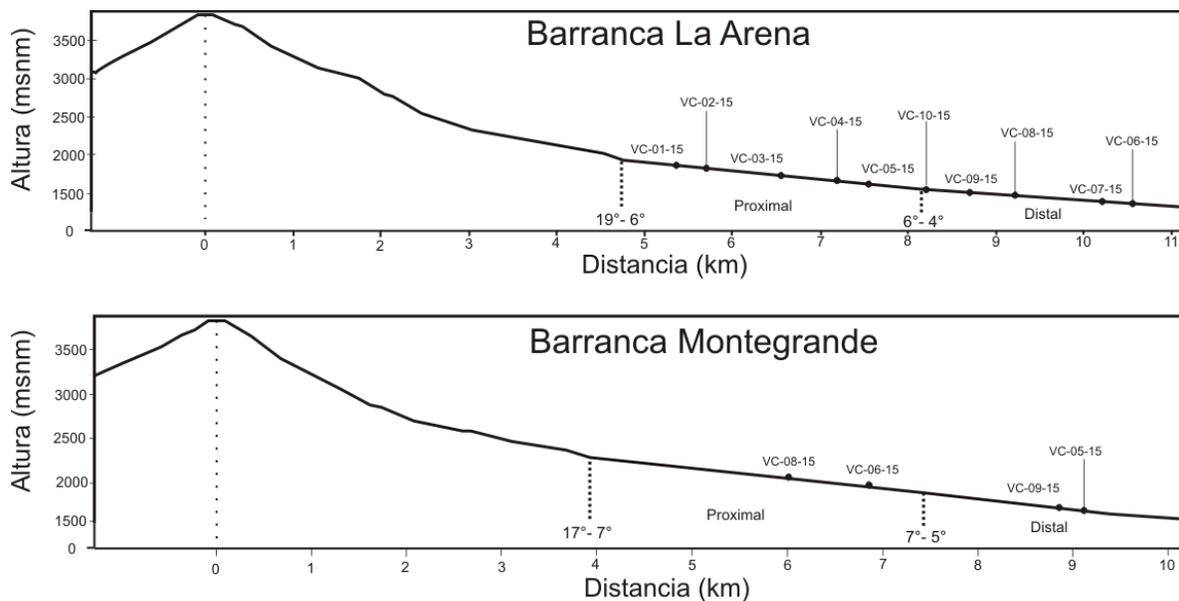
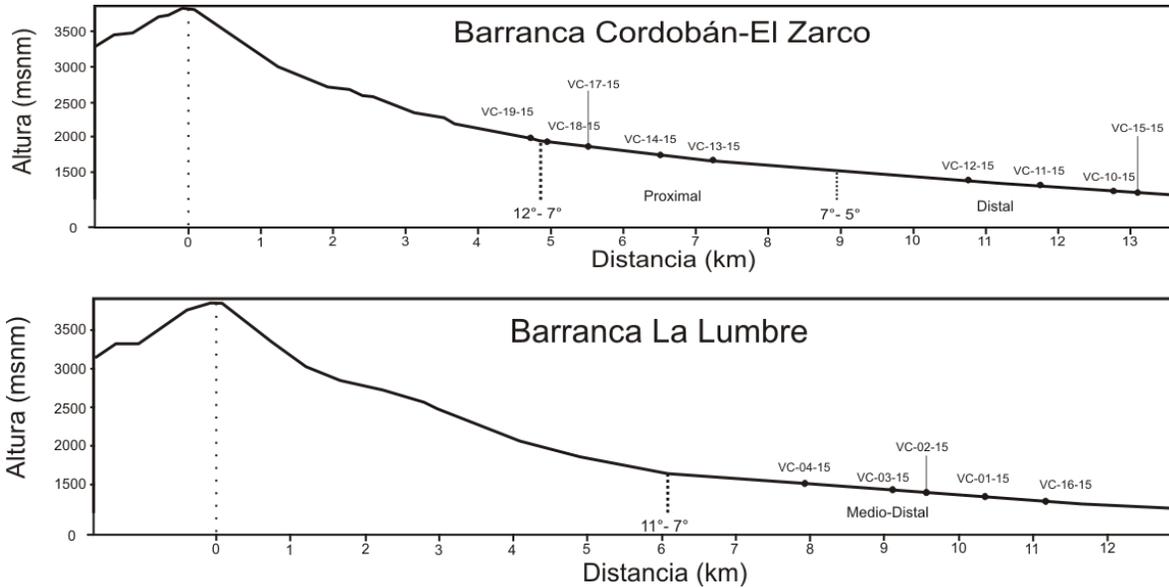


Figura 11. Perfiles topográficos y cambios en pendiente donde se definen los depósitos de CPD proximales y distales para las barrancas La Arena y Montegrande. Las claves (ejemplo: VC-01-15) en cada perfil representan las secciones estratigráficas registradas en cada barranca.



...Continuación (Figura 11) . Perfiles topográficos y cambios en pendiente donde se definen los depósitos de CPD proximales y distales para las barrancas Cordobán-El Zarco y La Lumbre. Las claves (ejemplo: VC-19-15) en cada perfil representan las secciones estratigráficas registradas en cada barranca.

2.2 Facies de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima

La estratigrafía, granulometría y componentes que se presentan, son el producto de 27 columnas estratigráficas y más de 100 muestras obtenidas en cuatro barrancas (La Arena, Montegrande, Cordobán-El Zarco y La Lumbre; Figura 12). Con base a las características texturales, estructuras sedimentarias, composición y posición estratigráfica se definieron 14 facies pertenecientes a cinco miembros litoestratigráficos. Se presenta la descripción detallada de cada facies acompañada de gráficos de distribución granulométrica y componentes.

Es importante señalar que los miembros se establecieron con base al término de Brown y Branney (2013), mientras que las facies propuestas en este trabajo se basan en los aportes de Branney y Kokelaar (2002), quienes presentan una lista (Tabla 4) de las facies más comunes encontradas en ignimbritas. Los mismos autores utilizan como descriptores litológicos primarios: toba (*tuff*; T), lapilli-toba

(*lapilli-tuff*, LT), *lapilli* (L) y brecha (*breccia*; Br), que subdividen de acuerdo al tipo de estratificación, selección, composición y fábrica; por ejemplo lapilli-toba masiva (*massive lapilli-tuff*, mLT) o lapilli-toba estratificada (*stratified lapilli-tuff*, sLT).

Tabla 4. Facies propuestas por Branney y Kokelaar (2002) para describir ignimbritas mediante la combinación de características del depósito o parte de él; estratificación, tamaño de grano, forma, grado de selección, fábrica y composición (Tomada de Branney y Kokelaar, 2002).

Nomenclatura	Facies
mLT	lapilli-toba/ceniza masiva <i>massive lapilli-tuff (lapilli-ash)</i>
mLT _(nl, ip)	lapilli-toba/ceniza masiva de líticos con gradación normal y pómez con gradación inversa <i>massive lapilli-tuff (lapilli-ash) with normal lithics and inverse-graded pumices</i>
mLT _f	lapilli-toba masiva con fábrica direccional de grano <i>massive lapilli-tuff with directional grain fabric</i>
sLT	lapilli-toba/ceniza estratificada <i>stratified lapilli-tuff/ash</i>
dsLT	estratificación difusa de lapilli-toba/ceniza <i>difuse-stratified lapilli-tuff/ash</i>
blT	capa delgada (centímetros) de lapilli-toba/ceniza <i>thin-bedded lapilli-tuff/ash</i>
sT	toba/ceniza estratificada <i>stratified tuff/ash</i>
//sT	estratificación paralela de toba/ceniza <i>parallel-stratified tuff/ash</i>
xsT	estratificación cruzada de toba/ceniza <i>cross-stratified tuff/ash</i>
//bpL	capa paralela de pómez lapilli <i>parallel-bedded pumice lapilli</i>
lenspL	lente de pómez lapilli <i>lens of pumice lapilli</i>
lenspC	lente de pómez guijarro <i>lens of pumice cobble</i>
lenslBr	lente de brecha rico en líticos <i>lens of lithic-rich breccia</i>
fpoorT	toba/ceniza pobre en finos <i>finest-poor tuff/ash</i>
mLT _{pip}	lapilli-toba/ceniza masiva con pobres pipas <i>massive lapilli-tuff/ash finest-poor pipes</i>
mIBr	brecha de líticos masiva <i>massive lithic breccia</i>
mscAg	aglomerado masivo de escoria <i>massive scoria agglomerate</i>
Abreviaciones recomendadas	
<p>T = toba/ceniza (<i>tuff/ash</i>) LT = lapilli-toba/lapilli-ceniza (<i>lapilli-tuff/lapilli-ash</i>) L = <i>lapilli</i> Br = brecha Ag = aglomerado Co = guijarro (<i>cobble</i>) m = masivo (n) = gradación normal (nl) = líticos con gradación normal (i) = gradación inversa (ip) = gradación inversa de pómez (n-i) = gradación normal a inversa s = estratificado traccional (<i>stratified</i>) xs = estratificación cruzada traccional (<i>cross-stratified</i>) //s = estratificación paralela laminar (<i>parallel-stratified</i>) p = rico en pómez //b = capa delgada paralela (<i>parallel bedded</i>) l = rico en líticos sc = rico en escoria o = rico en obsidiana cr = rico en cristales fpoor = pobre en finos (<i>finest poor</i>) frich = rico en finos (<i>finest rich</i>) f = dirección de fábrica i = isotrópico acc = lapilli acrecionario ves = vesicular lens = lentes e = eutaxítico vap = alterado por fase de vapor lava-like = como lava v = vitrificado rhco = reomórfico</p>	

En este trabajo se definen las facies de manera similar a Branney y Kokelaar (2002) con la diferencia de que se enfoca más en el tamaño de grano basado en la escala de Wentworth (1922) y los componentes principales que caracterizan los depósitos. Como elemento inicial de las facies está la estratificación o pseudo-

estratificación del depósito (gradación inversa, estructura masiva, estratificación cruzada y laminar), posteriormente aparecen los componentes principales del depósito (pómez, escoria, accesorios, etc.) y por último la proporción de clastos de tamaño importante (ejemplo: rico en bloques). El orden de aparición en las letras (derecha a izquierda) en la nomenclatura indica la jerarquía de aparición del elemento en el depósito (Tabla 5).

Tabla 5. Facies de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

Nomenclatura	Facies	Miembro	Abreviaciones
giCPErB	Gradación inversa de ceniza, pómez y escoria rica en bloques	4	gi = gradación inversa m = masivo C = ceniza P = pómez E = escoria A = accesorios rB = rico en bloques cz = estratificación cruzada la = estratificación laminar le = lente
giEC	Gradación inversa de escoria y ceniza rica en escoria		
mEC	Masiva de escoria y ceniza rica en escoria		
laPC	Estratificación laminar de pómez y ceniza rica en pómez	3	
czPC	Estratificación cruzada de pómez y ceniza rica en pómez		
lePC	Lente de pómez y ceniza rico en pómez		
giPC	Gradación inversa de pómez y ceniza rica en pómez		
mPC	Masiva de pómez y ceniza rica en pómez		
czP	Estratificación cruzada rica en pómez	2	
giPCrB	Gradación inversa de pómez y ceniza rica en pómez y bloques		
mPCrB	Masiva de pómez y ceniza rica en pómez y bloques	1	
giArB	Gradación inversa rica en accesorios y bloques		
mArB	Masiva rica en accesorios y bloques		
laA	Estratificación laminar rica en accesorios		

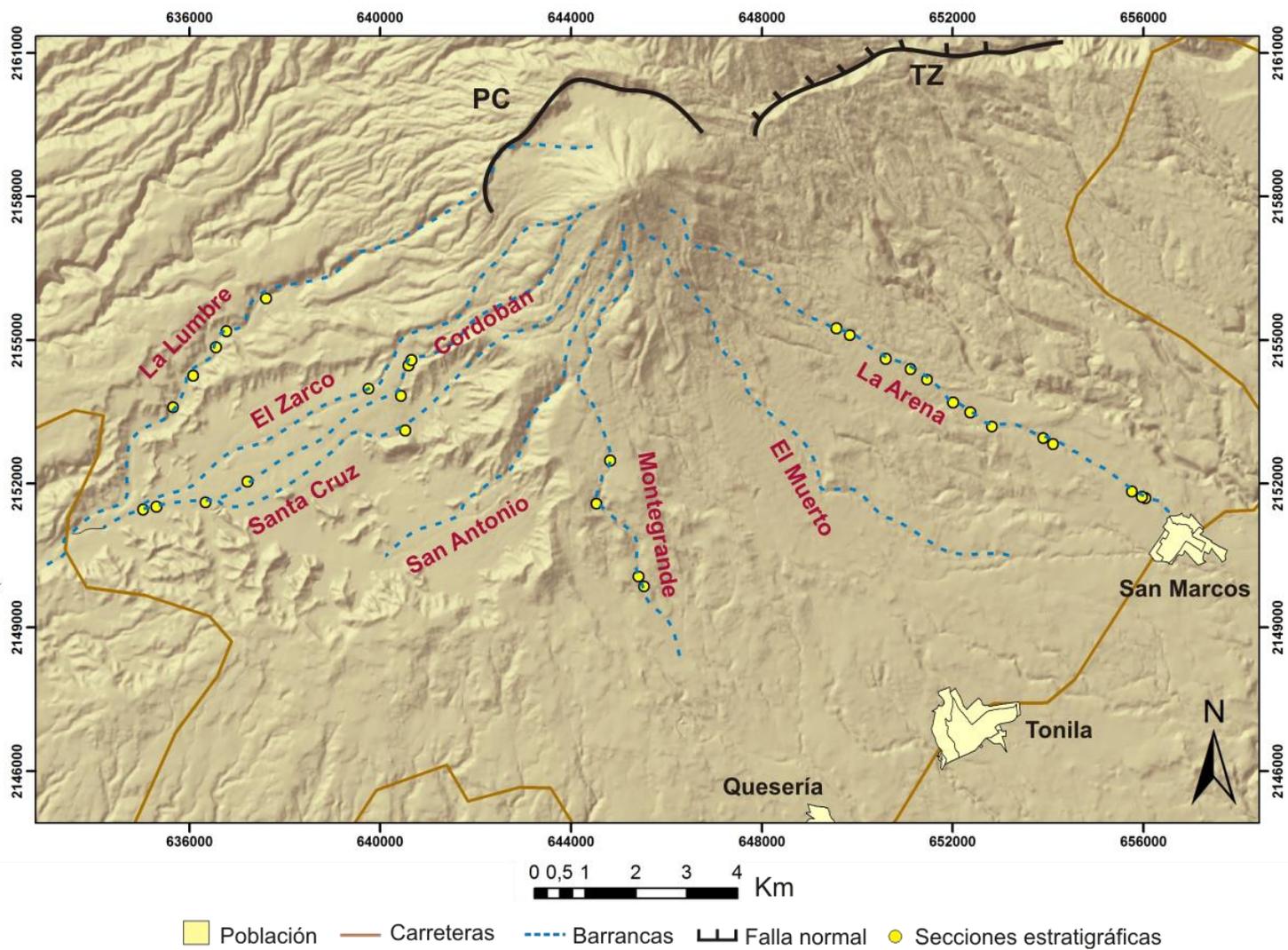


Figura 12. Mapa de distribución de los puntos de levantamiento de columnas estratigráficas de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de la erupción de 1913 del Volcán de Colima. PC = pared de caldera; TZ = falla de Tamazula.

Tabla 6. Facies que conforman el miembro 1 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

Miembro	Facies	Descripción	Interpretación	Depósito
1	giArB	Ocho horizontes color gris claro a oscuro de 90 y 250 cm de espesor ricos en bloques (hasta 15%; disminuye con la distancia). La forma de clastos va de angulosa a subangulosa y son soportados por matriz de arena fina a media (20%; aumenta con la distancia). Éstos presentan diámetros de mayores: 33, 34, 40, 57 y 65 cm. Los depósitos presentan gradación inversa. Distribución polimodal (-4 y 2 ϕ), muy pobre grado de selección (3.360 a 3.623 ϕ). Ocasionalmente presenta pipas de desgasificación. Compuesta por accesorios (alterados/no alterados; 19 a 64%), juveniles densos (14% a 27%), vidrio (18 a 59%), escoria (2 a 5%), pómez (< 10%) y cristales (1%). (Figura 13A y B).	Flujo de bloques y ceniza	Proximal
	mArB	Horizonte color gris oscuro de 195 cm de espesor rico en bloques (10%). La forma de clastos va de angulosa a subangulosa y son soportadas por matriz de arena fina a media (20 a 25%). Éstos presentan diámetros mayores: 15, 17, 23, 45, 89 cm. Los depósitos muestran estructura masiva. Distribución polimodal (2 ϕ), muy pobre grado de selección (3.889 ϕ). Compuesta por accesorios alterados (29%), no alterados (25%), juveniles densos (24%), vidrio (19%), escoria (3%), cristales y pómez (1%). (Figura 13C).	Flujo de bloques y ceniza	Proximal
	laA	Horizonte color café de 2 cm de espesor, con partículas < 2 mm de forma subredondeada a redondeada. El depósito presenta estratificación laminar. El valor de la media es 2.657 ϕ , presenta pobre selección (1.864 ϕ), tendencia al material fino (skewness; -1.070 ϕ) y comportamiento mesocúrtico. Distribución bimodal (2 y 4 ϕ). Se compone de accesorios (21%), accesorios alterados (24%), escoria (5%), juveniles densos (26%), vidrios (20%), cristales (1%) y nula presencia de pómez. (Figura 13D).	Surge	Proximal

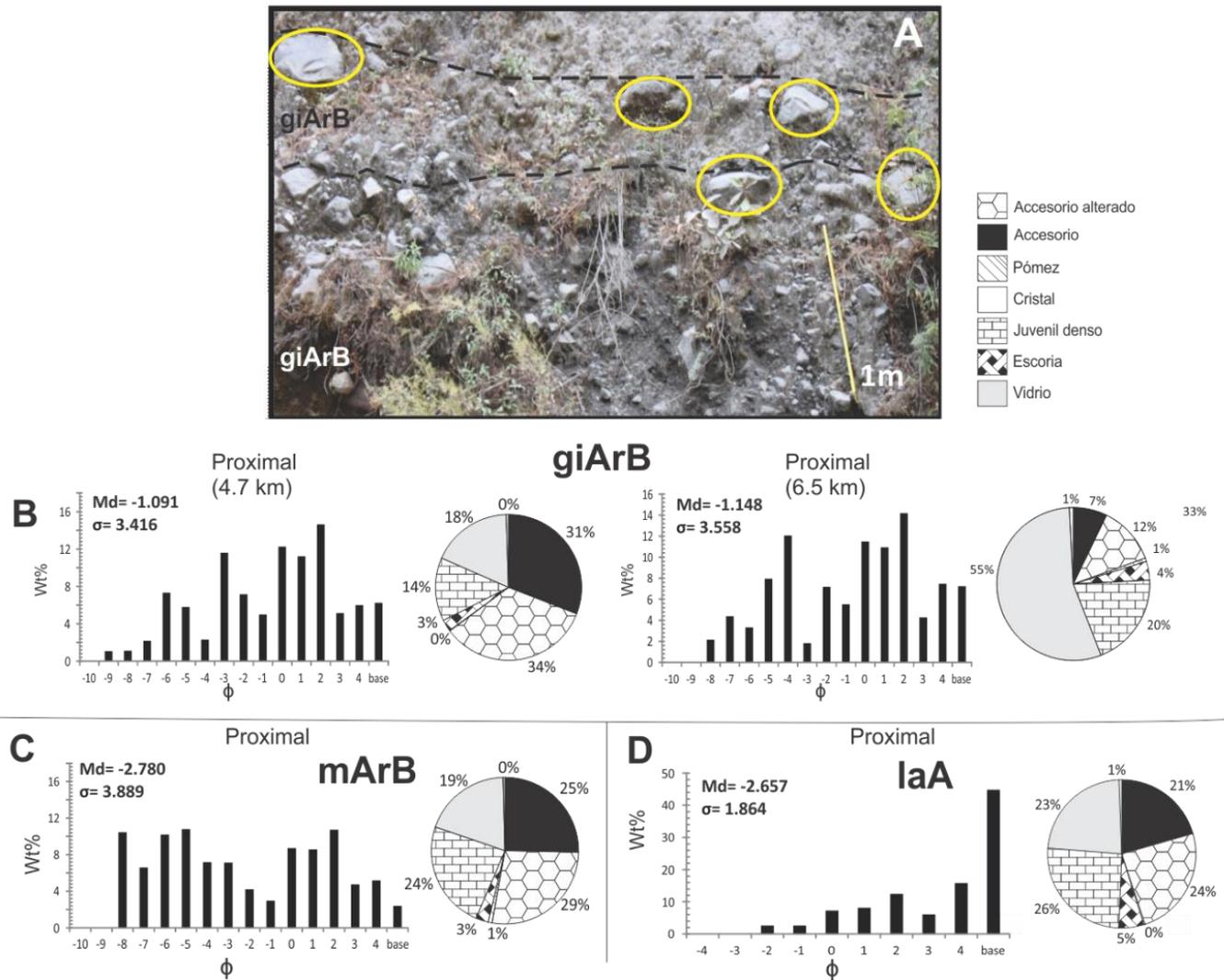


Figura 13. Características de facies del miembro 1. A) Horizontes de giArB con bloques superiores a los 25 cm. B) Comparación de granulometría y componentes de giRB (unidad VC-19-15 E y VC-14-15 A); C) Granulometría y componentes de mArB (unidad VC-19-15 A); D) Granulometría y componentes de laA (unidad VC-19-15 B).

Tabla 7. Facies que conforman el miembro 2 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

Miembro	Facies	Descripción	Interpretación	Depósito
2	giPCrB	25 unidades ricas en bloques (20 a 35%) de color gris claro a oscuro de 50 a 240 cm de espesor. Clastos de forma angulosa a subangulosa. La pómez se presenta un tanto redondeada. Clastos soportados por matriz de arena fina a media (20 a 25%). Diámetros mayores: 85, 110, 125, 136 y 235 cm. Presenta gradación inversa. Ocasionalmente presenta pipas de desgasificación. Distribución polimodal (-6 ϕ , -3 ϕ y 2 ϕ), con grado de selección de muy pobre a extremadamente pobre (3.5 a 4.647 ϕ). Compuesta por pómez (22 a 44%), accesorios (alterados/no alterados; 8 a 26%), juveniles densos (14 a 31%), vidrio (11 a 32%), escoria (4 a 12%) y cristales (< 2%). (Figura 14A, B y C).	Flujo de bloques y ceniza rico en pómez	Proximal y distal
	mPCrB	Cuatro unidades color gris claro a oscuro de 70 a 100 cm de espesor ricas en bloques (20 a 30%). Clastos de forma angulosa a subangulosa. La pómez se presenta un tanto redondeada. Clastos soportados por matriz de arena fina a media (25%). Diámetros mayores: 34, 37, 42, 47 y 50 cm. Presentan estructura masiva. Ocasionalmente con pipas de desgasificación. Distribución polimodal (-3 ϕ y 2 ϕ), con grado de selección de muy pobre a extremadamente pobre (3.082 a 4.031 ϕ). Compuesta por pómez (20 a 48%), accesorios alterados (4 a 10%) y no alterados (6 a 11%), juveniles densos (14 a 25%), vidrio (12 a 28%), escoria (4 a 9%) y cristales (< 1%). (Figura 14A y D).	Flujo de bloques y ceniza rico en pómez	Proximal y distal
	czP	Horizonte gris claro de 1 cm de espesor, con partículas < 2 mm de forma subredondeada a redondeada. Presenta estratificación cruzada. El valor de la media es 2.501 ϕ , presenta pobre selección (1.905 ϕ), tendencia al material fino (skewness; -0.983 ϕ) y comportamiento mesocúrtico. Distribución bimodal (2 y 4 ϕ). Se compone de accesorios (3%), accesorios alterados (19%), pómez (20%), escoria (8%), juveniles densos (35%), vidrios (15%) y nula presencia de cristales. (Figura 14E).	Surge	Proximal

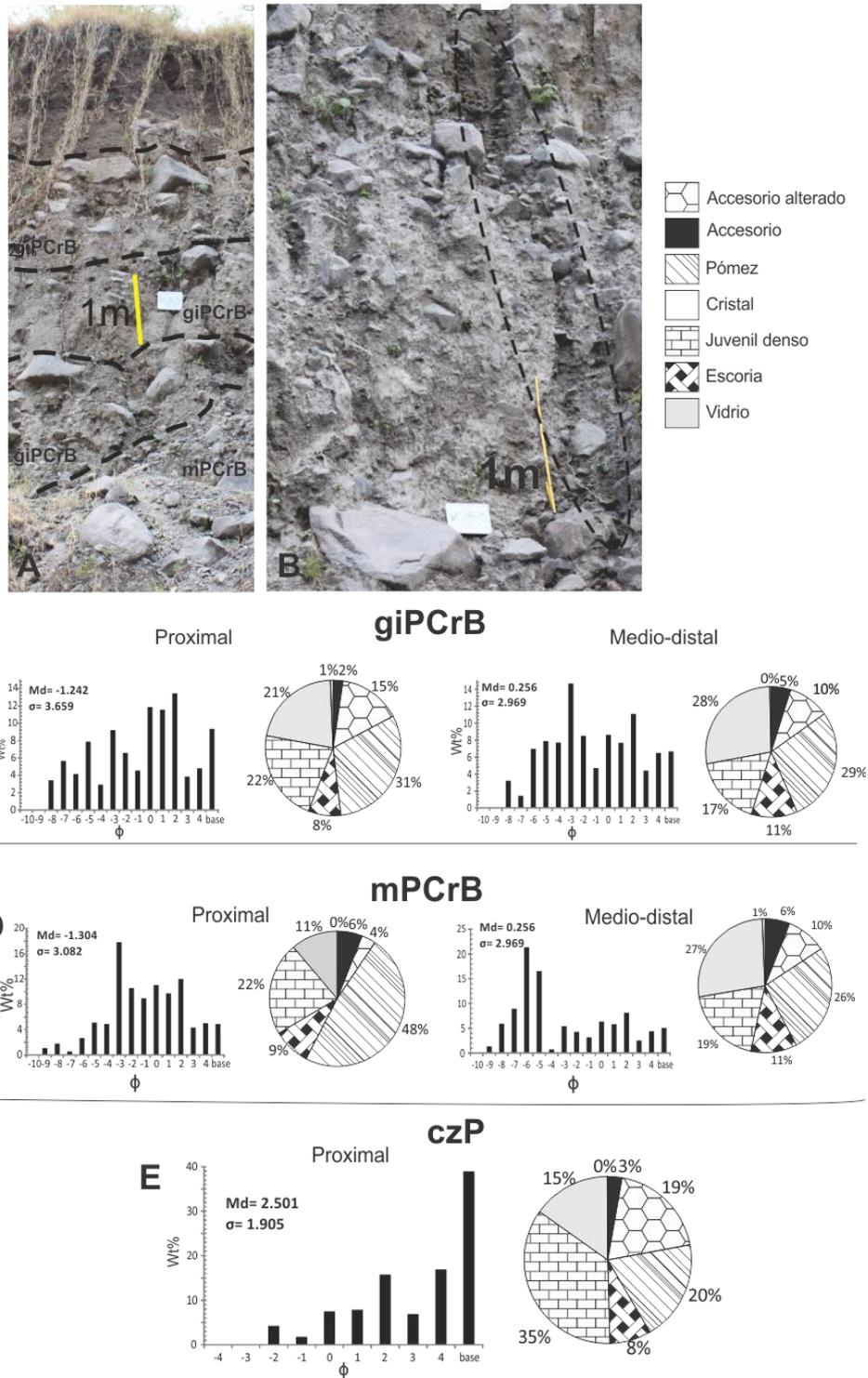


Figura 14. Características de facies del miembro 2. A) Horizontes de giPCrB y mPCrB (sección VC-02-15); B) Pipas de desgasificación que cortan horizontes verticalmente; C) Comparación de granulometría y componentes de giPCrB (unidad VC-08-15 C y VC-02-15 B); C) Comparación de granulometría y componentes de mPCrB (unidad VC-04-14 A y VC-02-15 C); D) Granulometría y componentes de czP (unidad VC-08-15 B).

Tabla 8. Facies que conforman el miembro 3 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

Miembro	Facies	Descripción	Interpretación	Depósito
3	giPC	Horizontes color gris claro a oscuro de 25 a 290 cm de espesor pobres en bloques (< 5%). Clastos soportados por matriz de arena gruesa a fina (20% a 40%). Partículas de forma angulosa a subangulosa, excepto la pómez (subredondeada). Diámetros mayores: 35, 38, 56, 100 y 113 cm. Presenta gradación inversa. Media entre 0.065 y -3.251 ϕ . Grado de selección de muy pobre a extremadamente pobre (2.619 a 4.086 ϕ). Distribución polimodal (-4, -3 y 2 ϕ) generalmente simétrica pero con presencia de tendencias positivas y negativas (0.696 a -0.723) y comportamiento platicúrtico (0.16 a -1.339). Compuesta de pómez (25% a 55%), juveniles densos (10% a 30%), accesorios (alterados/no alterados; 5 a 28%), escorias (2 a 13%), vidrio (10 a 30%) y cristales (< 6%). (Figura 15A y C).	Flujo de pómez y ceniza	Proximal y distal
	mPC	Horizontes color gris claro a oscuro de 25 a 290 cm de espesor pobre en bloques (< 5%). Clastos soportados por matriz de arena gruesa a fina (20% a 40%). Partículas de forma angulosa a subangulosa (pómez subredondeada). Diámetros mayores: 15, 21, 21, 17 y 80 cm. Presenta estructura masiva. Media entre -0.562 y -2.161 ϕ . Grado de selección muy pobre a extremadamente pobre (2.619 a 4.086 ϕ). Distribución polimodal (-4, -3 y 2 ϕ) simétrica (0.667 a -0.138) y comportamiento platicúrtico (-0.686 a -1.339). Compuesta de pómez (~45%), juveniles densos (12% a 17%), accesorios (alterados/no alterados; 4 a 14%), escorias (~7%), vidrio (13 a 21%) y cristales (< 1%). (Figura 15A y B)	Flujo de pómez y ceniza	Proximal y distal

3	lePC	Horizonte rico en pómez con espesor entre 40 y 50 cm. Clastos soportados por matriz de arena fina a media (15 a 20%). Forma de pómez subredondeada a subangulosa. Diámetros mayores: 9, 10, 13, 16 y 18 cm. Presenta estructura de lente. Media de -0.964ϕ . Muy pobre grado de selección (3.705ϕ). Distribución polimodal (-6ϕ) simétrica (-0.096) y comportamiento muy platicúrtico (-1.448). Compuesta de pómez (65%), accesorios (14%), juvenil denso (8%), vidrio (10%), escoria (2%) y cristales (1%). (Figura 15D).	Lente de pómez	Distal
	czPC	Horizontes cafés de 1 a 15 cm de espesor. Partículas menores a 4 mm. Forma de clastos subredondeada a redondea. Presenta estratificación cruzada, ocasionalmente con dunas. Media entre 3.005 y 3.1ϕ . Distribución biimodal (4ϕ) con tendencia negativa (-1.102 a -1.948), pobremente seleccionada (1.266 a 1.748ϕ) y comportamiento leptocúrtico (0.807 a 2.531). Compuesta de accesorios alterados (25 a 43%) y no alterados (19 a 38%), juveniles densos (9 a 22%), pómez (2 a 20%), vidrio (15 a 33%), escoria (6 a 8%) y cristales ($< 2\%$). (Figura 15E).	Surge	Proximal
	laPC	Horizontes cafés de 1 a 7 cm de espesor. Partículas menores a 4 mm. Forma de clastos subredondeada a redondea. Presenta estratificación laminar. Media entre 2.617 y 2.679ϕ . Distribución bimodal (2 y 4ϕ) con tendencia negativa (-0.797 a -1.101), pobremente seleccionada (1.659 a 1.824ϕ) y comportamiento entre mesocúrtico y platicúrtico. Compuesta de accesorios alterados (15 a 21%) y no alterados (9 a 19%), juveniles densos (11 a 24%), pómez (20 a 40%), vidrio (15 a 27%), escoria ($\sim 5\%$) y cristales ($< 2\%$). (Figura 15F).	Surge	Proximal y distal

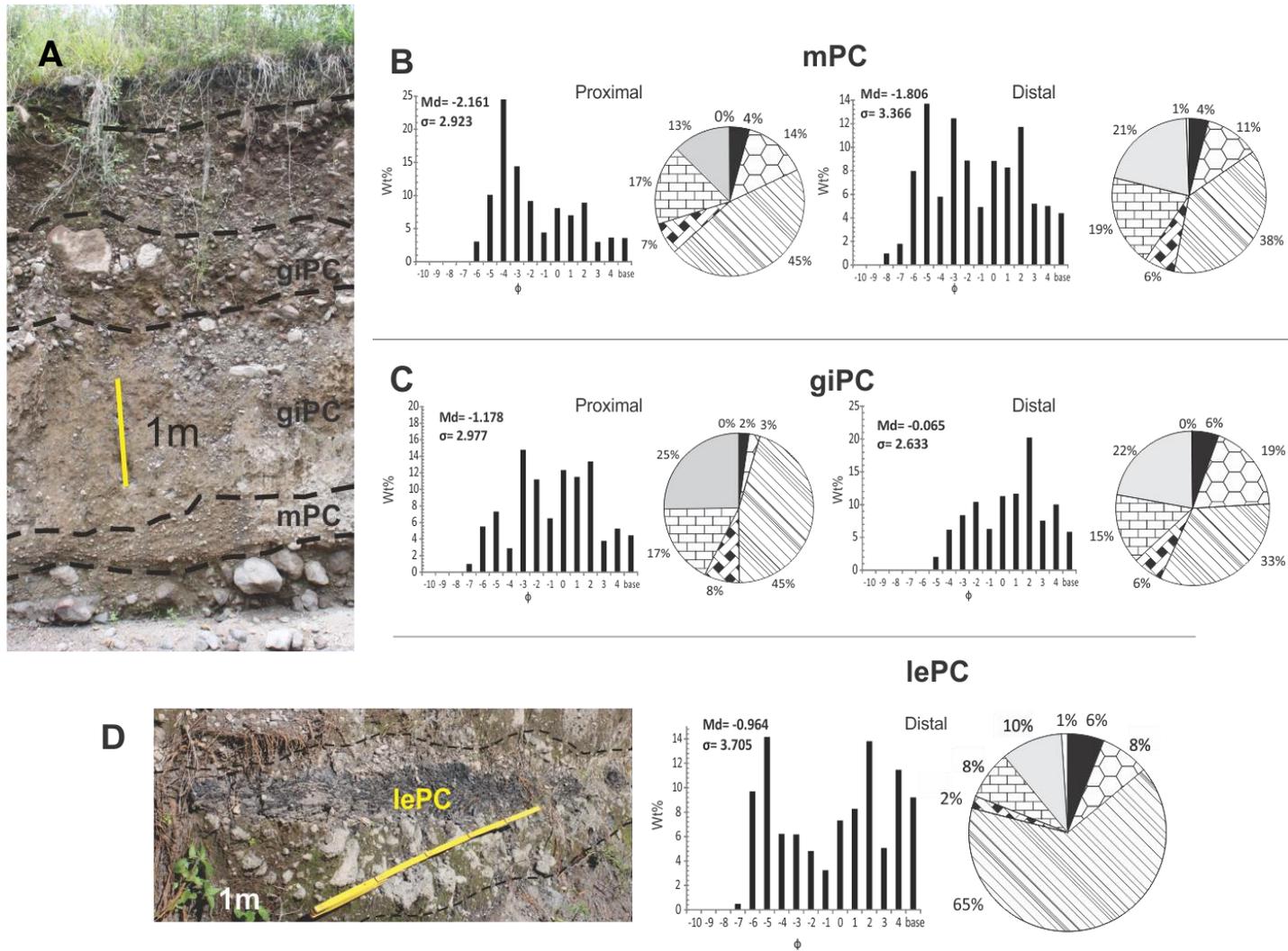
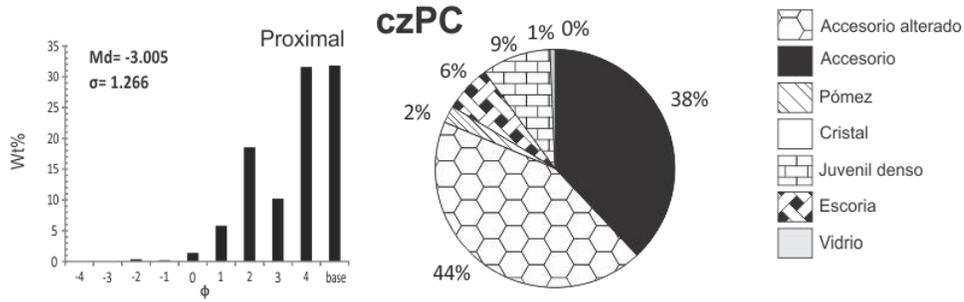
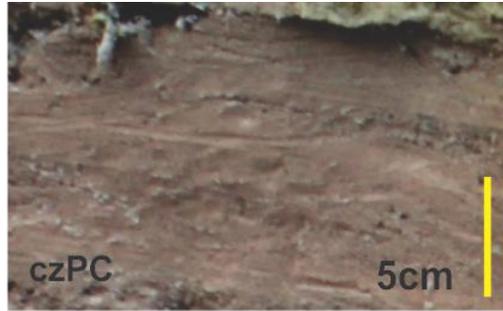
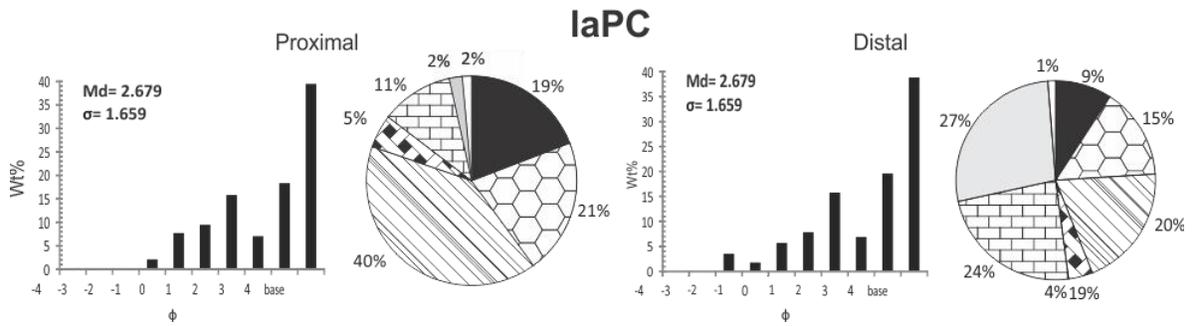


Figura 15. Características de facies del miembro 3. A) Horizontes de giPC y mPC (sección VC-09-14); B) Comparación de granulometría y componentes de mPC (unidad VC-04-14 D y VC-10-14 H); C) Comparación de granulometría y componentes de giPC (unidad VC-02-14 A y VC-06-14 C); D) Granulometría y componentes de lePC (unidad VC-10-14 E)...

E



F



...Continuación (Figura 15). E) Granulometría y componentes de czPC (unidad VC-01-14 B). F) Comparación de granulometría y componentes de laPC (unidad VC-17-15 B y VC-16-15 B);

Tabla 9. Facies que conforman el miembro 4 de los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima.

Miembro	Facies	Descripción	Interpretación	Depósito
4	giCPE	10 horizontes color gris de 60 a 100 cm de espesor ricos en bloques (10%). Partículas de forma angulosa a subangulosa. Clastos soportados por matriz de arena fina a gruesa (30 a 35%). Diámetros mayores: 18, 21, 23, 27 y 33 cm. Presenta gradación inversa. Media entre -1.753 y -2.209 ϕ . Grado de selección muy pobre a extremadamente pobre (3.362 a 4.280 ϕ). Distribución polimodal (-4 ϕ) simétrica (0.067 a 0.351) y comportamiento platicúrtico (-0.953 a -1.393). Compuesta de pómez (3 a 24%), escoria (13 a 27%), juveniles densos (16 a 33%), accesorios (alterados/no alterados; 11 a 29%), vidrios (14 a 38%) y cristales (< 1%). (Figura 16A y C).	Flujo de bloques escoria y ceniza	Distal
	mEC	Horizonte color gris oscuro de ~100 cm de espesor pobres en bloques (< 2%). Partículas de forma angulosa a subangulosa. Clastos soportados por matriz de arena media (25 a 30%). Diámetros mayores: 12, 28, 33, 38 y 50 cm. Presenta estructura masiva. Media de 0.236 ϕ . Grado de selección muy pobre (2.843 ϕ). Distribución polimodal (2 ϕ) con tendencia negativa (-0.476) y comportamiento platicúrtico (-0.486). Compuesta de escoria (60%), accesorios (alterados/no alterados; 4 y 7%), juveniles densos (12%), vidrio (16%), pómez (< 1%) y cristales (< 1%). (Figura 16B y E).	Flujo de escoria y ceniza	Distal
	giEC	Horizonte color gris oscuro de ~110 cm de espesor pobres en bloques (< 1%). Partículas de forma angulosa a subangulosa. Clastos soportados por matriz de arena media (30 a 35%). Diámetros mayores: 11, 12, 16, 18 y 22 cm. Presenta gradación inversa. Media de 0.256 ϕ . Grado de selección muy pobre (2.969 ϕ). Distribución polimodal (2 ϕ) con tendencia negativa (-0.665) y comportamiento mesocúrtico (-0.304). Compuesta de escoria (34%), accesorios (alterados/no alterados; 7 y 22%), juveniles densos (12%), vidrio (23%), pómez (1%) y cristales (< 1%). (Figura 16B y D).	Flujo de escoria y ceniza	Distal

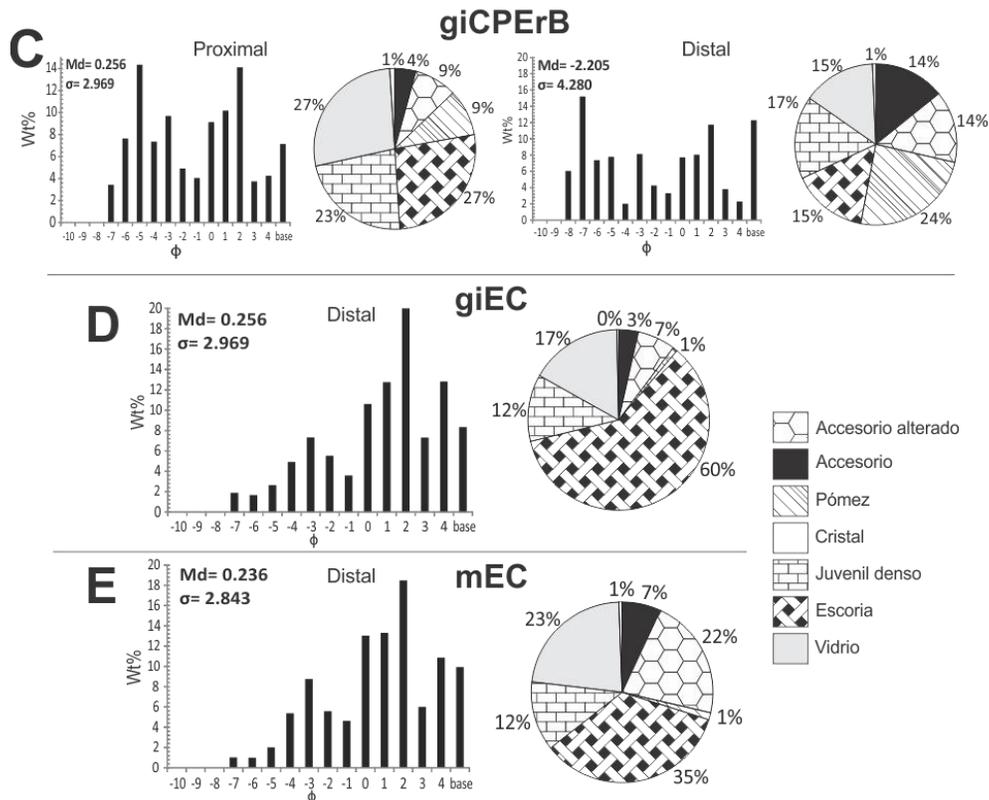
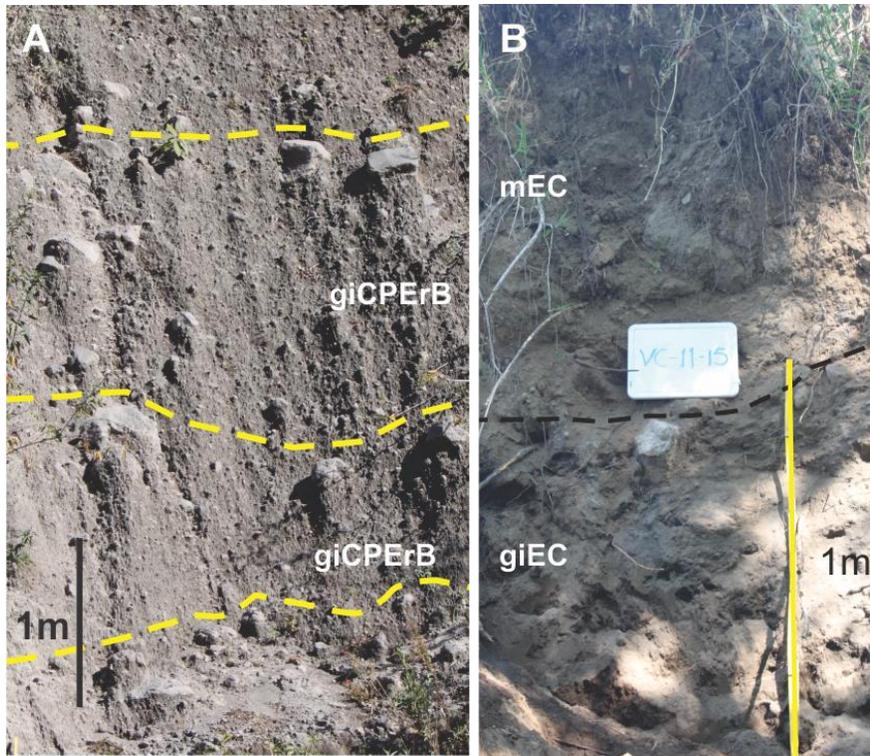


Figura 16. Características de facies del miembro 4. A) Horizontes de giCPE (sección VC-10-15); B) Horizontes de giEC y mEC (sección VC-11-15); C) Ejemplo de granulometría y componentes de giCPE (unidad VC-04-15 B); D) Ejemplo de granulometría y componentes de giEC (unidad VC-11-15 A); E) Ejemplo de granulometría y componentes de mEC (unidad VC-11-15 B).

2.3 Miembros de los depósitos de CPD de la fase Pliniana de 1913 en el Volcán de Colima

Se presenta de manera general cada uno de los miembros litoestratigráficos identificados, sus características estratigráficas, granulométricas y de componentes y cómo se comportan a grandes rasgos las facies dentro del miembro. De igual forma, se incluye la correlación estratigráfica a nivel barranca, un mapa de alcances (distancia) de los miembros sobre las barrancas y una columna estratigráfica de miembros.

2.3.1 Miembro 1

El miembro se compone de nueve horizontes proximales de depósitos de bloques y ceniza observados en las barrancas Cordobán-El Zarco (Figura 19), con máximo alcance de 6.5 km de la fuente (Figura 21; 1666-1780 msnm; pendiente 12° a 7°) y se ubica en la base de la columna compuesta de miembros (Figura 22). Se representa por la asociación de tres facies: giArB, mArB y laA (Tabla 4). giArB es la de mayor presencia, pero sólo en zonas proximales, mientras que mArB y laA se encuentran en una localidad individual (zona proximal) sin continuidad a lo largo de la barranca. De manera general, se observa un cambio de facies de la base (mArB y laA) a la cima (giArB). giArB presenta cambios significativos con la distancia, donde el componente principal cambia de accesorios (alterados y no alterados) a vidrios, mientras que la concentración de bloques parece aumentar ligeramente (1%).

Los depósitos característicos de este miembro son ricos en bloques (15 %) de color gris de 4 a 9 m de espesor, con horizontes entre 90 y 250 cm. La forma de las partículas está entre angulosas y subredondeadas. Los clastos son soportados por matriz de arena fina a media (20 a 25%). Diámetros mayores entre 28 y 60 cm. En general presenta gradación inversa y algunos horizontes masivos. Los contactos son texturales y erosivos.

El análisis granulométrico indica una media con rango de -0.989 y -3.004 ϕ . El grado de selección es muy pobre (3.889 a 3.360 ϕ), el valor disminuye con la

distancia. El *skewness* representa distribución simétrica, mientras que la *kurtosis* indica comportamiento platocúrtico. Los horizontes son polimodales, con moda principal en -4 y 2ϕ . En depósitos más cercanos a la fuente el contenido de grava (~55%) es mayor que la matriz (45%), no obstante, se observa que la matriz y las arenas aumentan con la distancia (~56%) y la grava disminuye (44%). En general, los componentes que predominan son los accesorios alterados (21 a 31%) y no alterados (25 a 34%). Mientras que la pómez es escasa (1 a 9%).

2.3.2 Miembro 2

El miembro se compone de ocho horizontes de depósitos proximales y distales de bloques, ceniza y pómez observados en todas las barrancas recorridas (Figuras 17, 18 19 y 20), con alcance máximo de 9.6 km de la fuente (Figura 21; 1377-2025 msnm; pendiente 19° a 4°) y sobreyace al miembro 1 en la columna compuesta de miembros (Figura 22). Es una asociación de tres facies: giPCrB, mPCrB y czP (Tabla 5) sin orden aparente, donde giPCrB es la de mayor presencia en los depósitos. giPCrB presenta cambios con la distancia: aumento de accesorios, vidrios y disminución en porcentaje de bloques. En mPCrB disminuye la pómez, aumentan vidrios y accesorios, mientras que el porcentaje de bloques aumenta ligeramente. czP no es comparable pues se encontró únicamente en una localidad.

Los depósitos característicos de este miembro son ricos en bloques (20 a 35%) y pómez (hasta 48%) de color gris claro a oscuro de 1 a 13 m de espesor, con horizontes entre 70 y 290 cm. La forma de clastos es angulosa a subangulosa, excepto la pómez, que presenta forma subredondeada a redondeada. Clastos soportados por matriz de arena media a gruesa (20 a 25%). Diámetros mayores (accesorios) entre 35 y 235 cm. Presentan gradación inversa y estructura masiva. Ocasionalmente presenta pipas de desgasefacción que cortan hasta 4 unidades verticalmente (~5 m). Los contactos son texturales y erosivos.

El análisis granulométrico indica que la media varía de -0.401 a -4.554ϕ . El grado de selección es extremadamente pobre (proximal; 4.647ϕ) a pobre (distal; 3.5ϕ).

El *skewness* refleja simetría y tendencia positiva en zonas proximales (-0.419 a 0.743), mientras que en las distales es más común la simetría (-0.057 a 0.283). La *kurtosis* en general es platicúrtica en todo el miembro. Los horizontes son multimodales, con modas principales en -3 y 2ϕ . En general la concentración de grava disminuye respecto a la distancia (~60 a 40%), aumentando el porcentaje de matriz (40 a ~60%), sin embargo, en algunos horizontes la grava (~65%) presenta mayor porcentaje que la matriz (~35%) en depósitos distales (principalmente en La Arena). En general, el componente que predomina es la pómez (28 a 48%).

2.3.3 Miembro 3

El miembro se compone de ocho horizontes proximales y distales de material piroclástico observados en todas las barrancas recorridas (Figuras 17, 18, 19 y 20), con alcance máximo de 13.1 km (Figura 21; 1177-2025 msnm; pendientes de 7° a 4°), aunque ha sido reportado hasta ~15 km (Waitz, 1915; Waitz, 1935; Saucedo, 1997; Saucedo et al., 2010) y sobreyace al miembro 2 en la columna compuesta de miembros (Figura 22). Es una asociación de cinco facies: giPC, mPC, lePC, laPC y czPC (Tabla 6) sin orden aparente sobre las barrancas. Algunas facies sufren cambios con la distancia: en mPC disminución de pómez y aumento de vidrios; en giPC (la más abundante) también disminuye la pómez pero aumentan los accesorios (alterados y no alterados); lePC no tiene comparación puesto que se encontró solo en una localidad; en laPC disminuye la pómez y accesorios, mientras que los vidrios aumentan; czPC tampoco tiene comparación por encontrarse en una localidad).

Es el miembro más extenso y voluminoso, donde los depósitos característicos de son pobres en bloques (< 5%) y ricos en pómez (hasta 54%) de color gris a beige de 4 a 7 m de espesor, con horizontes entre 90 y 250 cm. La forma de clastos de angulosa a subangulosa, excepto la pómez, que presenta formas subredondeadas. Los clastos son soportados por matriz de arena fina a media (20 a 40%). Diámetros mayores entre 7 y 82 cm. Presenta gradación inversa y estructura masiva. Los contactos son texturales y algunos erosivos. Ocasionalmente presenta pipas de desgasificación.

El análisis granulométrico indica que el valor de la media está entre 0.020 y -3.251 ϕ . El grado de selección es muy pobre (2.619 a 3.748 ϕ). El valor del *skewness* (-0.386 a 0.696) refleja simetría en los depósitos. La *kurtosis* indica que el miembro es platicúrtico. La distribución es polimodal, con modas principales en -4 y -3 ϕ . En general, el contenido de grava tiende a disminuir respecto a la distancia (~65 a ~40%), mientras que la matriz aumenta (~35 a ~60%). El componente que predomina es la pómez (24 a 54%).

2.3.4 Miembro 4

Se conforma de 12 horizontes de depósitos proximales y distales tanto de bloques, ceniza y escoria, como de escoria y ceniza. Se encuentran en las barrancas Cordobán-El Zarco y La Lumbre (Figuras 19 y 20), con alcances de 12.8 km (Figura 21; 1200-1450 msnm; con pendientes de 7° a 5°) y sobreyace al miembro 3 en la columna compuesta de miembros (Figura 22). Es una asociación de tres facies: giCPE (más abundante), giEC y mEC (Tabla 7). giEC y mEC son facies encontradas en una localidad, por lo cual no pueden ser comparables, mientras que presenta cambios de zonas proximales a distales: aumento en accesorios (alterados y no alterados) y pómez, así como disminución en vidrios.

Los depósitos característicos de este miembro son de dos tipos, ricos en bloques (hasta 10%) e insipiente contenido de escoria (hasta 27%) y pobres en bloques (< 2%) y ricos en escoria (hasta 60%). Presentan color gris claro y negro de 3 a 14 m de espesor, con horizontes de entre 60 y 500 cm. La forma de las partículas es angulosa a subangulosa. Los clastos son soportados por matriz de arena fina a gruesa (25 a 35%). Los diámetros mayores están entre 15 y 49 cm. Presenta gradación inversa y masiva. Los contactos son texturales y erosivos. Ocasionalmente presenta pipas de desgasificación que cruzan unidades verticalmente.

El análisis granulométrico indica que el valor de la media está entre -2.209 y 0.236 ϕ . El grado de selección es muy pobre a extremadamente pobre (2.843 a 4.280 ϕ). El valor de *skewness* en general refleja simetría, con una ligera tendencia negativa en la cima (0.067 a -0.665). La *kurtosis* (-0.304 a -1.393) en general representa

comportamiento platicúrtico. La distribución es polimodal (-4 y 2ϕ). Los bloques disminuyen de la base a la cima (10 a 2%). En general, la grava (~55%) presenta mayores porcentajes que la matriz (~45%), pero no se puede saber con certeza como cambian los valores con la distancia, pues los horizontes encontrados fueron puntuales, sin correlación lateral. El componente más relevante es la escoria, incipiente en la base (14%) y muy importante hacia la cima (hasta 60%).

N

Proximal

Barranca La Arena

Distal

S

VC-01-14

5.3 km
649562 E
2155253 N
1862 msnm
750 cm

VC-02-14

5.7 km
649841 E
2155102 N
1830 msnm
620 cm

VC-03-14

6.6 km
650590 E
2154609 N
1744 msnm
550 cm

VC-04-14

7.2 km
651117 E
2154396 N
1680 msnm
570 cm

VC-05-14

7.5 km
651458 E
2154178 N
1630 msnm
630 cm

VC-10-14

8.2 km
652002 E
2153703 N
1568 msnm
610 cm

VC-09-14

8.7 km
652368 E
2153491 N
1512 msnm
550 cm

VC-08-14

9.2 km
652825 E
2153189 N
1463 msnm
640 cm

VC-07-14

10.2 km
653894 E
2152955 N
1371 msnm
700 cm

VC-06-14

10.5 km
654102 E
2152830 N
1352 msnm
225 cm

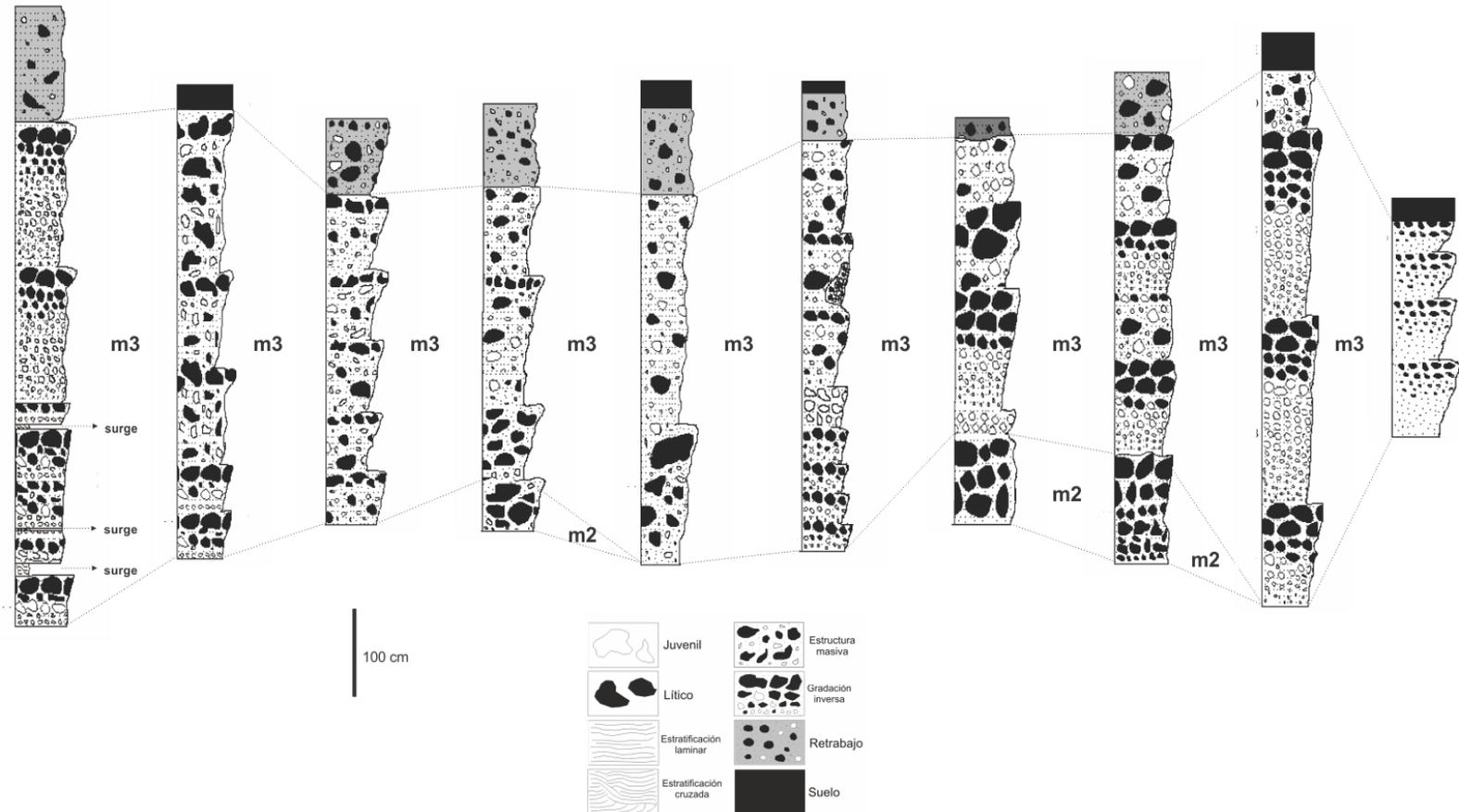


Figura 17. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca La Arena; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3.

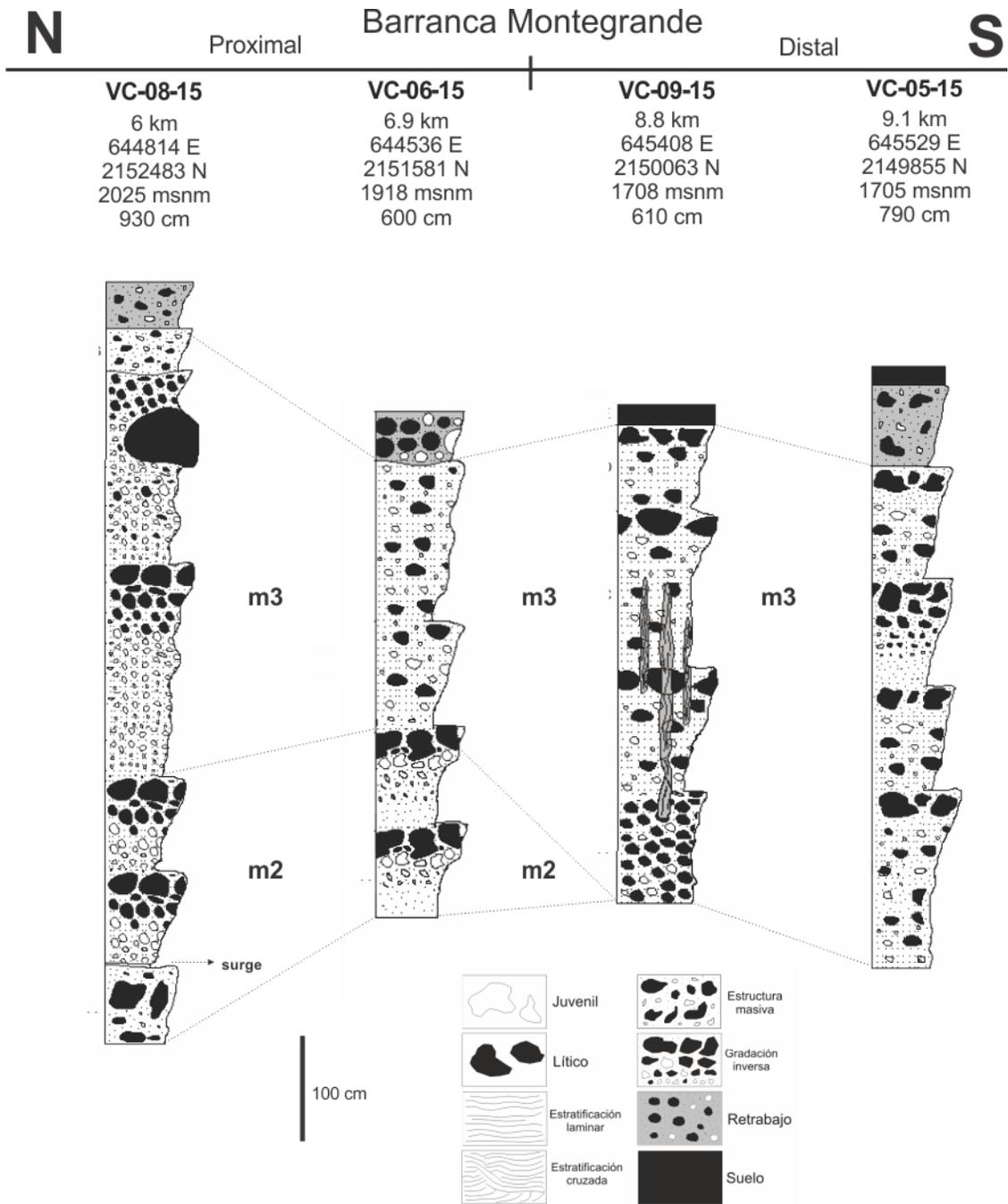


Figura 18. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca Montegrande; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3.

N

Barranca Cordobán-El Zarco

S

Proximal					Distal			
VC-19-15	VC-18-15	VC-17-15	VC-14-15	VC-13-15	VC-12-15	VC-11-15	VC-10-15	VC-15-15
4.7 km	5 km	5.5 km	6.5 km	7.2 km	10.8 km	11.7 km	12.8 km	13.1 km
640655 E	640595 E	640436 E	639758 E	640527 E	637215 E	636336 E	635306 E	635029 E
2154584 N	2154479 N	2153835 N	2153988 N	2153114 N	2152049 N	2151606 N	2151521 N	2151462 N
1780 msnm	1800 msnm	1695 msnm	1666 msnm	1621 msnm	1340 msnm	1285 msnm	1200 msnm	1177 msnm
908 cm	1350 cm	402 cm	530 cm	810 cm	470 cm	245 cm	780 cm	420 cm

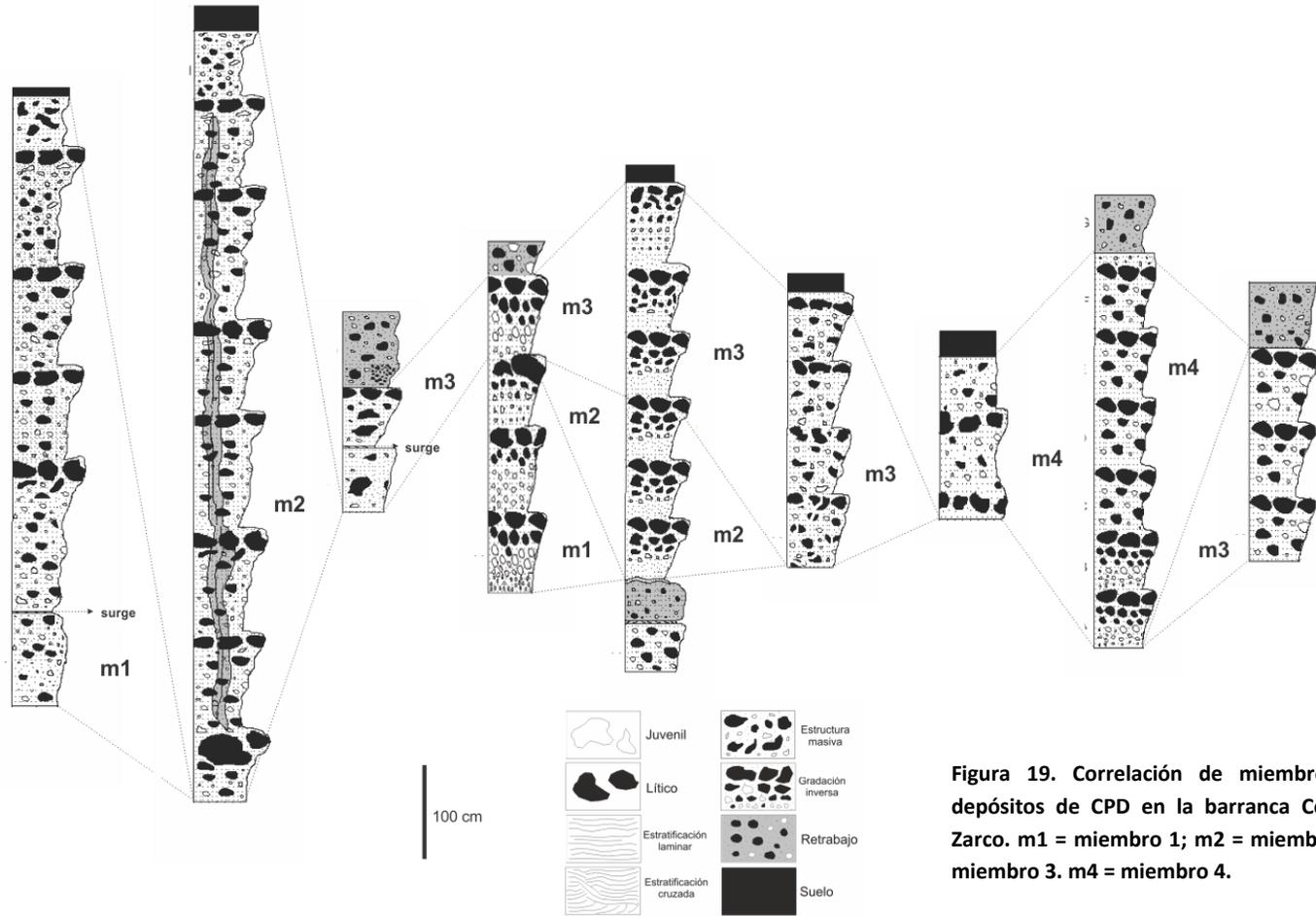


Figura 19. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca Cordobán-El Zarco. m1 = miembro 1; m2 = miembro 2; m3 = miembro 3. m4 = miembro 4.

N**Barranca La Lumbre****S**

Medio - Distal

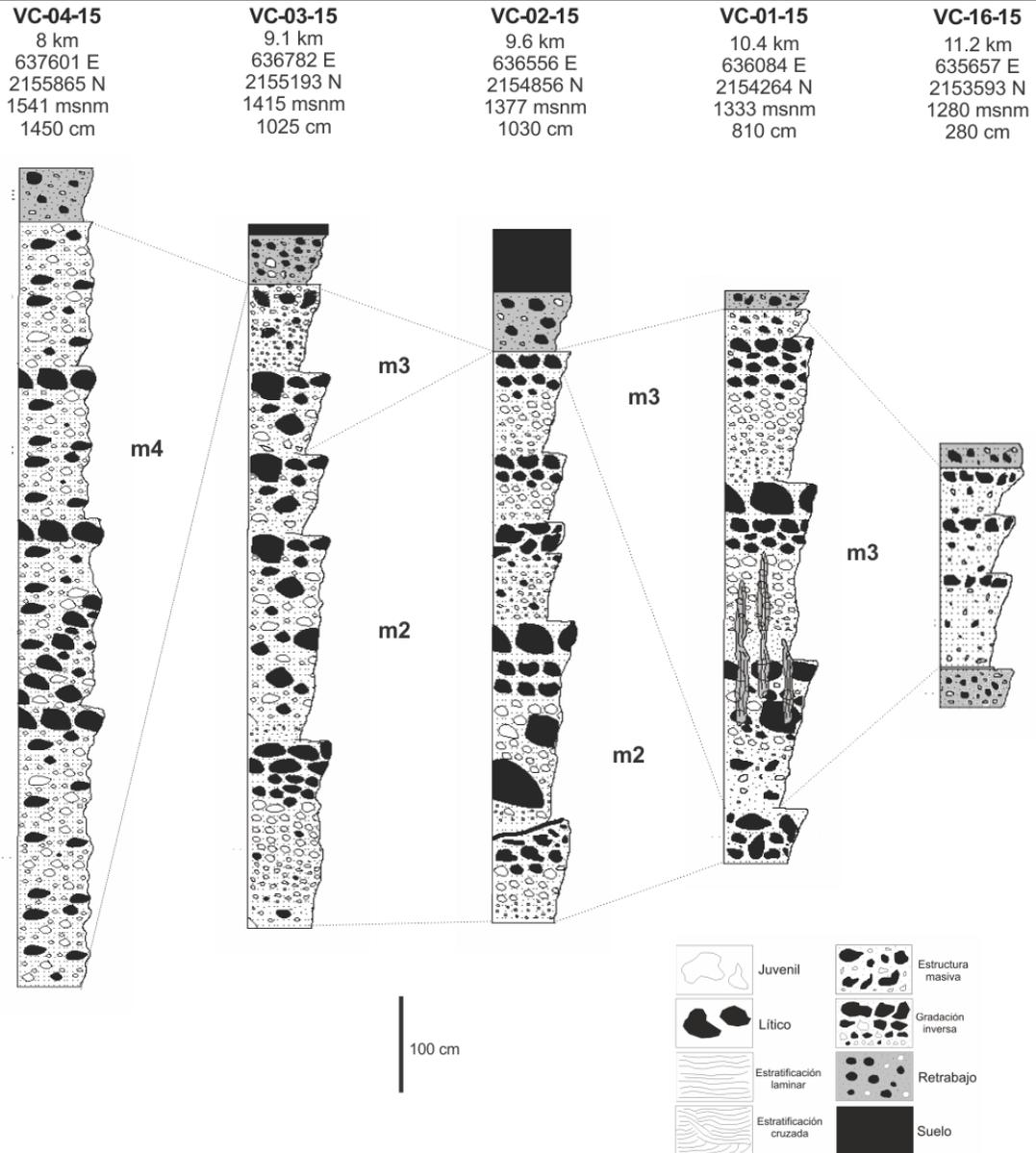


Figura 20. Correlación de miembros de los depósitos de CPD en la barranca La Lumbre. m2= miembro 2; m3 = miembro 3; m4 = miembro 4.

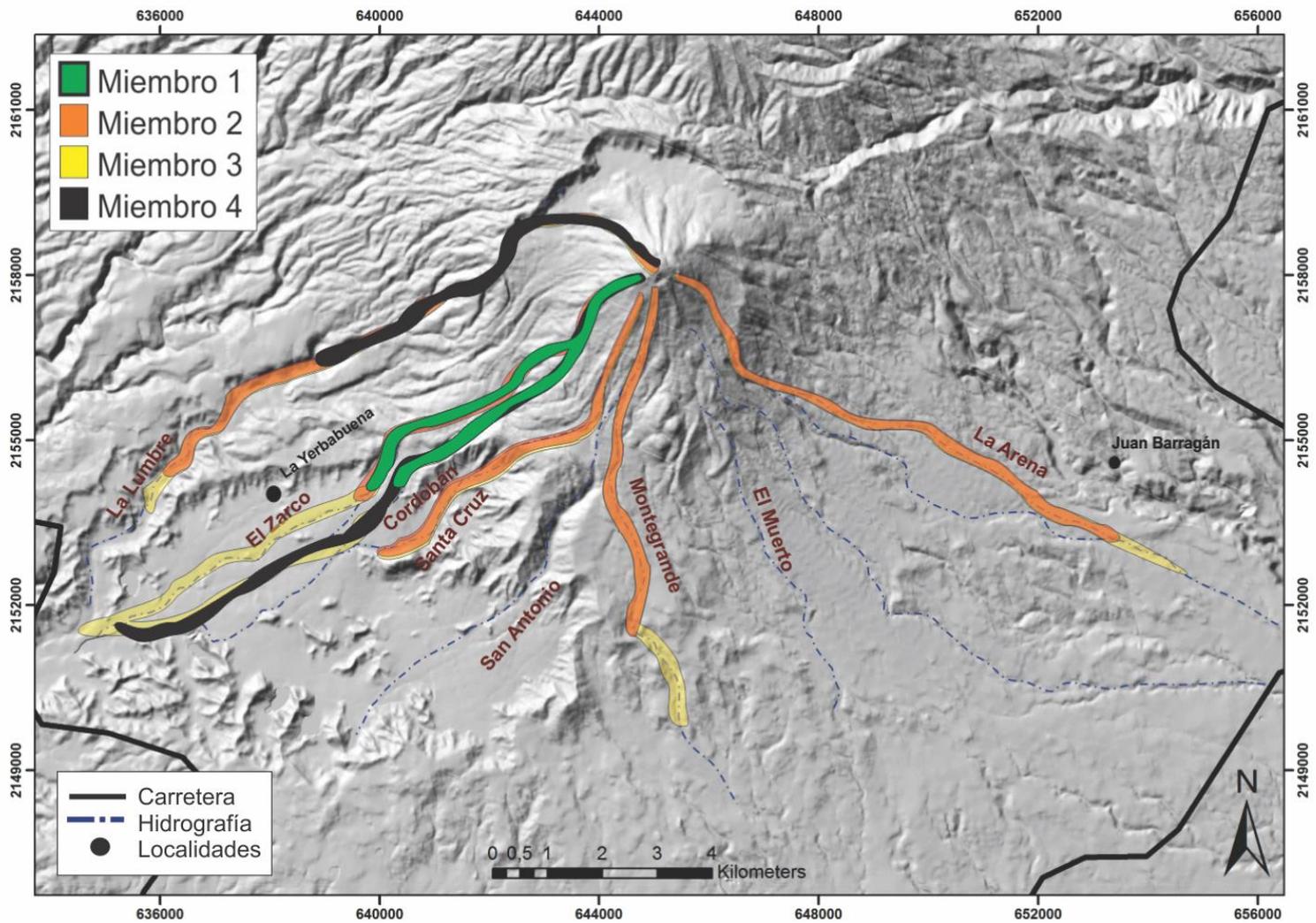


Figura 21. Esquema de la distribución y alcance de los diferentes miembros en barrancas al SE, S y SW del Volcán de Colima. Se basa en el reconocimiento de sus depósitos durante el trabajo de campo.

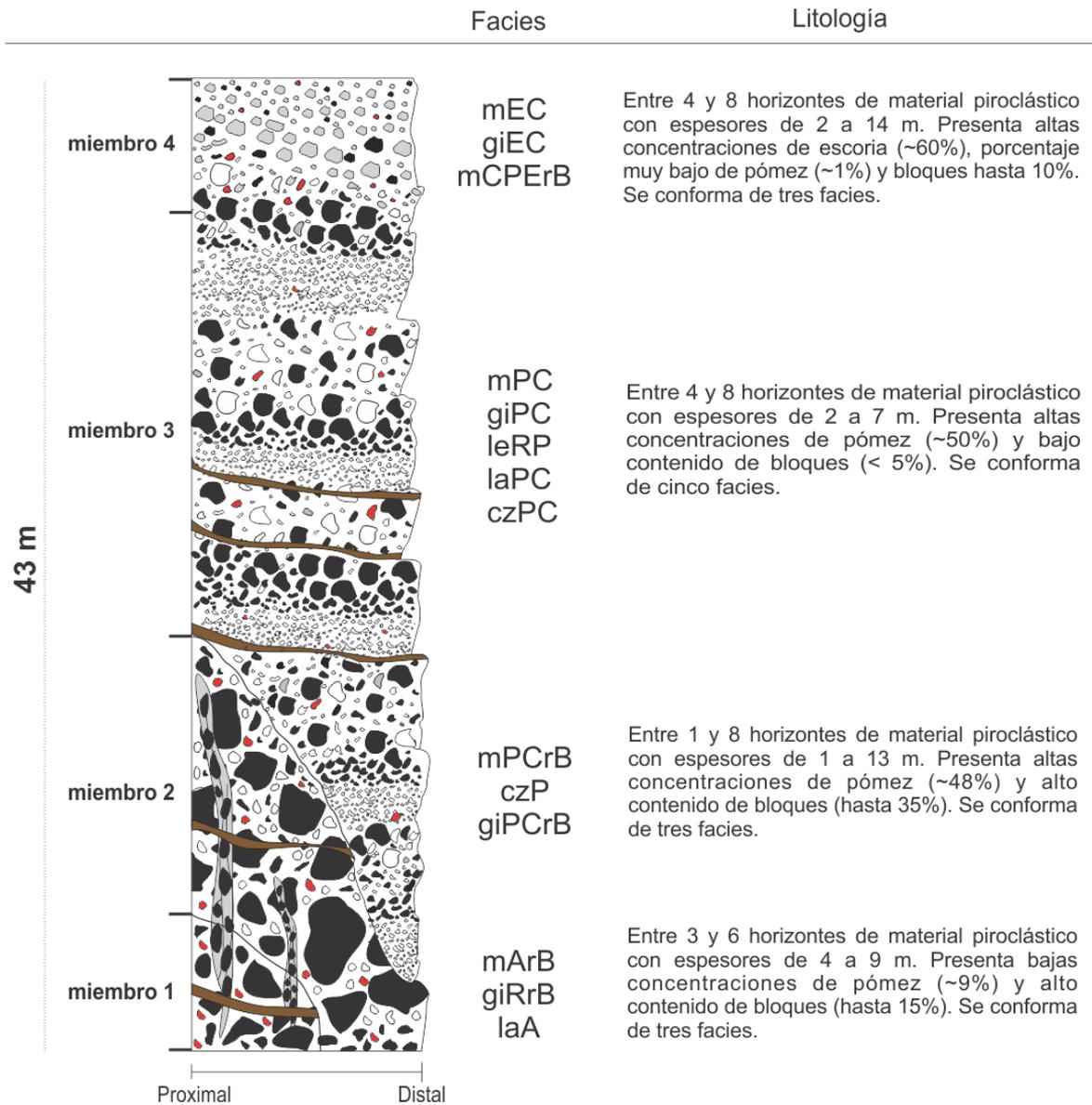


Figura 22. Columna compuesta de miembros listoestratigráficos que componen los depósitos de CPD de erupción de 1913 en el Volcán de Colima. En la base de la columna, proximal y distal se refieren de manera general los alcances de los miembros, donde en zonas distales los miembros 1 y 2 disminuyen su presencia, mientras que los otros miembros (3 y 4) se encuentran en ambas zonas.

Capítulo III. Modelos de emplazamiento de corrientes piroclásticas de densidad.

En resumen se podría decir que los dos modelos conceptuales sobre emplazamiento de CPD más reconocidos son: depositación por pulso (Sparks, 1976; Wright y Walker, 1981; Carey, 1991) y el de agradación progresiva o sedimentación continua (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992; 2002). La diferencia es marcada, por un lado la depositación por pulso indica que un flujo se detiene abruptamente en su totalidad, de base a cima e instantáneamente se forma el depósito. Por otro lado, por agradación progresiva, donde el depósito crece progresivamente a partir de la frontera límite de flujo y a un continuo suministro de material.

3.1 Modelo de depositación por pulsos

Propuesto por Sparks (1976), quien percibe el emplazamiento de las ignimbritas de forma similar a un flujo de escombros, con un cuerpo que es sometido a un flujo laminar y que luego se detiene en masa. Físicamente, se basa en la suposición de que las CPD se comportan como fluidos plásticos tipo Bingham (Johnson, 1970; Sparks, 1976), que se caracterizan por desarrollarse como un tapón y presentar *yield strength*. Cuando el esfuerzo de movimiento en la base del flujo es menor que el *yield strength* este se deposita en masa (Legros y Martí, 2001).

Con la idea de que el flujo puede detenerse instantáneamente, se pueden prever dos casos diferentes: 1) el flujo es depositado al mismo tiempo en su totalidad como un solo bloque y 2) cada sección vertical es depositada instantáneamente, pero lateralmente la cola del flujo es depositada mientras el frente del mismo está aún en movimiento (Legros y Martí, 2001).

Para explicar su idea, Sparks (1976) propone un modelo de unidad de flujo para ignimbritas, que según el autor consta de 3 capas (1, 2a, 2b y 3), de acuerdo a sus características texturales y de componentes (Figura 23). Menciona que la porción principal del flujo es la 2b que a menudo muestra gradación inversa de grandes clastos de pómez en la cima y gradación normal de clastos grandes de líticos.

También conformada de una capa basal de grano fino (2a) que es comúnmente encontrar en la mayoría de todas las ignimbritas y que es parte integral del flujo. Esta porción del depósito es inversamente gradada y el tamaño de los clastos tanto líticos como pómez tiende a aumentar hacia la cima hasta que la capa basal ya no es distinguible de la ignimbrita. El espesor de esta capa generalmente varía de un metro a unos pocos centímetros. El límite entre la capa basal (2a) y el cuerpo principal del depósito (2b) es siempre transicional.

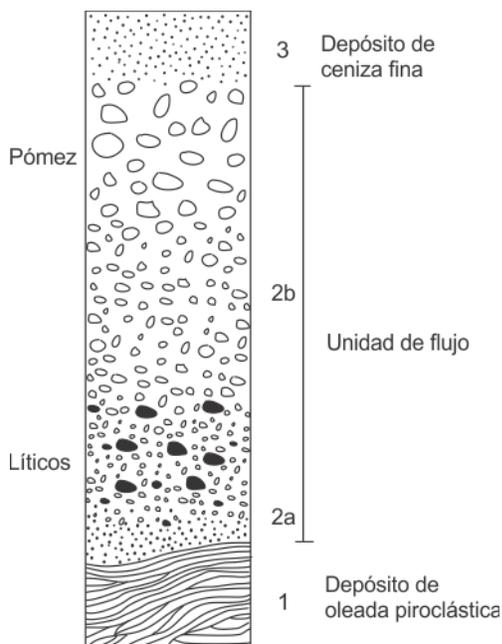


Figura 23. Sección esquemática de un depósito de ignimbrita (Tomada de Spark, 1976).

Las otras dos unidades (1 y 3) que frecuentemente se asocian a depósitos de ignimbritas, por un lado las oleadas piroclásticas (unidad 1), que pueden presentar estratificación cruzada y hasta estructuras de dunas, han sido interpretadas como producto de los *ground surges*. Mientras que la capa 3 corresponde a los depósitos de caída de ceniza ubicado abajo, encima, dentro de la ignimbrita e incluso lateralmente. Dicha unidad está compuesta de pómez fragmentada y cristales dispersos.

Sparks (1976) concluye que la distancia que alcanzan las CPD es consecuencia de la alta velocidad que alcanzan, por lo que el flujo turbulento sólo podría presentarse en zonas proximales a la fuente. Sin embargo, al perder gas, volumen y aceleración con la distancia, este flujo se comporta de forma laminar. Además menciona que los cambios en composición que se han documentado de manera vertical en las ignimbritas pueden tener explicaciones que no obedecen necesariamente a un emplazamiento por capas.

3.2 Modelo de agradación progresiva

Branney y Kokelaar (1992) proponen la agradación progresiva o sedimentación continua, donde las características de los depósitos de una ignimbrita, responden

al paso sostenido de un flujo particular. El concepto de agradación explica fenómenos observados en campo que otros modelos, no toman en cuenta. En general, el modelo manifiesta que el transporte de las CPD es mediante un flujo principal y continuo con pequeños pulsos de material depositados por procesos de sedimentación, donde el nuevo material se deposita en la cima de la frontera límite de flujo (Figura 24).

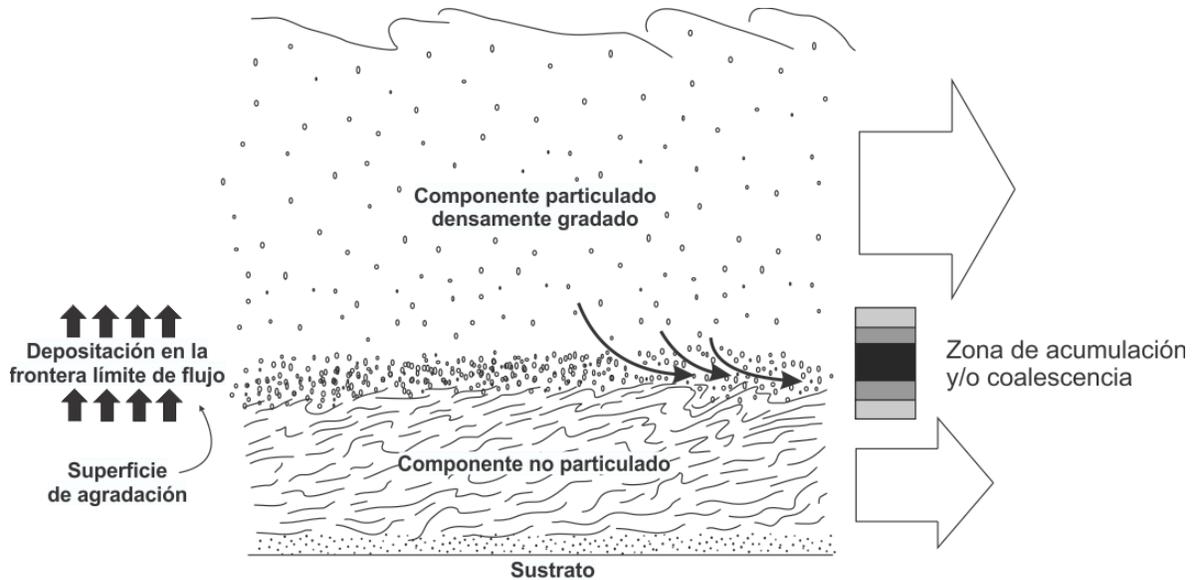


Figura 24. Modelo de emplazamiento y agradación progresiva en una ignimbrita de alto grado (Branney y Kokelaar, 1992).

El depósito laminar dentro del *boundary layer* ocurre por dos formas (Branney y Kokelaar, 1992; Figura 25), A) agradación paso a paso o B) agradación gradual. La agradación paso a paso se da por el depósito continuo en masa de carpetas de tracción sucesivamente formadas. Cada carpeta desarrollada como parte basal del flujo que adquiere *yield strength* debido a la fricción y/o adhesión entre las partículas. Cada paso agradacional produce una capa inversamente gradada. La agradación gradual, por su parte, ocurre por la rápida suspensión-sedimentación de granos individuales para formar un depósito masivo. Además se produce cuando el flujo es constante y la base está suficientemente concentrada para desarrollar una zona de obstáculo a la deposición adyacente en la superficie del sustrato.

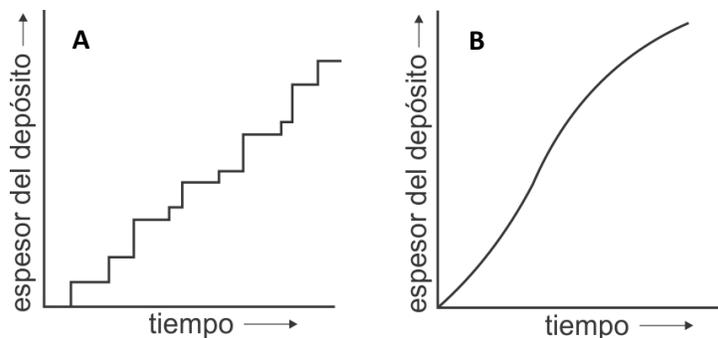


Figura 25. Tipos de agradación en la base de un flujo particulado (Branney y Kokelaar, 1992).

Branney y Kokelaar (1992) mencionan que las características de capas y clasificación de una ignimbrita reflejan principalmente el proceso de depositación en partes basales densas de un flujo y en menor proporción el proceso de transporte en el flujo. De igual manera, dicen que variaciones verticales en los depósitos significan cambios importantes durante la depositación, producto de un flujo inestable. El hecho de que se observen estas capas u horizontes de material hace pensar a los autores que se trata de cambios en la estabilidad y suministro del material desde la fuente.

Existen muchas evidencias que soportan el modelo de agradación progresiva en ignimbritas. Los alcances del depósito de ignimbrita, el espesor y las variaciones laterales en tamaño de grano, son características que se acoplan satisfactoriamente a modelos que asumen depositación por agradación progresiva de suspensiones turbulentas diluidas (Bursik y Woods, 1996; Dade y Huppert, 1996; Freundt y Bursik, 1998). Algunas ignimbritas muestran variaciones verticales importantes en composición química (Branney y Kokelaar, 1992) o en la abundancia, tipo y tamaño de líticos (Bryan et al., 1998), producto de cambios temporales en el suministro de material en la capa límite deposicional del flujo. El esquema (Figura 26) muestra la comparación entre los dos modelos principales de emplazamiento para CPD.

Sulpizio et al. (2007) proponen un modelo para CPD que une los dos modelos de depositación anteriores (Figura 27). Este modelo se propuso al estudiar la erupción subpliniana del Pollena en Somma-Vesubio. El modelo asume que la

mayoría de las CPD se derivan de flujos estratificados, donde la segregación de partículas con alta velocidad de asentamiento en partes bajas genera zonas de alta concentración. La parte basal del flujo no se mueve homogéneamente pendiente abajo, en cambio, desarrollan separaciones en el flujo por diferencia de densidad. Lee y Leibig (1994) han demostrado numéricamente (Ecuación 2) cómo los sistemas con densidad inicial aleatoria evolucionan a una configuración donde en las regiones cercanas se encuentran contrastes de densidad. En la etapa temprana de la separación, el contraste de densidades en regiones cercanas aumenta linealmente con el tiempo, que resulta en diferentes velocidades para porciones adyacentes en la corriente.

$$U(1, 2) = \frac{J(\rho_1) - J(\rho_2)}{\rho_1 - \rho_2} \quad \text{Ecuación 1: Diferencial de densidades de un flujo piroclástico}$$

Donde $U(1, 2)$ es la velocidad de la interfaz de la separación de las regiones con diferente densidad ρ_1 y ρ_2 , y $J(\rho_1) - J(\rho_2)$ es la diferencia de densidad del flujo entre las dos regiones. El movimiento diferencial en la interfaz determina la evolución del sistema y la naturaleza de la interacción entre las partes adyacentes, que conduce a un estado final, donde los contrastes de densidad ocurren (Lee y Leibig, 1994). Sulpizio et al., (2014) mencionan que al haber suficiente tiempo y espacio disponible, este mecanismo conduce a la formación de olas cinéticas (cinetic waves) dentro de la corriente.

En este modelo las CPD son vistas como una sucesión de pulsos cuyo espesor varía en función de la turbulencia y la cinemática del flujo. Además, cada pulso de la corriente es considerado como zona límite de flujo para todo su espesor, en el cual los efectos contrastantes entre el esfuerzo de arrastre y la concentración de partículas controlan la distribución de la turbulencia de cada pulso, lo cual determina las características sedimentológicas del depósito después de que se detiene. El pulso se deposita en masa cuando las fuerzas de resistencia exceden las de movimiento, que ocurre cuando las fuerzas de entrelazamiento del grano exceden las fuerzas gravitacionales, induciendo a la agradación escalonada de diferentes porciones de la corriente a través de los pulsos (Sulpizio et al., 2014).

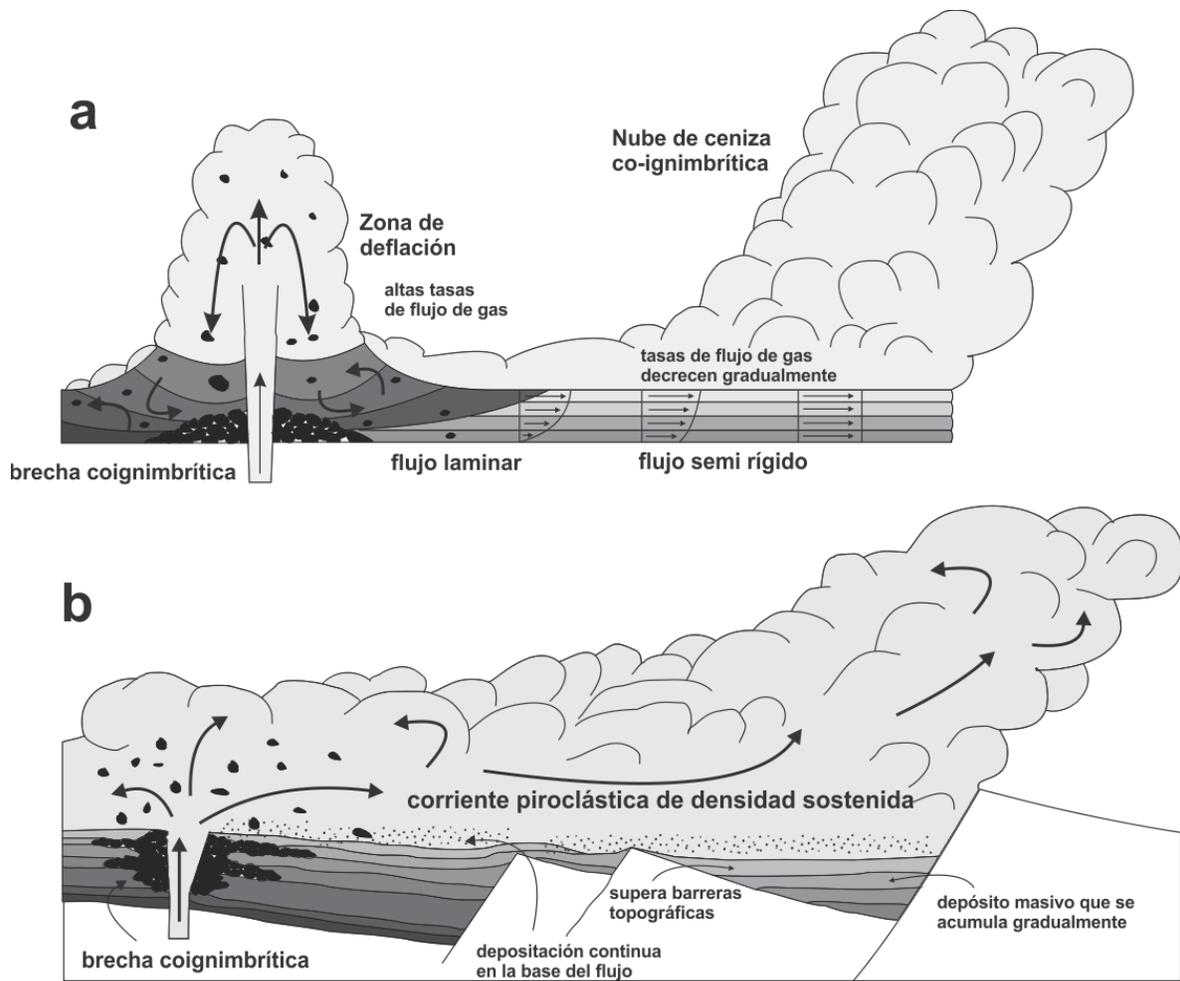


Figura 26. Modelos alternativos para el emplazamiento de las corrientes piroclásticas. a) Muestra el modelo de deposición en masa de Sparks (1976) o plug-flow de Wright y Walker (1981) y Walker (1985), en el cual la corriente se comporta de forma laminar después de la zona de deflación (donde se deposita la brecha de rezago), que después se transforma en un flujo con alto yield strength que se mueve sobre una capa delgada basal de corte. b) En el modelo de agradación progresiva hay una acumulación rápida en los valles, lo que permite que porciones sostenidas de las corrientes piroclásticas de densidad se depositen de manera más extensa e incluso superando barreras topográficas. La corriente no presenta estratificación química significativa para ser afectada por la turbulencia del flujo y, el espesor de los depósitos depende de la tasa de agradación y la duración, y no del espesor del flujo.

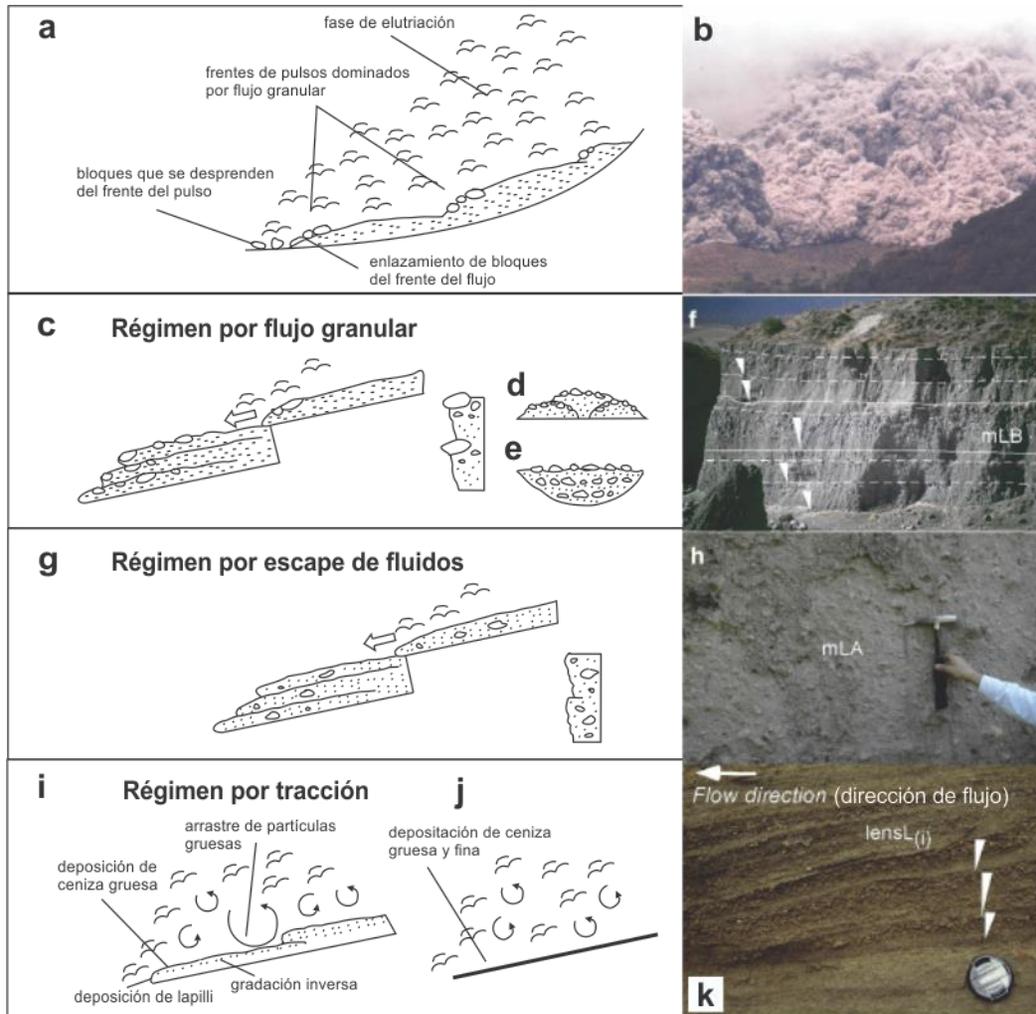


Figura 27. Modelo de sedimentación por agradación paso a paso de diferentes pulsos dentro de la misma CPD para cuatro regímenes deposicionales (Sulpizio et al., (2007).

a) Esquema conceptual general donde es hipotetizada la organización interna del flujo. Se encuentran los clastos más gruesos en el flujo granular que domina los pulsos (parte inferior); el atrapamiento de bloques al frente del flujo; fase fluida por elutriación; caída de bloques en la cabeza de los pulsos del flujo; y frentes ricos en bloques del flujo granular que también dominan los pulsos. b) Ejemplo natural de CPD en el Volcán de Colima, donde los procesos internos son imperceptibles por la nube de material. c) Agradación de pulsos del flujo en la capa límite o boundary layer, dominado por régimen de flujo granular y columna estratigráfica idealizada. Bosquejo de depósitos de agradación por pulsos que deponen sobre: d) una superficie plana; e) una zona de valle. f) Ejemplo natural de agradación paso a paso por flujo granular dominado por pulsos (Nevado de Toluca, México). g) Bosquejo de depósito de agradación por pulsos con dominancia de régimen de escape de fluidos y respectiva columna estratigráfica idealizada. h) Ejemplo natural de depósito de agradación por pulsos donde domina el régimen de escape de fluidos (Pollena, Somma-Vesubio). i) Desarrollo de pulsos delgados en la base de una CPD totalmente turbulenta y su columna estratigráfica. j) Flujo muy diluido y totalmente turbulento sin desarrollo de pulsos granulares en la misma base, además de la columna estratigráfica idealizada. k) Vista cercana de lentes de litofacies que se desarrollaron en el lado *Lee* de una duna en la capa límite de un flujo turbulento. Tomada de Sulpizio et al. (2014).

Por otro lado Schwarzkpof et al. (2005) proponen un modelo conceptual para flujos de bloques y ceniza, basado en la arquitectura de los depósitos de la actividad del volcán Merapi en 1994 y 1998. Interpretan las facies depositadas a lo largo de la avalancha basal con el fin de obtener información relevante para la propuesta del modelo de transporte y depositación de un flujo de bloques y ceniza. Los autores mencionan que en flujos granulares inestables, sobre canales inclinados, se desarrollan oscilaciones internas u ondas cinemáticas, como producto de inestabilidades en el flujo principal. En los flujos piroclásticos a este fenómeno se le denomina pulsos. También hacen referencia a que los flujos granulares producen alineaciones de partículas de gran tamaño como resultado del esfuerzo de cizalla que ocurre dentro del cuerpo del flujo, situación que propicia la gradación inversa, al igual que tamizado cinético, donde las partículas más gruesas migraran hacia la cima del flujo, especialmente en la parte central, donde el arrastre fraccional es menor y la velocidad interna mayor.

El modelo de transporte y depositación de una avalancha basal de un flujo de bloques y ceniza propuesto por Schwarzkpof et al. (2005), en general se basa en:

1) Mecanismo: Se divide en 3 dependiendo los gradientes en la pendiente, en la parte inicial la pendiente es mayor a 15° , donde se presentan altas velocidades del flujo, fuerte tamizado cinético y fuerte dispersión, muy pocas partículas gruesas. En la parte media la gradiente está entre 15 y 8° , la velocidad es moderada, al igual que la dispersión y el tamizado cinético. En la parte final, el gradiente es menor a 8° , con baja velocidad, pobre dispersión y pobre tamizado cinético. Esta última parte es conocida como la cabeza, con gran concentración de material grueso y pobre en matriz.

2) Depositación: La cabeza del flujo (parte frontal del movimiento) es la que se deposita primero de forma ascendente (de la base a la cima), sin embargo, la cima de la cabeza continúa en movimiento por un corto periodo de tiempo, lo que genera que se deposite más adelante y se forme una especie de lámina. Los pulsos siguientes se depositan sobre ésta, de la cabeza a la cola y de manera

ascendente. Puede haber situaciones donde el pulso que se emplaza sobre otro se amontone la parte frontal, formando una especie de colina de material.

En zonas donde el gradiente (pendiente) disminuye y los canales son más amplios, las colisiones entre partículas disminuyen y la presión dispersiva entre granos disminuye, no obstante, la fuerza es suficiente para generar gradación inversa. Cuando los parámetros disminuyen más y se mantiene el canal amplio, la gradación inversa es muy débil y las zonas libres de partículas gruesas son delgadas o están ausentes. El modelo implica la combinación de elementos del de agradación y en masa.

Por otro lado, Lube et al. (2007) realizan un estudio sedimentológico muy detallado de una serie de depósitos de CPD de la erupción de 1975 del volcán Ngauruhoe. Mediante el uso de un GPS de alta resolución, una serie de excavaciones laterales a través de los depósitos y análisis sedimentológico, obtienen la geomorfología, estructura interna y textura de los depósitos con respecto a las variaciones laterales de depositación. La propuesta de los autores, en general, es que el confinamiento que sufren las CPD es determinante en los alcances del depósito. Cuando un flujo es confinado, sólo un 10% del material se deposita en zonas proximales (ángulo de reposo) de forma laminar, mientras que el 90% restante presenta facies distales de *levees* o canales. Mientras que los flujos no confinados forman laminaciones y lóbulos cerca del ángulo de reposo. Los autores determinan que las CPD confinadas son capaces de viajar más del 50% más lejos que los flujos no confinados.

Capítulo 4. Depósitos de las corrientes piroclásticas de densidad de la tercera fase eruptiva de 1913 del Volcán de Colima

4.1 Discusión

El resultado del análisis y división en los diferentes elementos litoestratigráficos, muestran de manera resumida la arquitectura de los depósitos de la tercera fase de la erupción de 1913 (Figura 28), y sirven de base, primero para reconocer y separar diferentes episodios eruptivos, y después proponer un modelo eruptivo y de emplazamiento de las diferentes CPD, asociadas a los episodios eruptivos propuestos. En esta arquitectura de los depósitos, se proponen cuatro diferentes unidades de flujo, divididas en tres episodios eruptivos para los depósitos de CPD de la tercera fase eruptiva de 1913 (Figura 28), determinadas mediante conceptos propuestos en Branney y Kokelaar (2002) y Brow y Branney (2013), basados principalmente en cambios texturales y contenido de componentes. Los depósitos de la Fase III se dividieron en cuatro unidades de flujo y tres episodios eruptivos

Es importante destacar que los límites de unidades de flujo en este trabajo, no se apegan estrictamente al concepto propuesto en Brown y Branney (2013), donde se señala que el límite de una unidad de flujo debe estar marcado por un *hiatus* durante la erupción, ya sea por un horizonte de caída (ceniza o pómez), un depósito de retrabajo o una superficie de erosión. En los depósitos de CPD de la fase Pliniana, no se tiene evidencia clara de alguno de los elementos anteriores que permitan especificar un lapso de tiempo sin depositación (excepto en el miembro 3, donde sí hay evidencia). Sin embargo, se considera que la entrada o salida (entrachron y depochron; Branney y Kokelaar, 2002; Brown y Branney, 2013) de componentes distintivos (pómez, escoria y accesorios) y contrastes texturales (ejemplo: concentración de bloques) en los depósitos, también pueden ser elementos que marquen el límite de una unidad de flujo, aunque éstos no respondan estrictamente a la definición de límite de unidad de flujo. Por consiguiente, esta idea es utilizada para dividir unidades de flujo en este trabajo.

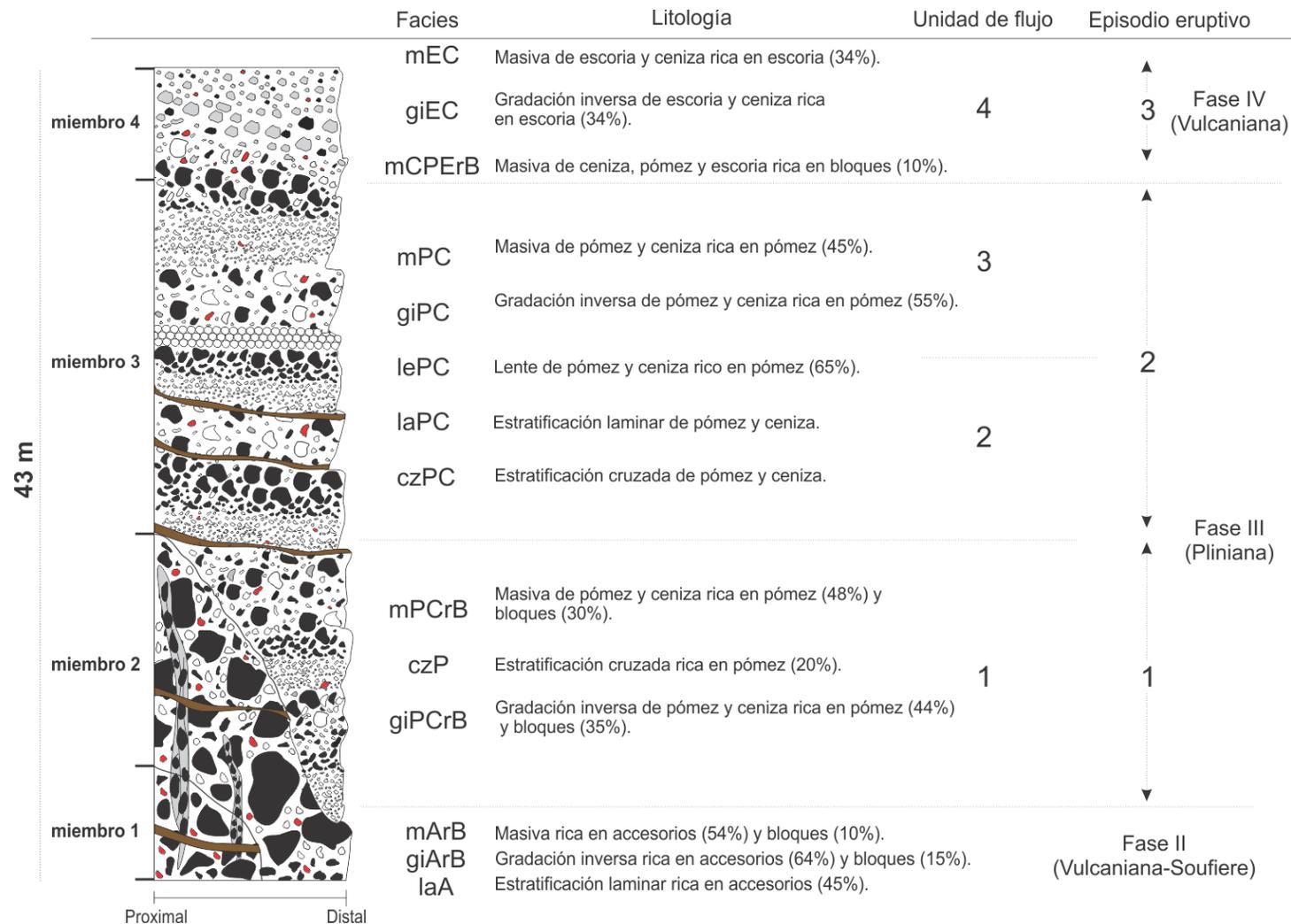


Figura 28. Columna compuesta de los depósitos de CPD de la tercera fase de la erupción de 1913 en el Volcán de Colima. Muestra las facies pertenecientes a cada miembro, así como la unidad de flujo y el episodio eruptivo asignado mediante la correlación del análisis estratigráfico, textural y de componentes. *Proximal* y *distal* (base de la columna) hacen referencia al alcance general del miembro sobre las barrancas. El espesor máximo acumulado de los miembros registrados es aproximadamente de 43 metros.

4.2 Fase II

Compuesta por el miembro 1 y facies mArB, giArB y laA. Sus depósitos únicamente fueron observados en las barrancas Cordobán-El Zarco en su parte proximal (6.5 km). Por su bajo contenido de juvenil pómez (< 9%) y sus altos niveles de accesorios (64%), similar a los reportados por Saucedo (1997) y Saucedo et al. (2010), para la segunda fase eruptiva, se consideró que esta unidad de flujo forma parte de esa Fase (II), que según el autor, fueron producto de una actividad tipo Vulcaniana-Soufriere (Figura 32A). Asimismo, la textura de la asociación de facies mRB, giRB y laRA, que componen este miembro, responden más a un depósito de bloques y ceniza producto de destrucción de domo, que a un depósito de ignimbrita producto de una erupción Pliniana, definido en Branney y Kokelaar (2002) como de pómez o pómez y ceniza. Por ende, se determinó como base de la columna estratigráfica compuesta (Figura 28).

4.3 Episodio eruptivo 1

Compuesto por la unidad de flujo 1, el miembro 2 y facies mPCrB, giPCrB y czP. Sus depósitos fueron observados en zonas proximales y distales de todas las barrancas recorridas (hasta 10.4 km de alcance). Por su posición estratigráfica (sobreyace a la fase II; Figura 28), textura (35% de bloques) y contenido de componentes (pómez juvenil ~50%), se ha interpretado como el inicio de la fase Pliniana o la transición entre la fase Vulcaniana-Soufriere y la fase Pliniana (Figura 32B), donde posiblemente debido a las violentas explosiones (ocurridas al mismo tiempo que iniciaba el desarrollo de una columna eruptiva de ~23 km de altura; Saucedo et al., 2010), las paredes del cráter colapsaron, produciendo CPD de ceniza y pómez mezclados con una gran cantidad de material no juvenil (accesorios), dado que el edificio volcánico perdió más de 100 m de altura (Waitz, 1912; 1935), durante esta etapa de la erupción de 1913 (Figura 29A y B). Un acontecimiento similar sucedió en la última actividad eruptiva de 2015 en el Volcán de Colima, donde produjo una CPD con alcance de 10 km, y al mismo tiempo colapsó parte de la pared S-SW del cráter (Figura 29C y D).

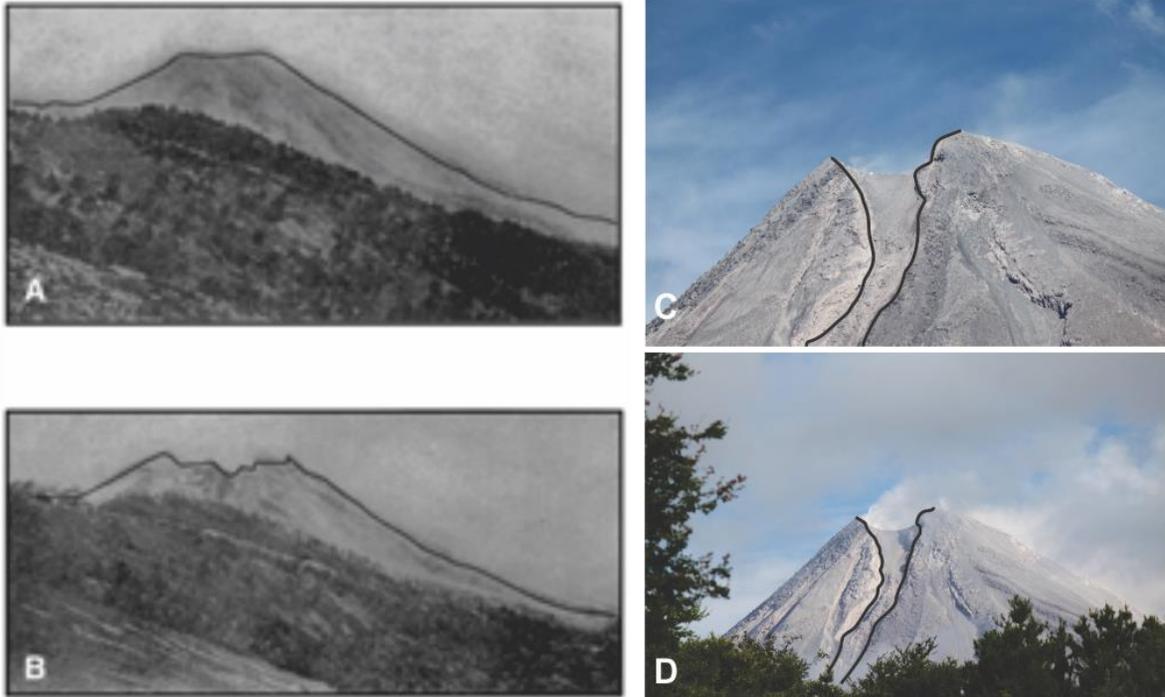


Figura 29. Comparación de los cambios morfológicos del cráter del Volcán de Colima tras diferentes erupciones. A) Vista desde el Oeste en 1873 (Ortiz, 1944); B) Después de la erupción de 1913 (Ortiz, 1944); C y D) Vista desde la carretera a Montitlán (Colima) meses después de la erupción de julio de 2015 (Proporcionada por Ricardo Saucedo Girón).

4.3.1 Mecanismo de transporte y depositación de CPD del episodio eruptivo 1

Por las características texturales y estructuras de depósito, las facies mPCrB, giPCrB y czP, con altas concentraciones de bloques fueron generadas por corrientes de gravedad donde predominó la interacción grano-grano o flujo granular (Lowe, 1976; 1982), donde el intercambio de *momentum* derivó en temperatura granular elevada y se tradujo como mecanismo de transporte. Con la idea del concepto de agradación y con el propósito de definir las condiciones de la frontera límite de flujo que predominaron durante la depositación de estas facies (mPCrB y giPCrB), se piensa que estuvo dominada por flujo granular, donde la fricción y escape de gas, dominó el mecanismo de depositación, dando paso a gradación inversa y estructuras masivas (mPCrB y giPCrB). Por otro lado, la facies czP responde mejor a un transporte por turbulencia (suspensión, saltación y arrastre) y un régimen de depositación en la frontera límite de flujo dominado por tracción.

Sobre las barrancas La Arena, Montegrande y La Lumbre, los depósitos de este episodio presentan facies enriquecidas en material grueso (65% de gravas) con la distancia, que se explica mediante el modelo propuesto por Schwarzkopf et al. (2004). Éste supone que a gradientes menores a 8° (zonas distales en este trabajo) se deposita la mayor concentración de material grueso (escasa matriz), a bajas velocidades, baja presión dispersiva y pobre tamizado cinemático. En las barrancas Cordobán-El Zarco sucede lo contrario, el tamaño de partícula disminuye con la distancia, lo cual, según Bursik et al. (2005) es típico, los flujos granulares comienzan con gran cantidad de grandes bloques que después por colisión entre ellos son fragmentados, formando una mezcla de polvo y partículas de menor tamaño. Este cambio en la distribución del tamaño de grano está en función de la distancia, la fragmentación, el mecanismo de transporte y cambios en pendientes (Saucedo et al., 2004).

La facies giPCrB, por presentar gradación inversa indica que en su depositación los procesos de tamizado cinemático (*kinematic sieving*) y *kinematic squeezing*, jugaron un papel importante (Scott y Bridgetwater, 1975; Bridgetwater et al., 1985; Savage y Lun, 1988). Mientras que la facies mPCrB de estructura masiva responde a un flujo no lo suficientemente fluidizado, donde el escape de gas es predominante en las condiciones de la frontera límite de flujo (Wilson, 1980; Branney y Kokelaar, 2002).

4.4 Episodio eruptivo 2

Compuesto por las unidades de flujo 2 y 3, el miembro 3 y facies mPC, giPC, lePC, laPC y czPC (Figura 28). Sus depósitos fueron observados en zonas proximales y distales de todas las barrancas al SE, S y SW del volcán, con alcance máximo de 13.1 km, sin embargo, Waitz (1915, 1935) y Saucedo et al. (2005) le atribuyen alcances de hasta 15 km. Por su posición estratigráfica (sobreyace al episodio eruptivo 1; Figura 28), textura (bloques < 5%) y componentes principales (pómez juvenil; ~50%) se han interpretado como los depósitos característicos de la fase Pliniana de 1913, producto del colapso de la columna eruptiva (Figura 32C y F; ~23 km de altura; Saucedo et al., 2010). Los

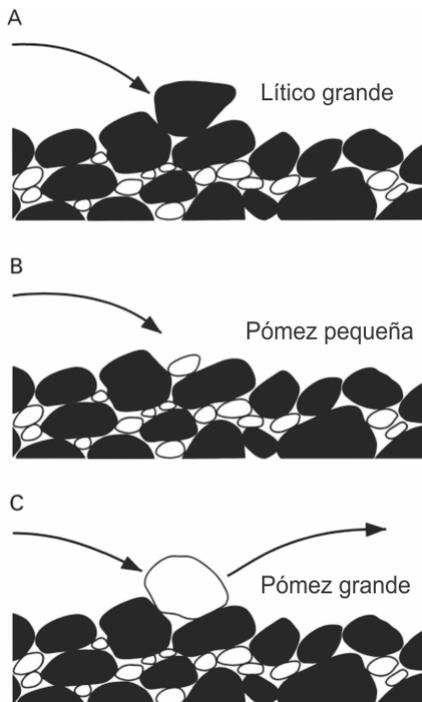
depósitos de este episodio fueron divididos en dos unidades de flujo (2 y 3), debido a que Saucedo (1997; comunicación personal), reporta que en algunas localidades (flanco SW del Playón), los depósitos de esta etapa presentan un horizonte de caída de pómez de alrededor de 25 cm de espesor, separando este miembro, lo que indica la presencia de un *hiatus* durante la etapa más violenta de la fase Pliniana (Figura 28 y 32D).

4.4.1 Mecanismo de transporte y depositación de CPD del episodio eruptivo 2

Las facies mPC, giPC, lePC, laPC y czPC, describen depósitos producto de la interacción de diferentes mecanismos de transporte, posiblemente una interfaz de transporte granular y turbulento, lo que Lowe (1982) denomina como flujo granular modificado, donde las propiedades y comportamiento del flujo fueron modificadas por el efecto de un fluido intergranular, que en este caso es el gas contenido. Lo mismo para el caso de la depositación, que es resultado de la combinación de dos mecanismos, el dominado por flujo granular y por el escape de fluido (en menor proporción). Esto se puede comprobar en los depósitos, con mayor contenido de grava que de matriz y el subredondeo de la pómez, que implica abrasión dentro de la corriente. El escape de fluidos una vez depositado el flujo generó pipas de desgasificación.

El transporte turbulento-granular escasamente fluidizado causó la generación de depósitos masivo (mPC), mientras que en la facies giPC, fue producto de un flujo con fluidización intermedia, donde los procesos de tamizado cinemático y *kinematic squeezing*, jugaron un papel importante (Scott y Bridgetwater, 1975; Bridgetwater et al., 1985; Savage y Lun, 1988). Las características sedimentológicas permiten interpretar que los pulsos de este episodio eruptivo experimentaron cambios en los niveles de fluidización durante su transporte y depositación, generando ambas facies sin un orden aparente (mPC, giPC). El aumento de la fluidización pudo haberse generado tanto por la ingesta de aire en el frente del flujo (Branney y Kokelaar, 2002).

La facies lePC, puede obedecer al *overpassing*, donde algunos clastos se desplazan más lejos y/o más rápido que otros (Nemec, 1990; Branney y Kokelaar, 2002). Walker (1985) dice que la rugosidad de la superficie propicia que pequeños clastos de pómez queden atrapados entre las irregularidades (Figura 30B), lo mismo sucede para los grandes líticos que están en saltación (Figura 30A), mientras que la pómez de gran tamaño no es atrapada y continua corriente abajo, porque debido a su baja densidad y a su tamaño queda más expuesta a ser



arrastrada nuevamente (Figura 30C). Este efecto podría explicar la facies lePC, ya que los clastos de pómez son de gran tamaño y además no presentan abrasión considerable (subangulosas), lo que indica que no se transportaron dentro de un flujo granular, sino en la superficie (Figura 31).

Para el caso de laPC y czPC, responde mejor a un transporte por turbulencia (suspensión, saltación y arrastre) y un régimen de depositación en la frontera límite de flujo dominado por tracción. Además, el desarrollo de dunas, encontradas en czPC, es generado por la interacción entre la corriente turbulenta y el sustrato (Branney y Kokkelar, 2002).

Figura 30. Segregación granular por rugosidad de la superficie (Walker, 1985).

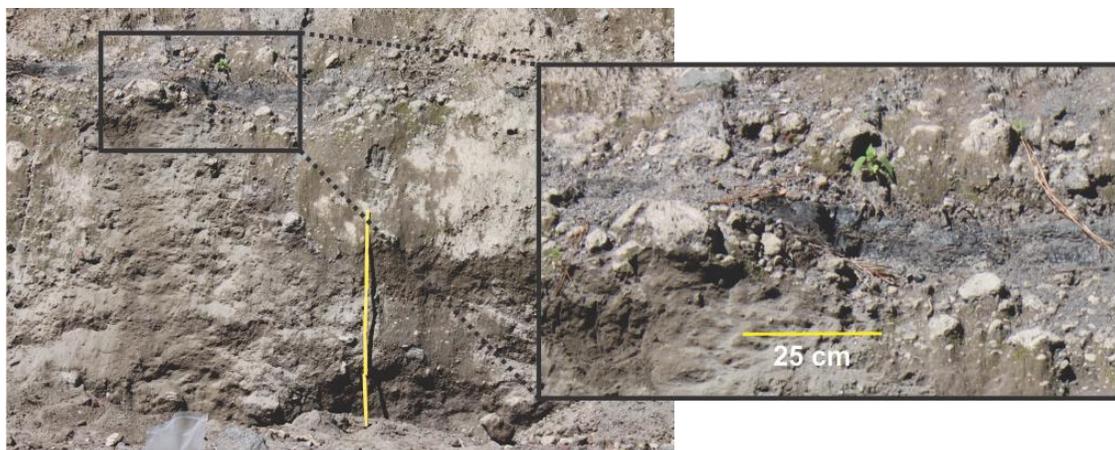


Figura 31. Pómez de gran tamaño y de forma subangulosa a subredondeada perteneciente a la facies lePC.

4.5 Episodio eruptivo 3

Compuesto por la unidad de flujo 4, el miembro 4 y facies giCPErB, giEC y mEC (Figura 29). Se observó en depósitos proximales y medio-distales en barrancas ubicadas al SW del volcán (Cordobán-El Zarco y La Lumbre), con alcance máximo de 12.8 km. Corresponde a depósitos de relleno de cauces de barrancas y a depósitos fuera de los cauces de las barrancas Cordobán-El Zarco (depósitos *overbank*; Charbonniere et al., 2011), además de que Saucedo (1997) reporta depósitos con estas características en interfluvios de La Lumbre. Por su posición estratigráfica (sobrea al episodio eruptivo 2; Figura 28), textura (bloques de 10 a 2%) y contenido de componentes (escoria juvenil del 15 a 65%), se interpreta que posiblemente el inicio de este episodio (la facies giCPErB) funge como la etapa de transición de un cambio en el estilo y mecanismo eruptivo, que obedecería más a una actividad de tipo Vulcaniana, mientras que al final del episodio (facies giEC y mEC) es más evidente la actividad Vulcaniana (Figura 32G). Datos históricos (Waitz, 1915; 1935) hacen referencia a esta actividad cuatro días después (24 de enero) de que terminó la actividad Pliniana.

Al respecto, Saucedo (1997) en su columna estratigráfica compuesta indica las unidades que interpreta como pertenecientes a la tercera fase eruptiva de 1913 (DFCP y E-X, X'), y les denomina depósitos de flujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria. Dentro del análisis de componentes, encuentra depósitos ricos en pómez (33%) y otros ricos en escoria (65 a 82%), sin embargo, lo toma como una misma unidad porque no observó algún contacto que pudiera interpretarse como límite de los dos depósitos. Por lo que únicamente se refiere a los depósitos con alto contenido de escoria como unidad (DFCE-X') para diferenciarlo de los depósitos con alto contenido de pómez (DFCP-X). Además, el autor menciona que durante la última etapa de la erupción (tercera fase) se registró un cambio en la tasa de descarga de magma y una variación en la composición química del mismo hacia niveles más básicos, situación que posiblemente derivó en una disminución en el contenido de volátiles, lo que provocó un cambio en el estilo eruptivo, de

actividad Pliniana a Vulcaniana. Sin embargo, no la define como una cuarta fase eruptiva.

4.5.1 Mecanismo de transporte y depositación de las CPD del episodio eruptivo 3

Las facies giCPErB, giEC y mEC describen depósitos producto de la interacción de diferentes mecanismos de transporte, posiblemente una interfaz de transporte granular y turbulento, flujo granular modificado (Lowe, 1982). Para el caso de la depositación, esta pudo darse por dos diferentes límites de flujo, por flujo granular y el escape de fluidos. Los pulsos estaban fluidizados, por las pipas de desgasificación encontradas en los depósitos y por la concentración de material fino. giCPErB y giEC son producto de un flujo con fluidización intermedia y donde los procesos de tamizado cinemático y *kinematic squeezing*, jugaron un papel importante (Scott y Bridgetwater, 1975; Bridgetwater et al., 1985; Savage y Lun, 1988), mientras que mEC obedece a un flujo pobremente fluidizado, pues no se observa segregación.

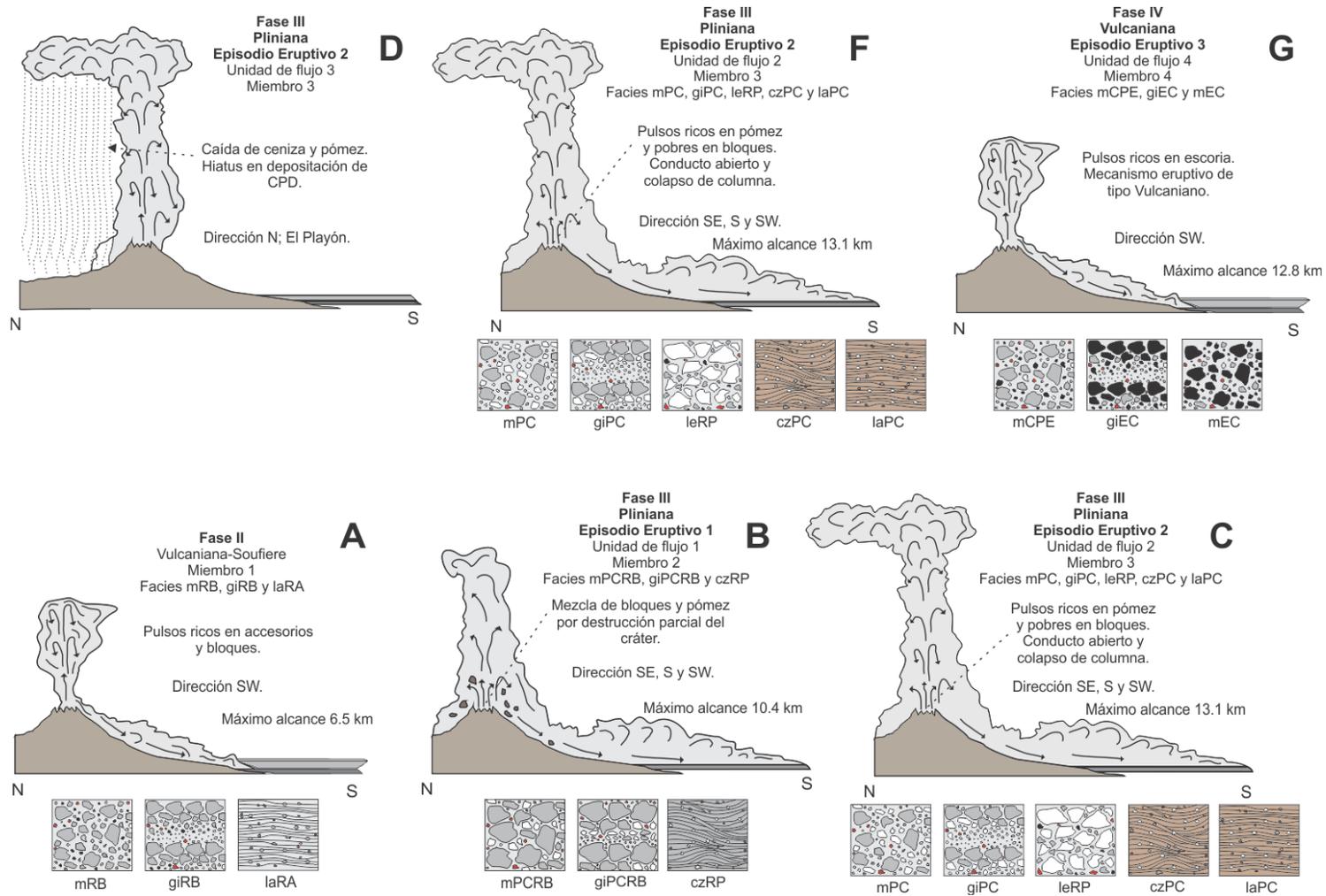


Figura 32. Modelo conceptual de la última fase eruptiva de 1913 en el Volcán de Colima y facies que genera. A) Inicio de la fase Pliniana que destruye paredes del cráter y forma CPD ricas en bloques y pómez. B) Conducto abierto y colapso de columna eruptiva que produce CPD ricas en pómez. C) Hiatus en la deposición de CPD, caída de ceniza y pómez al N del volcán. D) Nuevamente se depositan CPD ricas en pómez. E) Cambio en el mecanismo eruptivo a uno de tipo Vulcaniano con generación de CPD ricas en escoria.

Conclusiones

El uso sistemático de los conceptos de facies, miembros, unidades de flujo y episodio eruptivo, facilitó el estudio y caracterización de los depósitos piroclásticos, y son una herramienta poderosa que ayudó a comprender mejor la dinámica de las CPD, así como proponer el modelo de emplazamiento y los mecanismos eruptivos asociados a la última fase (Pliniana) de la erupción de 1913.

El análisis estratigráfico, granulometría y de componentes de los depósitos de CPD generados durante la tercera fase de la erupción de 1913, permitieron definir la arquitectura de éstos, donde al menos se reconocieron tres episodios eruptivos, cuatro unidades de flujo, cuatro miembros litoestratigráficos y 14 facies (mPCrB, giPCrB, czP, mPC, giPC, lePC, czPC, laPC, giCPErB, giEC y mEC). Los episodios eruptivos fueron definidos con base a los grandes cambios (granulometría y componentes) de la fase Pliniana; las unidades de flujo se delimitaron por cambios texturales y componentes que revelaban un cierto *hiatus* (no observable directamente en todos los casos) en la depositación de las CPD; los miembros se determinaron por la asociación de facies con características texturales y de componentes similares, con distribución regional a lo largo de las barrancas; mientras que las facies indicaron características texturales, de componentes y la arquitectura de un horizonte específico de un depósito de CPD.

Asimismo, se propone una división para los depósitos de etapa final de la segunda fase propuesta, que según Saucedo (1997) y Saucedo et al. (2010), se asocia a un evento tipo Vulcaniana-Soufriere. Con base en la información anterior, este trabajo brinda los criterios (estratigráficos y de facies) precisos para separar los depósitos de las fases eruptivas II y III, dado que es muy probable que en algunas localidades la etapa final del miembro 1, de la fase eruptiva II, se haya clasificado como parte de la etapa inicial de la fase Pliniana (III) de la erupción de 1913. Sin duda, la unidad básica que nos permitió hacer estas divisiones en los depósitos de CPD, es la facies, dado que estas pueden ser definidas a escala regional como grupos, formaciones o miembros, o bien a escala local a nivel de miembro.

El mecanismo de transporte y depositación de cada uno de los miembros propuestos, es producto de las condiciones que predominaron sobre la frontera límite de flujo, así los cambios texturales marcados en los depósitos, las tasas de suministro de material y la topografía del terreno, son elementos que coadyuvan a la formación y depositación de las diferentes facies propuestas.

En este trabajo, probamos mediante la definición de facies, que la erupción de 1913 no terminó con la actividad Pliniana (fase eruptiva III), pues hay fuertes evidencias de testigos, estratigráficas y facies que muestran depósitos ricos en escoria, que responden más a un mecanismo eruptivo tipo Vulcaniano, que a un Pliniano. Las facies que soportan la idea son las que conforman el miembro 4 (giCPErB, giEC y mEC), así como la información que proporcionó Waitz (1915), en las descripciones de la actividad eruptiva del 24 de enero de 1913.

De esta forma, los depósitos de la unidad de flujo 4 (miembro 4 y giCPErB, giEC y mEC), marcarían la verdadera fase eruptiva final de la erupción de 1913, que como característica principal puede presentar un contenido de escoria del 60%, que siguiendo la nomenclatura de Saucedo et al. (2010), correspondería a la Fase eruptiva IV, asociada a una erupción Vulcaniana.

Glosario de términos

Arquitectura: estructura general de una ignimbrita, incluye su distribución, variaciones en espesor, arreglos tridimensionales de las facies, geometría interna de capas y las relaciones de todas esas características con la topografía.

Asociación de facies: una reconocida repetición de asociación de dos o más facies, que pueden estar vinculadas por su organización espacial.

Corriente piroclástica de densidad: mezclas de partículas piroclásticas y gas que se mueven a través del terreno bajo la influencia de la gravedad

Depochron: superficies ocultas dentro de una ignimbrita que vinculan diferentes clastos que fueron depositados al mismo tiempo.

Entrachron: superficies ocultas dentro de una ignimbrita que vinculan diferentes clastos que forman parte de la misma corriente al mismo tiempo.

Episodio eruptivo: actividad volcánica continua con variaciones en la intensidad y perdurable de algunas horas a pocos días.

Facies: término no genético que se basa en la estructura sedimentaria interna, granulometría y litología.

Flow boundary zone: línea imaginaria en constante transición que divide la parte superior de un depósito con la parte inferior de un flujo, donde la variación depende de la velocidad de la corriente, concentración y tasa de suministro de partículas.

Fluidización: transformación del marco de referencia de una partícula con una ligera dispersión con propiedades fluidales.

Flujo granular: Cualquier flujo predominante por partículas no cohesivas.

Flujo modificado: Flujo granular en el cual el transporte es modificado por efectos buoyantes del fluido intersticial.

Ignimbrita: depósito de una corriente piroclástica de densidad rica en pómez y ceniza.

Miembro: término litoestratigráfico para referirse a una división litológicamente distintiva que tiene una distribución regional, que puede presentar variaciones laterales y longitudinales a través de una irregular paleotopografía.

Oleada: corriente piroclástica de densidad diluida que genera depósitos con estratificación laminares y cruzada. Típicamente de volumen pequeño.

Overpassing: Aplica cuando cierto clasto pasa un punto porque no es capaz de depositarse ahí, mientras otros lo hacen.

Temperatura granular: Vibración inducida por la colisión de partículas en una masa granular, que tiene como resultado la dilatación de la masa.

Unidad de flujo: depósitos de ignimbrita delimitada por horizontes (depósito de caída, retrabajo y erosión) que indican un hiatus en la depositación.

Referencias

Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473–485, doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<473: GOTNCA>2.0.CO; 2.

Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., and Wallace, J.P., 1991, Pliocene-recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrain in the making, in Dauphin, J.P., and Simoneit, B.A., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir 47*, p. 425–445.

Arreola, J.M. 1903. The recent eruptions of Colima Volcano. *Journal of Geology*. 10, 748 – 761.

Arreola, J.M., 1915. Catálogo de las erupciones antiguas del volcán de colima. *Memorias de la Sociedad Científica “Antonio Alzate”*. 32, 443– 481.

Bárcena, M., 1887. Informe sobre el estado actual del Volcán de Colima. *Naturaleza (Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural)*. 2a serie, tomo 1.

Baxter, P.J., Boyle, R., Cole, P., Neri, A., Spence, R.S., Zuccaro, G., 2005. The impacts of pyroclastic surges on buildings at the eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Bulletin of Volcanology*. 67, 292-313.

Bonasia, R., Capra, L., Costa, A., Macedonio, G., Saucedo, R. (2011) Tephra fallout hazard assessment for a Plinian eruption scenario at Volcán de Colima (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203:12–22.

Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement - progressive aggradation and changes from particulate to nonparticulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*. 54, 504-520.

Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London. Memories*. 27.

Bretón González, M., Ramírez, J.J., and Navarro, C., 2002, Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, México 1519–2000: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 21–46.

Bridgetwater, J., Foo, W. S., Stephens, D. J. 1985. Particle mixing and segregation in failure zones – theory and experiment. *Powder Technology*, 41, 147 – 158.

Brown, R. J., Branney, M. J. 2004. Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Paris Formation. *Bulletin of Volcanology*, 66, 392 – 416.

Brown, R. J., Branney, M.J. 2013. Internal variations and diachronous sedimentation within extensive, sustained, density-stratified pyroclastic density currents flowing down gentle slopes, as revealed by the internal architectures of ignimbrites on Tenerife. *Bulletin of Volcanology*, 75:727.

Browne, B.L., Gardner, J.E. 2003. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the AD ~1000 eruption of Volcán Ceboruco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 130, p. 95-105.

Bryan, S., Cas, R., Martí, J. 1998. Lithic-breccia intermediate-volume phonolitic ignimbrite, Tenerife (Canary Islands): constraints on pyroclastic flow depositional processes. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 81, 269 – 296.

Bursik, M.I., Patra, A., Pitman, E.B., Nichita, C., Macias, J.L., Saucedo, R., Girina, O., 2005. Advances in studies of dense volcanic granular flows. *Reports on Progress in Physics*. 68, 271-301.

Bursik, M.I., Woods, A.W., 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*. 58, 175-193.

Capra, L., Gavilanes-Ruiz, J.C., Bonasia, R., Saucedo, R., Sulpizio, R. (2015). Re-assessing volcanic hazard of Volcán de Colima, México. *Natural Hazards*.

Capra, L., Macías, J. L., Cortés, A., Dávila, N., Saucedo, R., Osorio-Ocampo, S., Arce, J. L., Gavilanes-Ruiz, J. C., Corona-Chávez, P., García-Sánchez, L., Sosa-Ceballos, G., Vázquez, R. 2016. Preliminary report on the July 10-11, 2015 eruption at Volcán de Colima: Pyroclastic density currents with exceptional runouts and volume. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 310, 39-49.

Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *SEPM, Special Publications*. 45, 39-57.

Cas, R. A. F. y Wright, J. V., 1987, *Volcanic succession: Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London, 487 pp.

Cassidy, M., Cole, P., Hicks, K., Varley, N., Peters, N., Lerner, A. 2015. Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 420, 15 June 2015, pages 73-84.

Charbonnier, S., Gertisser, R., 2009. Numerical simulations of block and ash flows using the Titan2D flow model: examples from the 2006 eruption of Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*. 71, 953-959.

Charbonnier, S.J., Germa, A., Connor, C.B., Gertisser, R., Komorowski, J.-C., Preece, K., Lavigne, F., Dixon, T., Connor, L. (2013) Evaluation of the impact of the 2010 pyroclastic density currents at Merapi volcano from high-resolution satellite imagery, field investigation and numerical simulations. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 45, 245 – 257.

Charbonniere, S.J., Gertisser, R. (2011). Deposit architecture and dynamics of the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Sedimentology*, v. 58, p. 1573 – 1612.

Cortés, A., Garduño, V.H., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Macías, J.L., and Gavilanes, J.C., 2005, Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, con Geología del Complejo Volcánico de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, v. 10, scale 1:100,000, 1 sheet, 37 text.

Cortés, A., Garduño, V.H., Macías, J.L., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J.C., Saucedo, R., Gavilanes, J.C. 2010. Geologic mapping of the Colima volcanic complex (Mexico) and implications for hazards assessment: The Geological Society of America. Special Paper 464, p. 251-266.

Dade, B.W., Huppert, H.E., 1996. Emplacement of the Taupo ignimbrite by a dilute turbulent flow. *Nature* 381, 509-512.

De La Cruz, S., 1993. The historical eruptive activity of Colima Volcano, México. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, v. 55, p. 51-68.

Druitt, H., 1998. Pyroclastic density currents. Geological Society, London, Special Publications, 145, 145 – 182.

Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 53, 84 – 92.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. 523, 122 – 149.

Fisher, R. V., Schminke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, Berlin.

Fisher, R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal Science*. 264, 350-363.

Freundt, A., Bursik, M.I., 1998. Pyroclastic flow transport mechanisms. In: Freundt, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra: Modelling Physical Processes of Explosive Volcanism*. *Developments in Volcanology*, 4. Elsevier, pp. 151-222.

Garduño, V.H., Saucedo, R., Jiménez, S., Gavilanes, J.C., Cortés, A., and Uribe, R.M., 1998, La Falla Tamazula, límite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, p. 132–144.

Gavilanes, J.C. 2001. Geoquímica del Bloque Jalisco. CONACYT No. 27862.

Haff, P. K. 1983. Grain flow as a fluid-mechanical phenomenon. *Journal of Fluid Mechanism*, 134, 401 – 430.

Hein, F. J. 1982. Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enrage Formation, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 267-287.

Hiscott, R. N. 1994. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research Section A*, 64, 209-214.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 1995. Hidrología del estado de Colima. Disponible en www.inegi.com.

Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*. 35, 254-296.

Johnson, A. 1970. *Physical processes in geology*. Freeman, San Francisco, 577 pp.

Kerber, J. 1882. *Reseña histórica de la actividad del Volcán de Colima*.

Komorowski, J-C., Jenkins, S., Baxter, P., Picquout, A., Lavigne, F., Charbonnier, S., Gertsser, R., Preece, K., Cholik, N., Budi-Santoso, A., Surono, 2013. Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 261, 260 – 294.

Lee, J., Leibig, M., 1994. Density waves in granular flow: a kinetic wave approach. *Journal de Physique I. France*. 4, 507-514.

Legros, F., Martí, J. 2001. Formation of inversely graded basal layers in ignimbrites by progressive aggradation. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 111, 25 – 33.

Lowe, D. R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 188-199.

Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-298.

Lube, G., Cronin, S. J., Platz, T., Freundt, A., Procter, J. N., Henderson, C., Sheridan, M. F. 2007. Flow and deposition of pyroclastic granular flows: a type example from the 1975 Ngauruhoe eruption, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 165 – 186.

Lugo-Hubp, J., Del Pozzo, M., Vázquez-Selem, L. 1993. Estudio geomorfológico del complejo volcánico de Colima. *Geofísica Internacional*, 32, 633 – 641.

Luhr, J.F., and Prestegard, K.L., 1988, Caldera formation at Volcán de Colima, Mexico, by a large Holocene volcanic debris avalanche: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 35, p. 335–348, doi: 10.1016/0377-0273(88)90027-3.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima Volcanic complex, México: Part 1. Post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71, 343-372.

Luhr, J.F., and Carmichael, I.S.E., 1981, The Colima volcanic complex, México: Part II. Late Quaternary cinder cones: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, no. 2, p., 127–147.

Luhr, J.F., 1981, Colima: History and cyclicity of eruptions: *Volcano News*, v. 7, p. 1–3.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1990. Geology of Volcán de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Boletín* 107, 101 pp.

Luhr, J.F., 2002, Petrology and geochemistry of the 1991 and 1998–1999 lava flows from Volcán de Colima, México: Implications for the end of the current eruptive cycle: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 117, p. 169–194.

Macías, J. L. 2007. Geology and eruptive history of some active volcanoes of México. *Geological Society of America. Special Paper* 422, 183 – 232.

Macías, J. L., Saucedo, R., Gavilanes, J. C., Varley, N., Velasco-García, S., Bursik, M., Vargas-Gutierrez, V., Cortés, A., 2005. Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica. Revista GEOS, v. 25, p. 340-351.

Martín Del Pozzo, A.L., Sheridan, M.F., Barrera, D., Hubp, J.L., and Vázquez, L., 1995, Mapa de Peligros, Volcán de Colima, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, México D.F., scale 1:25,000, 1 sheet.

Mooser, F. 1961. Los Volcanes de Colima. Boletín 61 del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. P 49 -71.

Navarro, C., Cortés, A., Téllez, A. 2003. Mapa de peligros del Volcán de Fuego de Colima: Colima, México, Universidad de Colima. Escala 1:100,000, 1 hoja.

Nemec, W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: COLELLA, A. & PRIOR, D. B. (eds) Coarse grained deltas. International Association of Sedimentology, Special Publications, 10, 29-73.

Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., Agilardi, F., Pola, A., Cortés, A. 2010. Structural architecture of the Colima Volcanic Complex. Journal of Geophysical Research, 15, 20 p.

Ogawa, S. 1978. Multi-temperature theory of granular materials. Proceeding US-Japan Seminar on Continuum-Mechanics and Statistical Approaches to Mechanical Granular Materials. 208 – 217.

Ortiz, G. (1944). La zona volcánica "Colima" del estado de Jalisco. Monografía. Instituto de Geografía, Universidad de Guadalajara.

Pettijohn, F.; Potter, P. & Siever, R., 1985. Sand and Sandstone. (2nd edition). Springer. New York.

Robin, C., 1984, Le volcan Popocatépetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques: Bulletin of Volcanology, v. 47, p. 1–23.

Robin, J., Mossand, P., Camus, G., Cantagrel, J.M., Gourgaud, A., and Vincent, P.M., 1987, Eruptive history of the Colima volcanic complex (Mexico): Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 31, p. 99–113, doi: 10.1016/0377-0273(87)90008-4.

Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R. 1991. Field observations of pristine block-and-ash flow deposits emplaced April

16-17, 1991 at Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48, 399 – 412.

Rodríguez-Elizarrarás, S. R., 1995. Estratigrafía y estructura del volcán de Colima, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 22-46.

Rosiwal. (1898) en Sarocchi, D., Borselli, L., Macías, J.L., (2005). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 371 – 382.

Sarocchi, D., Sulpizio, R., Macías, J.L., Saucedo, R., 2011. The 17 July 1999 block-and-ash flow (BAF) at Colima Volcano: New insights on volcanic granular flows from textural analysis. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 204, 40 – 56.

Sartorius, C. (1869). Eruption of the Volcano of Colima in June 1869. *Smithsonian Report*, p. 423.

Saucedo, G.R., 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 del volcán de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Tesis de Maestría, 185 p.

Saucedo, R., 2001. Erupciones de 1991 y 1998–1999 del Volcán de Colima: Mecanismos de transporte y depositación de los flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Tesis de Doctorado, UNAM, México, D.F.

Saucedo, R., et al., 1995. Internal Report Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, p. 35.

Saucedo, R., and Macías, J.L., 1999, *La Historia del Volcán de Colima: Tierra Adentro*, v. 98, p. 8–14.

Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Gavilanes, J.C., Corte's, A., 2002. Emplacement of pyroclastic flows during the 1998–1999 eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117, 129– 153.

Saucedo, G. R., Macías, J.L., Bursik, M.I., 2004. Merapy-type pyroclastic flows produced during the 1991 eruption of Colima Volcano: stratigraphy, sedimentology and emplacement mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, 66 (4), 291-306.

Saucedo, R., Macías, J., Bursik, M. 2004. Pyroclastic flow deposits of the 1991 eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 66, p. 291 – 306.

Saucedo, G.R., Macías, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, I., and Komorowski, J.C., 2005, Modeling of pyroclastic flows of Colima volcano, Mexico: Implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 139, p. 103–115, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.06.019.

Saucedo, R., Macías, J.L., Gavilanes, J.C., Arce, J.L., Komorowski, J.C., Gardner, J.E., Valdez-Moreno, G., 2010. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamic of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 191, 149-166.

Savage, S. B. 1983. Granular flows down rough inclines - review and extension. In: Jenkins, J.T. & Satake, M. (eds) *Mechanics of Granular Materials: New Models and Constitutive Relations*. Elsevier, Amsterdam, 261-281.

Savage, S. B. 1984. The mechanics of rapid granular flows. *Advances in Applied Mechanics*, 24, 289-366.

Savage, S. B., Lun, C. K. K. 1988. Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids. *Journal of Fluid Mechanics*, 189, 311-335.

Schwarzkopf, L., Schminke, H., Cronin, S. 2004. A conceptual model for block and ash basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 18 pages.

Scott, A. M., Bridgewater, J. 1975. Interparticle percolation: a fundamental solids mixing mechanism. *Industrial and Engineering Chemistry: Fundamentals*, 14, 22-21.

Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147-188.

Starr, F., 1903. The recent eruptions of Colima. *Journal of Geology*. 11, 750.

Sulpizio, R., Dellino, P., 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In: Martí, J., Gottsman, J. (Eds.), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. *Developments in Volcanology*, 10. Elsevier, pp. 57-96.

Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. M., Sarocchi, D. 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 283, 36 – 65.

Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L., 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology* 54, 607-635.

Takahashi, T., Tsujimoto, H. 2000. A mechanical model for Merapi-type pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 98, p. 91 – 115.

Tello, F.A., 1651. Libro segundo de la Crónica Miscelanea en que se trata de la conquista espiritual y temporal de la Santa Provincia de Jalisco en el Nuevo Reino de la Galicia y Nueva Vizcaína y Descubrimiento del nuevo México. Imprenta de la República Literaria, Guadalajara.

Thorpe, R.S., Gibson, I., Vizcaino, J., 1977. Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature* 265, 724– 725.

Valentine, G.A., 1998. Damage to structures by pyroclastic flows and surges, inferred from nuclear weapons effects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 87, 117-140.

Valdez-Moreno, G., Schaaf, P., Macías, J.L., and Kusakabe, M., 2006, New Sr-Nd-Pb-O isotope data for Colima volcano and evidence for the nature of the local basement, in Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., *Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from Mexico: Geological Society of America Special Paper 402*, p. 45–63.

Varley, N., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Sanderson, R., Stevenson, J. 2010. Generation of Vulcanian activity and long-period seismicity at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 198 (1–2), pp. 45–56.

Waitz, P., 1906. Le Volcan de Colima. 10 th International Geological Congress, Field Trip Guide, chap. 13, p. 27, 1906

Waitz, P., 1915. El estado actual de los volcanes de México y la última erupción del Volcán de Colima (1913). *Revista Volcanológica*. p. 259-268.

Waitz, P. 1921. “Nubes ardientes” observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Colima (1913): *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate (México)*. V. 37, p. 267 – 313.

Waitz, P., 1935. Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima, *memorias de la Soc. Antonio Alzate*. Tomo 53: p. 349-383.

Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 25, 157-171.

Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377 – 392.

Wilson, C. J. N. 1980. The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 231-249.

Wolff, J., Wright, J. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10:13-34.

Wright, J.V., Walker, G.P.L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 111-131.