



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Oleadas piroclásticas de Las Derrumbadas  
(Puebla, México): estructuras,  
componentes y procesos de formación**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**Ingeniero Geólogo**

**P R E S E N T A**

Angel Nahir Molina Guadarrama

**DIRECTOR(A) DE TESIS**

Dra. Marie-Noëlle Guilbaud



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



*CON MUCHO CARÍÑO PARA MI QUERIDA MAMÁ*  
*MA. CONCEPCIÓN GUADARRAMA PALACIOS*



# ÍNDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>1</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>3</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>4</b>
<b>RIASSUNTO</b>	<b>5</b>
<b>1. UNIVERSALIDAD</b>	<b>6</b>
1.1. ACTIVIDAD VOLCÁNICA	6
1.2. CASO DE ESTUDIO: LOS DOMOS RIOLÍTICOS LAS DERRUMBADAS	9
1.3. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN	11
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO</b>	<b>13</b>
2.1. REGIONAL: FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA	13
2.1.1. GEOEVOLUCIÓN	14
2.1.2. GEOTECTÓNICA	17
2.2. LOCAL: CUENCA DE SERDÁN-ORIENTAL	20
<b>3. DOMOS DE LAVA</b>	<b>23</b>
3.1. DEFINICIÓN	23
3.2. MECANISMOS DE CRECIMIENTO	23
3.3. TIPOS DE DOMOS DE LAVA	25
3.4. ESTRUCTURAS	28
3.5. ACTIVIDAD DE UN DOMO DE LAVA EN DIFERENTES ESCALAS DE TIEMPO	30
<b>4. DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS Y PELIGROS ASOCIADOS</b>	<b>31</b>
4.1. CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA	31
4.1.1. FLUJOS PIROCLÁSTICOS O CORRIENTES CONCENTRADAS	32
4.1.1.1. DEFINICIÓN	32
4.1.1.2. FORMACIÓN	32
4.1.1.3. DEPÓSITOS	34
4.1.2. OLEADAS PIROCLÁSTICAS O CORRIENTES DILUIDAS	37
4.1.2.1. DEFINICIÓN	37
4.1.2.2. FORMACIÓN	37
4.1.2.3. DEPÓSITOS	39
4.1.2.4. FACIES	43
4.2. AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA	45



<b>4.3. PELIGROS</b>	<b>46</b>
4.3.1. RIESGO VOLCÁNICO	46
4.3.2. PELIGRO VOLCÁNICO	46
4.3.3. FACTORES DE PELIGRO	47
4.3.4. EXPOSICIÓN Y VULNERABILIDAD	47
<b>5. METODOLOGÍA</b>	<b>49</b>
<b>6. RESULTADOS</b>	<b>54</b>
6.1. DESCRIPCIÓN DE LOS COMPONENTES LITOLÓGICOS	55
6.2. DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	60
6.2.1. SECTOR NORESTE (NE)	60
6.2.2. SECTOR ESTE (E)	65
6.2.3. SECTOR SUROESTE (SW)	71
<b>7. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN</b>	<b>75</b>
<b>8. CONCLUSIONES</b>	<b>79</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>80</b>
<b>ANEXO</b>	<b>89</b>



# AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, extiendo mi total agradecimiento a la Dra. Marie-Noëlle Guilbaud por permitirme trabajar con ella y ser la directora de mi tesis, además de la admonición y los conocimientos compartidos. Agradezco al Dr. Corentin Chédeville-Monzo por su enseñanza, amabilidad y el apoyo brindado durante las actividades de campo, de laboratorio y por aportar material didáctico a este escrito.

Un agradecimiento significativo a mis sinodales encargados de revisar y corregir este trabajo, Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, Dra. Elena Centeno García, Dr. José Luis Arce Saldaña y la Dra. Valerie Pompa Mera.

La investigación realizada fue posible gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN113517. Así mismo, doy mi agradecimiento a la DGAPA-UNAM por la beca recibida.

Agradezco también al departamento de vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM por la infraestructura prestada: el laboratorio de sedimentología A y la sala de microscopios, así como la asistencia de la Dra. Lilia Arana, técnica responsable de los mismos, quien fue muy amable, atenta y accesible en todo momento, además por compartirme conocimientos enriquecedores.

Mis sinceros agradecimientos a la M. I. Isabel Domínguez Trejo por su admirable enseñanza, su apreciable amistad, sus buenos consejos y por su importante tutela. Gracias también por el apoyo brindado durante mi carrera y en el proceso de mi titulación.

Parte de mis humildes agradecimientos viajan hasta el Bel Paese, dirigidos al Dr. Francesco Grieco Mercurio de Nápoles, Italia, y para el Glg. Nicholas Ballabio de Milán, Italia, quienes en la distancia me asesoraron y revisaron el riassunto de este trabajo.

Si bien, en este apartado no me limito a agradecer sólo a las personas que contribuyeron en la elaboración de este documento, también escribo a las personas quienes, a lo largo de mi instrucción universitaria, fueron partícipes e hicieron acciones increíbles y muy valiosas que me han permitido arribar a este punto tan significativo de mi vida profesional.

Primordialmente, agradezco infinitamente a mi madre Ma. Concepción Guadarrama Palacios por cada sacrificio hecho, por su empeño y esfuerzos incansables, por la confianza y la fe, por la educación y las



enseñanzas que me dio y, sobre todo, por su inmenso amor que cada día me motiva a convertirme en un ser humano extraordinario. Gracias mamá, pues mis triunfos son siempre tuyos.

Agradezco de manera cariñosa a mi tía Carmelia Guadarrama Palacios y a mis hermanas Emmely Torres Guadarrama y la Enfra. Nitzarindely Vergara Guadarrama, por el enorme e invaluable apoyo, por las grandísimas muestras de afecto, por su confianza, sus ánimos enérgicos y los consejos siempre atinados.

También, quiero agradecer a mis tíos, el Prof. José Guadarrama Palacios y su esposa Elidia Yáñez Hernández quienes me han apoyado, aconsejado y, además, respaldado totalmente mis decisiones, las cuales me han permitido trascender en el ambiente académico y social.

Muchas gracias a mis demás familiares: tíos, primos, sobrinos, quienes de alguna u otra manera, me aportaron cosas importantes.

Muchas gracias al M. en Arq. Jesús Osvaldo Solorio Ruiz por su amabilidad, generosidad, paciencia, consejos y el apoyo brindado durante toda mi carrera.

Gracias especiales al Ing. Glen Flores Hernández quien me ha mostrado un amor profundo y sincero, por su confianza, fortaleza, respeto y apoyo incondicional. Gracias por tu valiosa compañía en los momentos más importantes de mi vida, por ser mi complemento y alentarme a seguir cumpliendo mis sueños.

Finalmente, pero no menos importante, agradezco grandemente a mis amigos, por haber sido cómplices de mi formación profesional, porque juntos nos llenamos de conocimientos y experiencias, y aunque llegamos a tropezar, nos hemos dado la mano para levantarnos y avanzar con más fuerza hasta lograr nuestros objetivos. Gracias por los asombrosos momentos vividos, por su apoyo y empatía, por los honestos consejos dados, por las alegrías y también por estar allí en los momentos no tan agradables, por los viajes y las locuras espontáneas y, sobre todo, gracias por su invaluable e irremplazable amistad. Gracias en especial a la Médico Magnolia Juárez Martínez, a la Ing. Mariel Brito Schulz, a la Fis. Leticia González Zamora, al Ing. Mauricio Aguirre Mellado y a los Gls. Fatima Torres Valle, Guillermo Aarón Lamadrid Bracamonte y Edgar Hervey García Bracamonte.



# RESUMEN

El volcán monogenético de Las Derrumbadas se ubica en el centro de la Cuenca de Serdán-Oriental (Estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz) ubicada en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Está conformado por dos estructuras dómicas (un domo NE y un domo SW) de composición riolítica (microcristalina y vítrea) la cual está localmente alterada debido a un sistema hidrotermal que continúa activo en la cima del domo SW.

Los trabajos de esta tesis se enfocaron en caracterizar depósitos de oleadas piroclásticas que circundan a los domos y alcanzan una distancia de  $\sim 7$  km desde el centro de estos. En el sector NE, los depósitos de oleadas subyacen directamente a un depósito de avalancha de escombros proveniente del domo NW. En el sector E, los depósitos de oleadas sobreyacen a diferentes depósitos de avalanchas de escombros que provienen de los dos domos. En el sector SW, no se observa una relación estratigráfica directa entre los depósitos de oleadas y de avalancha de escombros, por lo que se realizó una correlación estratigráfica que nos permitió conocer su posición, así como el orden y la cantidad de eventos volcánicos que dieron origen a las diferentes secuencias de oleadas piroclásticas. Todas las oleadas contienen diferentes proporciones de diversos componentes litológicos, su granulometría varía de ceniza muy fina hasta lapilli, con capas desde moderada a totalmente consolidadas. Entre las estructuras internas que aparecen están: laminación cruzada, ondulada y ondas de arena. También se tiene lapilli acrecional y llegan a aparecer venas de elutriación en capas masivas.

Entre los procesos que podrían haber producido las diferentes secuencias de oleadas piroclásticas se consideran: (1) Freatomagmatismo, puesto que algunas secciones estratigráficas presentan capas consolidadas y lapilli acrecional lo cual apunta a la presencia de agua, además de altas concentraciones de líticos derivados del basamento. (2) Colapsos de márgenes de los domos, ya que algunas capas están compuestas casi completamente de riolita gris. (3) Súbita descompresión del interior del domo siguiendo un colapso sectorial, lo cual explicaría la presencia de capas de pómez en la base de secuencias depositadas sobre depósitos de avalancha.



# ABSTRACT

The monogenetic volcano of Las Derrumbadas is located in the center of Serdán-Oriental Basin (States of Tlaxcala, Puebla and Veracruz, in Mexico) eastern part of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). It is made of two dome structures (NE dome and SW dome) formed mainly of gray rhyolite (microcrystalline and vitreous) that is locally altered due to a geothermal system that is still active at the top of the SW dome.

This thesis focused on characterizing deposits of pyroclastic surges that surround the domes and reach an approximate distance of 7 km from source. In the NE sector, the surge deposits are located stratigraphically directly below a debris avalanche deposit from the NW dome whereas in the E sector, they lay above different deposits of debris avalanches that come from the two domes. In the SW sector, the stratigraphic relationship of the surge deposits with respect to the debris avalanche deposits is not observed, so that a stratigraphic correlation was made that allowed us to know their position, as well as the order and quantity of volcanic events that originated the different pyroclastic surge sequences. All surge layers contain different proportions of different lithological components, fine ash to lapilli grain sizes, and are moderately to highly indurated in all sections. Among the internal structures present are: inverse gradation, parallel and cross-laminations, as well as accretionary lapilli in massive layers and indurated veins of coarse ash that cross these layers from base to top.

The processes that could have produced the pyroclastic surges are: (1) Phreatomagmatism, since some stratigraphic sections present indurated layers and accretionary lapilli that points to the presence of water, in addition to high concentrations of lithic derived from the basement. (2) Collapses of margins of the domes, since some layers are composed almost entirely of gray rhyolite. (3) Sudden decompression of the interior of the dome following a sectoral collapse, which would explain the presence of layers of pumice at the base of sequences deposited on avalanche deposits.



# RIASSUNTO

Il vulcano monogenetico dei Las Derrumbadas si trova nel centro del Bacino del Serdán-Orientale in Messico. È composto da due strutture: un duomo NE e un duomo SW, che sono costituiti quasi completamente da riolite grigia e localmente alterati a causa di un sistema geotermico che continua ancora ad essere attivo nella parte superiore del duomo SW.

I lavori di questa tesi si sono concentrati sulla caratterizzazione di depositi di surge che circondano i duomi e raggiungono una distanza di circa 7 km dal centro di questi. La caratterizzazione dei depositi di surge si basa sul rilievo di 7 sezioni stratigrafiche nei settori NE, E, SW dei duomi. Nel settore NE, i depositi di surge sono situati stratigraficamente direttamente al di sotto del deposito di una valanga di detriti dal duomo NW. Nel settore E, i depositi di surge sono posizionati sopra diversi depositi di valanghe di detriti che provengono dai due duomi. Nel settore SW, la relazione stratigrafica dei depositi di surge rispetto ai depositi di detriti di valanga non viene osservata chiaramente, così è stata fatta una correlazione stratigrafica che ci ha permesso di conoscere la loro posizione, così come l'ordine e la quantità di eventi vulcanici che hanno dato origine alle diverse sequenze di surge. Tutti i depositi di surge contengono componenti di diverse litologie, la loro granulometria varia da cenere fine a lapilli fini, sono da moderatamente induriti a totalmente induriti. Tra le strutture interne che appaiono sono: gradazione inversa, laminazione parallela, corrugata e incrociata. Anche abbiamo lapilli di accrescimento all'interno degli strati massici.

Tra i diversi processi che probabilmente hanno prodotto le diverse sequenze di surge si considerano come maggiormente fattibili: (1) Freatomagmatismo, poiché alcune sezioni stratigrafiche presentano strati induriti e lapilli di accrescimento che indicano la presenza di acqua, inoltre alti concentrazioni di litici derivati dal seminterrato roccioso. (2) Crolli di margini dei duomi, poiché alcune sezioni sono composte quasi interamente da riolite grigia. (3) Descompressione istantanea dell'interno del duomo a seguito di un crollo settoriale, che spiegherebbe la presenza di strati di pomice alla base di sequenze depositate su depositi di valanga.



# 1. UNIVERSALIDAD

La vulcanología es una rama de la geología que estudia el origen y ascenso del magma a través del manto y la corteza. Además, se ocupa de la evolución física y química de los magmas, su transporte y erupción, y la formación de depósitos volcánicos en la superficie del planeta (Sigurdsson *et al.*, 2000).

Los volcanes están distribuidos sobre la superficie terrestre de acuerdo a las diferentes regiones definidas por los procesos tectónicos de escala global, como las interacciones de las placas tectónicas que conforman la corteza y las corrientes convectivas del manto terrestre que las mueven (de la Cruz, 2008).

En México, la mayor parte de los grandes volcanes se encuentran ubicados en el frente de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, como el volcán de Colima, el Popocatepetl y el Pico de Orizaba, también se encuentran en otras zonas volcánicas aisladas, como el volcán Tres Vírgenes en la Península de Baja California, el Campo Volcánico El Pinacate en Sonora y los volcanes Tacaná y Chichón en Chiapas.

## 1.1. ACTIVIDAD VOLCÁNICA

La actividad volcánica suele empezar cuando se desarrolla una fisura en la corteza. Cuando el magma rico en gas asciende hasta la superficie, a través de un dique, produce una erupción. Un volcán se define como un ambiente geológico que, en cualquier escala, está caracterizado por tres elementos vinculados: el magma, la erupción y el edificio. Es suficiente que solo uno de estos elementos esté probado, siempre que se infiera que los otros existen, que han existido o que tienen el potencial para existir (GSA, 2010).

Generalmente a pocos kilómetros de profundidad bajo el volcán, se encuentra una cámara magmática desde la cual el magma viaja hasta la superficie a través de un conducto denominado chimenea volcánica. El material volcánico, producto de diferentes erupciones, suele acumularse alrededor de una chimenea que, con el paso del tiempo, forman un edificio volcánico frecuentemente cónico (Figura 1.1). En la cumbre o en los costados de un volcán, se forman depresiones aproximadamente circulares denominados cráteres (de la Cruz, 2008), sin embargo, estos no siempre están asociados a una estructura cónica pues también pueden ser formados a partir de una erupción explosiva única (Sigurdsson *et al.*, 2000).

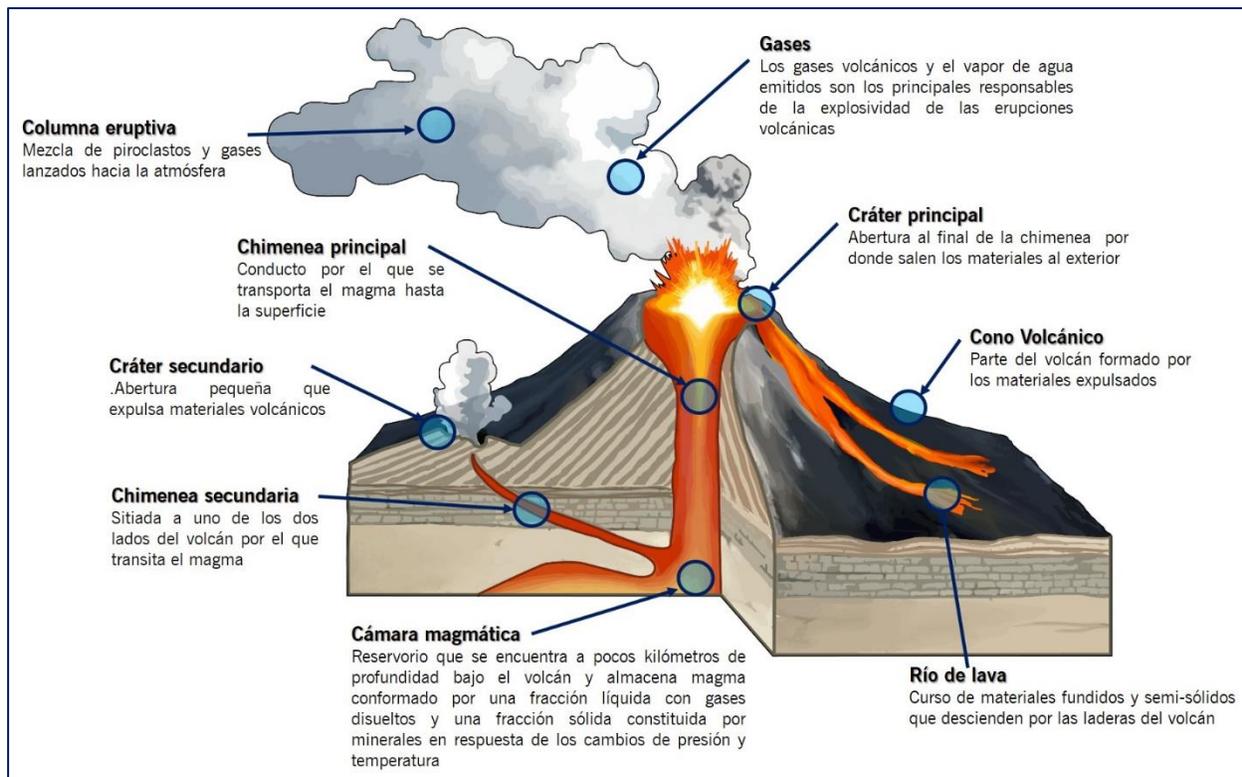


Figura 1.1. Anatomía general de un volcán (Imagen recuperada de <http://www3.gobiernodecanarias.org/medusa/ecoescuela/recursosdigitales/2015/10/14/infografia-el-archipiélago-de-los-volcanes/>).

Las erupciones volcánicas pueden ser de tipo efusivas (“tranquilas”) o explosivas (violentas). El tipo de erupción estará determinado por factores tales como la composición del magma, su temperatura y la cantidad de gases disueltos presentes, que a su vez afectan a la movilidad o viscosidad del magma (Tabla 1.1). Por tanto, los magmas con baja viscosidad producen erupciones efusivas, mientras que las erupciones explosivas están asociadas, generalmente, con magmas más viscosos.

Los volcanes que hacen erupción repetidamente, de manera episódica y a lo largo del tiempo geológico, se llaman poligenéticos (e.g. volcán Popocatepetl). Existe otro tipo de volcanes que nacen, desarrollan una erupción que puede durar algunos años y se extinguen sin volver a tener actividad, a estos se les denomina monogenéticos (de la Cruz, 2008), y son muy abundantes en México (e.g. volcán Parícutín).

La actividad volcánica puede tener efectos destructivos, pero también efectos benéficos. Los suelos de origen volcánico son fértiles, por lo general están situados en elevaciones altas en los que predominan climas fríos y húmedos, lo cual ha influido en el rápido crecimiento de los centros de población en tales sitios.



Características	Tipo de magma		
	Máfico (basáltico)	Intermedio (andesítico)	Félsico (riolítico)
Contenido de sílice (SiO <sub>2</sub> )	45-55 wt. %	55-65 wt. %	65-75 wt. %
Temperatura del magma	1,000 - 1,300°C	800-1,000°C	600-900°C
Viscosidad	Baja (como un helado derretido)	Intermedia (como pegamento líquido)	Alta (como una pasta de dientes)
Contenido de agua disuelta	~0.1-1 wt. %	~2-3 wt. %	~4-6 wt. %
Contenido gaseoso	Bajo (1-2 wt. %)	Intermedio (3-4 wt. %)	Alto (4-6 wt. %)
Escape de gas del magma	Fácil	Moderado	Difícil
Estilo eruptivo	Tranquilo	Tranquilo y/o explosivo	Explosivo
Descripción de la roca	<b>Basalto.</b> Negro a gris oscuro; contiene plagioclasa-Ca, piroxeno, olivino	<b>Andesita.</b> Gris medio a oscuro; contiene anfíbol, piroxeno, plagioclasa intermedia entre Ca-Na	<b>Riolita.</b> Colores claros; contiene cuarzo, feldespato-K, biotita, plagioclasa-Na
Presencia en la superficie de la Tierra (%)	80%	10%	10%
Tendencia a formar piroclásticos	Baja	Intermedia	Alta
Tendencia a formar volcánicos	Volcanes escudo, llanuras basálticas, conos de ceniza	Estratovolcanes	Domos volcánicos, flujos y oleadas piroclásticas

Tabla 1.1. Los magmas tienen diferentes composiciones, lo que hace que varíen sus propiedades físicas (Modificado de Abbott, 2008).

Es de suma importancia que los habitantes y usuarios de los servicios disponibles en dichas áreas se mantengan informados, no sólo de los beneficios sino también de los riesgos que conlleva vivir allí, en especial en zonas donde existen volcanes activos (entendiendo como activos aquellos que han mostrado alguna actividad eruptiva en los últimos 10 000 años; Figura 1.2) y volcanes que no han manifestado actividad reciente. Se estima que más de 270, 000 personas han perecido en distintos lugares del mundo por efecto de desastres volcánicos desde el año 1700 de nuestra era (de la Cruz, 2008).

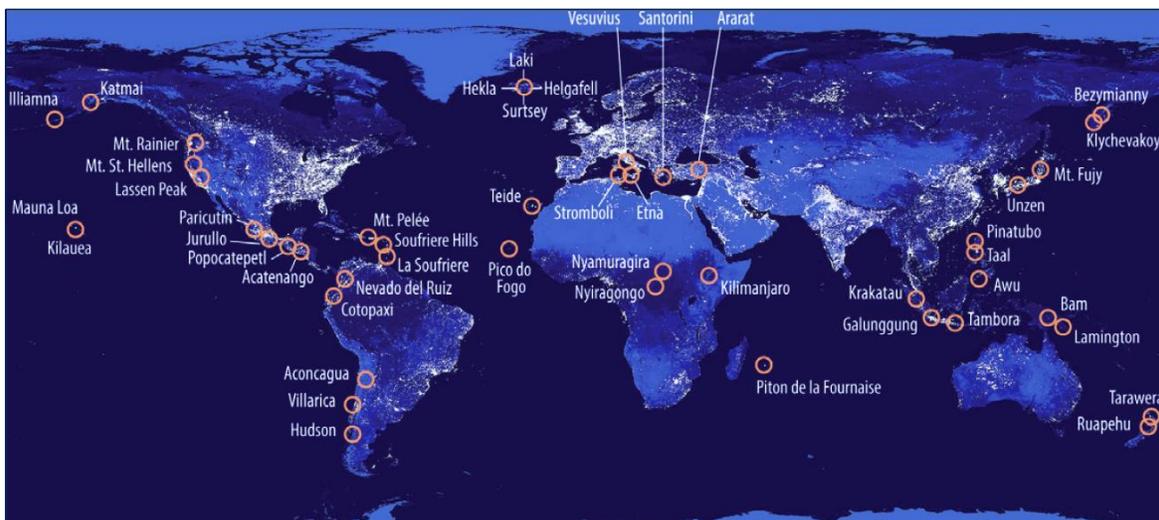


Figura 1.2. Localización de volcanes potencialmente peligrosos cerca de grandes concentraciones poblacionales. Mosaico fotográfico nocturno tomado de la NASA.



## 1.2. CASO DE ESTUDIO: LOS DOMOS RIOLÍTICOS LAS DERRUMBADAS

Las Derrumbadas, están conformadas por dos estructuras dómicas de composición riolítica, un domo noroeste (NW) con coordenadas: N 19° 18.091'; W 097° 28.202', y elevación: 3,435 m.s.n.m., y por un domo sureste (SE) con coordenadas: N 19° 15.948'; W 097° 26.883', y una elevación de 3,449 m.s.n.m. (Figura 1.3B).

Se localizan en el centro-este del territorio mexicano (Figura 1.3A), dentro de la Cuenca de Serdán-Oriental considerada como una cuenca lacustre de intermontaña la cual abarca parte de los estados de Tlaxcala, Puebla y Veracruz, además forman parte de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.



Figura 1.3. Localización de los domos monogenéticos de Las Derrumbadas. A) El mapa muestra la ubicación de los domos en el territorio mexicano. B) Se muestran las dos estructuras dómicas de Las Derrumbadas (Fotografía tomada en octubre de 2017 desde el maar Atexcac y con vista al SW).





Un estudio previo, realizado por Siebe *et al.* (1995a), hace una descripción general para cada domo, la cual se resume a continuación:

➤ **Domo NW**

Posee un volumen aproximado entre 6 y 7 km<sup>3</sup>. Carece casi por completo de un caparazón y consiste principalmente de riolita microcristalina gris que ha sido alterada en muchas áreas debido a la actividad hidrotermal. Está rodeado por extensos depósitos de avalanchas de escombros de primera generación. Estas avalanchas forman una topografía de montículos con contornos lobulados y están integradas por una mezcla caótica de bloques de todos los tamaños, incluidos sedimentos lacustres, depósitos de oleadas piroclásticas, calizas cretácicas y obsidiana. Dichas avalanchas se originaron a partir del colapso de sectores del domo con ángulos de 60-90° y alcanzaron distancias máximas de ~9 km a partir de la base del domo.

➤ **Domo SE**

Posee un volumen similar que el domo NW. Consiste, principalmente, de riolita gris vitrofídica (SiO<sub>2</sub>>70 wt%, biotita, plagioclasa y granate en una matriz vítrea). Está rodeado por depósitos multilobulados de avalanchas de escombros de primera generación, así como depósitos de avalancha de segunda generación que son más recientes y cubren parcialmente a las de primera generación. Los depósitos de avalancha de segunda generación se originaron de colapsos de sectores del domo con ángulos de 20-30°, además cubren áreas pequeñas, poseen superficies planas y su morfología es a manera de lenguas alargadas con frentes escarpados que alcanzan distancias máximas de 4.5 km a partir de la base del domo.

Siebe y Verma (1988) opinan que dichos domos debieron haber sido extruidos en un estado cuasi sólido durante un periodo relativamente corto. Bernal *et al.* (2014) analizaron circones de Las Derrumbadas y utilizaron el sistema <sup>230</sup>Th/U para fecharlos, obteniendo una edad de 4.2+1.2 -1.3 ka.

Actualmente, existen fumarolas activas en varios puntos del domo SE las cuales ponen en evidencia la continua alteración hidrotermal en el interior de los domos que, asociado a fuertes terremotos, podrían desencadenar nuevas avalanchas de escombros. En adición, grandes áreas en los flancos de ambos domos están cubiertas por abanicos aluviales que son resultado de la remoción de materiales sueltos de los domos debido a fuertes lluvias (lahares).



### 1.3. OBJETIVOS Y JUSTIFICACIÓN

#### OBJETIVO GENERAL

Identificar las características de los procesos eruptivos que produjeron las oleadas piroclásticas de los domos monogenéticos riolíticos Las Derrumbadas.

#### OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estudiar la distribución geográfica de los depósitos de oleadas piroclásticas
- Describir las estructuras formadas
- Realizar el análisis granulométrico
- Identificar los tipos de componentes litológicos que las integran
- Inferir los procesos de formación de dichas oleadas piroclásticas

#### JUSTIFICACIÓN

En este trabajo de tesis se estudian depósitos de oleadas piroclásticas asociados a domos de lava, las cuales no han sido analizadas con detalle. En especial se estudian las estructuras vulcanosedimentarias que se han formado en los depósitos y los componentes litológicos que las integran.

Los domos silíceos se asocian a una gran variedad de peligros volcánicos que no están bien establecidos, como las avalanchas de escombros, los lahares y las oleadas piroclásticas, en particular para el caso de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. El estudio de los productos eruptivos de dos de los domos monogenéticos recientes, como Las Derrumbadas, permitirá definir mejor los procesos de erupción de estos volcanes y los peligros asociados.

Si bien, es necesario introducir que las oleadas piroclásticas, junto con los flujos piroclásticos, son consideradas como los eventos volcánicos más peligrosos y catastróficos, pues consisten en una mezcla turbulenta de gases ardientes, rocas y cenizas volcánicas que se mueven por las laderas de un volcán a velocidades que superan los 200 km/h, con temperaturas mayores a 100°C, son capaces de rebasar barreras topográficas, destruir poblaciones enteras y repercutir gravemente en la salud del ser humano y los animales (Sigurdsson *et al.*, 2000). Cuando se han respirado altas concentraciones de ceniza se puede desarrollar silicosis (enfermedad muy grave en los pulmones, acompañada de tos y falta de aire), también aumenta la posibilidad de contraer tuberculosis, cáncer e incluso la muerte (Horwell, 2009).



Un ejemplo reciente de formación de oleadas piroclásticas aconteció el día 03 de junio de 2018 en la erupción del Volcán de Fuego, ubicado en el centro-sur de nuestro país vecino, Guatemala (Figura 1.4A y B). Dicho suceso sepultó comunidades enteras (Figura 1.4C y D), cobró la vida de, al menos, 99 personas, dejó a otras 197 en calidad de desaparecidas y a 1.7 millones de personas afectadas (Figura 1.4E; Lima, 2018). Probablemente, en años futuros, las personas quienes sobrevivieron a dicho suceso presentarán algún tipo de complicaciones y/o enfermedades respiratorias por haber inhalado cantidades importantes de ceniza fina.



Figura 1.4. Devastación tras la erupción del Volcán de Fuego en Guatemala. A) Ubicación geográfica del Volcán de Fuego B) Flujos piroclásticos bajando por la ladera del volcán. C) Un rescatista poniendo a salvo a una niña que se encontraba atrapada en una casa que quedó bajo los escombros volcánicos. D) Autos y casas arrastrados por un lahar originado durante la erupción de dicho volcán. E) Una comunidad aledaña al volcán quedó sepultada bajo cenizas y escombros volcánicos. (Recuperado de <https://cnnespanol.cnn.com/2018/06/04/guatemala-lo-que-sabemos-sobre-la-erupcion-del-volcan-de-fuego-que-deja-decenas-de-muertos/>).



## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1. REGIONAL: FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA

La **Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM)** es una provincia geológica localizada en el centro de México que corresponde a un arco magmático continental constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Veracruz (Demant, 1978). Su longitud es  $\sim 1,000$  km, mientras que su amplitud varía entre 80 y 230 km. Se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental y, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo de aproximadamente  $16^\circ$  respecto a la Trinchera Mesoamericana (Figura 2.1; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La FVTM es dividida en tres sectores con base a su geología y tectónica (Figura 2.1): un sector occidental entre el Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986), un sector central limitado por dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a) y un sector oriental entre este sistema de fallas y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

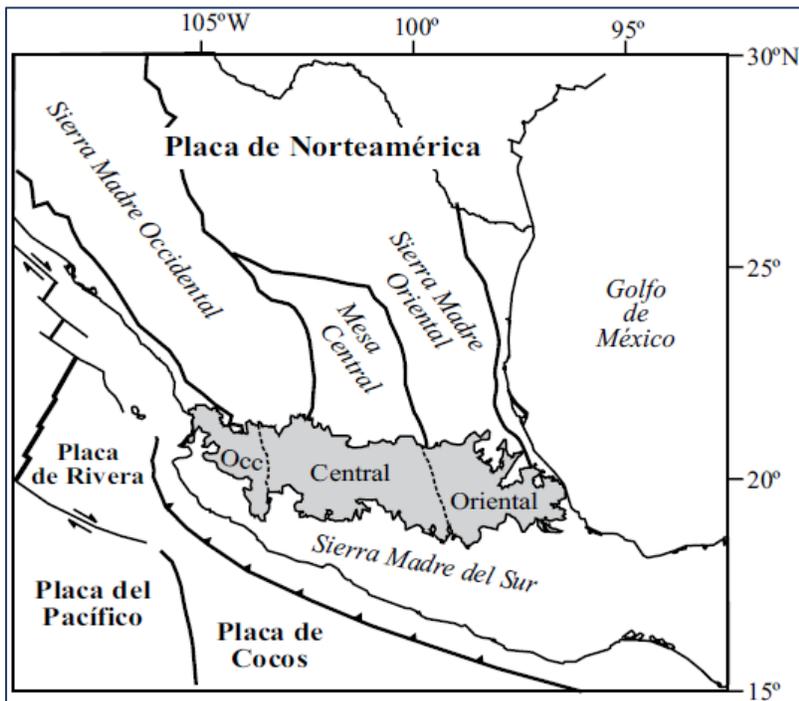


Figura 2.1. Ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM (Imagen tomada de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).



### 2.1.1. GEOEVOLUCIÓN

Gómez-Tuena *et al.*, (2005) mencionan que la individualización de la FVTM como una entidad geológica distintiva ocurrió durante el Mioceno medio a tardío, como resultado de una rotación antihoraria del eje volcánico de la Sierra Madre Occidental del Oligoceno orientada hacia el NNW (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Con base a la distribución espacial y composición del vulcanismo, la evolución geológica de la FVTM ha sido dividida en cuatro episodios principales (Figura 2.2): (1) la instauración de un arco volcánico de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío; (2) un episodio de vulcanismo máfico del Mioceno tardío; (3) un episodio silíceo de finales del Mioceno que llega a ser bimodal (máfico-silíceo) en el Plioceno temprano; y (4) la instauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

#### A) ARCO VOLCÁNICO DEL MIOCENO TEMPRANO A TARDÍO

Los albores de la actividad volcánica en la FVTM se remontan al Mioceno temprano cuando un arco con orientación aproximadamente E-W se emplaza en el centro de México (Figura 2.2a) que generó un periodo de intensa actividad volcánica. Entre los vestigios más antiguos de la FVTM corresponden a lavas dacíticas y andesíticas de la Formación Tepoztlán, se fecharon usando los sistemas  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , dando un rango de edad entre 24.1 y 19.8 Ma (Lehardt *et al.*, 2010). También, el complejo de domos de Chalcatzingo, que contienen un alto contenido en sílice ( $\text{SiO}_2 \sim 70 \text{ wt}\%$ ), fue fechado con el sistema  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y arrojó una edad de 20.7 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2008). La actividad volcánica está representada por lavas andesíticas y cantidades menores de ignimbritas riolíticas y lavas dacíticas, con edades entre 5 y 17 Ma, que afectaron la Cuenca de México (Arce *et al.*, 2013). Otras secuencias de lavas basálticas y andesíticas afloran en el frente de la FVTM en el área de Tenancingo y Malinalco, Estado de México, y fueron fechadas por Ar-Ar entre 19.5 a 16 Ma (Ferrari *et al.*, 2003a). Posteriormente, el vulcanismo se aleja de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de lava con edades que varían entre  $\sim 13$  y 10 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Hacia el extremo oriental, en la región de Palma Sola, los vestigios de este episodio volcánico están representados por cuerpos plutónicos y subvolcánicos de composición gabroica a diorítica con edades que varían entre  $\sim 15$  y 11 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2005b).

No existen evidencias que indiquen la presencia de un arco del Mioceno medio al oeste de Morelia y Querétaro (Figura 2.2a). La ausencia de vulcanismo no parece deberse a que los productos volcánicos se encuentren cubiertos por rocas más recientes, ya que las secuencias del Mioceno tardío en los Altos de Jalisco y en el área de Cotija, Michoacán, cubren directamente a ignimbritas del Oligoceno-Mioceno



temprano (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000; Rosas-Elguera *et al.*, 2003). En cambio, algunos centros volcánicos aislados del Mioceno medio se encuentran en Nayarit (Figura 2.2a), cerca de la boca del Golfo de California (Gastil *et al.*, 1979; Ferrari *et al.*, 2000a).

## B) VULCANISMO MÁFICO DEL MIOCENO TARDÍO

El vulcanismo de arco desarrollado durante el Mioceno medio se ve interrumpido en el Mioceno tardío por un extenso episodio de vulcanismo máfico que se emplazó desde Nayarit hasta Veracruz (Figura 2.2b), inmediatamente al norte del arco precedente (Ferrari *et al.*, 2000b; Ferrari *et al.*, 2005b). Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas, por lo general emplazadas por fisuras y con edades que varían entre los ~11 y los 7 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005), así como coladas de basalto alcalino y conos monogenéticos con edades comprendidas entre 7.5 y 6.5 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; López-Infanzón, 1991; Ferrari *et al.*, 2005b). El vulcanismo máfico del Mioceno superior, que se emplazó desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo, tiene las características geoquímicas típicas de la subducción (Figura 2.2b), aunque su composición es ligeramente variable (Ferrari *et al.*, 2000b). En cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz presentan características geoquímicas de tipo intraplaca (Figura 2.2b; Orozco-Esquivel *et al.*, 2003).

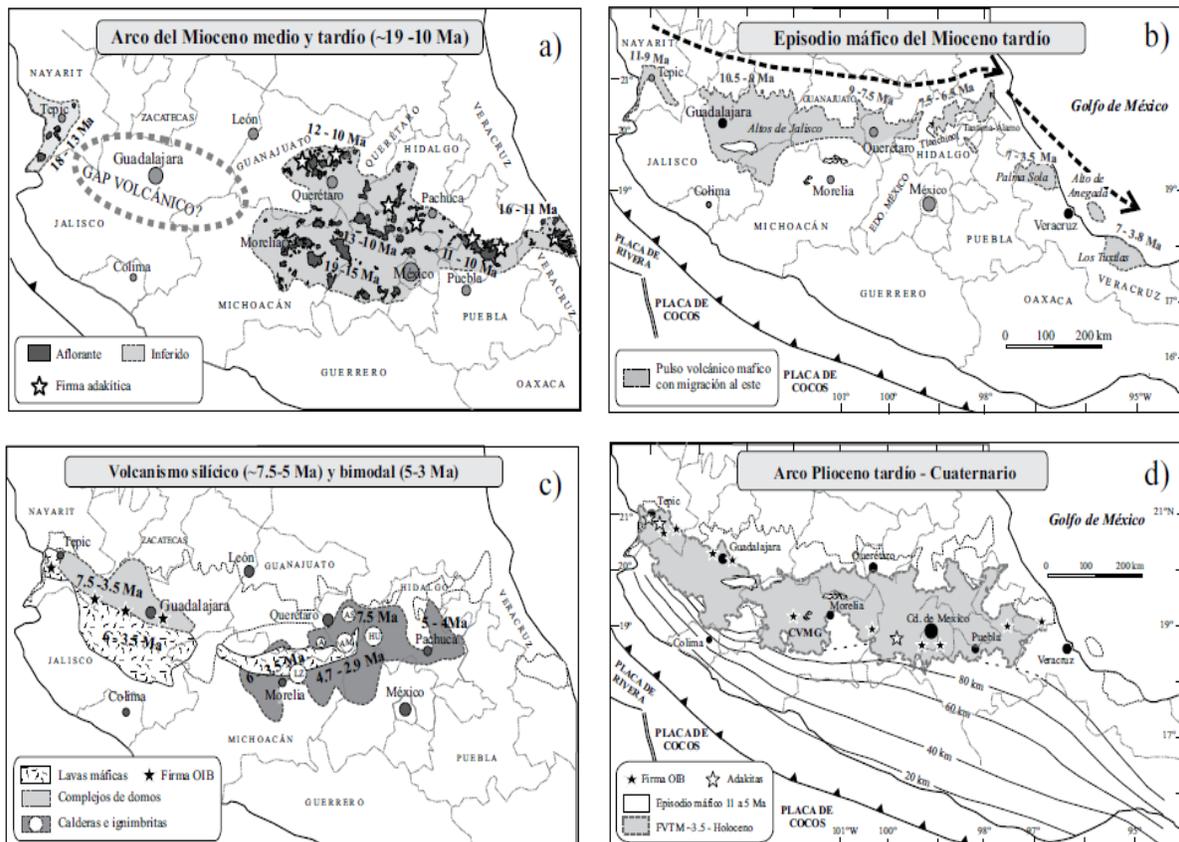


Figura 2.2. Principales episodios evolutivos de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. (a) Arco del Mioceno medio y tardío (~19-11 Ma). (b) Episodio máfico del Mioceno superior. (c) Vulcanismo silícico (~7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma). Se indican las calderas más notables: Los Azufres (LZ), Amealco (AM), Amazcala (AS), Huichapan (HU), Agustinos (A). (d) Arco Plioceno tardío-Cuaternario. Se señala el campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) como referencia (Imagen tomada de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).



### C) VULCANISMO SILÍCICO DEL FINAL DE MIOCENO Y VULCANISMO BIMODAL DEL PLIOCENO TEMPRANO

En la porción occidental de la FVTM, hacia el final del Mioceno superior y durante el Plioceno temprano, se emplazaron complejos de domos silícicos y coladas riolíticas entre 7 y 5 Ma (Rossotti *et al.*, 2002), así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas (~4.8-3.3 Ma; Gilbert *et al.*, 1985) que se distribuyen justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico anterior (Figura 2.2c). Ferrari *et al.* (2001) estimaron un volumen de ~930 km<sup>3</sup> para este episodio volcánico. Durante el Plioceno temprano se produjeron coladas de basaltos alcalinos de tipo intraplaca que se emplazaron a partir de los 5.5 Ma (Gilbert *et al.*, 1985; Moore *et al.*, 1994) en conjunción con complejos de domos y algunas ignimbritas silícicas (Moore *et al.*, 1994; Ferrari *et al.*, 2000a; Frey *et al.*, 2004).

En la porción central de la FVTM dominan las grandes calderas que produjeron tobas pumicíticas e ignimbritas (Figura 2.2d), dentro de las más notables se encuentran las calderas de Amazcala (7.3-6.6 Ma; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), Amealco (4.7 Ma; Aguirre-Díaz y McDowell, 2000), Huichapan (4.7-3.4 Ma; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), Los Azufres (~6-3 Ma; Ferrari *et al.*, 1991; Pradal y Robin, 1994), Zitácuaro (Mioceno superior-Plioceno temprano; Capra *et al.*, 1997), Apaseo y Los Agustinos (Plioceno temprano; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997). Además, se registra la presencia de lavas de composición máfica a intermedia del final del Mioceno al Plioceno temprano (~6-3.4 Ma; Pasquaré *et al.*, 1991; Aguirre-Díaz, 1996). En la porción oriental de la FVTM, también han sido reportadas secuencias piroclásticas del Plioceno temprano (4.9-4.5 Ma; Cantagrel y Robin, 1979; Ochoa-Camarillo, 1997) que se encuentran intercaladas y cubiertas por lavas basálticas y que constituyen, aquí también, un arreglo petrológico bimodal (Figura 2.2c).

### D) ARCO VOLCÁNICO DEL PLIOCENO TARDÍO Y CUATERNARIO

En casi toda la FVTM el vulcanismo silícico y bimodal está reemplazado por un arco volcánico de composición predominantemente andesítico-basáltica que comienza a desarrollarse a partir del límite del Plioceno temprano y el Plioceno tardío (Figura 2.2d; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En la porción occidental de la FVTM, a partir de los 3.6 Ma continuó la extrusión de lavas con características de intraplaca y lavas con características de subducción (Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2000a). Durante el Cuaternario se construyen los principales estratovolcanes del occidente de la FVTM. El complejo volcánico de Colima representa el mayor volumen de material volcánico emplazado en la región (~700 km<sup>3</sup>; Robin *et al.*, 1987), mientras que el resto de los estratovolcanes tienen volúmenes



menores a los 100 km<sup>3</sup> (Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangangüey, Las Navajas y San Juan), y se alinean a lo largo de fallas regionales de orientación WNW-ESE (Schaaf *et al.*, 1995).

Hacia la porción central de la FVTM, el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) comienza hace ~5 Ma y continúa activo hasta nuestros días (Guilbaud *et al.*, 2012). Este campo incluye 1,000 pequeños volcanes monogenéticos formando conos de escoria y, en menor medida, domos de composición intermedia a silícica (Hasenaka y Carmichael, 1985). El campo también cuenta con más de 400 centros más voluminosos, principalmente volcanes escudo (Hasenaka, 1994), y un único estratovolcán (Cerro Tancítaro) fechado en ~1.2 Ma (Ownby *et al.*, 2011).

La mayor parte del vulcanismo del sector oriental de la FVTM se desarrolla durante el Cuaternario (Figura 2.2d). El vulcanismo máfico e intermedio se concentra en los campos de la Sierra Chichinautzin (Martín-Del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999c; Siebe *et al.*, 2004b) y Apan (García-Palomo *et al.*, 2002), así como en la región del Pico de Orizaba y del Cofre de Perote (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002). Los productos más evolucionados se encuentran en las calderas de Acoculco y Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984; Verma, 2000b, 2001b), el centro silícico de Las Cumbres (Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 2002), y los domos de Las Derrumbadas y el Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004), todos ubicados en el estado de Puebla. Al oriente de la ciudad de México se desarrolla la Sierra Nevada: una cadena volcánica con orientación N-S constituida por el Cerro Tláloc, Telapón, Teyotl, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl (Macías *et al.*, 2012). Más al oriente se encuentra el volcán La Malinche y el alineamiento ~N-S del Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Aparentemente, todos los estratovolcanes de esta parte de la FVTM tienen edades menores a 1 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

### 2.1.2. GEOTECTÓNICA

Ferrari *et al.* (2012) mencionan que la FVTM está construida sobre provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas y un basamento heterogéneo constituido por terrenos tectono-estratigráficos de diferentes edades y litologías. En un marco geodinámico, la FVTM está emplazada en el borde sur de la placa Norteamericana bajo la cual se subducen la microplaca de Rivera y la parte norte de la placa de Cocos (Figura 2.3).

Gracias a tres experimentos sísmicos, de colaboración México – Estados Unidos, llevados a cabo entre 2006 y 2010, se conoce con mayor detalle la geometría de la placa en subducción y el espesor de la placa superior (Ferrari *et al.*, 2012), los experimentos realizados fueron: *Mapeo de la Zona de*



*Subducción de Rivera (MARS, por sus siglas en inglés), Experimento de Subducción de América Central (MASE, por sus siglas en inglés) y la línea sísmica Veracruz-Oaxaca (VEOX).*

En la figura 2.4, la región este presenta la corteza más gruesa con un espesor máximo de 50 km, mientras que al oeste el espesor disminuye rápidamente a 40 km o menos, llegando a un rango de 28 a 34 km debajo del Campo Volcánico Los Tuxtlas (CVLT). En el sector central se presenta el espesor cortical más delgado de la FVTM con un rango aproximado de 35 a 40 Km (Mazzarini *et al.*, 2010; Zamora-Camacho *et al.*, 2010).

La combinación de los resultados de los experimentos MARS, MASE y VEOX, permitió detallar la geometría compleja de la placa de subducción asociada a la FVTM. La sismicidad registrada por el experimento MARS y las imágenes de la tomografía resultante muestran que la placa de Rivera se sumerge a 40° debajo de la región de antearco y luego cae ~70° debajo de la FVTM (Figura 2.5; Yang *et al.*, 2009). La parte más occidental de la placa de Cocos se sumerge con una pendiente menor, tanto debajo del antearco como debajo de la FVTM (Figura 2.5).



Figura 2.3. Ambiente geodinámico y las principales provincias magmáticas continentales de México (Imagen tomada de Ferrari *et al.*, 2012).

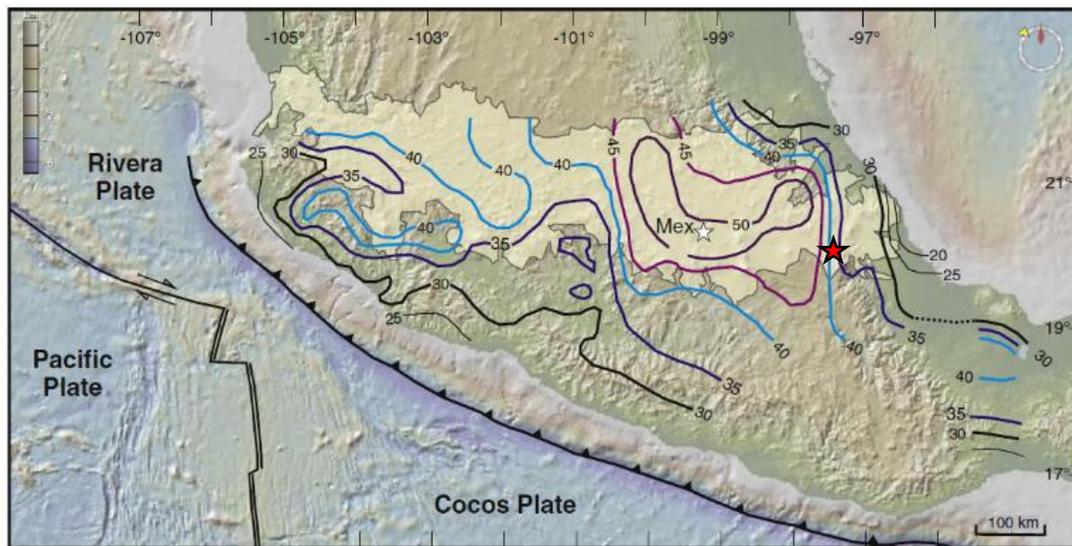


Figura 2.4. El mapa muestra el espesor de la corteza debajo y al sur de la FVTM (en km). La estrella color rojo denota la ubicación de Las Derrumbadas (Imagen tomada de Ferrari *et al.*, 2012).

El perfil resultante del experimento MASE muestra que la placa de Cocos inicialmente se sumerge a  $15^\circ$  hasta una distancia de 80 km desde la costa y luego se aplan a 50 km de profundidad (Kim *et al.*, 2010; Pérez-Campos *et al.*, 2008). y se extiende hacia el interior por 200 km, justo debajo del Moho de la placa superior; sin embargo, debajo del frente volcánico la placa de Cocos se sumerge abruptamente con una caída de  $75^\circ$  (Huster y Davis, 2009; Pérez-Campos *et al.*, 2008), truncándose a una profundidad de  $\sim 450$  km (Figura 2.5). El segmento plano en subducción se acorta y eventualmente desaparece debajo del istmo de Tehuantepec, donde el perfil VEOX visualiza la placa de Cocos subduciendo con una inclinación casi constante de  $26^\circ$  entre 140 y 310 km desde la trinchera (Figura 2.5; Melgar y Pérez-Campos, 2011).

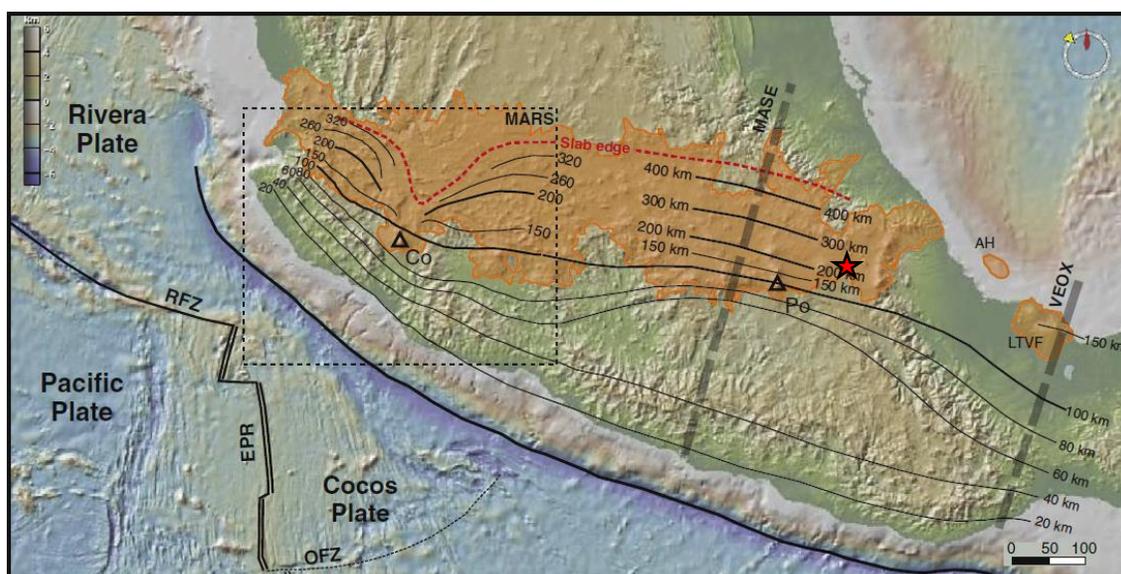


Figura 2.5. Profundidad de la placa subducida debajo del centro de México, datos compilados de los resultados de los experimentos MARS, MASE y VEOX. Co= Volcán de Colima; Po= Volcán Popocatépetl; la estrella color rojo ubica a Las Derrumbadas (Imagen tomada de Ferrari *et al.*, 2012).



## 2.2. LOCAL: CUENCA DE SERDÁN-ORIENTAL

La Cuenca de Serdán-Oriental, también conocida como Cuenca Libres-Oriental por su gran importancia hidrológica gracias a la elevada capacidad de almacenamiento del acuífero (Alcala-Rodríguez y Escolero-Fuentes, 2004), se encuentra en el sector oriental de la FVTM, abarca parte de los Estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz, y forma parte de la provincia de *Lagos y Volcanes de Anáhuac*. De acuerdo con Carrasco-Núñez *et al.*, (2012) la cuenca cubre un área aproximada de 5,250 km<sup>2</sup>, con una elevación promedio de 2,300 m.s.n.m. Es considerada una cuenca de tipo endorreica y de intermontaña del Altiplano Mexicano, sus límites lo constituyen sierras volcánicas y sedimentarias.

La cuenca está caracterizada por un volcanismo monogenético bimodal que produjo domos riolíticos, como Las Derrumbadas (Figura 2.6A), Cerro Pinto y Cerro Pizarro, flujos de lava (Figura 2.6B), conos de ceniza y conos de escoria (Figura 2.6C) de composición basáltica, y algunos anillos de toba y conos de toba (Yáñez y García, 1982; Negendank *et al.*, 1985) de composición máfica a intermedia.

La cuenca está limitada al norte por la caldera silícica pleistocénica Los Humeros, de forma cuasi-circular y de ~ 20 km de diámetro (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Willcox, 2011). Dos ignimbritas voluminosas, con edades de 0.46 Ma (Ferriz y Mahood, 1984) y 0.14 Ma (Willcox, 2011), están ampliamente distribuidas y cubren la mayor parte del norte de la Cuenca de Serdán-Oriental. Al este, la cadena volcánica Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba-Sierra Negra (Figura 2.6C), que corresponden a estratovolcanes andesíticos del Cuaternario, forman una marcada topografía que separa al Altiplano Mexicano de la Planicie Costera del Golfo de México (Carrasco-Núñez *et al.*, 2012). Al sur se encuentra una sierra de rocas sedimentarias del Mesozoico, que están altamente plegadas y falladas. Al oeste, se encuentra el volcán Cerro Grande de composición andesítica del Mioceno, y el estratovolcán andesítico-dacítico La Malinche del Pleistoceno (Carrasco-Núñez *et al.*, 2012). También se presentan varios volcanes tipo maar, con composiciones de basalto a riolita (Gasca-Durán, 1981), sus cráteres llegan a ser de forma circular, elíptica e irregulares, y en algunos, su fondo está ocupado por agua, los cuales reciben el nombre de axalapascos (que en Náhuatl significa “cuenco de tierra y arena con agua”) como lo son Alchichica, Quechulac, Atexcac (Figura 2.6A), La Preciosa, Aljojuca y Tecuítlapa (Siebe *et al.*, 1995). Además, están presentes dos lagunas someras: Tepeyahualco y Totolcingo (Figura 2.7), producto del afloramiento del acuífero subterráneo y de las precipitaciones pluviales (Cruickshank, 1992).

Toda el área presenta un basamento superficial representado por secuencias sedimentarias cretácicas de la Sierra Madre Oriental: principalmente calizas y lutitas pizarrosas, que están expuestas en afloramientos aislados a lo largo de la cuenca. Las rocas de la Sierra Madre Oriental fueron intensamente



plegadas durante la Orogenia Laramide e intrusionadas por granodioritas y monzonitas, las cuales produjeron aureolas de metamorfismo de contacto y mineralización tipo skarn en las rocas encajonantes (Siebe, C. *et al.*, 1995a). Los sedimentos terrígenos y lacustres se depositaron después del levantamiento durante el Cenozoico y Cuaternario y probablemente se intercalaron con productos volcánicos en el Mioceno/Plioceno. Las unidades más jóvenes consisten en materiales fluviales y de lahares los cuales son gruesos, mal seleccionados y casi siempre no consolidados.



Figura 2.6. Algunas estructuras volcánicas presentes en la Cuenca de Serdán-Oriental. A) En primer plano aparece el Maar Atexcac con vista al domo NW de Las Derrumbadas (fotografía tomada en mayo de 2017). B) Flujo de lava en bloques Piedras Negras (fotografía tomada en enero de 2018). C) En primer plano el cono de escoria Cerro El Alto y al fondo el estratovolcán Pico de Orizaba o Citlaltépetl (fotografía tomada en octubre de 2017).

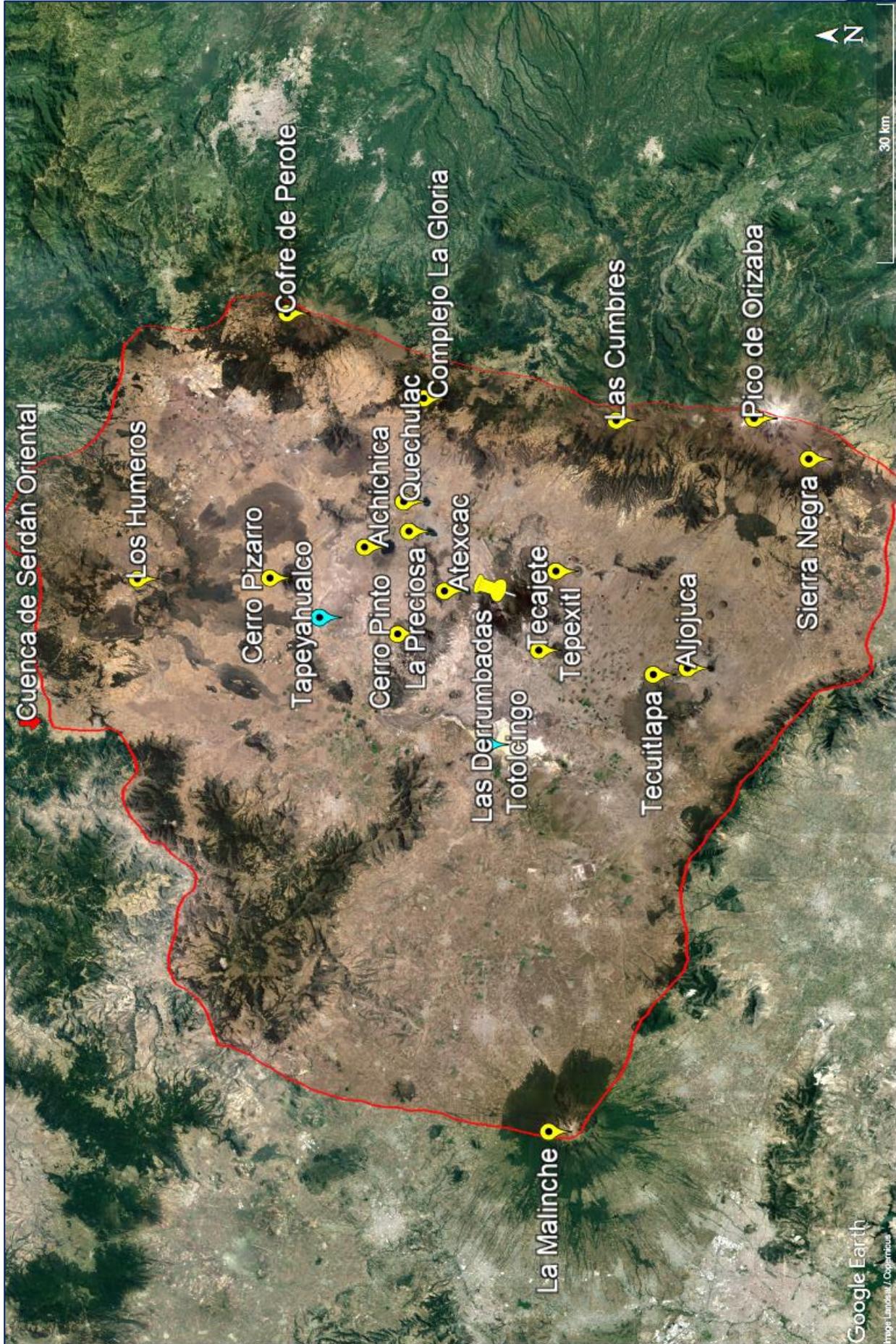


Figura 2.7. Cuena de Serdán Oriental (área color rojo) y la distribución de algunas estructuras volcánicas importantes (pines amarillos) así como la ubicación de dos lagunas someras (pines azules), (Imagen tomada de Google Earth, 2018).



## 3. DOMOS DE LAVA

### 3.1. DEFINICIÓN

Los domos de lava son montículos de lava viscosa y de otras rocas derivadas que se apilan y acumulan alrededor de una boca eruptiva (Figura 3.1). Se forman cuando el magma se enfría y se desgasifica antes de ser emitido en superficie (Calder *et al.*, 2015).



Figura 3.1. Domo de lava en el cráter del volcán Kelud, Indonesia (Recuperado de [https://www.volcanodiscovery.com/kelud/1107/lava\\_dome/image\\_7.html](https://www.volcanodiscovery.com/kelud/1107/lava_dome/image_7.html)).

### 3.2. MECANISMOS DE CRECIMIENTO

La morfología de los domos de lava está controlada por una combinación de factores, entre ellos destacan la reología del magma, el substrato topográfico, la dinámica de ascenso del magma, y principalmente, el mecanismo de crecimiento (se refiere a la manera en cómo el magma es extruido en superficie; Calder *et al.*, 2015).



De acuerdo con Calder *et al.* (2015), se conocen dos mecanismos principales: crecimiento endógeno y crecimiento exógeno.

#### A. Mecanismo de crecimiento endógeno

Se refiere a la expansión de un domo de lava causada por la intrusión de nuevo magma en su interior que empuja hacia afuera las capas de magma extruido con anterioridad (Figura 3.2).

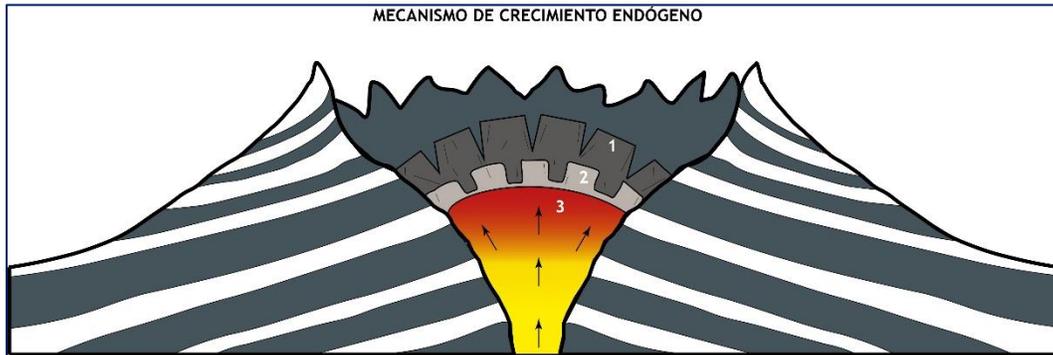


Figura 3.2. Corte de un edificio volcánico, en su interior se ejemplifica el *mecanismo de crecimiento endógeno* de un domo de lava. La numeración progresiva indica el orden de eventos en el que el magma se acumuló en la boca eruptiva, siendo el número 1 el primer magma extruido (caparazón) y el número 3 el nuevo pulso de magma que se emplaza en la parte inferior del domo (núcleo).

#### B. Mecanismo de crecimiento exógeno

Se refiere a la expansión de un domo de lava como resultado del magma que se abre paso hacia la superficie a través de un caparazón preexistente o que fluye directamente desde la boca eruptiva y forma lóbulos de lava que se acumulan en la parte superior y/o adyacentes a los flujos anteriores (Figura 3.3).



Figura 3.3. Corte de un edificio volcánico, en su interior se ejemplifica el *mecanismo de crecimiento exógeno* de un domo de lava. La numeración progresiva indica el orden en el que el magma extruyó, el número 1 corresponde al primer magma extruido (parte inferior), mientras que el número 3 corresponde al nuevo pulso magmático que alcanza la superficie (parte superior) y queda en contacto directo con la atmósfera.



El crecimiento de los domos de lava puede ser relativamente rápido, de días a semanas, pero sus episodios eruptivos pueden extenderse de años a décadas. También pueden variar en diámetro, desde algunas decenas de metros hasta algunos kilómetros y alcanzar alturas incluso de 1 km (Calder *et al.*, 2015).

### 3.3. TIPOS DE DOMOS DE LAVA

Los domos de lava comúnmente están restringidos a las áreas del cráter y en estos casos, su forma es casi circular, sin embargo, cuando hacen erupción sobre los flancos de edificios volcánicos su forma tiende a alargarse pendiente abajo (Calder *et al.*, 2015).

Bardintzeff y McBirney (1998) definen cuatro tipos de domos de lava basados en sus aspectos morfológicos que son: criptodomos, domos tapón, domos Pelée-espina y coulées, a los cuales se puede sumar el tipo torta.

#### a) Criptodomos

Están formados por intrusiones de magma poco profundas que no emergen directamente a la superficie pero que intrusionan un edificio volcánico ya formado. Este material típicamente levanta la roca y el suelo superpuestos provocando deformación en el terreno pre-existente (Figura 3.4; Fink & Anderson, 1999).

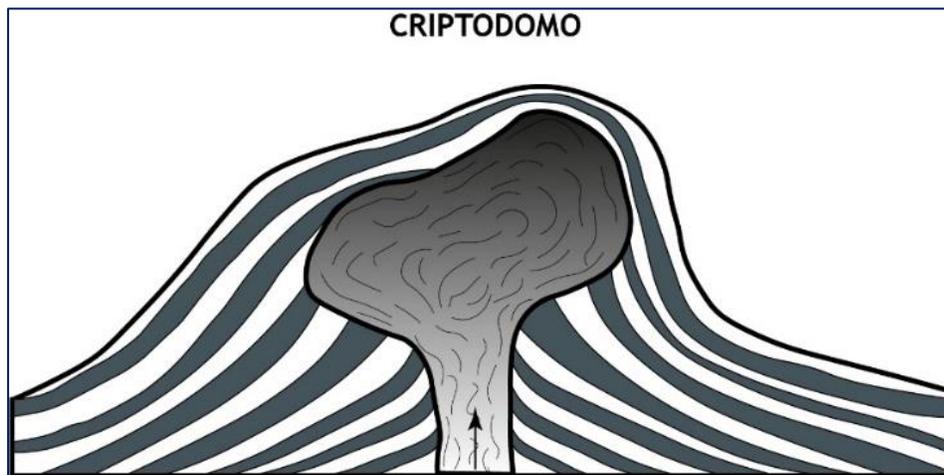


Figura 3.4. Corte de un terreno volcánico en el que se muestra el emplazamiento de magma que no alcanzó la superficie, solidificó someramente y deformó la superficie del terreno (Modificado de Bardintzeff y McBirney, 1998).

#### b) Domos tapón

Se forman cuando magma muy viscoso es extruido desde la boca eruptiva de forma análoga al derrame de una pasta de dientes. Su crecimiento hacia arriba produce columnas de lados escarpados y casi verticales, con un radio aproximadamente igual al de su boca eruptiva (Figura 3.5; Blake, 1989).

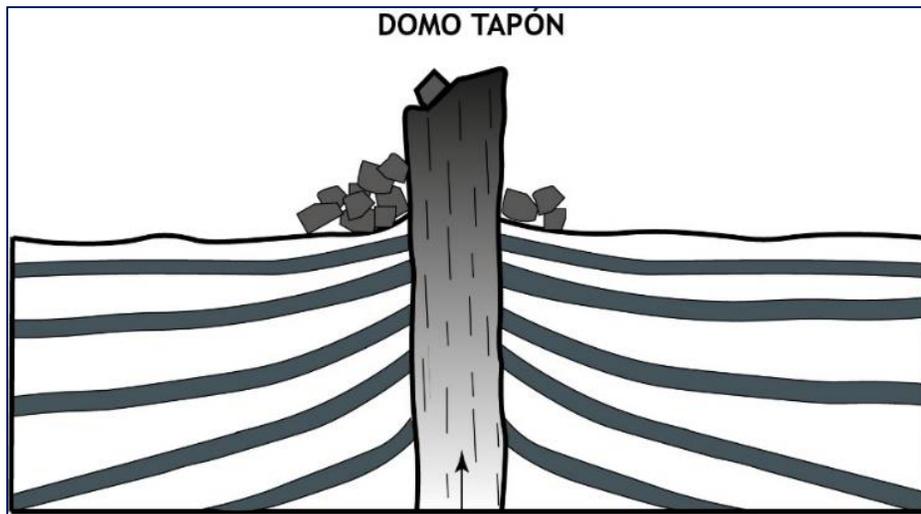


Figura 3.5. Corte de un edificio volcánico de baja altitud del cual, a través de su boca eruptiva, se ha extruido magma muy viscoso, generalmente de composición dacítica a riolítica (Modificado de Bardintzeff y McBirney, 1998).

### c) Domos Pelée - espina

Son la morfología más grande con lados escarpados. En vista de planta, tienen una apariencia circular y muestran superficies superiores relativamente lisas y puntuadas por espinas verticales altas (Fink & Anderson, 2000). Típicamente son de composición andesítica a dacítica. Los frecuentes colapsos de estos domos alimentan sus abanicos conformados por depósitos de flujo de bloques y cenizas (Calder *et al.*, 2015). Las erupciones de este tipo producen materiales que, principalmente, residen en el abanico de depósitos piroclásticos que rodean al domo, en comparación con el domo mismo que representa un volumen menor (Figura 3.6).

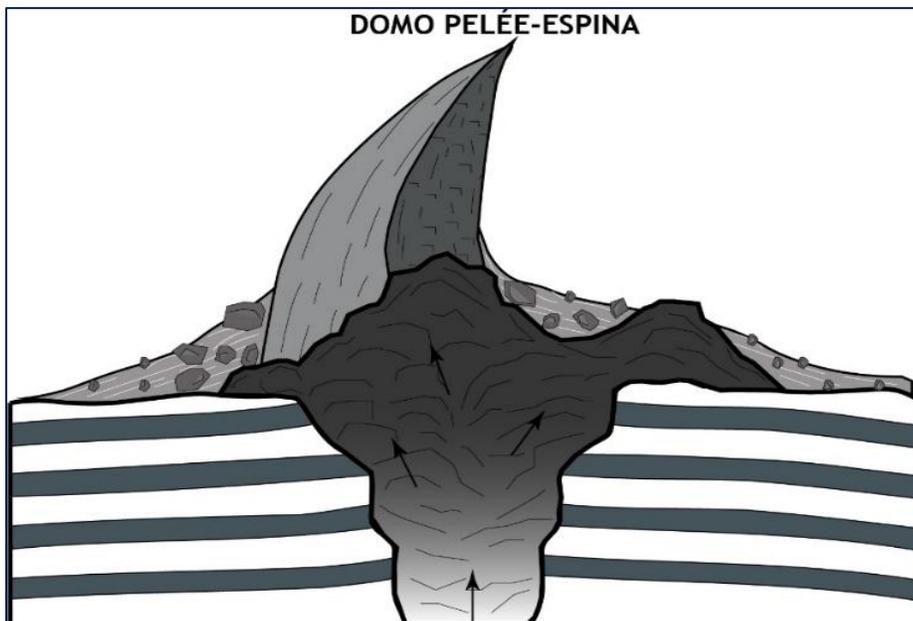


Figura 3.6. Corte de un edificio volcánico del que se ha extruido magma de composición andesítica a dacítica, sus abanicos están compuestos por material colapsado, generalmente bloques y cenizas, y puede llegar a presentar brechamiento en la base (Modificado de Bardintzeff y McBirney, 1998).



#### d) Domos torta o domos pastel

Generalmente erupcionan sobre un terreno plano y usualmente están formados por lavas de composición dacítica a riolítica (Calder *et al.*, 2015). Suelen ser de topografía plana y lisa. Su mecanismo de crecimiento es endógeno, la lava emerge desde centro del domo y empuja las capas anteriormente emplazadas hacia afuera (Blake, 1989) formando una estructura interna en forma de piel de cebolla (Figura 3.7).

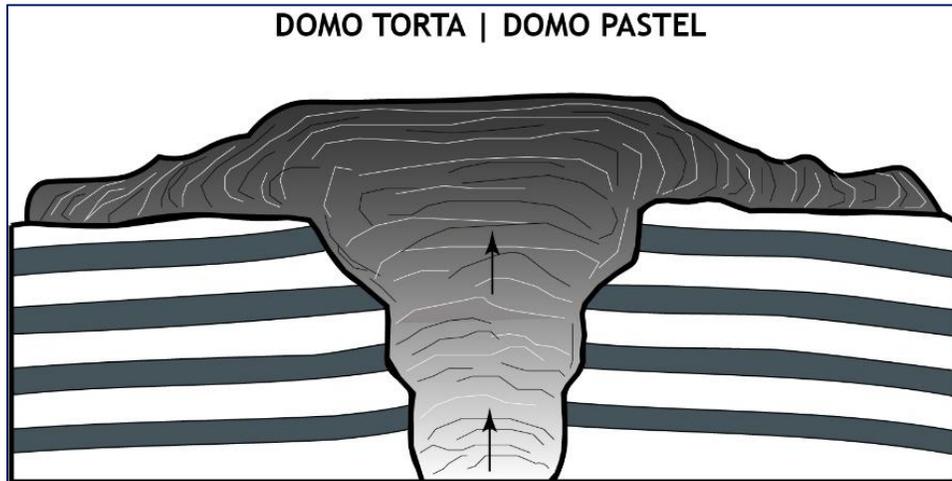


Figura 3.7. Corte de un terreno volcánico plano del que se ha extruido, de manera endógena, un magma con alto contenido de sílice al grado de lograr una configuración interna en capas (Modificado de Bardintzeff y McBirney, 1998).

#### e) Coulées

Representan domos de lava de baja altura que han fluido cuesta abajo, son parecidos a flujos de lava y muestran características morfológicas similares, incluyendo diques y ojivas (crestas transversales de flujo formadas por la deformación de la lava durante su enfriamiento). En vista de planta son de forma ovalada a circular (Figura 3.8; Calder *et al.*, 2015).

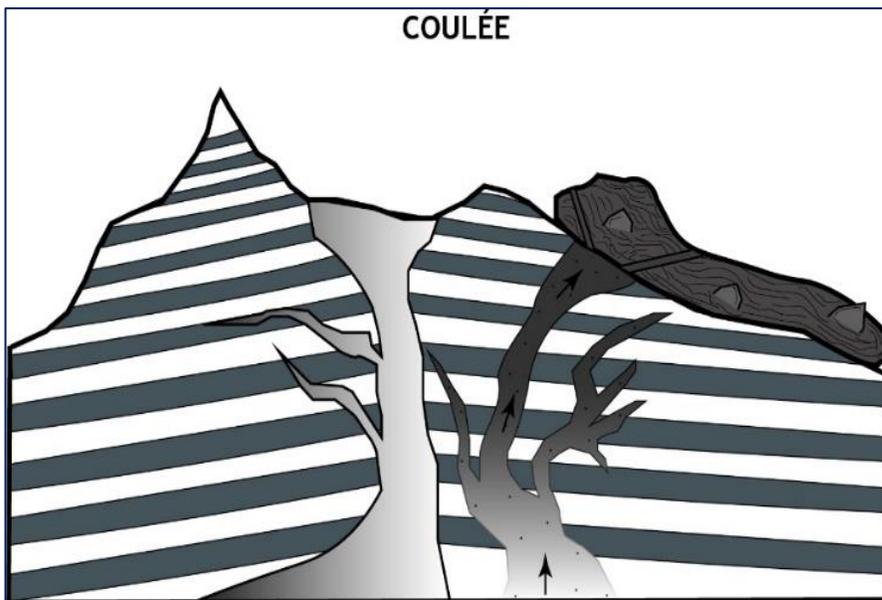


Figura 3.8. Corte de una estructura volcánica, la boca eruptiva de su flanco derecho extruyó magma de composición andesítica – dacítica, permitiendo que esta fluyera pendiente abajo con un comportamiento similar al de un flujo de lava (Modificado de Bardintzeff y McBirney, 1998).



De acuerdo con Calder *et al.* (2015), algunos domos de lava no extruyen grandes volúmenes de material, sino que forman tapones o tapas en la parte superior de los conductos volcánicos dentro del cráter. En este contexto, los domos de lava son simplemente la manifestación de la superficie libre del magma en la parte superior del conducto, que ha sufrido alguna extensión lateral en la superficie. Estos domos pueden mostrar episodios de inflado y deflación, apertura y cierre de fracturas concéntricas y pozos de explosión, siguiendo variaciones en las propiedades de magma en la parte superior del conducto. A menudo se asocian con sistemas que tienen erupciones explosivas relativamente frecuentes, por lo que son de corta duración. Después de que una explosión destruya la cúpula, la superficie libre del magma se eleva nuevamente y con frecuencia vuelve a formar una tapa con forma de domo.

### 3.4. ESTRUCTURAS

Un domo de lava consiste de un núcleo interno recubierto por un caparazón externo, el cual está flanqueado por un talud brechado (Figura 3.9). La diferencia entre el núcleo, el caparazón y el talud, radica en sus propiedades de deformación. El núcleo está caracterizado por un modo dúctil, mientras que el caparazón está sujeto a un comportamiento frágil, y el talud está compuesto por bloques que resultan de la fragmentación del caparazón seguido por el deslizamiento de dichos fragmentos.

Las condiciones de esfuerzo, la desgasificación, la contracción térmica y el enfriamiento son factores que favorecen el comportamiento frágil de la lava, promoviendo su fracturamiento e induciendo brechamiento.

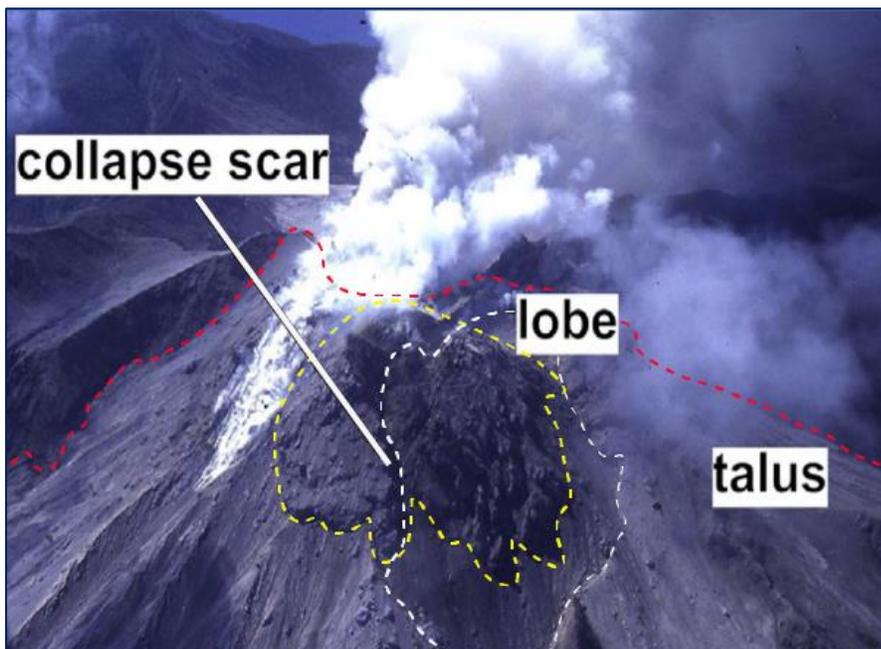


Figura 3.9. Ejemplo de un domo de lava en el volcán Soufrière Hills en Montserrat. Se muestra un lóbulo de lava más joven que ha crecido (línea discontinua amarilla; lobe) y llenado la cicatriz (línea discontinua blanca; collapse scar) de un colapso previo del domo. Un extenso talud (línea discontinua roja; talus) se desarrolla alrededor del domo (Imagen tomada de Calder *et al.*, 2015).



Externamente, cerca de las bocas eruptivas de los domos de lava, se pueden formar estructuras arrugadas (*crease structure*) a partir de una fractura que se abre progresivamente a medida que la lava diverge lateralmente (Figura 3.10). Lejos del área de la boca eruptiva, el caparazón de roca puede presentar crestas compresionales, generadas por la deformación de la superficie del domo como consecuencia de la tracción por cizallamiento en un núcleo de lava que se expande (Calder *et al.*, 2015). Las superficies y los alrededores de los domos también se caracterizan por pequeños cráteres debido a explosiones de gas y ceniza.

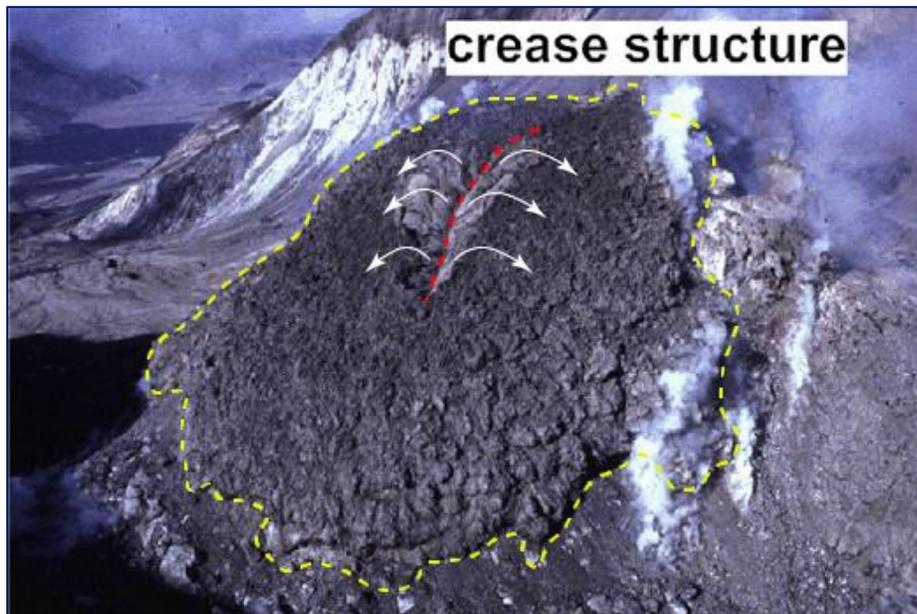


Figura 3.10. Ejemplo de una estructura arrugada (línea discontinua amarilla; *crease structure*) emplazada a través de una fractura (línea discontinua roja), las flechas blancas denotan la divergencia de la lava durante su extrusión. Domo nuevo formado después 1980, Monte Santa Helena (Imagen tomada de Calder *et al.*, 2015).

Internamente, los domos presentan cierto grado de tensión en el material sometido a deformación a lo largo de su conducto y de sus márgenes. Algunos minerales secundarios como sales, arcillas, zeolitas y polimorfos de sílice: cristobalita y tridimita, pueden precipitar y crecer en fracturas, reduciendo la permeabilidad (Calder *et al.*, 2015). Las vetas que albergan tuffisita (toba intrusiva; Figura 3.11) y minerales precipitados muestran una tendencia a ser alterados, meteorizados e incluso llegan a erosionarse por completo.



Figura 3.11. Veta de tuffisita (letra "t") en un bloque de obsidiana del domo de lava Chaitén, 2008 (Imagen tomada de Calder *et al.*, 2015).



### 3.5. ACTIVIDAD DE UN DOMO DE LAVA EN DIFERENTES ESCALAS DE TIEMPO

La tasa de ascenso del magma que alimenta el crecimiento de un domo es relativamente baja (1 mm/s a 1 m/s) dando el tiempo suficiente para que el magma reaccione a los cambios locales de presión y temperatura (Calder *et al.*, 2015). La descompresión asociada a una erupción reduce la solubilidad de los volátiles, los cuales se exsuelven y forman burbujas de gas. Un aumento en la velocidad de descompresión puede dar como resultado: burbujas y cristales con tamaños más pequeños, una cristalinidad menor (microlitos) y, por lo tanto, una fracción de vidrio más alta. En casos excepcionales, los fundidos ricos en sílice no cristalizan antes del enfriamiento y forman domos de obsidiana.

Calder *et al.* (2015) separan la actividad de un domo en diferentes escalas de tiempo:

#### I. De meses a años

Los domos de lava a menudo muestran episodios relativamente largos de crecimiento constante, alternados con periodos de diferentes tasas de descarga o incluso de quietud. La expulsión de magma generalmente es acompañada por actividad explosiva que ocurre con una frecuencia e intensidad que aumentan con la velocidad de extrusión.

#### II. De varios días a semanas

Los nuevos pulsos de magma incrementan el tamaño del domo, generalmente relacionado con episodios de propagación de diques que alimentan el domo.

#### III. De horas a algunos días

Los pulsos de crecimiento del domo de lava están asociados con la exhalación de gases o expulsión de material volcánico, del tamaño de cenizas y lapilli.

#### IV. De segundos a minutos

El ascenso del magma hacia la superficie tiende a ocurrir en pulsos rítmicos que van de milímetros hasta unos pocos metros y con tasas del orden de 1 mm/s a 1 m/s.



## 4. DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS Y PELIGROS ASOCIADOS

### 4.1. CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA

Las **Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP)** (Figura 4.1), es una mezcla fluidizada de fragmentos sólidos y semi-sólidos, gases tóxicos y vapor en fase de condensación cuyo medio de transporte es el gas y está influenciado por la acción de la gravedad (Branney y Kokelaar, 2003). Entre los fragmentos que las integran se encuentran los clastos juveniles (formados directamente de la fragmentación del magma emitido en una erupción), accesorios (aquellos volcánicos co-magmáticos pre-existentes, involucrados desde el conducto, el edificio volcánico o los depósitos asociados a éste durante una erupción) y/o accidentales (aquellos provenientes de rocas metamórficas, rocas o depósitos sedimentarios, o rocas o depósitos ígneos no co-magmáticos e involucrados durante una erupción) (Murcia *et al.*, 2013).

Se reconocen dos tipos de CDP: concentradas y diluidas. El tipo concentrado se refiere a los flujos piroclásticos mientras que el diluido es referido a las oleadas piroclásticas (Wilson y Houghton, 2000).



Figura 4.1. Corrientes de densidad piroclástica bajando por el flanco NW del volcán Mayón, Filipinas. Erupción ocurrida el 12 de septiembre de 1984 (Recuperado de [http://volcano.si.edu/learn\\_galleries.cfm?p=9](http://volcano.si.edu/learn_galleries.cfm?p=9)).



## 4.1.1. FLUJOS PIROCLÁSTICOS O CORRIENTES CONCENTRADAS

### 4.1.1.1. DEFINICIÓN

Las corrientes concentradas son flujos con una gran cantidad de fragmentos ( $\geq 10\%$  en volumen), (Freundt y Bursik, 1998). Pueden extenderse distancias  $> 100$  km desde la boca eruptiva y alcanzar velocidades que superan los 100 m/s (Figura 4.2).

Figura 4.2. Flujo piroclástico que recorre la parte más baja de la ladera del Volcán Sinabung, Indonesia. Erupción ocurrida el 1 de enero de 2014

(Recuperado:  
<https://www.csmonitor.com/Environment/Latest-News-Wires/2014/0101/Volcanic-eruptions-hit-western-Indonesia>).



### 4.1.1.2. FORMACIÓN

De acuerdo con Cas y Wright (1988), los flujos piroclásticos pueden ser generados por una serie de mecanismos diferentes:

#### a) Colapso gravitacional de un domo

- a. Se genera cuando un domo de lava se vuelve inestable como consecuencia de su estado activo de crecimiento (Figura 4.3a).

#### b) Colapso explosivo de un domo

- a. Se genera una descompresión y explosión dirigida de un domo debido a un colapso gravitacional previo de su estructura (Figura 4.3b).

#### c) Deslizamiento que desencadena el colapso explosivo de un criptodomo

- a. Se refiere al desprendimiento de una fracción importante del flanco del volcán que libera la presión interior (vapor de agua y gases magmáticos) y provoca una explosión dirigida (Figura 4.3c).

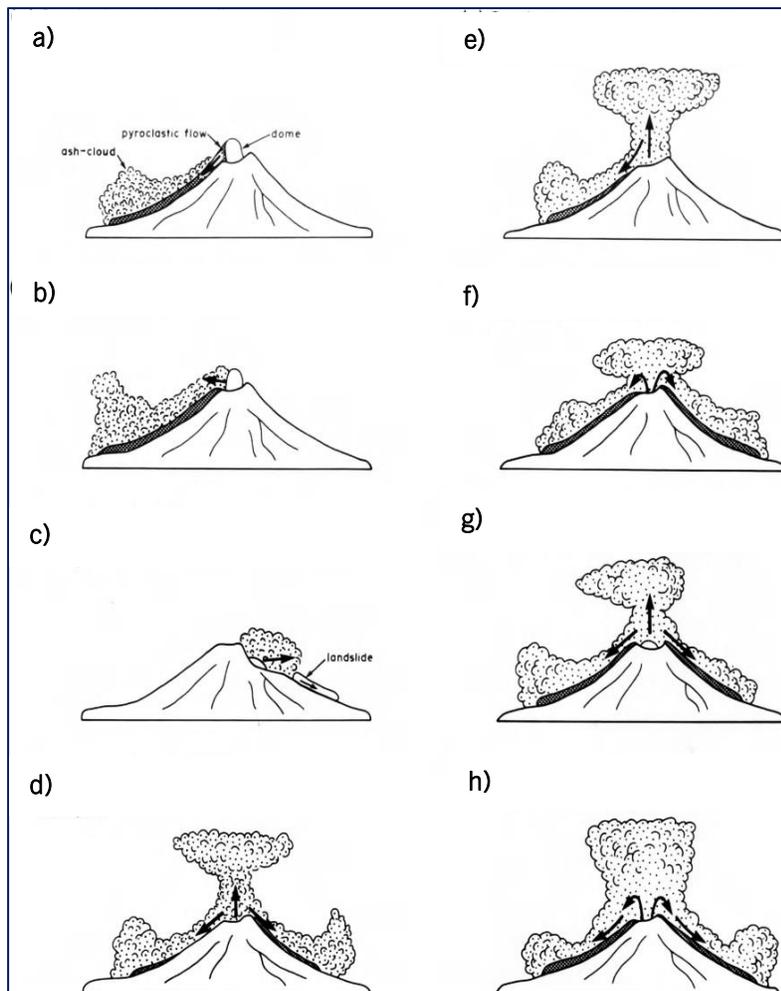


Figura 4.3. Mecanismos generadores de flujos piroclásticos. El flujo piroclástico propiamente dicho es un subdesbordamiento con una alta concentración de partículas (Imagen tomada de Cas y Wright, 1988).

#### d) Explosiones que interrumpen el colapso de una columna

a. El colapso de una columna eruptiva es interrumpido por consecuentes explosiones pequeñas que generan nuevas columnas de material piroclástico y parte de las cuales vuelven a colapsar (Figura 4.3d).

#### e) Flujo continuo de gas que interrumpe el colapso de una columna

a. La expulsión continua de gas impide que la columna eruptiva colapse totalmente (Figura 4.3e).

#### f) Colapso instantáneo

a. Consiste en la formación de flujos piroclásticos a partir del colapso de una columna eruptiva densa que se elevó a poca altura y colapsó inmediatamente (Figura 4.3f).

#### g) Explosión vertical de un domo

a. Produce un flujo de bloques y cenizas del colapso de una columna eruptiva muy densa (Figura 4.3g).

#### h) Colapso continuo de la columna eruptiva

a. Colapso continuo e ininterrumpido de una columna eruptiva de tipo pliniana que genera flujos de pómez, flujos de escoria e ignimbritas a gran escala (Figura 4.3h).



### 4.1.1.3. DEPÓSITOS

Cas y Wright (1988) mencionan que la mayoría de los depósitos de flujos piroclásticos están compuestos por más de una unidad de flujo. En campo, a menudo, se encuentran unidades de flujos piroclásticos que se apilan unos encima de otros, o están separados por otras capas piroclásticas (depósitos de caída o de surge) o depósitos de fragmentos re TRABAJADOS.

#### A) FLUJO DE BLOQUES Y CENIZA O NUBES ARDIENTES

Están controlados topográficamente. Son depósitos mal clasificados que constan de bloques en una matriz de ceniza (Figura 4.4A). Los bloques son, generalmente, no vesiculares y pueden exceder los 5 m de diámetro (Cas y Wright, 1988). Algunos de estos bloques pueden presentar fracturas radiales por enfriamiento, lo cual indica que fueron emplazados cuando aún estaban calientes.

Se puede encontrar madera carbonizada y, con menor frecuencia, algunas pipas de segregación (Figura 4.4B). La composición homogénea de los clastos, bloques calientes y pipas de segregación son criterios que ayudan a identificarlos en campo.



Figura 4.4. A) Depósito de flujo de bloques y cenizas: la mayoría de los bloques tienen un diámetro entre 10 y 25 cm, aunque algunos sobrepasan el metro. Los bloques sobresalen debido a que la matriz es menos resistente a la erosión (Recuperado de <http://www.sandatlas.org/block-and-ash-flow-deposits/>). B) Columna idealizada de un depósito de flujo de bloques y cenizas (Imagen tomada de: Cas y Wright, 1988).



## B) FLUJO DE PÓMEZ O IGNIMBRITA

Son depósitos pobremente clasificados y masivos. Contienen fragmentos redondeados de pómez de tamaño lapilli y de bloques que alcanzan hasta 1 m de diámetro, generalmente en una matriz compuesta de ceniza (Figura 4.5; Cas y Wright, 1988).



Figura 4.5. Depósitos de flujo de pómez del Monte Santa Helena (Recuperado de <https://geology.com/rocks/pumice.shtml>).

Dentro de las unidades de flujo, los fragmentos de pómez más grandes pueden estar dispuestos en gradación inversa, mientras que los clastos líticos pueden mostrar una gradación normal (Figura 4.6A). Sin embargo, comúnmente se encuentran unidades de flujos no gradadas. Los depósitos más gruesos y de menor volumen suelen rellenar los valles, los depósitos de mayor volumen pueden formar extensas y gruesas capas que sepultan todas las características del relieve (Cas y Wright, 1988). Pueden presentarse soldadas (Figura 4.6B), parcialmente soldadas o no soldadas. Suelen tener un característico color salmón y contener tanto madera carbonizada como pipas de segregación.

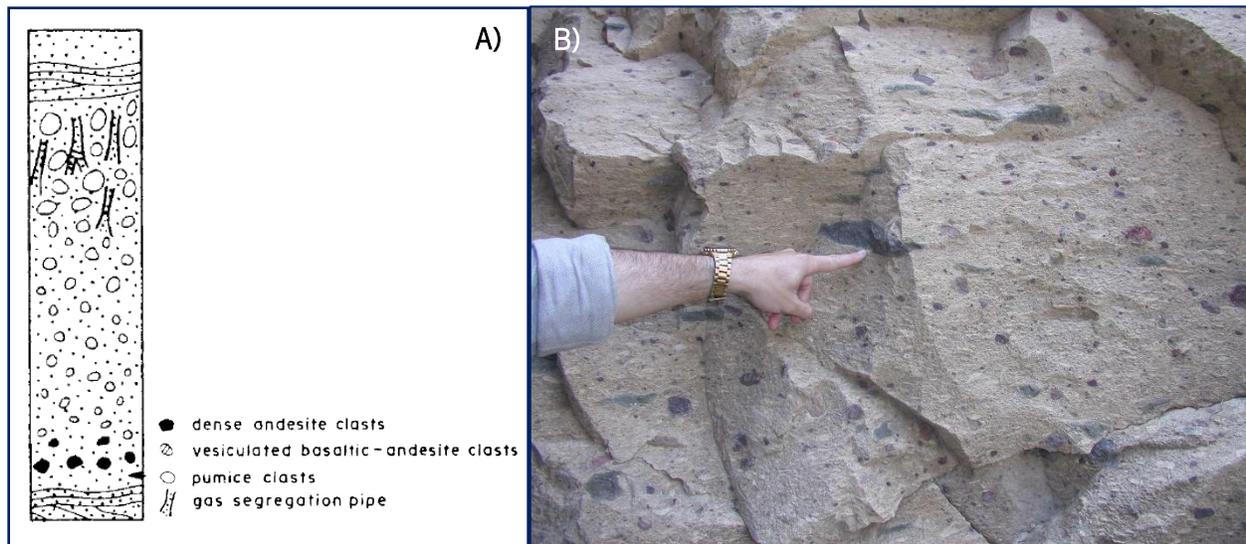


Figura 4.6. A) Columna idealizada de un depósito de flujo de pómez o ignimbrita (Imagen tomada de Cas y Wright, 1988). B) Depósitos de ignimbritas soldadas con fiammes de las Islas Canarias, España (Recuperado de <http://www.gobiernodecanarias.org/geotecnia/piroclastos.html>).

### C) FLUJO DE ESCORIA

Son depósitos mal clasificados con cantidades variables de ceniza de composición basáltica a andesítica, lapilli vesicular y clastos con superficies escoriáceas mayores a 1 m de diámetro (Figura 4.7A). Comúnmente presentan gradación inversa, pipas de segregación y madera carbonizada (Figura 4.7B; Cas y Wright, 1988).

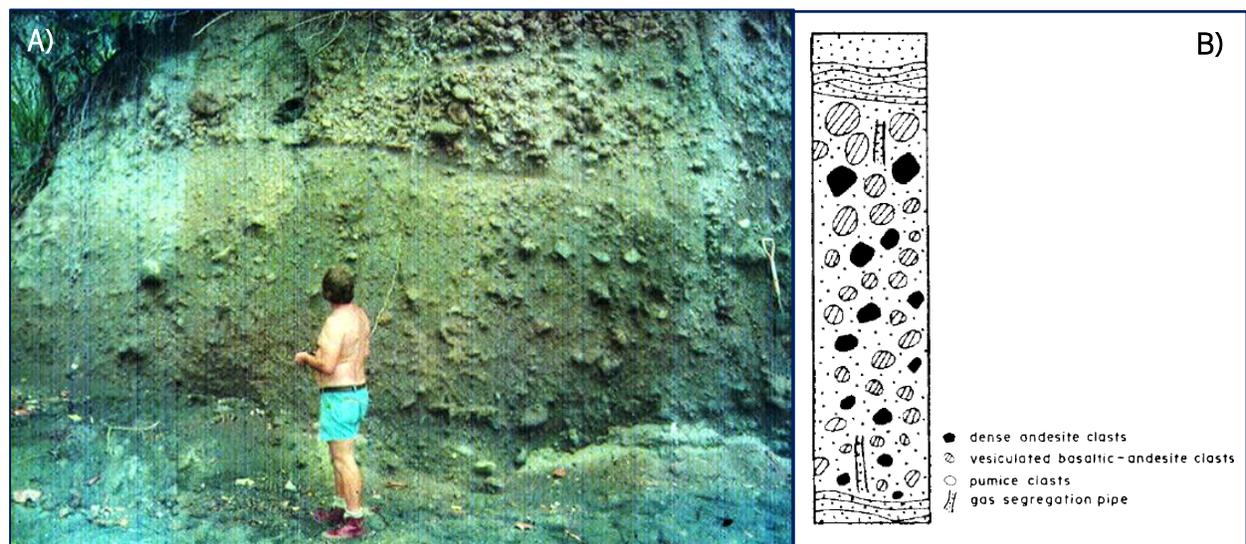


Figura 4.7. A) Depósito de flujo de escoria, en la parte superior se muestra una base con abundante escoria gruesa y madera carbonizada, Estado de Brotherton, Saint Kitts y Nevis (Recuperado de <http://caribbeanvolcanoes.com/stk-10/>). B) Columna idealizada de un depósito de flujo de escoria (Imagen tomada de Cas y Wright, 1988).



## 4.1.2. OLEADAS PIROCLÁSTICAS O CORRIENTES DILUIDAS

### 4.1.2.1. DEFINICIÓN

Las corrientes diluidas son flujos con baja concentración de partículas (1-10% en volumen; Freundt y Bursik, 1998). También, son considerados como flujos turbulentos y altamente expandibles (Figura 4.8) que llegan a alcanzar velocidades de 200 km/h con temperaturas que pueden superar los 100°C y capaces de remontar barreras topográficas (Sigurdsson *et al.*, 2000).



Figura 4.8. Oleada piroclástica descendiendo por la ladera del volcán Soufrière Hills, Monserrat (Recuperado de <https://www.swisseduc.ch/stromboli/perm/montserrat/whites-ghaut-en.html?id=0>).

### 4.1.2.2. FORMACIÓN

Cas y Wright (1988) mencionan que las oleadas piroclásticas se forman en asociación con tres tipos de procesos volcánicos:

#### a. Oleadas piroclásticas asociadas con erupciones freáticas y freatomagmáticas

Estas erupciones generan oleadas basales (*base surge*), las cuales tienen forma de collar, son nubes turbulentas de baja densidad que, desde el punto de explosión, se expanden de manera radial hacia todas direcciones y sobre la superficie del suelo a velocidades extremadamente altas (Figura 4.9A).

Las oleadas basales resultan de la interacción de magma y agua. En la mayoría de los casos, son “frías y húmedas”. No dejan evidencia de madera quemada o carbonizada, ni en los árboles ni en los propios depósitos. La ceniza se mezcla con agua en lugar de vapor y adquiere una consistencia pegajosa, teniendo temperaturas inferiores a 100 °C. Sin embargo, algunas



erupciones freatomagmáticas pueden producir oleadas piroclásticas calientes que carbonizan ramas y troncos de árboles (Cas y Wright, 1988).

Existe una división natural entre oleadas basales húmedas (*wet surges*) y secas (*dry surges*), dependiendo de la cantidad de agua involucrada. La interacción de magma con una baja cantidad de agua puede producir oleadas basales “secas y calientes” con temperaturas que superan los 100 °C. Las oleadas basales se asocian comúnmente con la formación de pequeños cráteres volcánicos llamados maar, anillos de toba y conos de toba (Figura 4.9B).

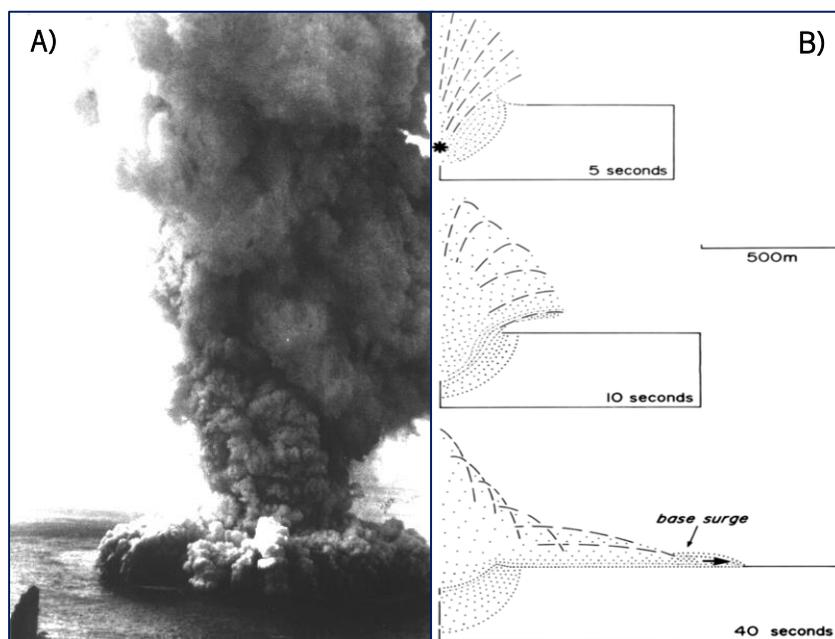


Figura 4.9. A) Oleada basal formada por una explosión hidrovolcánica en Capelinhos, Azores, 1957 (Recuperado de <http://volcanology.geol.ucsb.edu/hydro.htm>). B) Diagrama secuencial que muestra la formación de una oleada basal como consecuencia de una explosión subterránea equivalente a 100 kilotones de explosivos químicos, dejando estructuras de tipo maar (Imagen tomada de: Cas y Wright, 1988).

#### b. Oleadas piroclásticas asociadas a flujos piroclásticos

Los depósitos de oleadas, frecuentemente se asocian con depósitos de flujos piroclásticos.

Cuando se asocian con las bases de las unidades de flujo, se llaman oleadas rasantes (*ground surge*), y cuando se asocian con las cimas son llamadas oleadas nubes de ceniza (*ash-cloud surge*) i.e. son flujos turbulentos de baja densidad, compuestos principalmente por gases y ceniza (Figura 4.10; Cas y Wright, 1988). En comparación con las oleadas basales estas pueden ser consideradas como calientes y secas. Se forman directamente en el cráter, al mismo tiempo que los flujos piroclásticos.





depósitos de caída con la misma configuración. Generalmente, los depósitos de oleada presentan, laminación ondulada y cruzada con truncamientos de bajo ángulo, además de canales erosivos en forma de U. A menudo, muestran evidencia de estar húmedos y “pegajosos” cuando se depositan, además es común encontrar lapilli acrecional. Las capas suelen deformarse plásticamente al ser impactadas por bombas y bloques (Figura 4.11C).

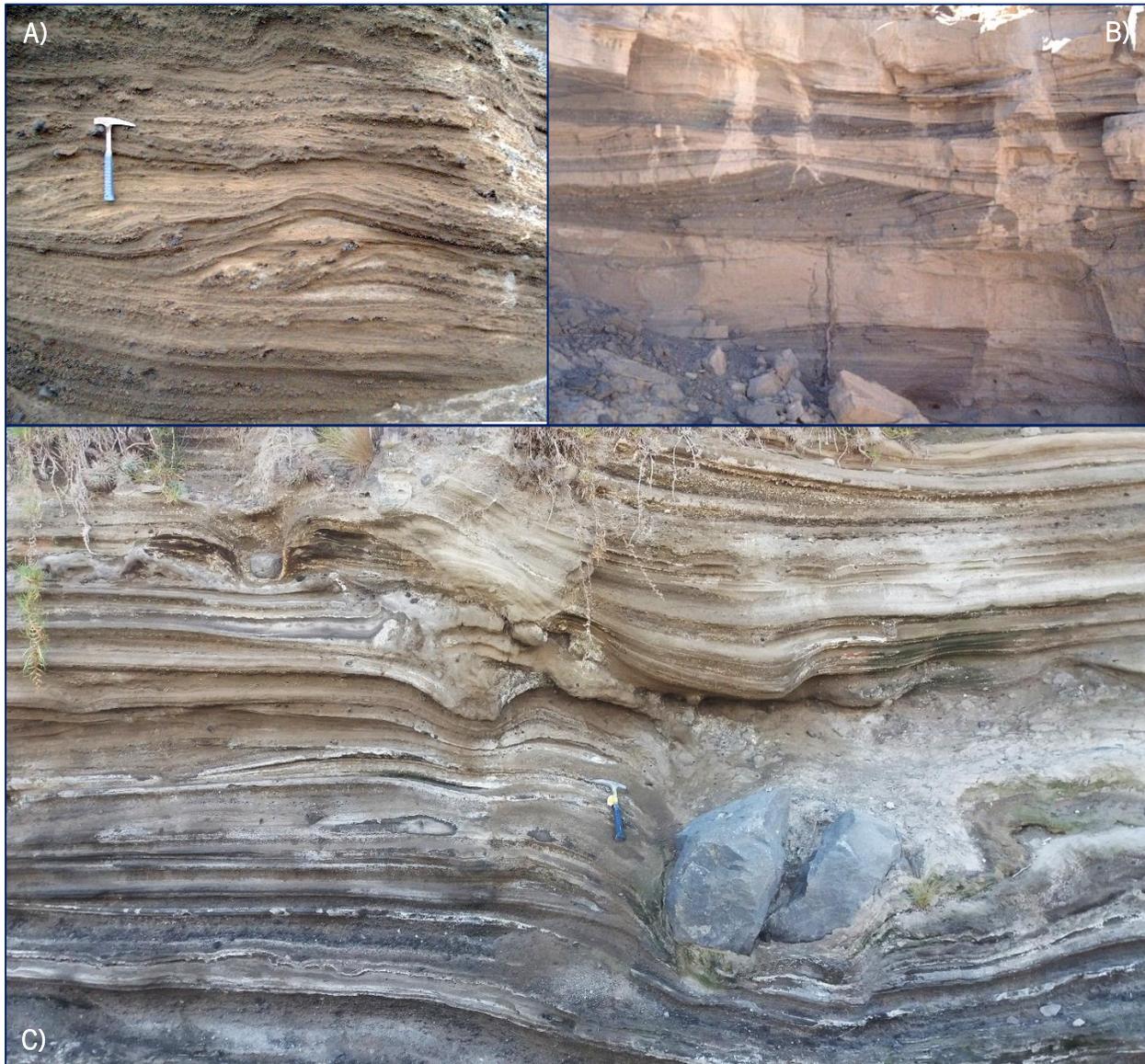


Figura 4.11. A) Depósito de oleada basal que en su parte inferior está compuesta de ceniza con estructuras como laminación cruzada, ondulada y antidunas, y en la parte superior está compuesta de lapilli grueso, como de toba Vatnsfell, Islandia (Recuperado de <http://www.tobias-weisenberger.de/6IcelandExcursion.html>). B) Se muestra estratificación cruzada y dunas en un flanco del cráter El Elegante, en el Campo Volcánico “El Pinacate”, México (Recuperado de [http://volcano.si.edu/learn\\_galleries.cfm?p=9](http://volcano.si.edu/learn_galleries.cfm?p=9)). C) Depósito de oleada basal húmeda con estratificación cruzada, laminación ondulada, dunas y antidunas, además de abundantes bolsas de impacto formados por bloques balísticos de hasta 60 cm de diámetro, eyectados durante la erupción que formó al maar Alchichica, México (Fotografía tomada en 2017).



## B) OLEADAS DE EXPLOSIÓN DIRIGIDA

Las oleadas de explosión dirigida se originan debido a la despresurización de un criptodomo (Figura 4.12 y 4.13A). Los depósitos contienen gran cantidad de material juvenil y están acompañados por bombas y bloques con textura de corteza de pan (se forma cuando la lava es expulsada abruptamente, por lo que la superficie de la bomba se enfría rápido y se agrieta por la expansión de gases en su interior caliente; USGS, 2015).

Belousov (1995) describe que un depósito de *blast* puede presentar las siguientes características: en la zona proximal, la parte inferior de un depósito de explosión dirigida se compone de escombros pobremente clasificados, suelo y abundantes fragmentos de vegetación no carbonizada (A en Figura 4.13B). La superficie del suelo subyacente está fuertemente erosionada. La parte intermedia del mismo depósito consiste en escombros relativamente bien clasificados con granulometría fina y fragmentos de plantas y troncos parcialmente carbonizados (B en Figura 4.13B). La parte superior posee una mala clasificación y puede ser masiva o presentar laminaciones subhorizontales, onduladas o planas con superficies irregulares (C en Figura 4.13B). En zonas distales, los depósitos constan de una unidad compuesta predominantemente por material del tamaño de la arena, pobremente clasificada, con desarrollo de laminaciones onduladas y madera no carbonizada (Figura 4.13B).

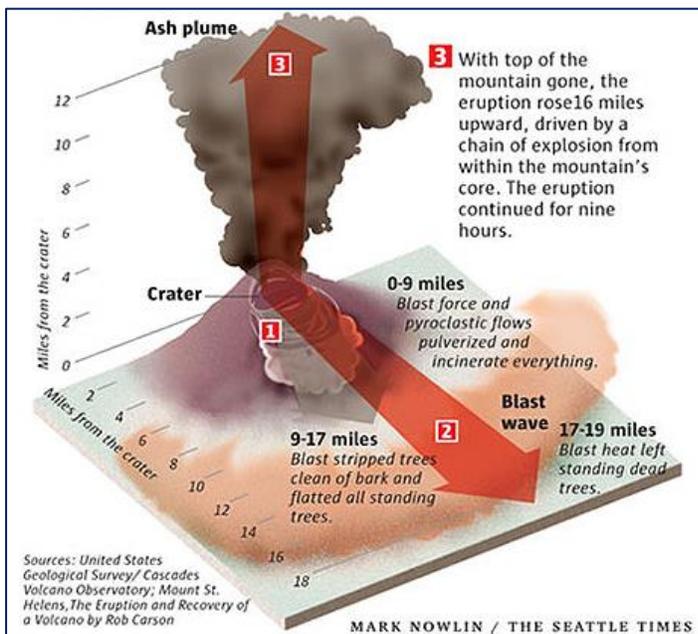


Figura 4.12. El esquema muestra en tres pasos el proceso eruptivo del Monte Santa Helena, ocurrido a las 8:32 a.m. del 18 de mayo de 1980.

1. El magma subió dentro del volcán durante algunas semanas creando un abultamiento en el flanco norte. A las 8:32 a.m., un terremoto de magnitud 5.1 causó el desprendimiento de dicho abultamiento, causando el emplazamiento de una avalancha masiva.
2. El colapso liberó la presión acumulada por gases magmáticos, resultando una explosión lateral en el flanco norte. La explosión creada dejó entre 27 y 28 km de destrucción delante de ella.
3. Una columna eruptiva se elevó por más de 26 km. La erupción continuó por nueve horas.

(Imagen tomada de USGS, USA).

## C) OLEADAS RASANTES

Estos fenómenos producen depósitos estratificados, generalmente menores a 1 m de espesor que suelen encontrarse en la base de unidades de flujos piroclásticos. Los depósitos se componen de fragmentos juveniles vesiculados de tamaño de ceniza, cristales y líticos en proporciones variables que dependen



de los constituyentes de la columna eruptiva. En los depósitos pueden estar presentes madera carbonizada y pequeñas pipas de segregación (Cas y Wright, 1988).

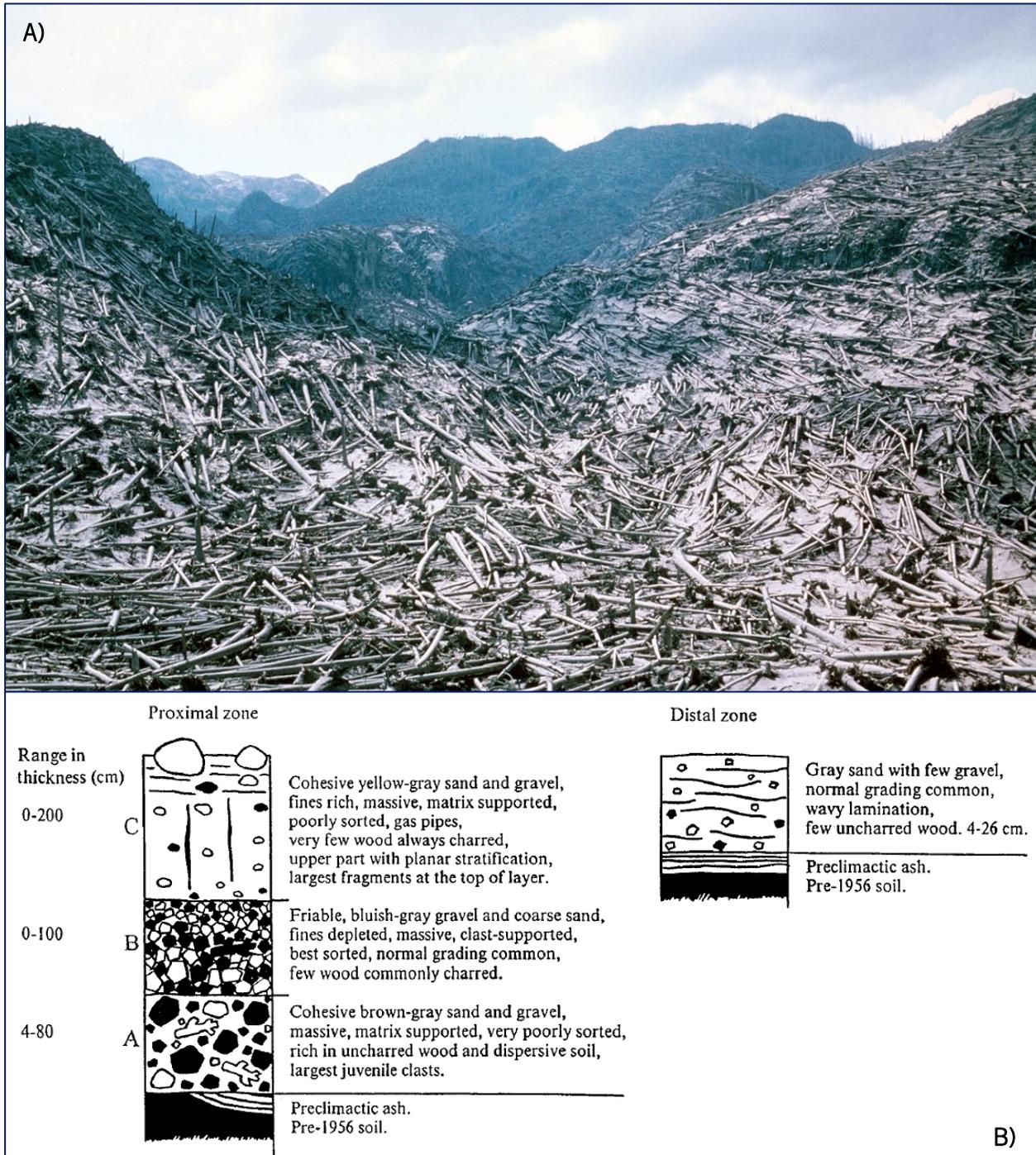


Figura 4.13. A) Vista aérea del 8 de junio de 1980, muestra la destrucción de un bosque debido al blast surge del Monte Santa Helena ocurrida el 18 de mayo, de 1980 en el Condado de Skamania, Whashington. B) Depósito de blast surge mostrado en columnas estratigráficas que denotan las características de la zona proximal y la zona distal del depósito del volcán Bezymianny, Rusia, en su erupción del 30 de marzo de 1956 (Imagen tomada de Belousov, 1995).



## D) OLEADAS NUBE DE CENIZA

Producen depósitos estratificados y laminados (Figura 4.14), generalmente menores a 1 m de espesor, se encuentran en la parte superior y lateral de las unidades de flujo piroclástico. Muestran capas con estructuras de pich-and-swell (adelgazamientos y ensanchamientos), y pueden depositarse a manera de lentes (Cas y Wright, 1988). El tamaño de grano y las proporciones de los componentes dependen del tipo de flujo piroclástico primario. También pueden presentar pequeñas pipas de segregación.



Figura 4.14. A) Depósito de oleada nube de ceniza entre dos unidades de flujo de ignimbrita, Los Andes. B) Zoom de A), muestra laminaciones delgadas (Recuperado de <http://volcano.oregonstate.edu/coignembrite>).

### 4.1.2.4. FACIES

De acuerdo con Wohletz y Sheridan (1979), existen tres tipos de facies para los depósitos de oleadas piroclásticas (Figura 4.15):

- a. **Facies sandwave (facies onda de arena):** se ubica en las secciones más cercanas a la boca eruptiva y contienen una gran cantidad de capas ondas de arena y, en menor medida, capas masivas.
- b. **Facies masiva:** se encuentra a una distancia intermedia entre la boca eruptiva y el final del depósito de oleadas piroclásticas. Esta facies presenta capas masivas, capas ondas de arena y capas planares.
- c. **Facies planar:** se posiciona en el extremo final del depósito de oleadas piroclásticas. Predominan las capas planares y, en menor frecuencia, capas masivas.



Tipos de capas que conforman a las facies de los depósitos de oleadas piroclásticas:

- i. **Capas onda de arena:** muestran superficies onduladas, superficies inclinadas, dunas, antidunas, ripples y laminación cruzada.
- ii. **Capas masivas:** se presentan en modo de lentes, generalmente no están estratificadas ni gradadas. Raramente muestran estructuras internas. Son una transición entre capas ondas de arena y capas planares.
- iii. **Capas planares:** presentan gradación inversa, laminación plano-paralela, raramente laminación cruzada, características de pinch-and-swell.

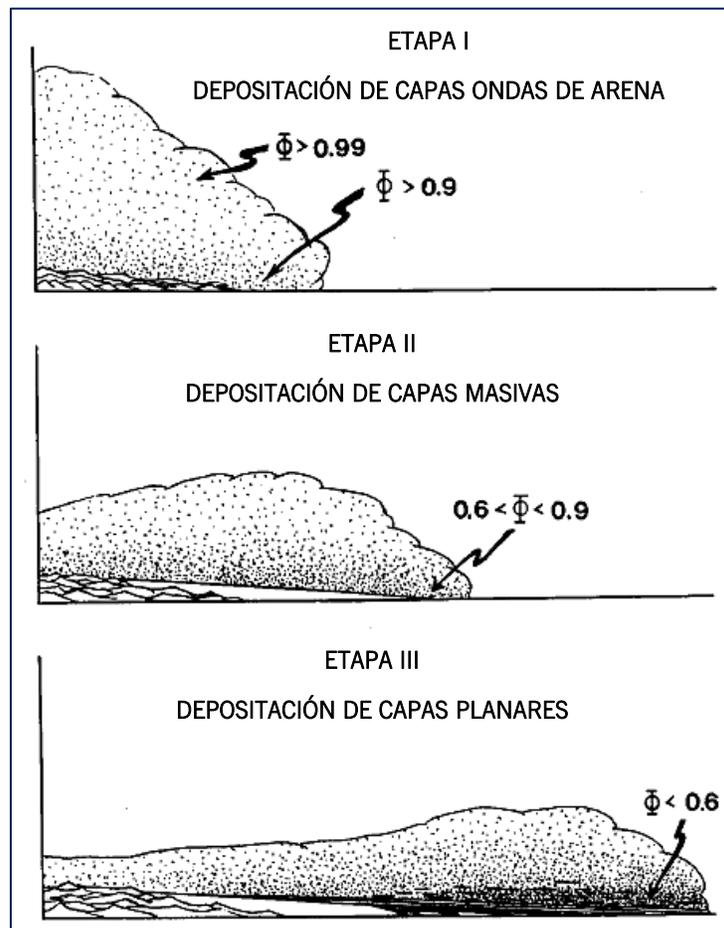


Figura 4.15. Diagramas que muestran las tres etapas del desarrollo de una oleada piroclástica y su respectiva depositación (facies). Etapa I: se encuentra cerca de la boca eruptiva. Etapa II: distancia intermedia entre la boca eruptiva y el final del flujo. Etapa III: se posiciona al final del flujo. Durante la Etapa I, el flujo es altamente inflado, y su depositación forma capas onda de arena (facies sandwave). En la Etapa II, la oleada piroclástica se ha desinflado, teniendo como resultado capas masivas (facies masiva). Finalmente, en la Etapa III, la oleada piroclástica se ha desinflado hasta convertirse en un flujo de tipo avalancha, depositándose capas planares, además es la etapa en el que el flujo se detiene (Imagen tomada de Wohletz y Sheridan, 1979).



## 4.2. AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA

Las avalanchas de escombros son producto del colapso a gran escala de un sector del edificio volcánico. El movimiento de estas masas es acelerado debido a la pérdida de resistencia en la base de la masa rocosa (Figura 4.18) y puede expandirse decenas de kilómetros desde el pie del volcán (van Wyk de Vries y Davis, 2015).



Figura 4.18. Momento justo en el que se produce el deslizamiento del flanco norte del Monte Santa Helena (USA) provocado por un terremoto de magnitud 5.1, lo que produjo una avalancha de escombros seguida de una explosión dirigida. Fotografía tomada el 18 de mayo de 1980 (Recuperado de <http://www.mshslc.org/gallery/debris-avalanche/>).

De acuerdo con van Wyk de Vries y Davis (2015), una avalancha de escombros es desencadenada por factores como:

- a) La intrusión de nuevo magma que puede conducir a la deformación de los flancos, reduciendo la resistencia de la roca y creando zonas de cizallamiento y de brechado.
- b) Cambios en el sistema hidrotermal que promueven la migración de fluidos, favorecen la precipitación de minerales, el incremento de la actividad fumarólica y la alteración progresiva de la roca.
- c) Grandes eventos de lluvia y/o derretimiento de hielo que se percolan a través de los poros y reducen la fuerza de fricción entre las partículas de la masa rocosa.
- d) Explosiones volcánicas.
- e) Terremotos



## 4.3. PELIGROS

### 4.3.1. RIESGO VOLCÁNICO

De acuerdo con Llinares *et al.* (2004), el riesgo volcánico se aplica al peligro volcánico en relación con la vida o con las propiedades de un lugar en particular y en un momento determinado. El riesgo es una combinación de características de peligro (que son específicas para cada volcán) y elementos locales valiosos (incluida la población, los recursos y la infraestructura). Las personas, las propiedades y los recursos naturales son vulnerables a los peligros cuando se encuentran demasiado cerca de un volcán o, más específicamente, a procesos potenciales dentro de una forma particular de erupción. Sin embargo, si el hombre y sus infraestructuras no están presentes, el riesgo será nulo.

El análisis del riesgo volcánico se enmarca en un ámbito probabilístico unido al estudio determinista del fenómeno. Así, el riesgo volcánico tendrá siempre un valor numérico (monetario o en número de víctimas) que podrá calcularse a través de una fórmula que involucra el peligro volcánico, la vulnerabilidad y la exposición del hombre y sus infraestructuras.

$$\text{Riesgo volcánico} = (\text{peligro volcánico}) (\text{vulnerabilidad}) (\text{exposición})$$

El daño causado por una erupción volcánica depende en primer lugar del tipo y magnitud de la erupción, de la distancia entre el elemento de riesgo y la fuente origen de peligro, de la topografía, del viento y de otras variables meteorológicas, de la vulnerabilidad y finalmente de todas aquellas medidas que se hayan tomado por parte del hombre para mitigar en lo posible el riesgo (alarmas, sistemas de vigilancia, planes de evacuación, etc.). Los mapas de riesgos volcánicos es la representación espacial de las pérdidas económicas esperadas por la actividad volcánica; se elabora a partir del mapa de peligrosidad incorporando la información económica y las vulnerabilidades asociadas a cada peligro. En base a esta información se pueden establecer medidas encaminadas a mitigar ese impacto.

### 4.3.2. PELIGRO VOLCÁNICO

Es la probabilidad de que un lugar, en un intervalo de tiempo determinado, sea afectado por un conjunto de eventos peligrosos provenientes de un volcán y provocar daños a personas y/o bienes expuestos. Por este motivo, la historia eruptiva de un volcán es un factor importante a la hora de determinar su peligrosidad volcánica, pues nos permitirá definir su estado actual o más reciente y prever su comportamiento en el futuro. Los mapas de peligro expresan el grado de probabilidad de que uno de los fenómenos volcánicos (coladas de lava, caída de piroclastos, lahares, etc.) afecte un lugar concreto



en un determinado intervalo de tiempo. Cuando estos mapas se hacen para una amplia zona (isla o municipio) y un intervalo de tiempo de 100 años, la información obtenida se utiliza como base para los Planes Generales de Ordenación del Territorio (Llinares *et al.*, 2004).

### 4.3.3. FACTORES DE PELIGRO

Los volcanes producen una amplia gama de peligros naturales (Figura 4.21) que, en palabras sencillas, pueden destruir comunidades enteras y causar repercusiones en la salud del ser humano. Si bien, su formación dependerá de factores tales como la composición química y la cantidad de gases contenidos en el magma. A pesar de que la mayoría de los peligros volcánicos están asociados con erupciones, algunos peligros como las avalanchas de escombros o lahares pueden ocurrir aún si el volcán no está en erupción (USGS, 2000). En la tabla 4.1, de manera resumida, se describen los factores de peligro volcánico y los daños que estos ocasionan (Llinares *et al.*, 2004).

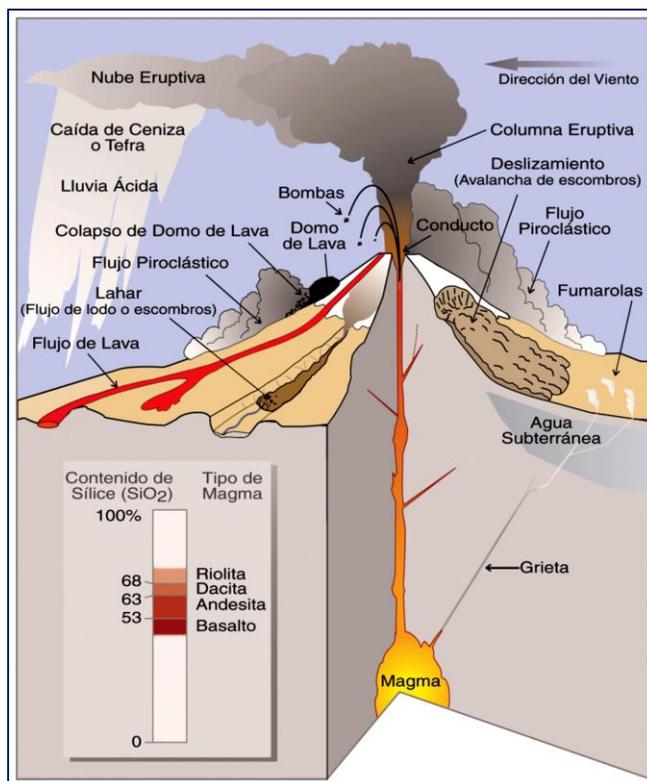


Figura 4.21. Diferentes tipos de peligros volcánicos (Imagen tomada de USGS, 2000).

### 4.3.4. EXPOSICIÓN Y VULNERABILIDAD

Llinares *et al.*, (2004) los definen de la siguiente manera: la **exposición** representa el valor de los bienes sujetos a posibles pérdidas, siendo su valor cero cuando no hay ningún bien presente en el área afectada por un fenómeno natural. En tanto que, la **vulnerabilidad** es el porcentaje esperado de daño (pérdida) que van a sufrir los bienes expuestos si ocurre el evento volcánico y se expresa en % del valor total del elemento en riesgo. Este valor, al ser un concepto estadístico, se debe calcular para todos los elementos similares (igual tipo de construcción, de cultivo, etc.), por ello se prefiere definir una escala de daños de tres niveles: ligero (0-20%), moderado (10-60%) y grave (50-100%) que se superponen por la dificultad real de distinguir si un daño es del 45% ó 55% del total



Factores de peligro	Daños
Onda de choque	- Rotura de cristales y paneles
Proyección de bombas, bloques y escoria	- Daños por impacto - Incendios
Dispersión y lluvias de ceniza	- Problemas en tráfico aéreo - Falta de visibilidad - Recubrimiento de techos - Taponamiento de coladeras y sistemas de drenaje - Colapso de estructuras - Daños a la agricultura - Daños a instalaciones industriales - Corrosión por lluvia ácida - En el humano y animales causa problemas oculares y pulmonares
Flujos de lava	- Daños a estructuras - Incendios - Recubrimiento por lavas
Colapso de domos de lava	- Daños a estructuras - Incendios - Recubrimiento por bloques y ceniza
Flujos y oleadas piroclásticas	- Daños a estructuras - Incendios - Recubrimiento por ceniza
Lahares	- Daños a estructuras - Arrastre de materiales (volcánicos, no volcánicos y materia orgánica) - Recubrimiento por lodo y fragmentos de rocas
Colapso total o parcial del edificio volcánico	- Daños a estructuras - Recubrimiento por derrubios - Avalanchas - Tsunami inducido
Avalancha de escombros o deslizamiento volcánico	- Arrastre de materiales - Recubrimiento por derrubios - Daños a estructuras
Gases volcánicos	- Intoxicación - Envenenamiento - Contaminación de aire y agua - Corrosión por lluvia ácida
Terremotos y temores volcánicos	- Colapso del edificio volcánico - Deslizamiento de masas - Daños a estructuras
Deformación del terreno	- Fallas - Daños a estructuras
Variaciones en el sistema geotérmico de acuíferos	- Cambios en la temperatura y calidad del agua

Tabla 4.1. Factores de peligro y los tipos de daños que causan (Tabla modificada de Llinares *et al.*, 2004).



# 5. METODOLOGÍA

Este trabajo se desarrolló en tres etapas:

- I. Recopilación bibliográfica
- II. Geología de campo
- III. Trabajo de laboratorio

## I. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se compiló la mayor cantidad de información disponible, publicada en artículos científicos y con relación, ya sea directa o indirecta, con nuestra zona de estudio.

En las cartas topográficas de la zona de Las Derrumbadas, se hizo un análisis para identificar puntos estratégicos a visitar, con la finalidad de tener un panorama amplio sobre los depósitos volcanoclásticos expuestos, describir a detalle sus estructuras, realizar todas las secciones estratigráficas posibles y recolectar muestras.

## II. GEOLOGÍA DE CAMPO

Durante el trabajo de campo (Figura 5.1), se visitaron canteras o bancos de materiales, cortes de caminos, colinas, en senderos sobre las faldas y en las laderas de los domos e incluso en barrancas (drenaje de los propios domos), también se recorrieron áreas circundantes en un radio aproximado de 12 km, esto último con el objetivo de encontrar y estimar el alcance máximo de los depósitos de oleadas piroclásticas de Las Derrumbadas. Se describieron cerca de 15 afloramientos con presencia de oleadas, de las cuales se obtuvieron 7 secciones estratigráficas representativas pues contienen las secuencias de oleadas piroclásticas más completas y mejor conservadas de Las Derrumbadas.

Las secciones estratigráficas obtenidas se estudiaron tomando en cuenta las siguientes características:

- Espesores de capas individuales y totales.
- Estructuras (estratificación, laminación, intercalación, entre otros).



- Gradación y selección.
- Granulometría.
- Composición litológica de las oleadas piroclásticas.

Después de estas descripciones, se procedió a extraer muestras representativas de las capas principales. Las muestras tomadas fueron las que mejor se encontraban preservadas, con el aspecto más fresco posible, sin evidencias significativas de intemperismo o alteración hidrotermal, sin contaminación por otros tipos de depósitos y además, que su granulometría permitiera realizarles análisis de laboratorio.

Para la toma de muestras, los materiales utilizados fueron:

- Brochas de  $\frac{1}{2}$ , 2 y 4 pulgadas, palas cuadradas o redondas: para limpiar las costras de polvo o suelo que cubrían a los depósitos.
- Espátulas planas y redondas de 2 pulgadas: para delimitar y extraer la muestra.
- Bolsas transparentes de polietileno: para almacenar las muestras (previamente, con un marcador de tinta indeleble, se rotularon con el número de estación correspondiente).



Figura 5.1. La Dra. Marie-Noëlle y su tesista Nahir Guadarrama realizando trabajo de campo en la zona de Las Derrumbadas, Puebla, México.



### III. TRABAJO DE LABORATORIO

Se llevaron a cabo análisis granulométricos, de componentes y en menor medida, análisis de láminas delgadas. Esta etapa se desarrolló en el Laboratorio “A” de Sedimentología Volcánica y en la Sala de Microscopios, ambos en el Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Ciudad Universitaria, CDMX.

El análisis granulométrico, consistió en la separación de cada muestra en intervalos de  $1/2\Phi$ , entre  $-4.0\Phi$  y  $>4.0\Phi$  (16 mm y  $> 1/16$  mm). Se realizó con el método de tamizado por vía seca. Antes del tamizado, las muestras fueron colocadas en charolas y puestas en hornos a  $60\text{ }^{\circ}\text{C}$  durante un día, para eliminar la humedad presente (Figura 5.2). Después, se pesó cada muestra en una balanza digital (de resolución 0.01 g), enseguida, utilizando un cuarteador (Figura 5.3) cada muestra se homogeneizó y se dividió en 4 partes para finalmente realizar el tamizado correspondiente (método físico de separación por medio de coladores o cribas de metal denominados tamices, estos con diversas aperturas de tamaño de mallas en medidas de unidades de  $\Phi$ , que se apilan de mayor a menor tamaño; Folk, 1974). El tamizado se realizó de manera manual y usando un Ro-tap (Figura 5.4). El método por tamizado nos permite saber el porcentaje de las diferentes poblaciones en tamaños y así clasificarlos (bombas, bloques, lapilli, ceniza gruesa, ceniza fina). Si bien, el material retenido en cada malla fue pesado en la balanza digital, almacenado en bolsas transparentes de polietileno que se rotularon indicando el tamaño de partícula correspondiente. De manera cuantitativa, se calculó el porcentaje en peso (wt%) de cada una de las poblaciones de tamaños para todas las muestras tamizadas. A partir de los datos obtenidos se elaboraron histogramas:  $\Phi$  vs wt%.



Figura 5.2. Muestras de depósitos de oleadas piroclásticas colocadas en charolas y puestas en horno a  $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Laboratorio “A” de Sedimentología Volcánica, Instituto de Geofísica, UNAM.



Figura 5.3. Cuarteador. Laboratorio "A" de Sedimentología Volcánica, Instituto de Geofísica, UNAM.



Figura 5.4. Ro-tap con tamices. Laboratorio "A" de Sedimentología Volcánica, Instituto de Geofísica, UNAM.

Para el análisis de componentes, se utilizó un microscopio binocular (Figura 5.5), cada muestra se separó en los diferentes elementos que las conformaban. Para hacer su descripción, se tomaron en cuenta las siguientes características: color, transparencia, redondez y esfericidad (se utilizó el cuadro de comparación visual de Powers, 1982; Figura 5.6), fractura, textura, minerales presentes observables, vesiculación, entre otros. Los diferentes elementos encontrados son: caliza, riolita gris, riolita blanca (pómez), partículas oxidadas, cristales, agregados y otros. Es importante aclarar que no todos los elementos antes mencionados fueron encontrados en cada muestra analizada. El tamaño elegido para hacer este análisis fue de  $1 \Phi$  (1/2 mm), ya que en este tamaño se encontró mayor variedad de elementos. Para obtener una frecuencia significativa de cada elemento, se hizo un conteo en un rango de 300 a 500 granos. Posteriormente, se construyeron gráficas de pastel para observar la variación de componentes en cada muestra.



Figura 5.5. Microscopio binocular.

Sala de Microscopios, Instituto de Geofísica, UNAM.

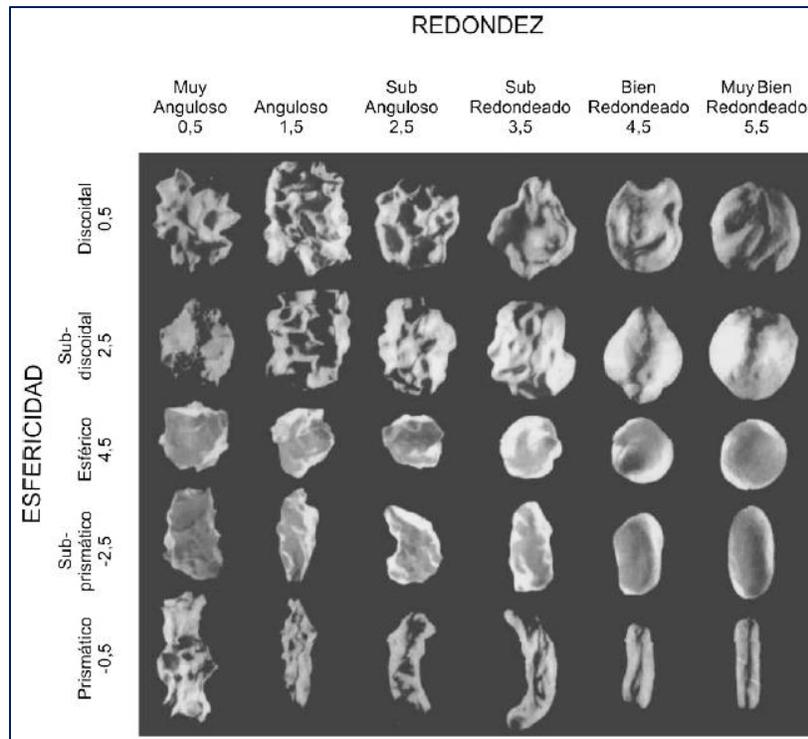


Figura 5.6. Cuadro de comparación visual para redondez y esfericidad de clastos de Powers, 1982.

En el análisis de lámina delgada, sólo se observaron algunas muestras de oleadas piroclásticas, con el objetivo de complementar la descripción de los componentes analizados bajo el microscopio binocular. En esta etapa se describieron: minerales y sus alteraciones, matriz, texturas, presencia de fracturas, vetillas y óxidos, así como la forma de las vesículas cuando éstas estaban presentes.



## 6. RESULTADOS

En los depósitos volcanoclásticos provenientes de Las Derrumbadas realizamos el levantamiento de siete secciones estratigráficas en las que aparecen las secuencias de oleadas piroclásticas propias de nuestro estudio. Las secciones están distribuidas alrededor de los domos y, a su vez, agrupadas en tres sectores: NE, E y SW (Figura 6.1). Los depósitos se encuentran rodeados por calizas cretácicas, así como varias estructuras volcánicas entre las que destacan cráteres de explosión y conos de escoria, además de varios flujos de lava (Figura 6.1). En lo siguiente, primero presentamos el resultado del análisis de clastos observados en los depósitos antes de presentar las diferentes secciones obtenidas y analizadas.

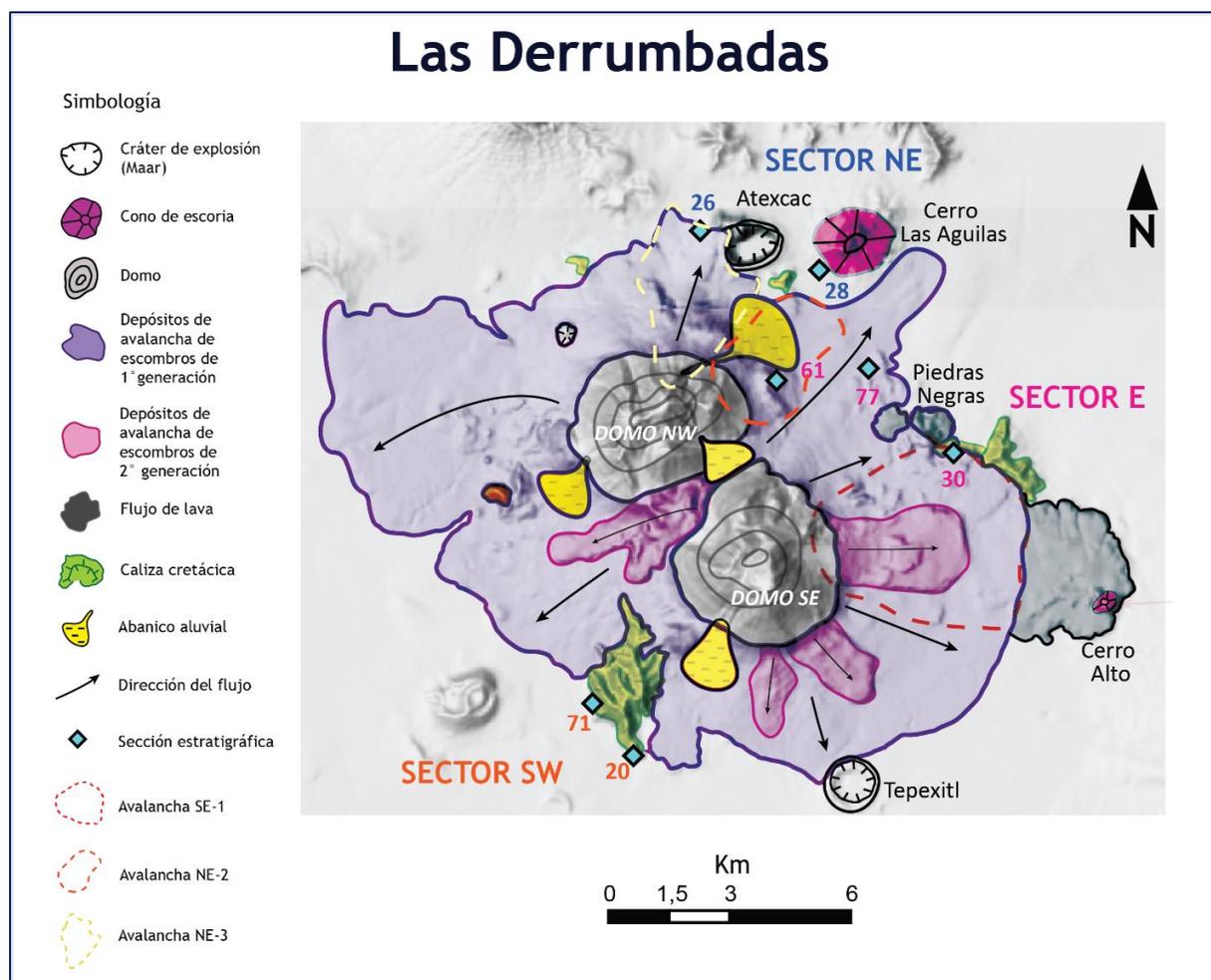


Figura 6.1. En el centro del mapa se encuentran Las Derrumbadas y las configuraciones de sus depósitos de avalanchas de escombros de 1° y 2° generación (con línea punteada se indican los contornos de tres avalanchas diferentes). También se muestra la distribución de las secciones estratigráficas obtenidas y los tres sectores (NE, E y W) a los que pertenecen las secciones levantadas. Además, se incluye la posición de algunas estructuras volcánicas y sedimentarias alrededor de los domos (este mapa se generó con base en: datos obtenidos en salidas de campo, Modelo de Elevación Digital e imágenes satelitales de Google Earth, por Chédeville-Monzo *et al.*, [en preparación]).



## 6.1. DESCRIPCIÓN DE LOS COMPONENTES LITOLÓGICOS

Las siguientes fotografías muestran la variedad de partículas (Figuras 6.2 y 6.3) que componen a los depósitos de oleadas piroclásticas de Las Derrumbadas.

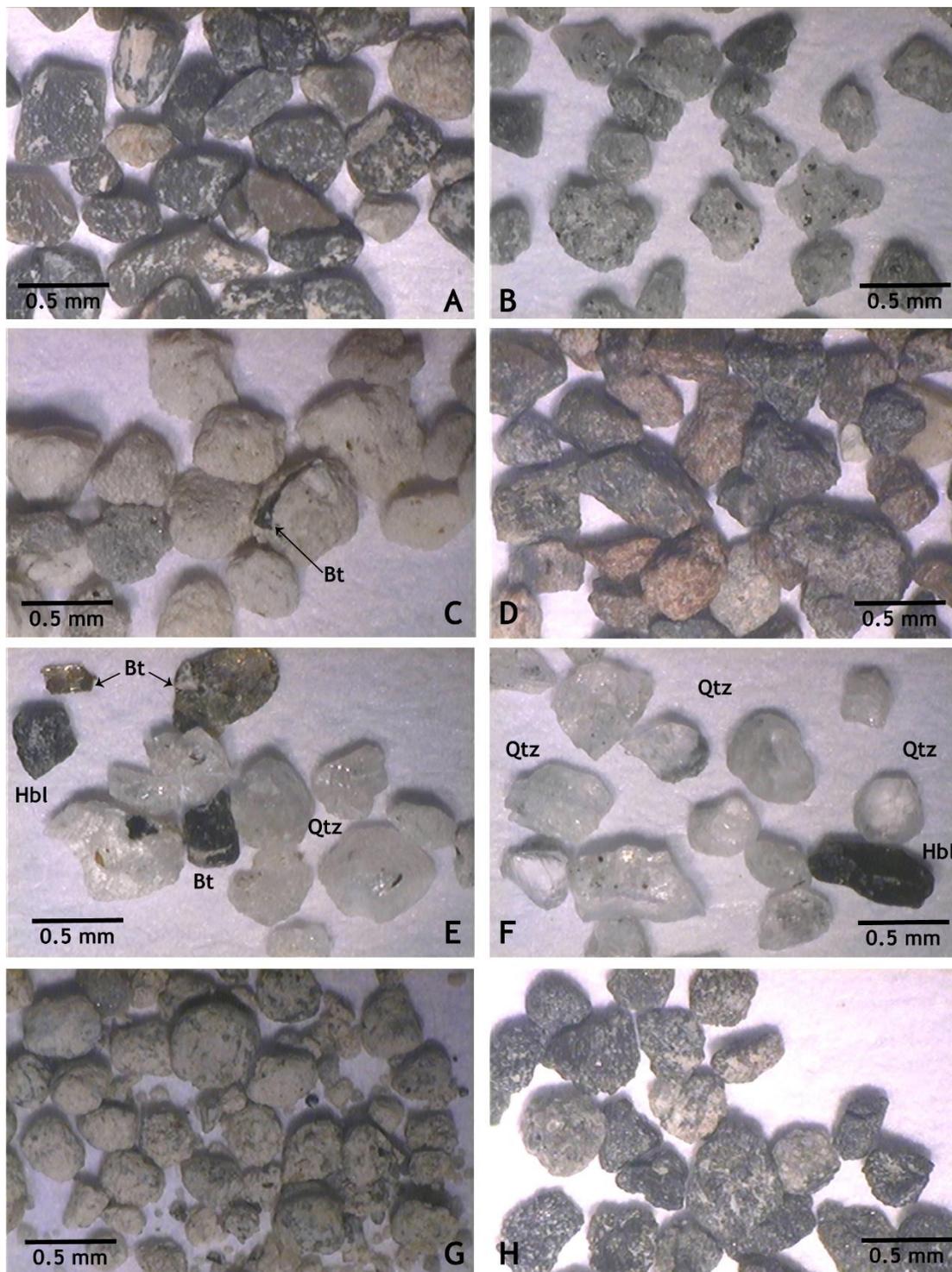


Figura 6.2. Componentes litológicos de los depósitos de oleadas piroclásticas de Las Derrumbadas: A) Caliza cretácica. B) Riolita gris (con algunos cristales de biotita). C) Riolita blanca o pómez (con algunos cristales de biotita). D) Partículas oxidadas. E) y F) Cristales: cuarzo, biotita y hornblenda. G) Agregados. H) Líticos ígneos no diferenciados (probablemente se trate de lavas máficas antiguas provenientes del sustrato y del conducto volcánico). El tamaño de todas las partículas es de  $1\Phi$  (0.5 mm).

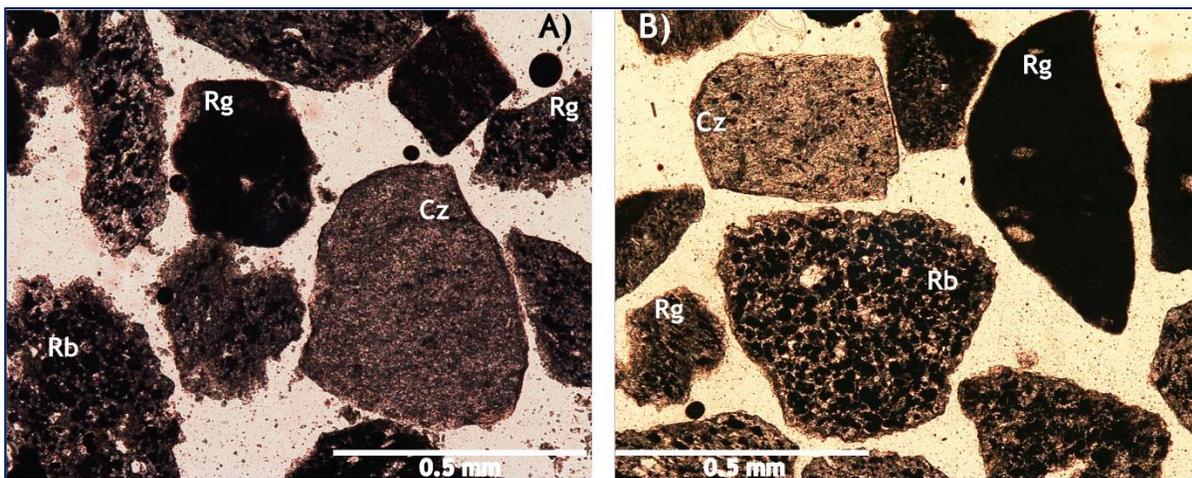


Figura 6.3. Las fotografías corresponden a las muestras A) DER17-20C y B) DER17-26C de oleadas piroclásticas en lámina delgada, analizadas con el objetivo 5x y a nicoles paralelos en el microscopio petrográfico. Se observan los componentes principales y más representativos de las columnas estratigráficas: Caliza (Cz), Riolita gris (Rg) y Riolita blanca o pómez (Rb), las cuales tienen un tamaño de  $1\Phi$  (0.5 mm).

\*micro- : tamaño de un objeto en el rango del orden entre 0.01 mm y 0.001 mm.

\*macro- : para este análisis, el rango del orden está entre 0.01 mm y 2 mm.

\*np: nicoles paralelos.

\*nx: nicoles cruzados.

#### A) Caliza

- *Bajo el microscopio binocular*

Se presenta en varios colores, entre ellos: negro, gris oscuro, gris claro, blanco y marrón (Figura 6.2A).

La mayoría de los clastos son angulosos a subredondeados y subprismáticos. Algunos presentan vetillas de calcita mientras que otros sólo están cubiertos por polvo blanco de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ). En ocasiones, se muestran zonas oxidadas de color marrón-anaranjado.

- *En lámina delgada*

Los clastos de caliza son subredondeados a redondeados, con contornos lisos y bien definidos (Figura 6.3). Están compuestos por una matriz homogénea (micrita) con colores marrón claro a gris claro. A veces, presentan microfisuras paralelas rellenas por óxidos de color negro o macrofracturas rellenas por esparita transparente. Se observaron microcristales de calcita y microfósiles.



## B) Riolita gris

- *Bajo el microscopio binocular*

Se observa en varios colores: marrón claro, gris claro y gris oscuro (Figura 6.2B).

La riolita se presenta de densa a vesiculada.

Los clastos de riolita densa, generalmente translúcidos y en ocasiones opacos, tienen superficies lisas, son angulosos a subangulosos y de prismáticos a subprismáticos, presentan fractura concoide y una textura típica de obsidiana, sin vesículas y con bandeamiento. En su interior se aprecian abundantes microcristales de biotita (hábito laminar, de color marrón oscuro y negro) que están alineados hacia una dirección preferencial. Se observaron escasos minerales subhedrales rómbicos de color rojo a naranja, de lustre vítreo a resinoso, que probablemente sean granates.

Los clastos de riolita vesiculada principalmente son translúcidos, de superficie rugosa, subredondeados y de subdiscoidales a esféricos. Al menos, el 40 vol.% de cada clasto se compone de vesículas circulares, algunas de las cuales están rellenas por ceniza y  $\text{CaCO}_3$ . La matriz contiene cristales de biotita (en menor cantidad con respecto a la riolita densa) que no están alineados.

- *En lámina delgada*

La riolita densa presenta microcristales de biotita fresca y alterada con colores de marrón oscuro a claro, e incluso rojo-anaranjado, con formas subhedrales, hábito laminar y pleocroísmo (np y nx). Estos microcristales están inmersos en una matriz constituida por microlitos anhedrales de plagioclasa, con maclado polisintético y, en algunos casos, con macla de Carlsbad (nx), así como textura de flujo. En menor medida, se observa microlitos de cuarzo, y óxidos que a np son de color marrón oscuro y a nx quedan totalmente oscurecidos.

La riolita vesiculada presenta macrovesículas tanto redondas como elongadas que se encuentran aisladas y/o unidas (Figura 6.3). Se observan microcristales de plagioclasa con textura de flujo, microvesículas alargadas y orientadas, así como escasos microcristales de biotita que llegan a ser rodeados por la textura de flujo.

## C) Riolita blanca (pómez)

- *Bajo el microscopio binocular*

Se presenta en varios colores: blanco, marrón claro, gris claro y rosa claro (Figura 6.2C).



Los clastos de pómez van de subredondeados a bien redondeados y de subdiscoidales a subesféricos. Tienen superficies rugosas, textura fibrosa y vesículas que son típicamente elongadas. Contienen abundantes cristales de biotita (color marrón) y escasos óxidos, ambos aparecen en la superficie de los clastos como en las paredes de las vesículas.

- *En lámina delgada*

Los clastos de pómez muestran una gran cantidad de macrovesículas elongadas, algunas de las cuales están aisladas y otras agrupadas formando una estructura semejante a un “panal de abejas” (Figura 6.3). A nx, gran parte del clasto se oscurece, dejando en evidencia tanto microcristales de biotita como microlitos de plagioclasa con maclado polisintético que, a su vez, se encuentran alineados junto con las macrovesículas elongadas formando una textura de flujo.

#### D) Partículas oxidadas

- *Bajo el microscopio binocular*

Se presenta en varios colores: amarillo, amarillo-naranja, naranja, marrón-rojizo y marrón oscuro (Figura 6.2D).

Los clastos van de subredondeados a angulosos y de subdiscoidales a subprismáticos. Generalmente, la textura original de la roca ya no es reconocible, aunque en ocasiones, se observan clastos de caliza y riolita con oxidación incipiente. Entre los principales óxidos están ilmenita y hematita, aunque se necesitaría de un análisis químico para confirmar su presencia.

- *En lámina delgada*

Las partículas oxidadas en np se observan anhedrales y de color marrón oscuro con tonos amarillentos y a nx se oscurecen totalmente, comportándose como opacos bajo el microscopio de luz transmitida.

#### E) Cristales

- *Bajo el microscopio binocular*

- Biotita: color negro y marrón oscuro con bordes amarillos y verdosos, de forma subhedral a euhedral, con hábito laminar, hexagonal en el eje c y lustre vítreo (Figuras 6.2E y F)
- Cuarzo: de color blanco, transparente a translúcido, con lustre vítreo y fractura concoidea.
- Granate: color marrón-rojizo, de forma rómbica subhedral a anhedral y lustre resinoso.



- Hornblenda: color verde oscuro, forma euhedral prismática, lustre vítreo a mate, y con inclusiones fluidas.
- *En lámina delgada*
  - Plagioclasa: a np es incolora, con formas anhedrales o subhedrales, de relieve bajo y microfracturas difusas. En ocasiones se observan bordes microvesiculados. A nx se observan maclas polisintéticas, con birrefringencia muy baja (colores gris y blanco de primer orden) y presencia de zonaciones. También se tiene intercrecimiento de biotita en plagioclasa.
  - Piroxeno: a np presenta colores verde oscuro y marrón, de forma anhedral y con relieve alto, es ligeramente pleocroico y presenta microfracturas paralelas. A nx, su birrefringencia es alta con colores de principio de segundo orden.
  - Biotita: a np son de color marrón, marrón-rojizo e incluso verde pardo, con formas tabulares subhedrales a euhedrales y relieve de bajo a medio. Se observa un intenso pleocroísmo. A nx se observa una birrefringencia alta con colores de segundo y tercer orden.
  - Anfíbol: a np es de color verde-pardo, marrón-amarillento, con forma subhedral a anhedral, relieve de medio a alto y está levemente fracturado. A nx presenta birrefringencia media con colores de segundo orden.
  - Cuarzo: a np es incoloro, tiene forma anhedral y relieve bajo. A nx presenta birrefringencia muy baja (colores grises y blancos de primer orden) y extinción ondulante. Sin alteraciones.
  - Calcita: a np es incolora, con forma anhedral, de clivaje rombohédrico y relieve alto que presenta pleocroísmo. Algunos de sus bordes están oxidados y son de color marrón intenso. A nx, se observa alta birrefringencia con colores que van de blancos-grisáceos con iridiscencia hasta rosado-azul-verdosos de órdenes superiores.
  - Granate: no se observaron en las láminas delgadas.

#### F) Agregados

- *Bajo el microscopio binocular*

Se presenta en varios colores: marrón claro, rosa claro, amarillo y gris claro (Figura 6.2G)

Están conformados por fragmentos de todos los componentes litológicos anteriormente mencionados que se encuentran débilmente unidos por ceniza fina y por  $\text{CaCO}_3$ .



- *En lámina delgada*

No se observan como una sola unidad puesto que son fácilmente deleznable y los componentes tienden a separarse con el mínimo o moderado esfuerzo que se les aplique.

#### G) Líticos ígneos no diferenciados

- *Bajo el microscopio binocular*

Se presenta en varios colores: gris claro, gris oscuro y negro (Figura 6.2H).

Los clastos son subredondeados a subangulosos y de subdiscoidales a subprismáticos. Comúnmente son clastos vesiculados con lustre vítreo y textura escoriácea. Se observan cristales de plagioclasa. Probablemente se trate de líticos ígneos máficos (lavas antiguas).

- *En lámina delgada*

A np, los clastos son marrón oscuro y forma anhedral. A nx, se observa una textura microgranular, con microlitos de plagioclasa y piroxenos alterados que están embebidos en una matriz oxidada.

## 6.2. DESCRIPCIÓN DE LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

A continuación, se presenta el análisis de las secciones estratigráficas. Para cada sección se hace una descripción detallada con la que se adjunta una lámina que incluye: fotografía del afloramiento, breve descripción de campo, histogramas de granulometría y el porcentaje de cada componente mostrados en gráficos de pastel (en el anexo se reporta la tabla del análisis de estos componentes). La distribución de las secciones se indica en la figura 6.1.

### 6.2.1. SECTOR NORESTE (NE)

En este sector se ubican las secciones estratigráficas: DER17-26 y DER17-28.

➤ **Sección estratigráfica DER17-26** (Figuras 6.4 y 6.5)

- Coordenadas: N 19° 20.336', W 097° 27.745'.
- Altitud: 2, 459 m.s.n.m.



Figura 6.4. Afloramiento DER17-26, una avalancha de escombros se encuentra en contacto directo sobre una secuencia de oleadas piroclásticas.

La sección se encuentra constituida por una secuencia estratificada de 43 cm de espesor con granulometría que varía de ceniza fina a gruesa de colores: blanco, marrón claro, rosado, gris claro y gris oscuro. Generalmente, la geometría de estas capas es tabular y, en ocasiones, presentan laminación cruzada débilmente marcada (Figura 6.5).

En la parte inferior de la secuencia, los fragmentos de caliza y riolita gris son los más abundantes ( $\sim 32\%$  y  $\sim 40\%$ , respectivamente) en tanto que, las partículas oxidadas, la riolita blanca (pómez) y los líticos no diferenciados están presentes pero una concentración muy baja ( $\sim 9\%$ ,  $\sim 6\%$  y  $\sim 2\%$ , respectivamente). Por otro lado, la parte superior de la secuencia está compuesta casi por completo de riolita gris ( $\sim 82\%$ ), disminuyendo la presencia de caliza y pómez ( $\sim 10\%$  y  $\sim 4\%$ , respectivamente), y los líticos no diferenciados ya no aparecen (Figura 6.5).

A esta secuencia le subyace, en contacto irregular, un paleosuelo arenoso-limoso de color café claro a gris. Además, a dicha secuencia le sobreyace un depósito de avalancha de escombros con clastos angulosos y subangulosos de caliza y de riolita gris. La cima de la avalancha está clasto-soportada y moderadamente seleccionada, al contrario de su base que se encuentra matriz-soportada y pobremente seleccionada (Figura 6.5).

# DER17-26

COORDENADAS: N 19° 20.336', W 097° 27.745' ALTITUD: 2,459 msnm

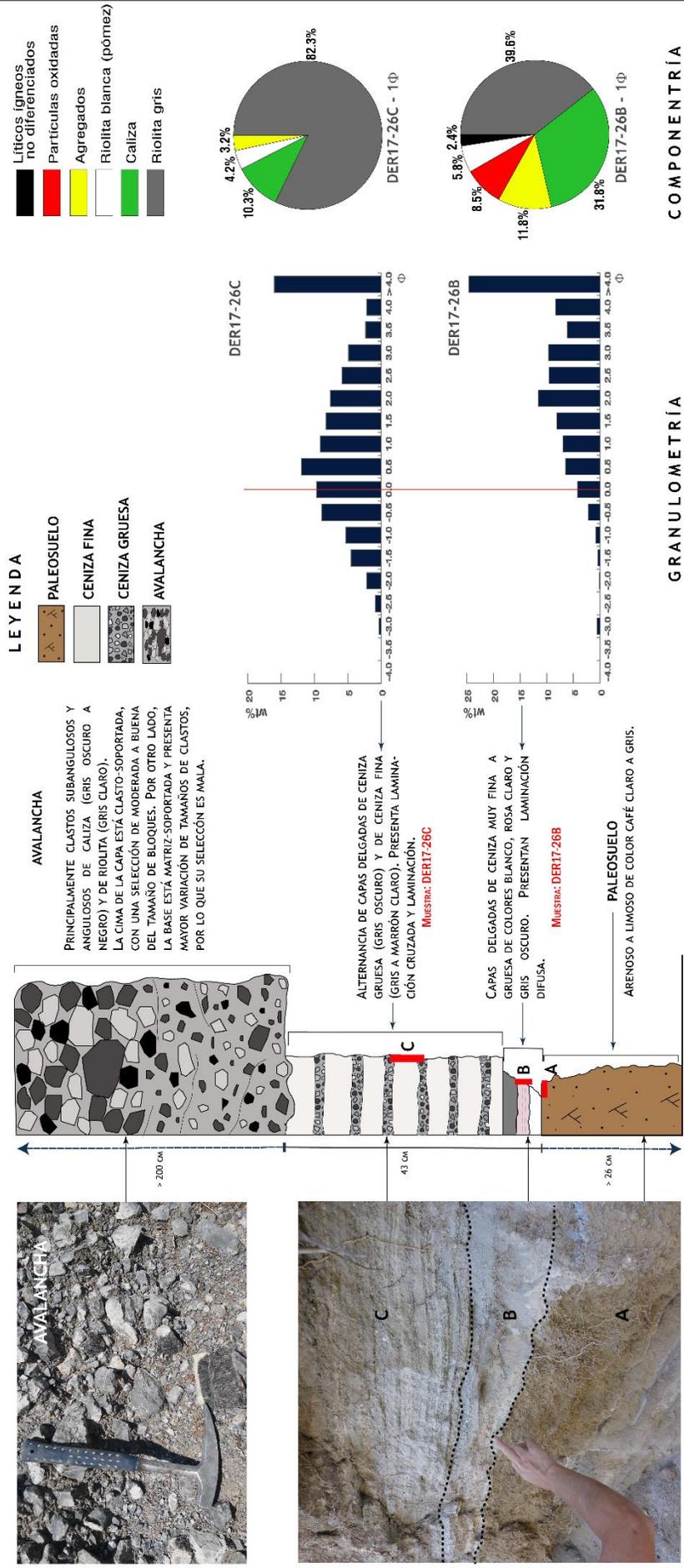


Figura 6.5. Sección estratigráfica DER17-26, ubicada a 2.5 km (al NE) desde la base del domo NW de Las Derrumbadas. La secuencia de oleadas piroclásticas se encuentra debajo de una avalancha de escombros proveniente del domo NW.



➤ **Sección estratigráfica DER17-28** (Figuras 6.6 y 6.7)

- Coordenadas: N 19° 19.845', W 097° 26.168'.
- Altitud: 2, 417 m.s.n.m.

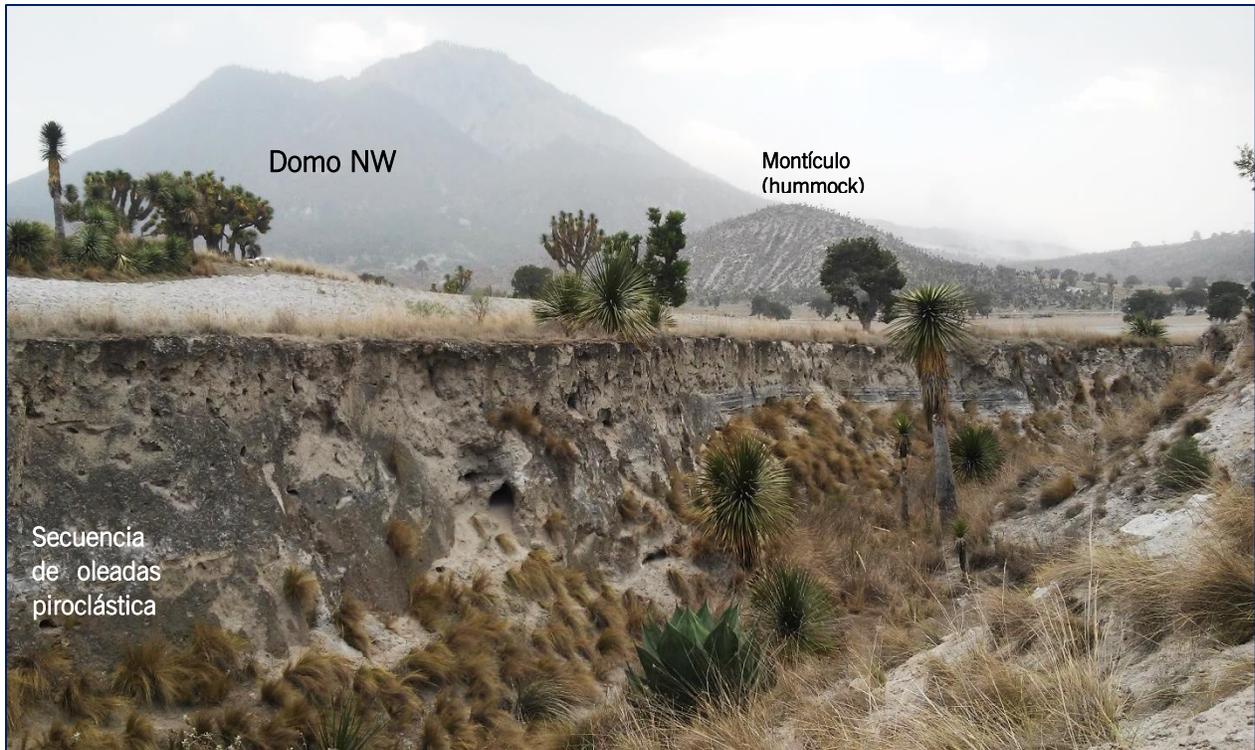


Figura 6.6. Afloramiento DER17-28 localizado en una barranca al NE del domo NW. Está constituido principalmente por oleadas piroclásticas, las cuales se posicionan estratigráficamente entre un paleosuelo (en la base) y un suelo moderno (en la cima).

Está compuesta por una secuencia estratificada de 90 cm de espesor, subdividida en 4 unidades, con granulometría que varía entre ceniza fina y lapilli en colores: rosado, blanco, gris claro y gris oscuro. La geometría de las capas es principalmente de tipo tabular y presentan estructuras internas como laminación cruzada de débil a fuertemente marcadas y capas masivas (Figura 6.7).

Desde el extremo inferior hasta el extremo superior de la secuencia se aprecia una importante variación porcentual de componentes. En la parte inferior, se nota la concentración más alta de caliza (~12%), pómez (~12%), partículas oxidadas (~2%) y líticos ígneos no diferenciados (~2%), mientras que las capas superiores están compuestas casi únicamente por riolita gris (~97%; Figura 6.7).

Esta secuencia está subyacida por un paleosuelo (arcilloso-arenoso de color gris) y sobreyacida por un suelo moderno que contiene clastos retrabajados de riolita gris y caliza, además de la presencia de vegetación (Figura 6.7).



# DER17-28

COORDENADAS: N 19° 19.845', W 097° 26.168' ALTITUD: 2,417 msnm

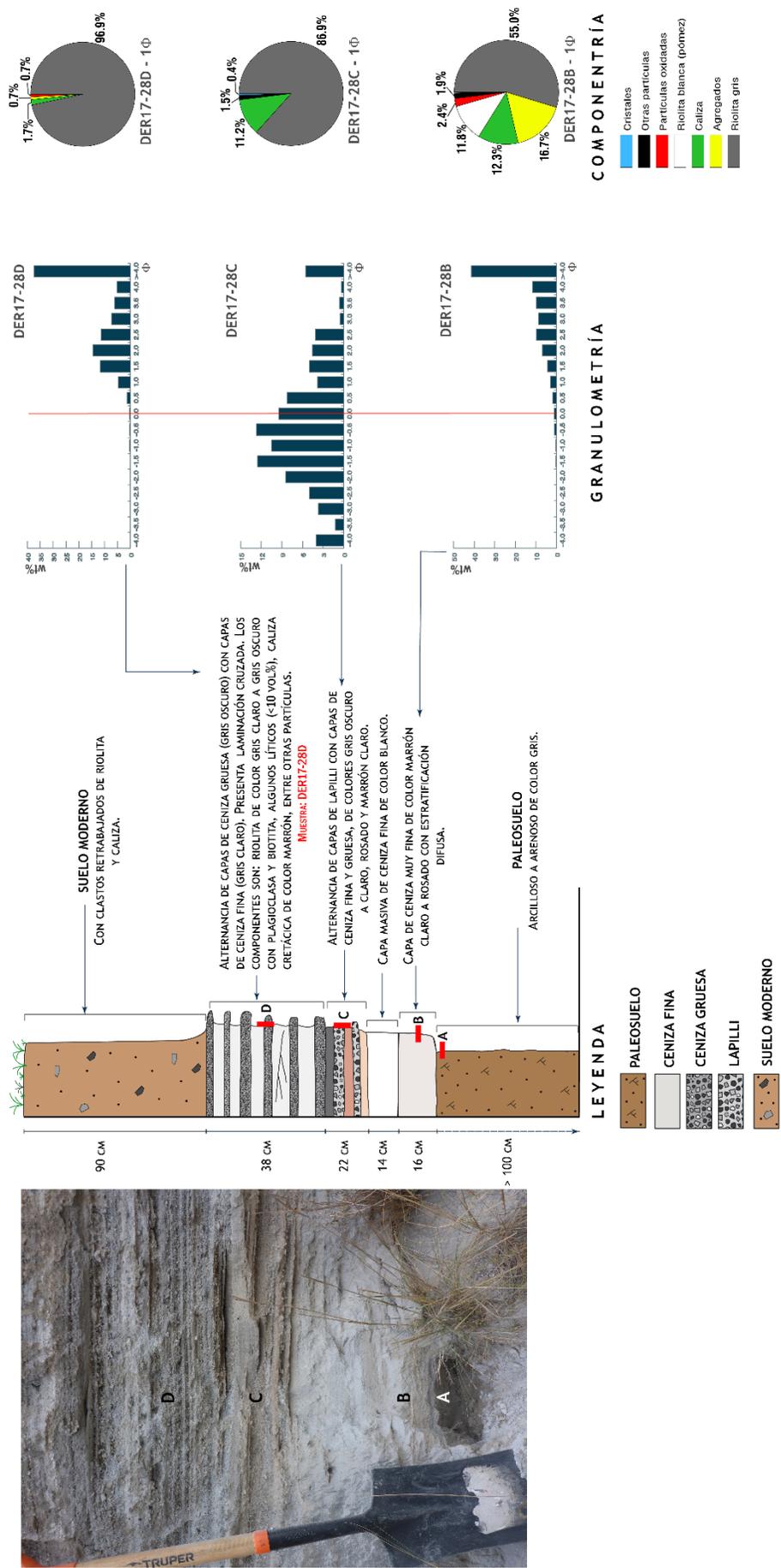


Figura 6.7. Sección estratigráfica DER17-28, ubicada a 3 km (al NE) desde la base del domo NW de las Derrumbadas.



### 6.2.2. SECTOR ESTE (E)

Las secciones estratigráficas que pertenecen a este sector son: DER17-30, DER17-61 y DER18-77.

➤ **Sección estratigráfica DER17-30** (Figuras 6.8A y 6.9)

- Coordenadas: N 19° 17.603', W 097° 24.418'.
- Altitud: 2, 440 m.s.n.m.

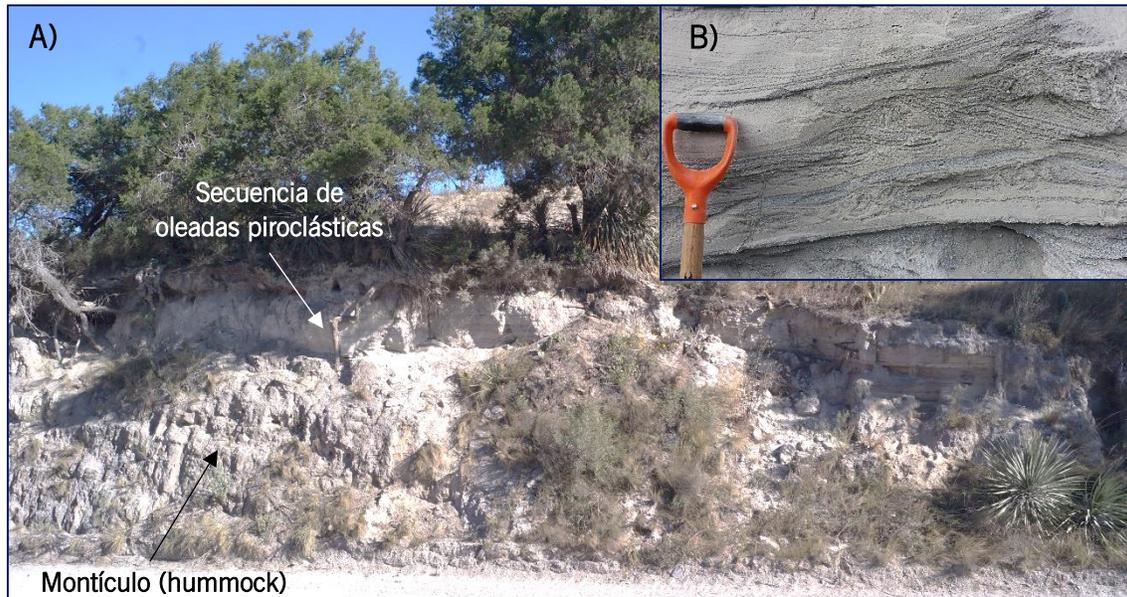


Figura 6.8. A) Afloramiento cercano a DER17-30, donde se aprecia el depósito blanco de oleadas piroclásticas de DER17-30 sobre un depósito de avalancha (hummock) que se encuentra al NE del domo SE. B) Estructura onda de arena.

Este depósito se integra por una secuencia de 1.24 m de espesor, subdividida en 8 unidades, con granulometría que varía de ceniza fina a lapilli en colores: blanco, marrón claro, gris claro y gris oscuro. La geometría dominante de las capas es tabular y presentan capas masivas, estructuras internas como estratificación cruzada de moderada a fuertemente marcada, estructuras ondas de arena (*sandwave*; Figura 6.8B) y, en ocasiones, ligera gradación inversa (Figura 6.9).

La parte inferior de la secuencia está compuesta principalmente por riolita gris y pómez (30% y ~42%, respectivamente), además se presenta el mayor contenido de cristales (~4%) con respecto a las demás capas. Hacia la parte superior de la secuencia, la riolita gris incrementa su concentración hasta convertirse en el componente dominante en la capa superior (~92%). En casi todas las capas los líticos ígneos no diferenciados están presentes, pero con una concentración baja (~4%; Figura 6.9).

A dicha secuencia, le subyace un paleosuelo que se encuentra sobre un depósito de avalancha de escombros (Figura 6.8A) y este a su vez, encima de calizas cretácicas. La secuencia está sobreyacida por un suelo moderno que contiene clastos angulosos y subangulosos de caliza, fragmentos de escoria color rojo y presencia de vegetación.

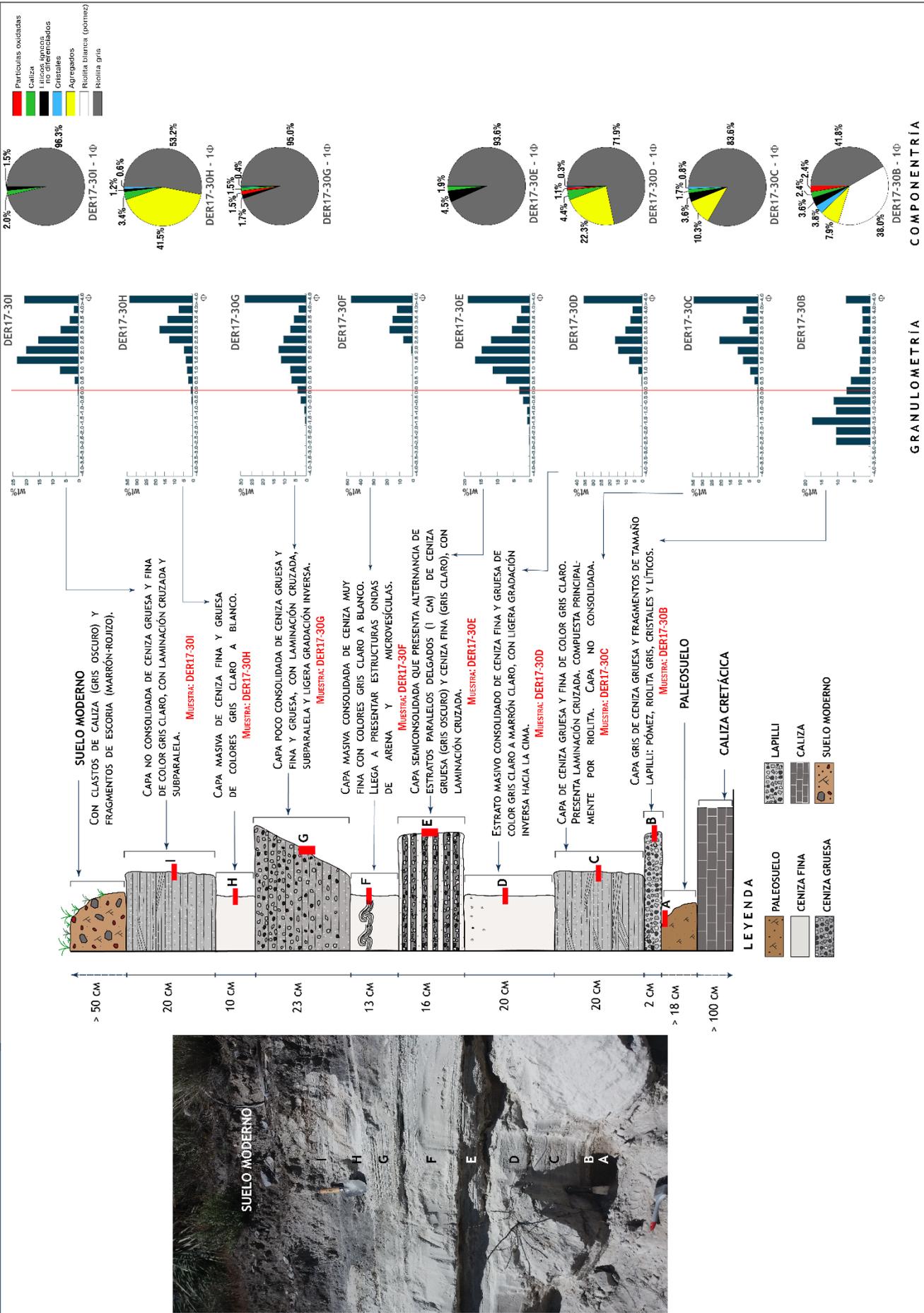


Figura 6.9. Sección estratigráfica DER17-30, ubicada a 3 km (al NE) desde la base del domo SE de las Derrumbadas. El depósito se encuentra sobre una avalancha de escombros proveniente del domo SE.



➤ **Sección estratigráfica DER17-61** (Figuras 6.10 y 6.11)

- Coordenadas: N 19° 18.413', W 097° 26.685'.
- Altitud: 2, 494 m.s.n.m.

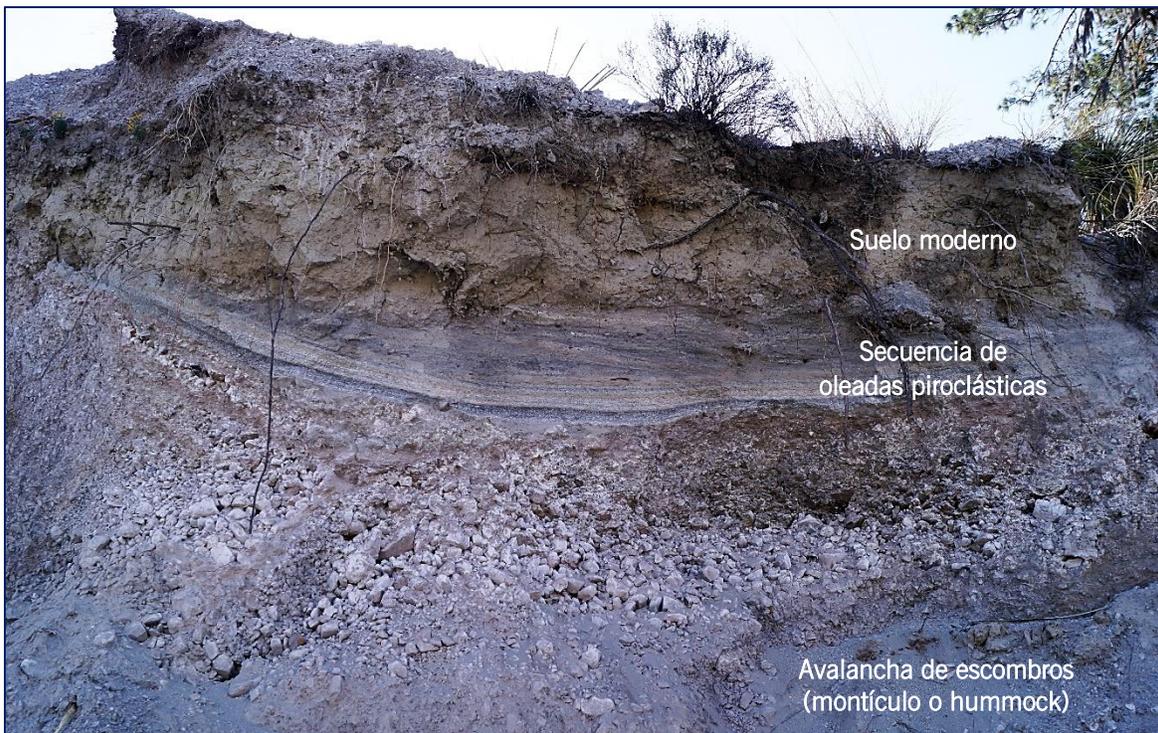


Figura 6.10. Afloramiento DER17-61, constituido por tres elementos posicionados estratigráficamente de la siguiente manera: un depósito de avalancha de escombros en el extremo inferior, una secuencia de oleadas piroclásticas en la parte intermedia y un suelo moderno en el extremo superior.

Esta sección está conformada por una secuencia de 66 cm de espesor con granulometría que varía de ceniza gruesa a lapilli en colores: blanco, rosado, marrón, gris claro y gris oscuro. Las capas son de geometría tabular (que en ocasiones tienden a acuñarse) y presentan estratificación cruzada de débil a moderadamente marcada (Figura 6.11). Está compuesta predominantemente de riolita gris (~92%), aunque también están presentes caliza y líticos ígneos no diferenciados en una mínima concentración (5% y 2%, respectivamente).

Hacia la base de esta secuencia está subyacente, en contacto concordante, por un depósito de avalancha de escombros de color marrón-rojizo que contiene clastos angulosos y subangulosos de riolita gris con tamaños desde ceniza gruesa hasta bloques. La parte inferior de la avalancha está clasto-soportada y moderadamente seleccionada, mientras que su cima se encuentra matriz-soportada, pobremente seleccionada y con laminaciones onduladas paralelas en textura de flujo (Figuras 6.10 y 6.11). Sobreyaciendo a las oleadas se encuentra un suelo moderno que contiene clastos angulosos de riolita gris y de caliza, así como vegetación

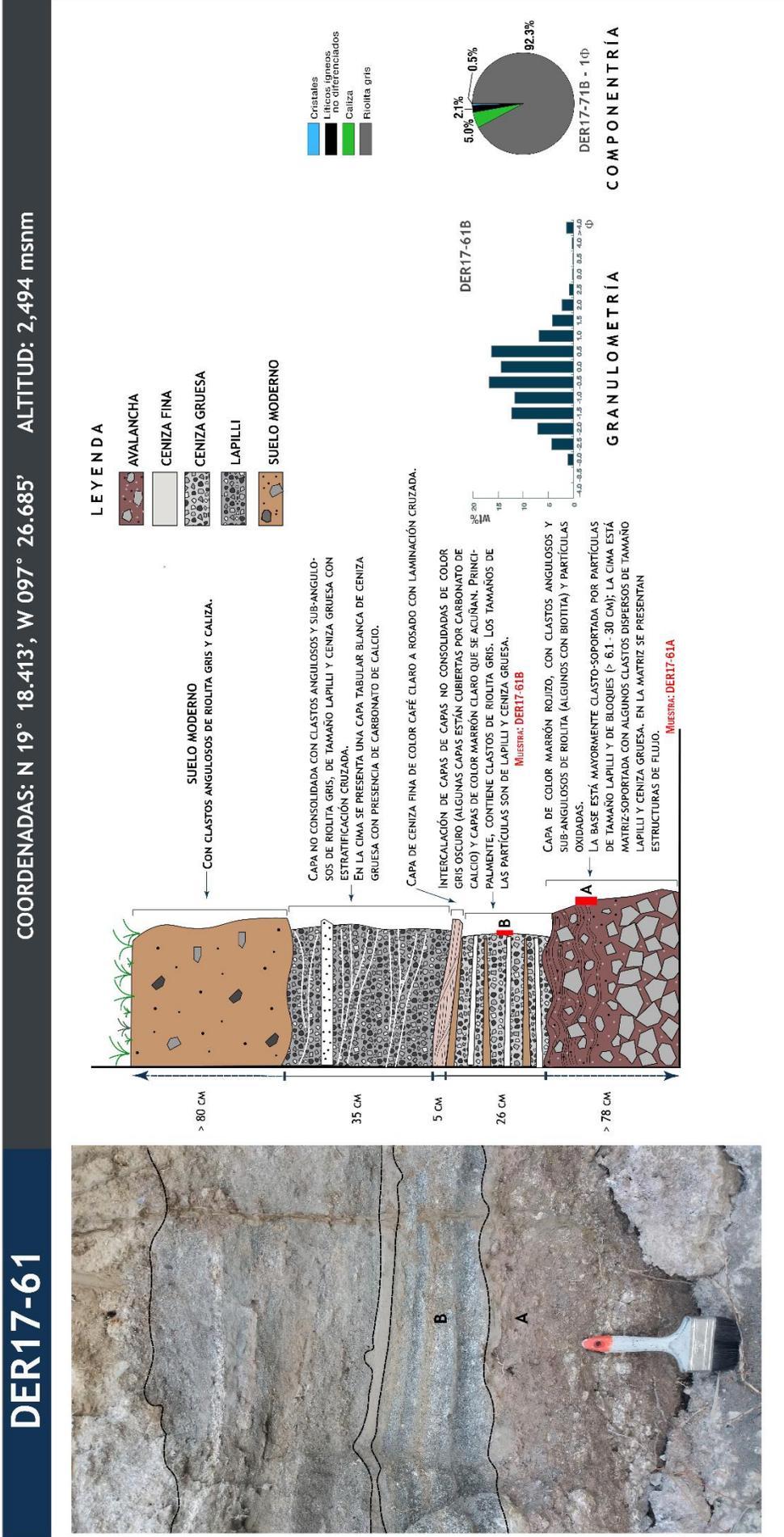


Figura 6.11. Sección estratigráfica DER17-30, ubicada a 500 m (al E) desde la base del domo NW de las Derrumbadas. El depósito se encuentra sobre una avalancha de escombros proveniente del domo NW.



➤ Sección estratigráfica DER18-77 (Figuras 6.12 y 6.14)

- Coordenadas: N 19° 18.572', W 097° 25.469'.
- Altitud: 2, 381 m.s.n.m.



Figura 6.12. Afloramiento DER18-77. La secuencia de oleadas piroclásticas está emplazada sobre una ignimbrita. En la cima de la secuencia yace un depósito lacustre y, sobre este último, un suelo moderno con escasa vegetación.

Esta sección contiene una secuencia estratificada de ~2.3 m de espesor, subdividida en 5 unidades, con granulometría que varía de ceniza muy fina a lapilli en colores: marrón claro, blanco, gris claro y gris oscuro. Las capas, generalmente, son de geometría tabular, algunas tienen superficies irregulares y otras tienden a acuñarse, pues forman parte del relleno de un canal que localmente recorta la base de la secuencia. Entre las estructuras internas que aparecen están laminación cruzada y ondulante, además de capas masivas con lapilli acrecional y microvesículas (Figura 6.12 y 6.13).

La riolita gris es el componente principal de toda la secuencia (entre 77% y 96%). Cabe resaltar que, de toda la columna, la capa C (la cual forma parte del relleno del canal) presenta la mayor concentración de partículas oxidadas (~13%), caliza (~6%) y cristales (~4%; Figura 6.14).

A esta secuencia le subyace un depósito masivo de ignimbrita color salmón, y le sobreyace un depósito lacustre con capas tabulares masivas de arcilla blanca intercaladas con capas de ceniza gruesa que presentan laminación paralela, y sobre el depósito lacustre yace un suelo con poca vegetación (Figura 6.14).



Figura 6.13. Lapilli acrecional en una capa masiva del afloramiento DER18-77

DER18-77

COORDENADAS: N 19° 18.572', W 097° 25.469' ALTITUD: 2,381 msnm

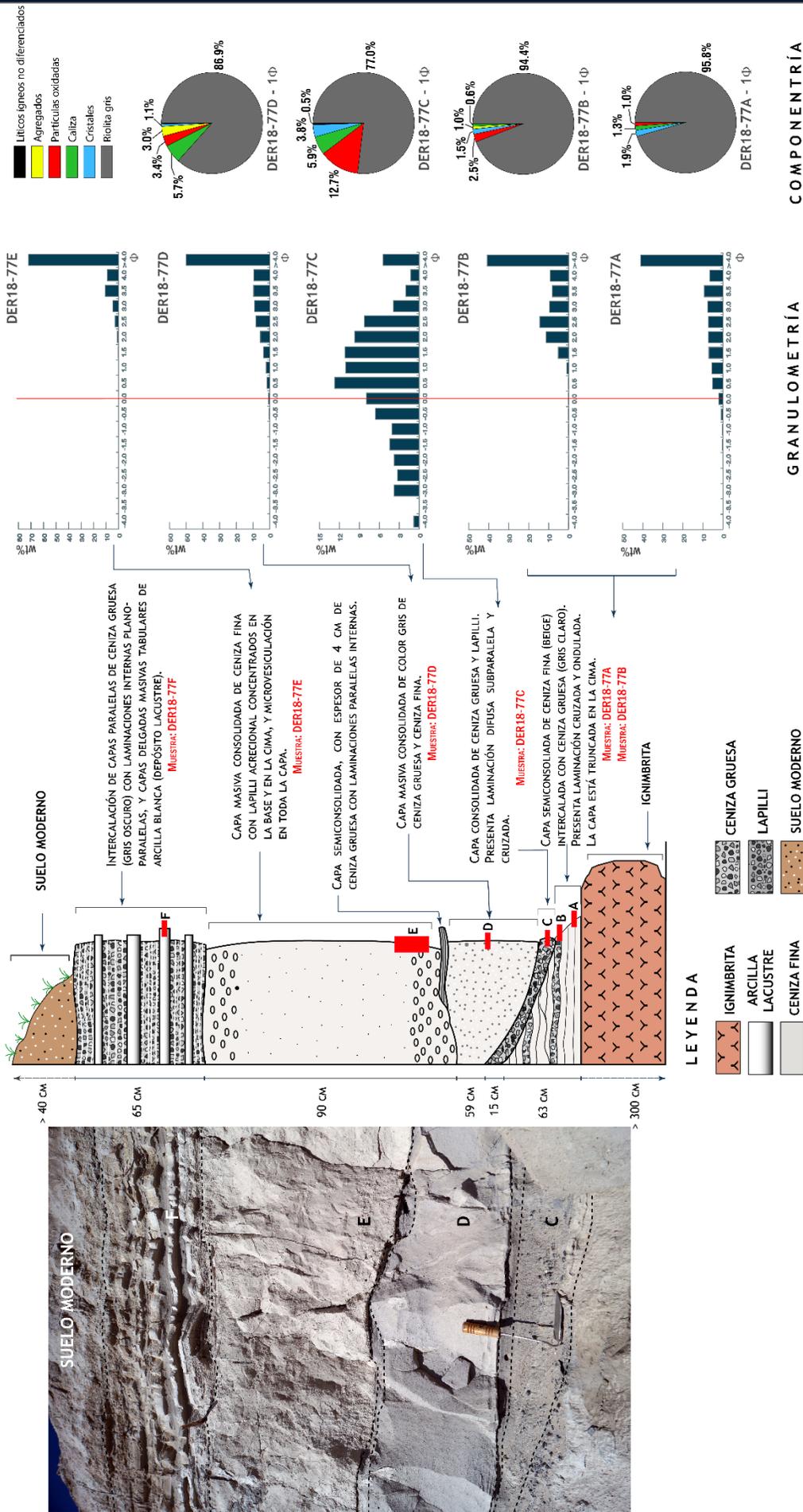


Figura 6.14. Sección estratigráfica DER17-61, ubicada ~3 km (al SE) del domo NW. La secuencia de oleadas piroclásticas se encuentra sobre un depósito de avalancha de escombros proveniente del domo SE.



### 6.2.3. SECTOR SUROESTE (SW)

En este sector se encuentran las secciones estratigráficas: DER17-20 y DER17-71.

➤ **Sección estratigráfica DER17-20** (Figuras 6.15 y 6.16)

- Coordenadas: N 19° 13.741', W 097° 28.634'.
- Altitud: 2, 403 m.s.n.m.



Figura 6.15. Afloramiento DER17-20. La secuencia de oleadas piroclásticas se encuentra estratigráficamente encima de un paleosuelo y debajo de un depósito de talud.

Conformada por una secuencia estratificada de 29 cm de espesor, subdividida en 6 unidades, con granulometría que abarca desde ceniza muy fina hasta lapilli con colores: marrón claro, rosado, gris claro y gris oscuro. La geometría de las capas es de tipo tabular que presentan estructuras como laminación cruzada de débil a moderadamente marcada, gradación inversa y capas masivas con microvesículas (Figuras 6.15 y 6.16).

En la base de la secuencia, la riolita gris (~69%) es la más abundante con respecto a la caliza y a los líticos ígneos no diferenciados, lo cuales se presentan en una proporción baja pero similar (~8%). En la parte intermedia la riolita gris y la caliza aumentan su concentración (~78% y ~19%, respectivamente). En la parte superior de la secuencia la riolita gris es el componente dominante (~91%), en tanto que los líticos ígneos no diferenciados están en una mínima concentración (~3%; Figura 6.16). A esta secuencia le subyace un paleosuelo limoso de color gris amarillento, por otro lado, le sobryace un depósito retrabajado que forma un talud (Figura 6.16).

DER17-20

COORDENADAS: N 19° 13.741', W 097° 28.634' ALTITUD: 2,403 msnm

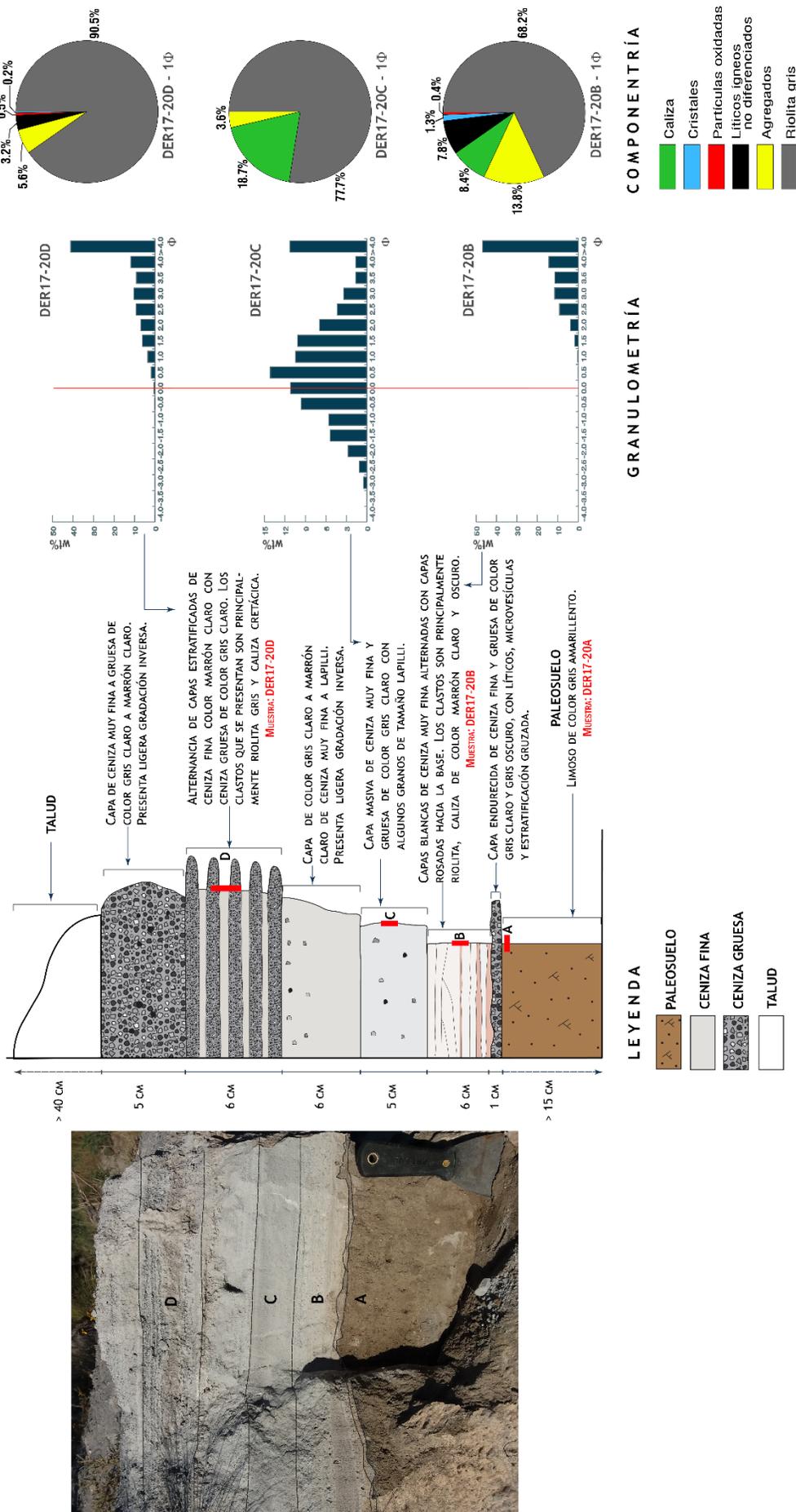


Figura 6.16. Sección estratigráfica DER17-61, ubicada ~3.5 km (al SW) del domo SE. La secuencia de oleadas piroclásticas no guarda relación estratigráfica alguna con ninguna avalancha de escombros.



➤ Sección estratigráfica DER17-71 (Figuras 6.17 y 6.19)

- Coordenadas: N 19° 13.936', W 097° 28.839'.
- Altitud: 2, 404 m.s.n.m.



Figura 6.17. Afloramiento DER17-71. La secuencia de oleadas piroclásticas está subyacida por un paleosuelo.

Esta sección contiene una secuencia estratificada de ~4.5 m de espesor, subdividido en 3 unidades, con granulometría de ceniza muy fina hasta lapilli, de colores: marrón, gris claro y gris oscuro. La geometría de las capas es de tipo tabular y presentan estructuras de laminación cruzada, además de capas masivas con lapilli acrecional, microvesículas, fracturas de contracción y venas de ceniza gruesa semiconsolidadas que atraviesan las capas desde la base hasta la cima (Figuras 6.17 y 6.18).

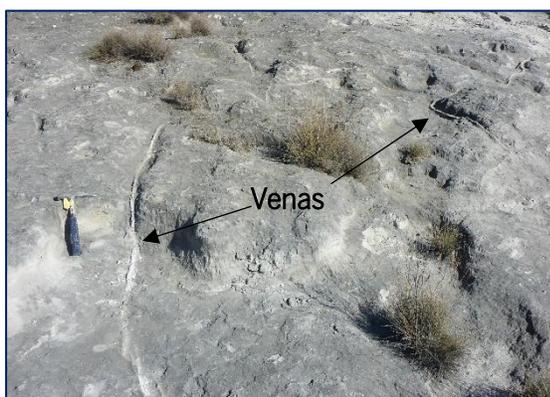


Figura 6.18. Venas de elutriación en la cima de capas masivas (DER17-71)

La secuencia está compuesta casi en su totalidad por riolita gris (92-95%), aunque aparecen partículas oxidadas y cristales en una muy baja concentración (~2%; Figura 6.19). No existe ningún depósito que esté encima de la secuencia, sólo escasa vegetación sin ningún suelo apreciable. Por otro lado, hacia la parte inferior de la secuencia le subyace un paleosuelo limoso de color marrón (Figuras 6.17 y 6.19).



# DER17-71

COORDENADAS: N 19° 13.936', W 097° 28.839' ALTITUD: 2,404 msnm

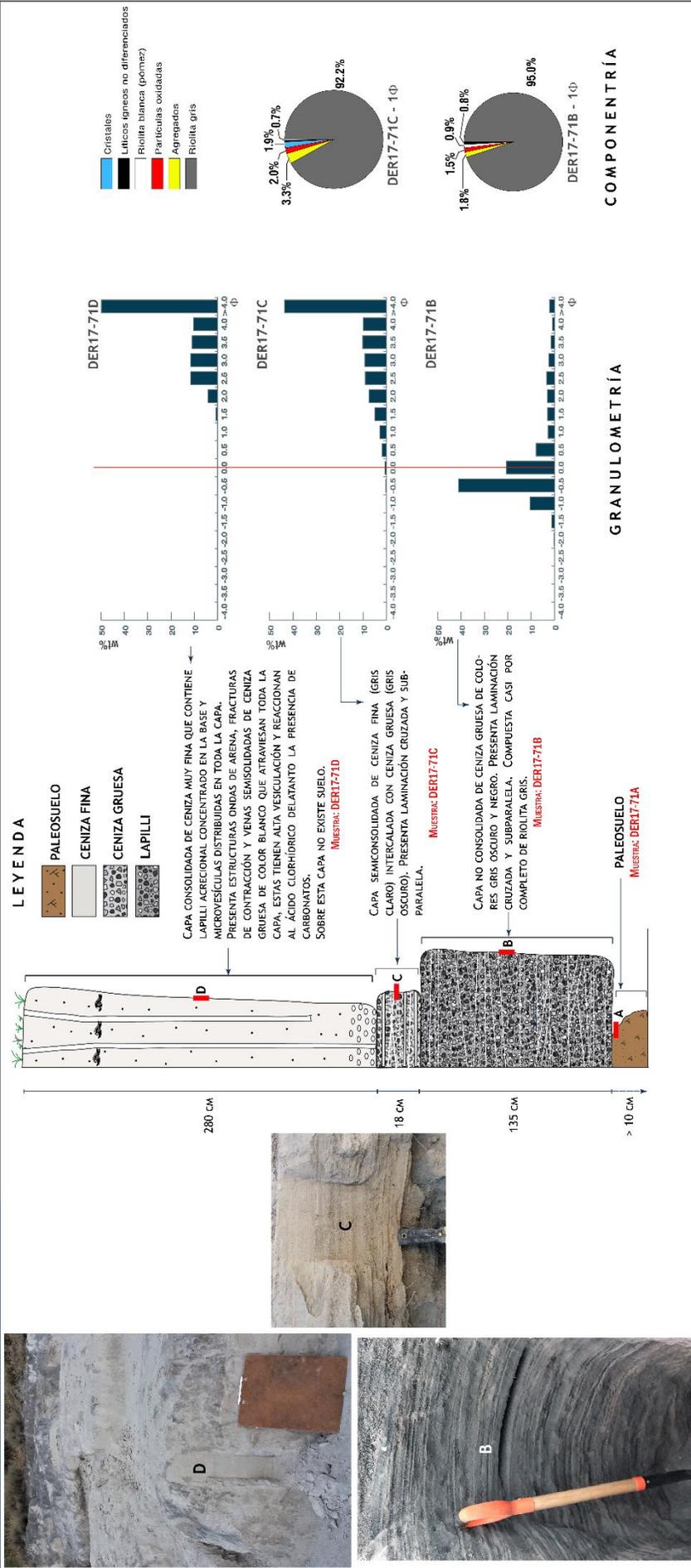


Figura 6.19. Sección estratigráfica DER17-71, ubicada ~3 km (al SW) del domo SE. La secuencia de oleadas piroclásticas no guarda relación estratigráfica alguna con ninguna avalancha de escombros.



## 7. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Se realizó una correlación estratigráfica (Figura 7.1) que permite establecer una secuencia de 14 unidades, las cuales se interpretan como eventos sucesivos. Las principales características observadas y analizadas en las capas, resumidas en la figura 7.1, nos permiten afirmar que se trata de secuencias de oleadas piroclásticas y, a su vez, asociarlas con diferentes procesos de formación durante el crecimiento de los domos.

Los depósitos de oleadas están intercalados con depósitos de avalanchas de escombros. En el sector NE, las oleadas se encuentran directamente debajo de un depósito de avalancha proveniente del domo NW (Avalancha NE-3; Figuras 6.1 y 7.1). En el sector E, los depósitos de oleadas están encima de diferentes avalanchas que provienen de los domos NW y SE (Avalancha NE-2 y Avalancha SE-1, respectivamente; Figuras 6.1 y 7.1). Para el sector SW, a pesar de que en campo no se observó una relación estratigráfica directa entre los depósitos de oleadas y avalanchas, la correlación sugiere que las oleadas se formaron después de las avalanchas SE-1 y NE-2, y antes del emplazamiento de la avalancha NE-3.

En las secciones estratigráficas, las capas de material grueso (ceniza gruesa y lapilli) generalmente se alternan con capas de material fino (ceniza fina a muy fina). En ocasiones y a escala local, algunas capas de material fino llegan a mostrar estructuras tipo ondas de arena (*sandwave*; Wohletz y Sheridan, 1979), lapilli acrecional, fracturas de contracción y venas de elutriación. Por otro lado, en algunas capas no consolidadas de material grueso se aprecia más la abundancia de laminación cruzada y, en ocasiones, subparalela, esta última podría sugerir oleadas piroclásticas relacionadas con caída piroclástica.

Todas las capas tienen diferentes proporciones y tamaños de partículas. Las partículas de tamaño muy fino ( $>4.0 \Phi$ ,  $< 63 \mu\text{m}$ ) son las más perjudiciales para la salud del ser humano y animales, ya que fácilmente entran a nuestro cuerpo a través de la nariz y boca, y también afectan la vista provocando irritación, resequedad y heridas en las córneas, debido a su propiedad abrasiva.

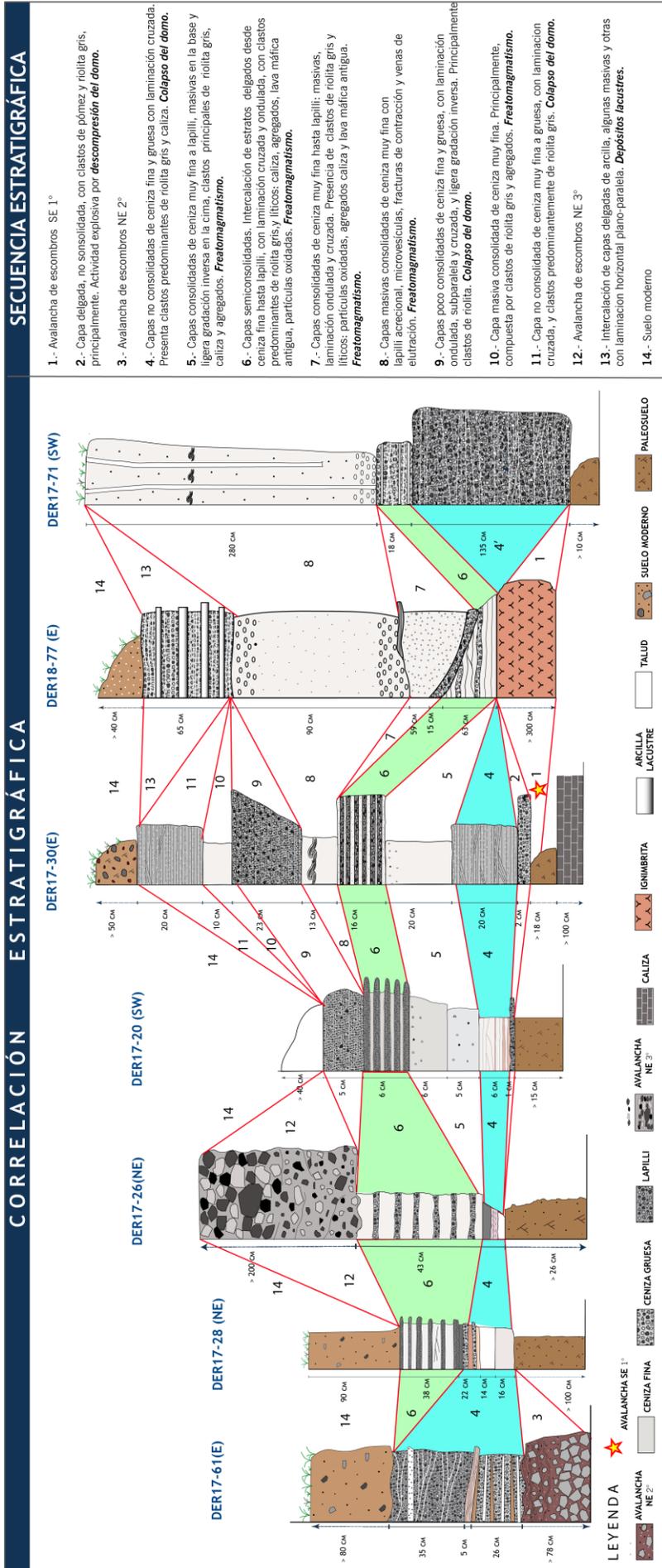


Figura 7.1. La correlación estratigráfica muestra la relación que tienen varias capas de diferentes columnas al tener características en común, esto con base en las estructuras vulcanosedimentarias presentes y los componentes litológicos, también nos permite dar un orden a los distintos eventos volcánicos que ocurrieron en la zona de estudio.



El origen de los diversos componentes litológicos se puede deducir del estudio de las rocas que afloran en la zona. La riolita gris (cristalina y vítrea) indudablemente proviene de los domos, al igual que la riolita blanca (pómez), ambos componentes son mineralógicamente similares (con presencia de biotita y plagioclasa), a diferencia de la riolita gris, la matriz de la pómez es más vesiculada debido a que el magma experimentó un ascenso más rápido hacia la superficie. La caliza y la calcita, provienen del basamento de calizas cretácicas que se encuentra directamente debajo de los domos, en tanto que las partículas oxidadas posiblemente son producto de la exposición de la riolita a fluidos hidrotermales (Siebe, C. *et al.*, 1995a). Los cristales como la biotita, la plagioclasa, el cuarzo y el granate (Figura 7.2) derivan de los domos, mientras que los cristales como anfíboles y piroxenos, así como los líticos ígneos no diferenciados, probablemente provengan de lavas máficas antiguas del basamento superficial, ya que parte de estas lavas, con la misma mineralogía, fueron encontradas en la superficie del terreno formando un montículo o hummock situado a ~2.5 km al SW del domo NW (área color naranja de la Figura 6.1).



Figura 7.2. Granate en riolita del domo SW, Las Derrumbadas.

Los fragmentos de riolita gris y de riolita blanca (pómez) son de tipo juvenil relacionados con la formación de los domos, mientras que los demás componentes son líticos. El porcentaje total de juveniles (riolita gris + riolita blanca) en promedio es de  $82.8\% \pm 10\%$  mientras que el porcentaje total de líticos ( $100\% -$  porcentaje total de juveniles) en promedio es de  $17.2\% \pm 10\%$  (tabla del anexo). La caliza es más abundante ( $31.8\%$ ) en la base de la sección DER17-26 (muestra DER17-26B de la tabla del anexo, Figura 6.5). Por otro lado, la riolita blanca (pómez) tiene la mayor abundancia ( $38.0\%$ ) en la base de la sección DER17-30 (muestra DER17-30B de la tabla del anexo, Figura 6.9) con respecto a todas las demás columnas.



Entre los tipos de procesos que pueden producir oleadas piroclásticas se consideran: freatomagmatismo (interacción magma/lava con agua subterránea o agua superficial), colapso de márgenes de los domos y descompresión seguida por el colapso de un sector del domo (Heiken y Wohletz, 1987; Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1988).

Algunas secciones presentan capas (DER17-30F, Figura 6.9; DER18-77E, Figura 6.14 y DER17-71D, Figura 6.19) con clastos de tamaño muy fino, están consolidadas, generalmente son masivas, pero también presentan lapilli acrecional, microvesiculación, lo cual sugiere la presencia de abundante agua en erupciones freatomagmáticas que produjeron depósitos de oleadas húmedas (unidad 8 de la secuencia estratigráfica; Figura 7.1). También, los productos de una actividad freatomagmática suelen tener altas concentraciones de clastos líticos y clastos alterados hidrotermalmente (White y Houghton, 2000), estos productos se encontraron en capas semiconsolidadas a no consolidadas (e.g.: DER17-20D, Figura 6.16; DER17-26C, Figura 6.5; DER17-28D, Figura 6.7) con granulometría de ceniza fina hasta lapilli y abundantes laminaciones cruzadas y onduladas, estas características sugieren una erupción freatomagmática, con menor cantidad de agua respecto a la anterior, que formaron depósitos de oleadas secas (unidad 6 de la secuencia estratigráfica; Figura 7.1).

La capa de pómez (sección DER17-30B; Figura 6.9) sugiere un origen asociado a una descompresión rápida del magma desde el interior del domo como efecto posterior de un colapso gravitacional del domo que formó una avalancha de escombros y cuyos depósitos se sitúan justo debajo de la capa de pómez. Los otros fragmentos de pómez encontrados en capas de las secuencias DER17-26, DER17-28 y DER17-71 (Figuras 6.5, 6.7 y 6.19, respectivamente), posiblemente son derivados de los depósitos piroclásticos del domo Cerro Pinto, ubicado 8 km al NE de Las Derrumbadas, que se han observado dentro de los depósitos de avalancha de los domos.

Finalmente, las unidades 4 y 11 de la secuencia estratigráfica (Figura 7.1) están integradas por capas que están casi completamente compuestas de riolita gris (> 92 vol.%), lo cual es más acorde a oleadas piroclásticas asociadas a colapsos gravitacionales de márgenes de los domos.

Los diferentes eventos que se enumeran en la secuencia estratigráfica (Figura 7.1) sucedieron en diferentes momentos y, en general, ocurrieron en diferentes sectores de los domos, sin embargo, algunos eventos, tales como 4 y 6, tuvieron un mayor alcance y se expandieron en una amplia zona, abarcando los tres sectores alrededor de los domos.



## 8. CONCLUSIONES

El estudio de los depósitos de oleadas piroclásticas de los domos es de suma importancia para deducir procesos asociados a su formación.

Algunas oleadas parecen estar relacionadas con colapsos de uno o varios sectores de los domos durante su etapa de crecimiento. En ocasiones, las oleadas se asocian a la descompresión del interior del domo que produce una explosión y promueve la formación de pómez. Otras están asociadas a la actividad freatomagmática, producto de la interacción del magma en ascenso con agua de acuíferos someros, que desatan erupciones de temperaturas que rondan los 100°C y producen oleadas piroclásticas húmedas o secas, esto dependerá de la cantidad de agua involucrada, temperatura del magma, la geometría del contacto magma-agua, entre otros. Los depósitos de estos eventos presentan principalmente: lapilli acrecional, cantidades importantes de fragmentos líticos, capas masivas, laminación cruzada, ondulada, estructuras ondas de arena (*sandwave*) y venas de elutriación, por mencionar algunos.

Las oleadas piroclásticas son un peligro importante, ya que tienen un enorme potencial destructivo. En nuestra zona de estudio, las oleadas alcanzaron distancias mayores a 7 km a partir de su fuente y afectaron un área muy grande alrededor de los domos. Cabe notar que en esta zona no observamos depósitos de caída piroclástica propiamente, en comparación con Cerro Pinto descritas por Zimmer *et al.* (2010), por lo cual no es considerado como un peligro asociado a los domos.

Un objetivo a considerar en estudios posteriores es la realización de un mapa de peligros de Las Derrumbadas, ya que estos domos se encuentran en un estado de dudosas condiciones, como: la fuerte inestabilidad de sus laderas y el sistema hidrotermal que continúa activo en el domo SW, que como consecuencia de las grandes avenidas de lluvias y de la actividad sísmica que prevalece en la región, podrían desencadenar eventos como avalanchas de escombros y lahares. Además, alrededor de los domos se encuentran, al menos, 5 comunidades que pueden ser afectadas por dichos peligros, convirtiéndolo en un riesgo latente. Para esto se tomaría en cuenta el reordenamiento territorial con el fin de mitigar los riesgos, es decir, salvaguardar las vidas humanas y de animales, las infraestructuras y proteger las actividades económicas de la región.



## REFERENCIAS

- Abbott, P. (2008). Natural disasters. McGrawHill. 6th edition. USA.
- Aguirre-Díaz, G. (1996). Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 10-51.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F. (2000). Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre-Díaz, G. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 167-178.*
- Aguirre-Díaz, G., Nelson, S., Ferrari, L., López, M. (1997). Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo), en Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico—a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 139.*
- Aguirre-Díaz, G., y López-Martínez, M. (2001). The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L. (2002a). Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 118. 1-14.
- Alcalá-Rodríguez, A. y Escolero-Fuentes, O. (2004). Interacción lago-cráter. Caso: La laguna de Alchichica, Edo. de Puebla. *Geohidrología*, Vol. 24. No. 2.
- Alcocer, J., Escolero, O. A., y Marín, L.E. (2004). Problemática del agua de la cuenca oriental, Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala. UAM-I, Conacyt:41667. 57-77.
- Allan, J. (1986). Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*. 97. 473-485.
- Alvarez, R. (2002). Banderas rift zone: a plausible NW limit of the Jalisco Block: *Geophysical Research Letters*, 29(20), 1994 doi:10.1029/2002GL016089, 55-1-55-4.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., y Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco



- deep well, on the basis of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 266: 34-49.
- Bardintzeff, J. M., y McBirney, A. (1998). *Volcanology*. Jones & Bartlett Publishers. 2a edición. USA.
  - Belevsov, A. (1995). Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia. *Springer-Verlag. Bull Volcanol* (1996) 57: 649-662.
  - Bernal., J.P., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C., Mori, L., Vega-González, M., y Esponosa-Arbeláez, D.G. (2014). In-situ  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  dating of Quaternary zircons using LA-MCICPM. *Quaternary Geochronology. ELSEVIER*. 23; 46-55.
  - Blake, S. (1989). Viscoplastic models of lava domes, *IAVCEI Proceedings in Volcanology, Vol.2. Lava flows and domes*, Springer Verlag, Heidelberg, 88-126.
  - Bonadonna, C., M. Pistolesi, R. Cioni, W. Degruyter, M. Elissondo, and V. Baumann (2015), Dynamics of wind-affected volcanic plumes: the example of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi: 10.1002/2014JB011478
  - Branney, M.J., y Kokelaar. P. (2003) Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites.- *Geol. Soc. London, Memoirs*, 27: 1-143.
  - Calder, E.S., Lavallée, Y., Kendrick, J.E., y Bernstein, M. (2015). Lava Dome Eruptions. *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc. 343-362.
  - Cantagrel, J., y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.
  - Capra, L., Macías, J., y Garduño, V. (1997) The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36(3), 161-179.
  - Carrasco-Núñez, G., and Branney, M.J. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 68, p. 3–20,
  - Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Riggs, N.R., Ort, M.H., Zimmer, B.W., Willcox, C.P., y Branney, M.J. (2012). Recent explosive at the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *The Geological Society of America. Field Guide* 25.
  - Carrasco-Núñez, G., y Ban, M. (1994). Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano



- summit area: Mexico D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, (9), 1 mapa, texto explicativo.
- Cas, R. A. F., y Wright, J. V. (1988). Volcanic Successions: modern and ancient. Edit. Chapman & Hall. 1ra edición. Londres, Reino Unido.
  - Cruickshank, V.L.C. (1992). Relación entre las aguas superficiales y subterráneas en una cuenca, Ingeniería Hidráulica en México, 7, pp. 53-63.
  - de la Cruz, S. (2008). Volcanes. Peligro y Riesgo Volcánico en México. Centro Nacional de Prevención de Desastres. 1ra edición. México.
  - Demant, A. (1978) Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista Instituto de Geología. 2. 172-187.
  - Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista Instituto de Geología, 2, 172-187.
  - Dinwiddie, R., Lamb, S., y Reynolds, R., (2011), Violent Earth, New York, United States, DK Publishing.
  - Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A. (1991). Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, 129-148.
  - Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., y Hernández-Bernal, M. S., (2003a). Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin, en Reunión Annual 2003, Resúmenes: GEOS, 23(2), 120.
  - Ferrari, L., Orozco Esquivel, T., Manea, V. C. y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics. 522-523. 122-149.
  - Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F. (2000a). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 65-84.
  - Ferrari, L., Petrone, C., y Francalanci, L. (2001). Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting: Geology, 20(6), 507-510.
  - Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T. (2005a). Digital geologic cartography of the Trans- Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México



- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., y López-Martínez, M. (2005b). Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.
- Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., y Conticelli, S. (2000b). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferriz, H., Mahood, G. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Fink J. H., Anderson, S.W. (2000). Lava domes and Coulees, In: Sigurdsson et al., eds., *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 307-319.
- Folk, R.L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. USA.
- Freundt, A., y Bursik, M.I. (1998) *Pyroclastic flow transport mechanisms. From magma to tephra, modeling physical processes of explosive volcanic eruptions.* - Elsevier, Amsterdam: 173-231.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C., y Delgado-Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 259-276.
- Frisch, W; Meschede, M; Blakey, R. (2011). *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer. USA.
- García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., y Mora-Chaparro, J. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.
- Gasca-Durán, A. (1981). Génesis de los lagos-cráter de la cuenca de Oriental: *Colección Científica Prehistórica*, v. 98, 57 p.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Jensky, A. (1979). Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: summary: *Geological Society of America Bulletin*, 90, 15-18.
- Gilbert, C., Mahood, G., y Carmichael, I. (1985). Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 169-191.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., y Carrasco-Núñez, G. (2003). Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), doi:10.1029/2003GC000524, 1-33. Disponible en línea.



- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N.E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., e Iriondo, A. (2008). The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *The Geological Society of America*. V. 36; no.6; p.471-474.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, número 3: 227-285.
- GSA. The Geological Society of America. (2010). What is a volcano? Edited by Edgardo Cañón-Tapia, Alexandru Szakács. Special paper; 470. USA.
- Guilbaud M.-N., Siebe C., Layer P., Salinas S. (2012). Reconstruction of the volcanic history of the TacámbaroPuruarán area (Michoacán México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Vulcanology*, v. 74, issue 5, 1187-1211.
- Hasenaka, T., (1994). Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 13-31.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I. (1985). The cinder cones at Michoacan- Guanajuato, central Mexico: their age, volume, and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-124.
- Heiken, G., y Wohletz, K. 1987. Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows. *Geological Society of America*. Special Paper 212. 55-76.
- Horwell, C.J., Le Blond, J.S., Michnowicz, S.A.K., y Cressey, G. (2010). Cristobalita in a rhyolitic lava dome: evolution of ash hazard. *Bull Volcanol.* 72:249–253
- Houghton, B., y Carey, R. J. (2015). Pyroclastic Fall Deposits. *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc. 599-616.
- Husker, A., Davis, P.M. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research* 114, B04306.
- Kim, Y., Clayton, R.W., y Jackson, J.M. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico. *Journal of Geophysical Research* 115, B06310.
- Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Hornung, J., y Hinderer, M. (2010). Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). Springer-Verlag. *Bull Volcanol.* 72:817-832.



- Lioman, L. (2018). Erupción del Volcán de Fuego en Guatemala. BBC en español. Versión electrónica. Recuperado de <https://www.bbc.com/mundo/noticias-america-latina-44378549>
- Llinares, M. A., Ortiz, R., y Marrero, J. M. (2004). Riesgo Volcánico. Dirección General de Protección Civil y Emergencias. Ministerio del Interior. España. 103 p.
- López-Infanzón, M. (1991). Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola area, central Veracruz, Mexico: New Orleans, Tulane University, Tesis de maestría, 139p.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., y Brandle, J. (1999c). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.
- Martín-Del Pozzo, A. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 45, 9-24.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., y Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 486, 55–64.
- Melgar, D., y Pérez-Campos, X., (2011). Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics* 168, 1449–1460.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., y Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 383-394.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., y Scolamancchia, T. (2013). Depósitos volcánico-clásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de America Central*, 48: 15-39.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooer, F., Tobschall, H., and Werle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern TMV: *Geofísica International*, v. 24, p. 477–575.
- Ochoa-Camarillo, H. (1997). Geología del anticlinorio de Huayacocotla, estado de Hidalgo, en II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Libro-guía de las excursiones geológicas: Pachuca, México, Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1-17.
- Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., y Jacobo-Albarran, J. (2003). The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and



- geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, en 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C.R., y Delgado-Granados, H. (2011). Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *GSA Bulletin*; 123 (1-2): 274–294
  - Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p..
  - Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters* 35, L18303.
  - Pradal, E., y Robin, C. (1994). Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 201-215.
  - Riggs, N., y Carrasco-Núñez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México: *Bulletin of Volcanology*, 66, 322–335
  - Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., y Renne, R. (1995). Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 612-626.
  - Robin, C., Mossand, C., Camus, G., Cantagrel, J., Gourgaud, A., Vincent, P., (1987). Eruptive history of the Colima volcanic complex: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 99-114.
  - Rodríguez-Elizarrarás, S., Siebe, C., Komorowski, J., y Abrams, M. (2002). The Quetzalapa pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 177-212.
  - Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A., y Archibald, D. (2003). Counterclockwise rotation of the Michoacan block: implications for the tectonics of western Mexico: *International Geology Review*, 45, 814-826.
  - Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., y Rosas-Elguera, J. (2002). Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1-15.
  - Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence: *Tectonics*, 14(5), 1339-1350



- Siebe, C. (1985). Geologische, geochemische und petrographische Untersuchungen im Gebiet der rhyolithischen Dome Las Derrumbadas, Bundesstaat Puebla, Mexico. Diplomarbeit am Geologischen Institut der Universität Tiibingen. 97.
- Siebe, C., Macías, J., Abrams, M., Rodríguez-Elizarraras, S., Castro, R., & Delgado Granados, H. (1995a). Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards: Geological Society of America. Field Trip Guidebook. 1. 1-47.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004b). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards: Bulletin of Volcanology, 66, 203-225.
- Siebe, C., y Verma, S. (1988). Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. Chemie dev Evde 48.177-189.
- Siebert, L., Carrasco-Núñez, G. (2002). Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115, 179-205.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., y McNutt, S. (2000). Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, New York, USA.
- Tarbuck E.J. y Lutgens F.K. (2005). Ciencias de la Tierra. Edit. Prentice Hall, edición 2005, trad. De 8ª ed. España.
- Ui, T., Takarada, S., y Yoshimoto, M. (2000). Debirs Avalanche. In: Sigurdsson et al., eds., Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 617-626.
- Vallance, J. W. y Iverson, R. M. (2015). Lahar and their deposits. The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier Inc. 649-664.
- van Wyk de Vries, B., y Davies, T. (2015). Lanslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation. The Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier Inc. 665-685.
- Verma, S. (2000b). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: Chemical Geology, 164, 35-60.
- Verma, S., (2001b). Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic evidence for a combined assimilation and fractional crystallisation process for volcanis rocks from the Huichapan caldera, Hidalgo, Mexico: Lithos, 56, 141-164.
- White, J.D.L. y Houghton, B.F. 2000. Surtseyan and related eruptions. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer , J. Stix (Editors), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, New York, vol. 495-512.



- Willcox, C.P. (2011). Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano: Los Humeros, Central Mexico: University of Leicester. Leicester, U.K.
- Wilson, C. J. N., y Houghton, B.F. (2000). Pyroclastic fall deposits. In: Sigurdsson et al., eds., Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, 555-570.
- Wohletz, H., y Sheridan, M., (1979). A model of pyroclastic surge. Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 180. 10.1130/SPE180-p177.
- Yang, T., Grand, S.P., Wilson, D., Guzmán-Speziale, M., Gómez-González, J.M., Domínguez-Reyes, T., y Ni, J. (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. Journal of Geophysical Research 114, B01302.
- Yáñez, C., and García, S. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Humeros–Las Derrumbadas, estados Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad, México, v. 29, p. 98.
- Yáñez-García, C. y García-Durán, S. 1982. Exploración geotérmica de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. CFE. 98 p.
- Zamora-Camacho, A., Espindola, V.H., Pacheco, J.F., Espindola, J.M., y Godinez, M.L. (2010). Crustal thickness at the Tuxtla Volcanic Field (Veracruz, Mexico) from receiver functions. Physics of the Earth and Planetary Interiors 182, 1–9.
- Zimmer, B., Riggs, N.R., Carrasco-Núñez, G. 2010. Evolution of tuff ring-dome complex; the case study of Cerro Pinto, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Bulletin of Volcanology, 72, 1223-1240.



# ANEXO

La tabla a) contiene el total de partículas contabilizadas en cada una de las muestras de oleadas piroclásticas. El conteo se realizó con un microscopio binocular en la Sala de Microscopios del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Tabla 7.1			COMPONENTES						
Sector	Sección	Muestra	Juveniles		Líticos				
			Riolita gris (%)	Riolita blanca (pómez) (%)	Caliza (%)	Cristales (%)	Partículas oxidadas (%)	Agregados (%)	Otros (%)
SW	DER17-20	DER17-20B	68.2	0.0	8.4	1.3	0.4	13.8	7.8
		DER17-20C	77.7	0.0	18.7	0.0	0.0	3.6	0.0
		DER17-20D	90.5	0.0	0.0	0.2	0.5	5.6	3.2
	DER17-71	DER17-71B	95.0	0.9	0.0	0.0	1.5	1.8	0.8
		DER17-71C	92.2	0.0	0.0	1.9	2.0	3.3	0.7
NE	DER17-26	DER17-26B	39.6	5.8	31.8	0.0	8.5	11.8	2.4
		DER17-26C	82.3	4.2	10.3	0.0	0.0	3.2	0.0
	DER17-28	DER17-28B	55.0	11.8	12.3	0.0	2.4	16.7	1.9
		DER17-28C	86.9	0.0	11.2	0.4	0.0	0.0	1.5
		DER17-28D	96.9	0.0	1.7	0.0	0.7	0.7	0.0
		DER17-28E	65.6	11.3	14.3	0.6	6.6	1.4	0.2
E	DER17-30	DER17-30B	41.8	38.0	2.4	3.8	2.4	7.9	3.6
		DER17-30C	83.6	0.0	1.7	0.8	0.0	10.3	3.6
		DER17-30D	71.9	0.0	4.4	0.3	1.1	22.3	0.0
		DER17-30E	93.6	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	4.5
		DER17-30G	95.0	0.0	1.5	0.4	1.5	0.0	1.7
		DER17-30H	53.2	0.0	3.4	0.6	0.0	41.5	1.2
		DER17-30I	96.5	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	1.5
	DER17-61	DER17-61B	92.3	0.0	5.0	0.5	0.0	0.0	2.1
	DER18-77	DER18-77A	95.8	0.0	1.3	1.9	1.0	0.0	0.0
		DER18-77B	94.4	0.0	0.6	1.5	2.5	1.0	0.0
		DER18-77C	77.0	0.0	5.9	3.8	12.7	0.0	0.5
DER18-77D		86.9	0.0	5.7	1.1	3.4	3.0	0.0	
Promedio del porcentaje de cada componente			79.6	3.1	6.3	0.8	2.1	6.4	1.6
100.0			82.8		17.2				
% total de componentes			% total de juveniles		% total de líticos				

Tabla 7.1. Los datos mostrados corresponden a los porcentajes individuales de los componentes presentes en cada muestra de las oleadas piroclásticas. También se muestra el porcentaje total de fragmentos juveniles y de líticos.