



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

“GÉNESIS Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE LA PÓMEZ GIGANTE DE LA CALDERA DE LA PRIMAVERA, JALISCO”

TESIS PROFESIONAL

que presenta:

BIÓL. ZARETH SARAI TINOCO MURILLO

Como requisito parcial para poder obtener el título
profesional de:

**Maestra en Ciencias con especialidad en Geociencias y
Planificación del Territorio.**

Directora interna: **Dr. Victor Hugo Garduño Monrroy**

Director externo: **Dr. Jose Luis Macias Vazquez**

Morelia Michoacán; Febrero de 2017



Agradecimientos

Muchas personas e instituciones han contribuido indirecta o directamente en este estudio.

En particular, me gustaría dar las gracias a mi asesor, el Dr. José Luis Macías, por dirigir esta tesis y por la confianza que puso en mí para realizarla. Gracias por brindarme su apoyo incondicionalmente, su tiempo, su conocimiento, por aceptar ser mi tutor sin importar mi formación académica y sobre todo gracias por la infinita paciencia.

Quiero agradecer al Dr. Denis Avellán, al Dr. Giovanni Sosa y al M. en C. Felipe García por todas las dudas que surgían después del trabajo en campo por el tiempo que se sentaron a mi lado a revisar este trabajo, por el conocimiento que compartieron conmigo y por toda paciencia que me tuvieron.

Quisiera agradecer a todos los investigadores que me apoyaron en campo el Dr. José Luis Macías Vázquez, Dr. Dennis Avellan, Dr. Giovanni Sosa, M. en C. Felipe García, Dr. Pedro Corona, Dr. Ricardo Saucedo, Dr. Yamzul Ocampo, M. en C. Guillermo Cisneros, Dr. José Luis Arce, Dr. Víctor Garduño, Dr. Arturo Muñiz entre otros por acompañarme a campo y compartir cada uno sus conocimientos en las distintas áreas de su especialidad.

Gracias a mis sinodales el Dr. José Luis Macías Vázquez, Dr. Giovanni Sosa, M. en C. Felipe García, Dr. Víctor Garduño, Dr. Arturo Muñiz y a la Dra. Isabel Israde por tomarse el tiempo de revisar este trabajo y darme su opinión para mejorar el escrito final.

Mil gracias a mis compañeros del instituto a Delphine, Fabi, Silver, Erick, Susan, Felipe, Giovanni, Carlos, Mario, Daniel, Gaby, Denis, Memo, Omar, Laura, Xavi por la inmensa

colaboración desde un consejo, ayuda en campo, ayuda en laboratorio, comentarios para mi tesis y claro por su amistad que recibí.

Gracias a la Geog. Fabiola Mendiola, M en C. Felipe García, Dr. Roberto Bartali, Dr. Antonio Pola, Dra. Isabel Israde por su apoyo en el uso de los distintos laboratorios que necesité para la realización de esta investigación. También quiero agradecer al Geog. Guillermo Cisneros por facilitarme las herramientas SIG para la elaboración del mapa geológico, al Dr. Juan Pablo Bernal por realizar los fechamientos y al laboratorio de ACTLABS por realizar los análisis químicos.

Muchas gracias al INICIT de la UMSNH por abrirme sus puertas y brindarme el apoyo necesario para realizar la maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, así como al Instituto de Geofísica de la UNAM-Unidad Michoacán, por darme acceso a un espacio de trabajo y por proporcionarme el material requerido para la realización de esta tesis.

Quiero agradecer a CONACYT por la beca que me fue proporcionada durante mi estancia en la maestría.

Este estudio fue financiado por el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CemieGEO) con el proyecto P15 "Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental". A cargo del Dr. José Luis Macías Vázquez.

De manera personal quisiera agradecer a mi familia por el apoyo y el infinito cariño que me han brindado no solo en mis proyectos académicos sino durante toda la vida. Gracias por estar a mi lado siempre.

A mis amigos más cercanos Lili, Vane, Naves, Semi, Carlos, Moni, Andrea, Rebe, Andie, Ana, Adriana por su amistad y apoyo.

A mis compañeros de clases y de todos los que compartieron conmigo durante la maestría Adriana, Anita, Nadie, Delphine, Erick, Jorge, Jonhy, Pepe, Rafa, Ari, Luci, Rommel, Mani, Checo, Fidel, Maribel, Pao gracias por compartir tantos momentos.

Contenido

Resumen.....	7
Abstract	8
CAPÍTULO I	9
INTRODUCCIÓN.....	9
CAPITULO II	13
JUSTIFICACIÓN	13
CAPITULO III	16
OBJETIVOS.....	16
CAPITULO IV	17
ÁREA DE ESTUDIO	17
4.1 Localización Geográfica.....	17
4.2 Vías de Comunicación	17
CAPITULO V	19
MARCO CONCEPTUAL	19
5.1 Erupciones explosivas	19
5.2 Índice de explosividad	20
5.3 Erupciones hidromagmáticas.....	21
5.4 Erupciones Subacuáticas.....	23
CAPITULO VI	26
ANTECEDENTES.....	26
CAPITULO VII	30
MARCO TECTÓNICO	30
7.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM)	30
7.2 Complejo Volcánico La Primavera (CVLP)	31
CAPITULO VIII	34
METODOLOGIA.....	34
8.1 Trabajo de gabinete	34
8.2 Trabajo de Campo	35
8.3 Trabajo de laboratorio	35
CAPITULO IX	44
RESULTADOS	44
9.1 Relaciones Estratigráficas de los depósitos.....	44

9.2 Descripción del depósito Pómez Gigante (PG).....	49
9.2.1 Depósitos de oleadas piroclásticas	49
9.3 Edad de los depósitos.....	59
9.4 Granulometría de los depósitos	61
9.5 Densidad y Vesicularidad	65
9.6 Análisis petrográfico.....	66
9.7 Análisis Químicos de las rocas.....	68
9.8 Análisis de diatomeas.....	72
Capitulo X.....	74
DISCUSIÓN.....	74
10.1 Erupción de PG.....	75
10.2 Erupción del domo Central Nejahuete (89.8 ka).....	79
CAPITULO XI	83
CONCLUSIONES	83
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	85

Resumen

Las erupciones de bloques de Pómez Gigantes subacuáticas son poco conocidas debido a que se presentan sólo en ambientes subacuáticos debido a que la mayor viscosidad del agua en comparación con el aire reduce la sedimentación de los clastos y sus velocidades de impacto favoreciendo la conservación de estos clastos frágiles y muy grandes. Principalmente estas incluyen una serie de facies que incluyen principalmente 1) Erupciones fratomagmáticas, 2) Interacciones explosivas de magmas vesiculares y agua, 3) liberación no explosiva de bloques de piedra pómez gigantes de la superficie de brechamiento térmico y 4) emplazamiento de domos vesiculares en crecimiento.

Las erupciones de Pómez Gigantes subacuáticas forman depósitos normalmente gradados. Aunque las erupciones fratomagmáticas que le anteceden incluyen corrientes piroclásticas de densidad diluidas con gradación inversa a la clasificación ordenada y normal de bloques de Pómez Gigante.

El crecimiento de los domos de lava en aguas poco profundas limita la presión y permiten la interacción magma-agua generando erupciones explosivas.

Palabras Clave: Pómez Gigante, Erupción freatomagmatica, hidromagmática, caldera, oleadas piroclásticas.

Abstract

The eruptions of Gigants Pumice blocks Underwater are little known because they occur only in underwater environments because the higher viscosity of water compared to air reduces sedimentation of clasts and their velocities of impact favoring the conservation of these clasts Fragile and very large. Mainly these include a series of facies that mainly include 1) Fratomagmatic eruptions, 2) Explosive interactions of vesicular magmas and water, 3) non-explosive release of giant pumice blocks from the thermal breccia surface and 4) vesicular domes emplacement in increase.

The eruption to blocks of Gigant Pumice underwater form normally graded deposits. Although the fratomagnetic eruptions that precede it include dilute pyroclastic density currents with inverse gradation to the orderly and normal classification of Giant Pumice blocks.

The growth of lava domes in shallow water limits pressure and allows magma-water interaction to generate explosive eruptions.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Más del 40% de la superficie de México está cubierta por rocas de origen volcánico. El vulcanismo en el centro de México inició hace ~18 Ma (Ferrari et al., 2012) con la formación del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Esta provincia está ubicada en el centro del país, abarca desde el estado de Veracruz, en la parte oriental, hasta Nayarit en el occidente y tiene una extensión de ~1100 Km y un ancho variable de entre 80 y 230 km. En el CVTM se estima que existen cerca de 8000 volcanes aproximadamente con una amplia variación en la composición y el estilo volcánico (Macías y Capra, 2005). El CVTM es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000) (Fig. 1).

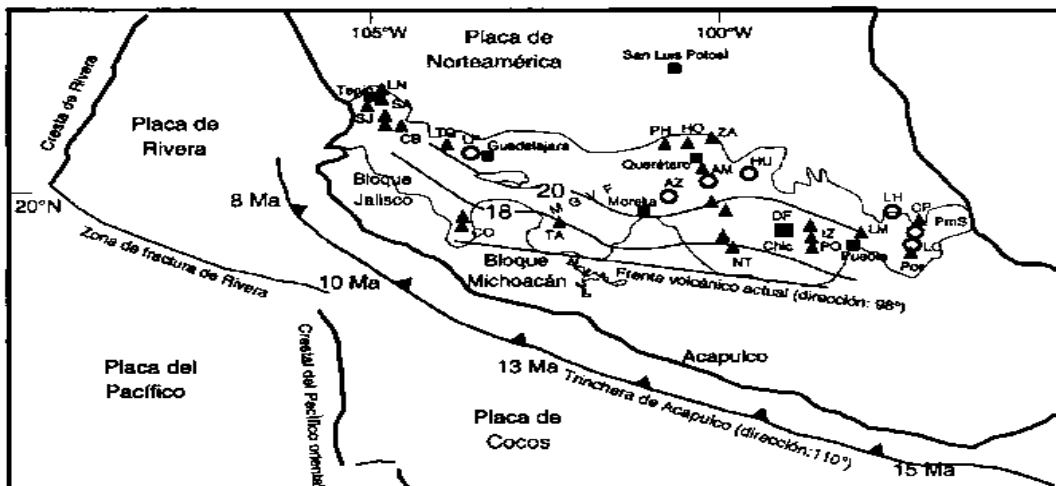


Figura 1. Entorno tectónico y principales centros volcánicos de la Faja Volcánica Transmexicana. Las edades en la trinchera se refieren a la placa que entra en la zona de subducción. Las líneas interrumpidas representan la posición de las isócronas de la placa subducida, cuyas edades se indican (basado en Kostoglodov y Bandy, 1995, corregido por la inclinación del plano de Benioff de acuerdo a la estimación de Pardo y Suárez, 1995). Los triángulos indican los principales estrato-volcanes; los mencionados en el texto son: LN :: Las Navajas; SA:: sangangüey; SJ :: San Juan; CB :: Cebroruco; TQ :: Tequila; CO :: Volcán de Colima; TA :: Tancitaro; PH :: Palo Huérfano; HO :: La Joya; ZA :: El

Zamorano; NT :: Nevado de Toluca; IZ :: Iztaccíhuatl; PO :: Popocatepetl; LM :: La Malinche; CP :: Cofre de Perote; Por:: Pico de Orizaba. Los círculos indican las calderas; las mencionadas en el texto son: LP :: La Primavera; Al :: Los Azufres; AM :: Amealco; HU :: Huichapan; LH :: Los Humeros; LC :La Cumbre. Los principales campos volcánicos mencionados en el texto son: MGVF : campo volcánico Michoacán-Guanajuato; Chic:Sierra Chichinautzin; PmS : Chiconquiaco-Palma Sola(Ferrari, 2000).

La mayor parte del vulcanismo activo en México se concentra en el CVTM y dentro de este existen zonas con concentración de volcanes conocidos como campos volcánicos. Un campo volcánico está definido como una superficie donde se concentran diferentes estructuras de origen volcánico, tales como conos cineríticos, conos de toba, volcanes escudo, maares, anillos de toba y calderas (Connor, 1987). De estas formas volcánicas las calderas son las menos frecuentes dentro del CVTM y tienen generalmente un potencial geotérmico importante.

Las calderas volcánicas se forman por el vaciado parcial de la cámara magmática debido a la extracción del magma del reservorio durante una erupción volcánica de tipo explosiva (Francis, 2003; Lipman, 2000). Las calderas son producidas por erupciones muy explosivas que tienen un potencial destructivo elevado. Estas erupciones emiten grandes volúmenes de magma a la atmosfera en forma de ceniza y gases que tienen impactos atmosféricos significativos. Así mismo, su formación está asociada a yacimientos minerales y recursos geotérmicos, lo que ha hecho que las calderas sean uno de los principales temas de interés de la vulcanología moderna y tradicional (Martí, 2008). Dentro del CVTM existen varias calderas con actividad geotérmica como Los Humeros y Aocolco en Estado de Puebla.

Otra caldera importante en el occidente de México es el Complejo Volcánico de La Primavera (CVLP) localizada al oeste de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco. El CVLP es una caldera a la cual se le ha estimado un potencial geotérmico pero no ha sido explotado. En

la década de los setenta la Comisión Federal de Electricidad (CFE) inicio una serie de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos con la finalidad de evaluar el potencial geotérmico dado la presencia superficial de fumarolas, manantiales calientes y zonas de alteración hidrotermal el área de Cerritos Colorados, ubicado dentro del bosque La Primavera.

Los primeros estudios de prospección fueron realizados por CFE en enero de 1980, en esta fecha, abrieron los accesos que conducirían a los sitios de perforación iniciando el 7 de abril del mismo año la perforación del primer pozo PR-1. Los resultados de las perforaciones determinaron la existencia de un yacimiento geotérmico con capacidad de hasta 75MW validado por la Agencia Internacional de Cooperación de Japón (JICA) por sus siglas en ingles mediante la simulación numérica del yacimiento basada en la información obtenida por CFE. Para 1988 la CFE había perforado 13 pozos y estaba a punto de iniciar su explotación, pero en 1989 fueron suspendidos los trabajos de CFE por autoridades ambientales tanto en el ámbito federal como estatal.

En la década de los ochenta se llevaron a cabo trabajos vulcanológicos y geoquímicos que aportaron conocimientos significativos sobre los aparatos volcánicos del CVLP; entre los que destacan los realizados principalmente por Demant (1979), Mahood y colaboradores (1980), Walker et al. (1981), entre otros. A pesar de los avances logrados se habían realizado muy pocos estudios para determinar la evolución espacio temporal del CVLP con una correlación que integrará los productos piroclásticos, los domos y lavas producidos a lo largo del tiempo. En el año 2015 el gobierno federal otorgó la concesión para la explotación del CVLP a la CFE quien ha reiniciado diversos estudios del a zona. En el año 2014 la Secretaría de Energía y el CONACYT abrieron la convocatoria del Centro Mexicano de Innovación en Energía

Geotérmica para realizar nuevos estudios de geotermia en el país. Uno de estos proyectos que es parte del CEMIE-Geo está enfocado en la evaluación del potencial geotérmico de la CVLP este proyecto “Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental” (proyecto P15) el cual motivo este estudio. En el marco de este proyecto se está realizando la cartografía, estratigrafía y evolución de la CVLP para poder evaluar su potencial geotérmico.

En el presente trabajo se presenta una revisión bibliográfica, así como la elaboración de un estudio vulcanológico semi-detallado para explicar el origen y los mecanismos de emplazamiento para un importante depósito estratigráfico dentro del CVLP denominado la “Pómez Gigante” (PG). Existen muy pocos depósitos de este tipo en el contexto global, por lo que es escasa la información sobre su génesis y emplazamiento, de aquí la importancia de este estudio.

La generación de bloques gigantes de pómez es conocida sólo en ambientes subacuáticos debido a que la mayor viscosidad del agua en comparación con el aire reduce la sedimentación de los clastos y sus velocidades de impacto favoreciendo la conservación de estos clastos frágiles y muy grandes (Allen y McPhie,2016).

CAPITULO II

JUSTIFICACIÓN

La energía geotérmica es una de las fuentes de energía renovable menos conocidas y se encuentra almacenada bajo la superficie terrestre en forma de calor y ligada a volcanes (aguas termales, fumarolas y géiseres). La geotermia se ha utilizado en el mundo para generar energía eléctrica desde 1911, y en México desde 1959 cuando empezó a operar la primera unidad geo-termoeléctrica en el país. Al menos desde la década de los setenta se han efectuado diversas estimaciones sobre el potencial geotérmico de México (Le Bert et al, 2011).

Se estima que en México cuenta con una capacidad geotermoeléctrica total del orden de 4,000Mw (mega watts eléctricos), considerando diversas zonas geotérmicas de alta temperatura ubicadas en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Algunas de estas zonas son Ixtlán de los Hervores, Los Negritos, Los Azufres, La Primavera, San Marcos, Hervores de la Vega, La Soledad y Los Humeros (Alonso,1975). Estudios más recientes han aplicado un método volumétrico en 1300 localidades termales de baja y alta temperatura de todo el país estimando un potencial geotérmico de 9,686 MW (Ordaz-Méndez et al., 2011). Las aplicaciones de la geotermia van desde la producción de electricidad, cuando se trata de yacimientos de alta temperatura (superiores a los 100-150°C), hasta los usos térmicos en los sectores industrial, servicios y residencial, para temperaturas por debajo de los 100°C, ya sea de forma directa o a través de bomba de calor geotérmica (calefacción y refrigeración) para temperaturas muy bajas (por debajo de los 25°C).

El campo geotérmico Cerritos Colorados ubicado dentro caldera de La Primavera es un resultado del remanente de la actividad volcano-tectónica Cuaternaria, que ha quedado

como un sistema hidrotermal convectivo a profundidad (Maciel y Rosas-Elguera, 1992). Este es considerado uno de los principales campos geotérmicos potenciales del país, al cual se le estima un potencial de generación de energía geotérmica de 75 MW (Le Bert et al, 2011). Debido a su potencial geotérmico la CFE realizó diversos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos de detalle en la zona desde la década de los 80's (Maciel y Rosas-Elguera, 1992). Durante este periodo se perforó 13 pozos de exploración y para el año 1988 se encontraba lista para su explotación. Debido a problemas ambientales la CFE detuvo la explotación del campo geotérmico. Debido a que el campo geotérmico Cerritos Colorados del área natural protegida Bosque La Primavera que tiene la categoría de área de protección de flora y fauna y Reserva de Biosfera por parte del Programa sobre el Hombre y la Biosfera (MAB) de la UNESCO, desde 1989 la protección ambiental del bosque La Primavera ha restringido el estudio geológico de la caldera por lo que se han realizado pocos trabajos bajo mencionada temática.

Actualmente el gobierno del estado de Jalisco ha adoptado un plan de manejo para este bosque, por lo que cualquier futuro desarrollo geotérmico en esta zona tendría que cumplir con requisitos muy estrictos en materia de protección ambiental.

El 22 de julio del 2015 la SENER y CONAGUA fortaleciendo la capacidad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en geotermia entregaron el primer título de concesión de agua geotérmica para el campo Cerritos Colorados, en Jalisco, por un volumen de 4 millones 380 mil metros cúbicos anuales y con una vigencia de 30 años, mediante 10 aprovechamientos cuyo acuífero es Ameca. Así entonces, se inicia una nueva era en el aprovechamiento de los recursos hídricos, para incrementar la generación de energías limpias en el país.

Estos nuevos acontecimientos vuelven a ubicar a La Primavera como un sitio de gran interés geotérmico para lo cual se deberían de actualizar todos los estudios geo científicos que se han realizado. Aunado a estos acontecimientos se estableció el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE Geo) para llevar a cabo estudios de geotermia en todo el país, fortaleciendo la investigación en esta disciplina. Uno de estos proyectos (P15) pretende actualizar los estudios geológico-vulcanológicos de La Primavera para comprender mejor su evolución espacio temporal y su potencia geotérmico.

En este sentido se deben desarrollar nuevos estudios detallados del CVLP para comprender su formación y evolución con el tiempo. De esta forma surge la necesidad de realizar trabajos vulcanológicos y estratigráficos de las secuencia volcánica originada durante y después de la formación de la caldera apoyados con nueva información topográfica, Sistemas de Información Geográfica y fechamientos radiométricos. Además de la formación de la caldera se tienen eventos muy importantes durante su evolución como la formación de un lago y erupciones de diferente tipo en su interior que no han sido estudiadas a detalle. De esta forma se requiere un estudio vulcanológico detallado del evento que originó al emblemático horizonte “Pómez Gigante” que sirve de marcador estratigráfico debido a su espesor y del que se conocen muy pocos casos similares en el mundo. El estudio vulcanológico detallado involucró la cartografía geológica, estratigrafía y fechamiento del depósito para poder determinar su origen, vías de ascenso a la superficie y sus mecanismos de emplazamiento durante la evolución del CVLP.

CAPITULO III

OBJETIVOS

3.1 Objetivo General

Definir el origen y mecanismos de emplazamiento del horizonte de “Pómez Gigante”

3.2 Objetivos Particulares

- Realizar la cartografía y la estratigrafía detalladas del depósito
- Definir la estratigrafía del depósito
- Definir las características granulométricas, componentes, densidades, porosidad y morfológicas de las partículas.
- Calcular el volumen del depósito
- Determinar la edad de la erupción Pómez Gigante y domos asociados mediante fechamientos de $^{230}\text{U}/\text{Th}$ en zircones.
- Definir las características petrológicas y químicas del depósito.
- Proponer un modelo de formación y mecanismos eruptivos del evento.

CAPITULO IV

ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Localización Geográfica

EL CVLP se localiza a 5 km al NW de la ciudad de Guadalajara y se encuentra entre las coordenadas geográficas 103°28' a 103°42' de longitud oeste, y 20°32' a 20°44' de latitud norte (Fig. 2). Esta caldera se encuentra a 40 km aproximadamente al NW de la intersección de tres depresiones tectónicas conocidas como los rifts o grabens de Colima (CR), Chapala (ChR) y Tepic-Zacoalco (TZR). El CVLP comprende dos cartas topográficas del INEGI Guadalajara Oeste con clave F13D65 y la carta Tala con clave F13D64, ambas de escala 1:50,000.

4.2 Vías de Comunicación

El complejo volcánico de La Primavera (CVLP) también conocido como la caldera de La Primavera forma parte del bosque La Primavera ubicado al W-NW de la ciudad de Guadalajara. El CVLP está circundado por las siguientes carreteras: Guadalajara-Nogales al norte; Tala-Ahuisculco al oeste; Tlajomulco de Zúñiga-San Isidro Mazatepec al sur; y Guadalajara-Barra de Navidad y Periférico poniente de la Ciudad de Guadalajara desde la Av. López Mateos hasta la Av. Vallarta (CONANP, 2000).

Se puede ingresar al CVLP desde varios puntos, mediante caminos de terracería y brechas, tres de los cuales se utilizan principalmente con fines recreativos: Los principales controlados por guardabosques se encuentran al final de la prolongación Av. Mariano Otero. Existen otros accesos al oeste del complejo entrando por el poblado de La Primavera y Rio Caliente. Existen trece vías de acceso al CVLP que tienen usos y destinos variados, tales como el ingreso a pequeñas poblaciones (la Venta del Astillero) o a fraccionamientos (Pinar de la Venta y El Roble); ingreso a zonas de ganadería extensiva, siembra, a instalaciones de educación

ambiental como (Instituto Tecnológico Superior de Zapopan y Centro de Ecología y Bosque Escuela de la Universidad de Guadalajara), ubicados cerca del Arenero por el domo la Lobera y Chapulín. Además, se puede también ingresar por algunos accesos de uso recreativo como lo son (Balneario las Tinajas, Balneario La Primavera, Balneario Cañón de las Flores) así como ejidos como (Los Tomates, El Chiquero, Puerta de Pedernal, López Mateos, Emiliano Zapata).

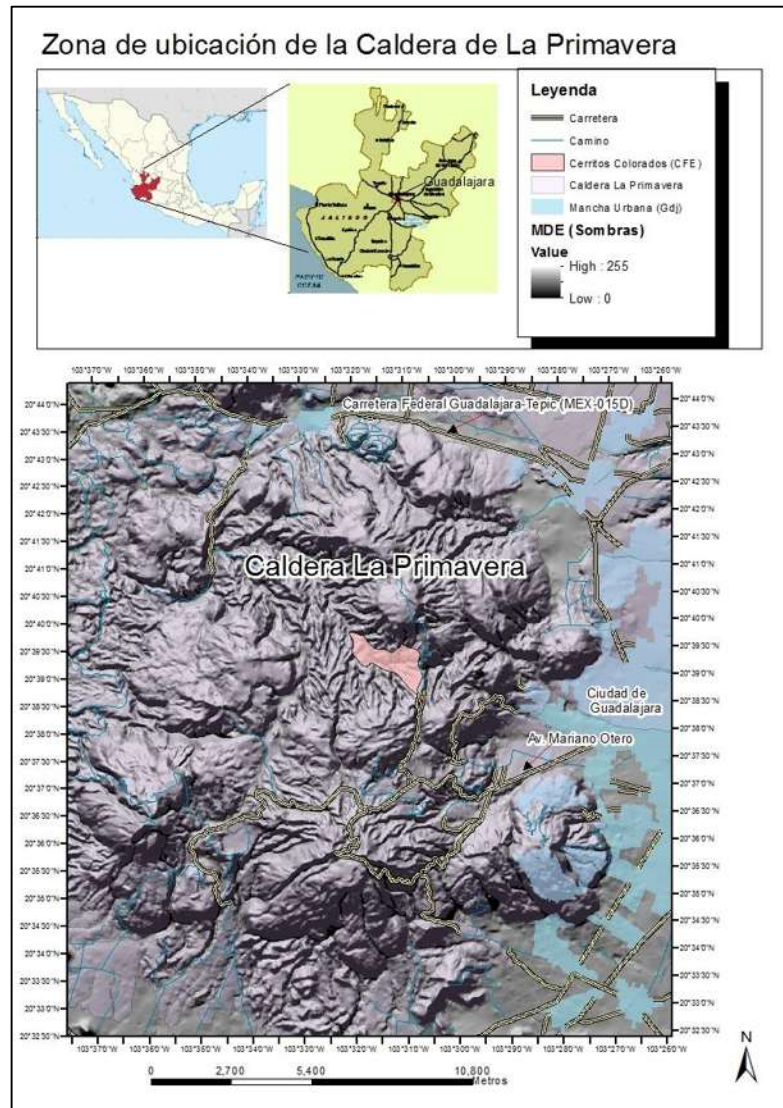


Figura 2. Mapa de área de estudio de la caldera de La Primavera. Líneas azules caminos y terracerías, líneas amarillas carreteras principales.

CAPITULO V

MARCO CONCEPTUAL

5.1 Erupciones explosivas

Las propiedades físico químicas de los magmas dependen de una mezcla en diferentes proporciones de sus fases líquidas, sólidas (los minerales) y gaseosas. Estas propiedades definen la concentración de sílice del magma en la fase fundida, el contenido de volátiles y su viscosidad. Estas propiedades determinan la forma en la cual el magma es emitido a la superficie y el tipo erupción que producirá. Entre mayor contenido de sílice contenga un magma mayor será su proporción de cadenas de polímeros que tienen un efecto inmediato en la viscosidad (mayor), liberación de volátiles (menor) y en su capacidad para fluir y ser emitidos en la superficie.

Los principales volátiles contenidos en el magma son en orden de abundancia (H_2O , CO_2 , H_2S , SO_2 , Cl y F) siendo el vapor de agua el más importante. Tanto el vapor de agua como los demás volátiles magmáticos se encuentran disueltos en la fase fundida del magma de acuerdo con las condiciones de presión en las que se encuentran a profundidad (carga o presión litostática). Todos los magmas tienden a desgasificarse al ascender a la superficie, esta desgasificación puede ocurrir de manera violenta o tranquila dependiendo del contenido de sílice del magma y gases en solución en la fase líquida. De esta forma es bien sabido que la viscosidad en un magma ácido es mucho mayor que la de un magma básico, y que ésta, disminuye con el contenido de agua. Los magmas ácidos debido a su contenido de sílice tienen un grado alto de polimerización en su fase líquida y una alta solubilidad del vapor de agua. Sin embargo, la solubilidad del agua disminuirá conforme el magma asciende hacia la superficie en donde comenzará a vesicular (generar burbujas de gas que se separan del

líquido). La concentración de estas burbujas y el aumento de la viscosidad conforme el magma asciende aumentará la presión en los gases y la mezcla estallará de una manera violenta produciendo erupciones explosivas (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

5.2 Índice de explosividad

En 1973, Walker propuso una clasificación para definir las erupciones explosivas. Esta clasificación está basada en la producción de material piroclástico fino y su dispersión desde el cráter. Walker clasificó con base en los depósitos piroclásticos de caída ocho estilos eruptivos de origen magmático (hawaiano, estromboliano, subpliniano, pliniano, ultrapliniano, vulcaniano) y dos de origen hidromagmáticos (surtseyano y freatopliniano). Sin embargo, esta clasificación no incluía otros parámetros importantes de la erupción como el volumen, la altura de la columna eruptiva, etc. De esta forma, Newhall y Self (1982) propusieron el índice de explosividad volcánica IEV (VEI por sus siglas en inglés “Volcanic Explosivity Index”) que integra éstos y otros parámetros.

El IEV oscila entre valores de 0 a 8, cada intervalo numérico, representa un aumento del orden de magnitud de la explosividad con respecto a la anterior (Fig. 3; Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	
Descripción general	No explosiva	Baja	Moderada	Moderada a grande	Grande	← Muy grande →				
Descripción cualitativa	← Efusiva →		← Explosiva →		← Cataclísmica Paroxísmica →					
Tipo de erupción	← Hawaiana →		← Estromboliana →		← Vulcaniana →		← Pliniana →			← Ultraplíniana →
Duración (horas de erupción continua)	← < 1 →		← 1 - 6 →		← 6 - 12 →		← > 12 →			
Volumen de tefra (m ³)		10 ⁴	10 ⁵	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹	10 ¹⁰	10 ¹¹	10 ¹²	
Altura de la columna eruptiva (km)	< 0,1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	← > 25 →				
Inyección en la troposfera	Nula	Escasa	Moderada	← Importante →						
Inyección en la estratosfera	No	No	No	Posible	Segura	← Significativa →				
Ejemplos de erupciones	Kilauea	Estromboli	Unzen (1792)	Nevado Ruiz (1985)	M. Pelée (1902)	M. S. Helens (1980)	Krakatoa (1883)	Tambora (1815)	Toba (69 ka)	

Figura 3. Índice De Explosividad Volcánica modificado de Newhall y Self (1982). Los datos de los ejemplos fueron tomados de Siebert et al. (2010).

5.3 Erupciones hidromagmáticas

Estas erupciones ocurren cuando el magma en ascenso interacciona en forma efectiva con agua externa (superficial o subterránea), dando lugar a erupciones explosivas. En los trabajos pioneros realizados por Sheridan y Wholetz (1981) concluyeron que las erupciones hidromagmáticas tenían una proporción de masa entre el agua y el magma de 1/3. En estas condiciones el magma es capaz de vaporizar toda el agua (pasa de su fase líquida a vapor) produciendo un aumento drástico en la presión de volátiles que conducirá a una liberación explosiva. Si esta proporción es inferior (<1/3) el magma vaporizará toda el agua externa que en el caso de un magma básico la erupción será de tipo estromboliano en donde el magma conserva sus propiedades fisicoquímicas (Figura 4 a). Si la proporción es mayor (>1/3) como

por ejemplo cuando un magma es emitido en el fondo del mar a gran profundidad (tirante de agua, volumen y temperatura cercanas a 0°) será capaz de enfriar el magma de manera súbita originando lavas en almohadillas (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

En cambio, si el magma interactúa con un acuífero profundo, podrá producir una erupción explosiva, solamente si el magma ya está vesiculado antes de la interacción (Figura 4 b).

Las erupciones hidromagmáticas se caracterizan por producir depósitos piroclásticos con granulometría muy fina, lapilli acrecional y un contenido en líticos alto desgarrados de las rocas sobreyacentes al momento de la explosión. El ejemplo típico de una erupción hidromagmática es la Surtseyana (Pérez-Torrado y Rodríguez-Gonzales, 2015).

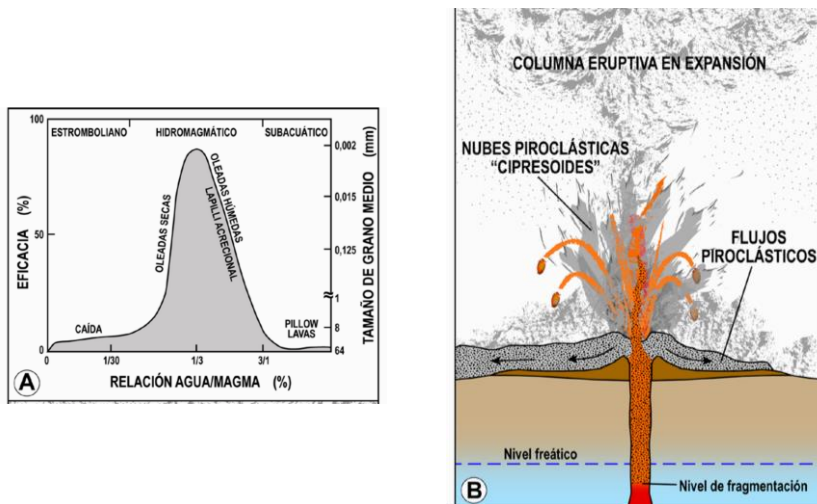


Figura 4. Erupciones hidromagmáticas. A) Gráfico que expresa las relaciones de masa entre agua-magma, la eficiencia energética termohidráulica y el tamaño de los fragmentos piroclásticos resultantes para magmas básicos (modificado de Wholetz y Sheridan, 1983). B) Interacción de un magma con agua subterránea, en donde es necesario que el magma esté previamente vesiculado antes de alcanzar el nivel freático para que el agua pueda penetrarlo (modificado de Carracedo, 1988).

5.4 Erupciones Subacuáticas

Las erupciones explosivas subacuáticas son difíciles de entender por varias razones, entre ellas la falta de erupciones testigos, la dificultad de la vinculación de los depósitos piroclásticos submarinos con su fuente original, los rasgos topográficos y muestreo del suelo marino. Sin embargo, es claro que el medio ambiente submarino tiene un efecto profundo en la dinámica de la erupción y la dispersión piroclástica (por ejemplo, Kano et al., 1996; White et al., 2003). La exolución y la expansión del gas que impulsa las erupciones explosivas magmáticas están fuertemente influenciados por el incremento de la presión confinada que también es acompañada por el aumento de la profundidad del agua (Allen y McPhie, 2016).

La erupción y los procesos de dispersión que operan sub-aéreamente difieren de aquéllos bajo el agua, debido a la mayor capacidad térmica, la viscosidad y densidad que tiene el agua, en comparación con el aire. Como resultado, la clasificación y la nomenclatura desarrollada para las erupciones subaéreas explosivas antes descrita (Walker, 1973) no pueden ser utilizada para las erupciones explosivas submarinas. Existe una clasificación propuesta por (Allen y McPhie, 2016) para erupciones subacuáticas que contienen bloques gigantes de pómez llamadas neptunianas.

Estas erupciones neptunianas comprenden facies piroclásticas que provienen de puntos de emisión subacuáticos y se caracterizan por las siguientes fases eruptivas:

- (1) La primera fase eruptiva emite lapilli de pómez que flotan en el agua (gravedad específica <1), debido a la rápida saturación de agua necesaria para que puedan incluirse como corrientes que alimentan la erupción teniendo como resultados la

condensación del vapor magmático que se enfría en agua de mar (Allen et al., 2008) (Figura 5).

- (2) En la siguiente fase son emitidos fragmentos de pómez gigante porque la mayor viscosidad del agua reduce la sedimentación de los clastos y la velocidad de impacto, lo que favorece la conservación de estos clastos, frágiles y muy grandes (Figura 5).

Aún no se han establecido medidas de intensidad para las erupciones Neptunianas. Para las erupciones subaéreas explosivas, la intensidad varía con la altura de la columna, que a su vez controla la dispersión y el tamaño de grano de los depósitos (Walker, 1973). La proporción de los clastos de pómez gigante podrían correlacionarse con la intensidad, es decir, se trataría de erupciones de baja intensidad que forman grandes volúmenes de pómez gigante (por ejemplo, la brecha Filakopi; Stewart y McPhie, 2004) y erupciones de mayor intensidad producen depósitos dominados por lapilli (por ejemplo, sucesión de la base de las paredes de Rosebery ; McPhie y Allen, 2003).

El estilo de erupción Neptuniana implica magmas silícicos, aunque el mismo estilo podría ser exhibido para cualquier composición de magma. Para la mayoría de los magmas silícicos, el agua (H₂O) es el volátil magmático dominante responsable de la vesiculación (Hervig et al., 1989).

La sobrepresión de vapor liberado por la desintegración del magma vesicular genera un *jet* (chorro) de descompresión de gas que es impulsado inmediatamente por arriba de la boca eruptiva como en las erupciones subaéreas explosivas.

Bajo el agua, sin embargo, la altura del jet está limitada debido al confinamiento de la presión ejercida por la columna de agua que reduce la descompresión. Por ejemplo, las velocidades de salida en las bocas eruptivas por debajo de un tirante de agua de 200 m de profundidad son aproximadamente, de la mitad a un tercio, más bajo que en las erupciones subaéreas (por ejemplo, Wilson et al., 1980; Kano et al., 1996). Los modelos teóricos sugieren que el ajuste submarino impide el desarrollo de una región sustancial convectiva de empuje (por ejemplo, Kano et al., 1996; Head y Wilson, 2003).

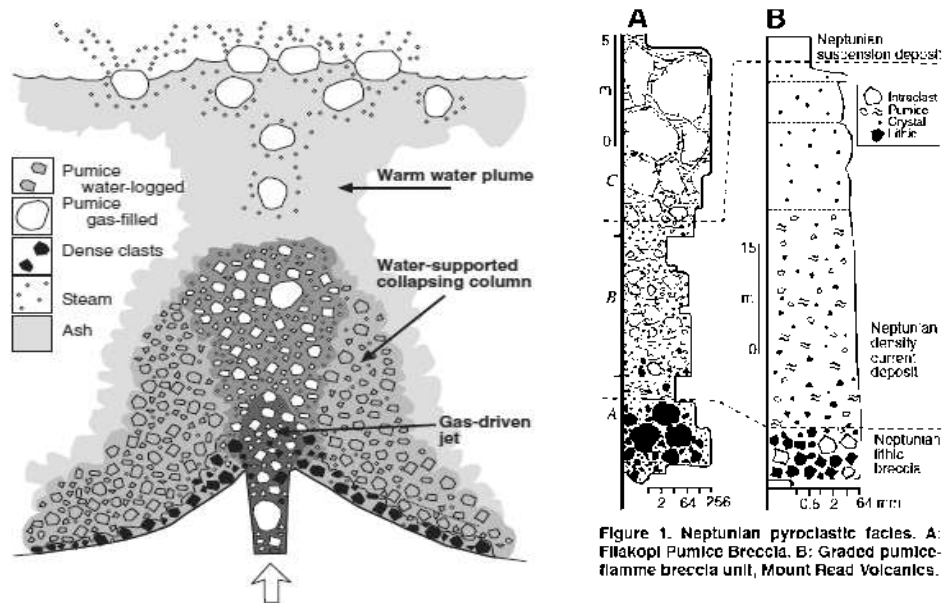


Figure 1. Neptunian pyroclastic facies. A: Filakopi Pumice Breccia. B: Graded pumice-flamme breccia unit, Mount Read Volcanics.

Figura 5. Columna eruptiva neptuniana idealizada donde hay una clara coincidencia entre procesos de erupción y sus productos. Impulsado por el gas desde la zona de jet se transforma rápidamente hasta colapsarse que a su vez es soportado por el agua con una columna de lapilli de pómez saturadas. Los clastos líticos grandes que son demasiado pesados para ser arrastrado en la zona de jet se depositan. La ceniza y los clastos de pómez gigante se elevan en un penacho de agua caliente (Modificado desde Kano et al., 1996).

CAPITULO VI

ANTECEDENTES

Las Caldera de la Primavera está compuesta por una secuencia volcánica del Pleistoceno Tardío. Esta secuencia descansa sobre un basamento granítico, seguido de andesitas, tobas líticas y ríolitas (Maciel-Flores y Rosas Elguera, 1992). La caldera de la primavera se originó hace 120 ka aprox. cuando ocurrió un combatimiento regional que originó dos zonas de fractura (Mahood, 1980), por las que más tarde ocurrió un ascenso de magma y la emisión de los primeros flujos piroclásticos y domos riolíticos (Figura 6a). Hace aproximadamente 95 ka ocurrió un evento explosivo que originó la emisión de corrientes piroclásticas de densidad (ignimbrita conocida como Toba Tala) y formó una depresión caldérica de 11 km de diámetro (Figura 6b). El colapso caldérico generó una secuencia de ignimbritas y depósitos piroclásticos de caída cubriendo un área de 700 km² aproximadamente con un volumen de magma ~20 km³ (Mahood, 1980); Wright, 1981). Su composición química fue inicialmente peralcalina y cambio a metaluminosa al término de la erupción (López, 1991).

El colapso de la caldera tuvo un arreglo de fracturas en anillos no concéntricos. A lo largo del área anular de la cuenca el colapso ocurrió como una serie de fallas escalonadas (Mahood, 1980). La ignimbrita o toba Tala se emplazó fuera de la caldera con espesores de 0.5 a 70 m mientras que en su interior esta alcanzó de 200 a 700 m (López, 1991). De esta forma el substrato más superficial de la caldera recién formada estaba constituido por la Toba Tala.

La depresión de la caldera fue rápidamente llenada con un lago en donde se emplazaron secuencias de sedimentos volcanoclásticos, fluviales y lacustres por encima de la toba Tala. Contemporáneamente se originaron dos domos centrales emplazados a la mitad del lago, que dieron origen a una erupción subacuática que emplazo un horizonte conocido como la

Pómez Gigante para después continuar con la sedimentación en el lago (Mahood, 1980; Figura 6b). Esta Pómez Gigante es la unidad más distintiva de la sucesión volcanosedimentaria del lago (capa de hasta 12 m de espesor) que sirve como un importante marcador estratigráfico.

La actividad magmática continuo con el emplazamiento de un nuevo grupo de domos en dos arcos no concéntricos de la caldera emplazados hace aproximadamente 75 ka. A esta actividad siguió el levantamiento suave del piso de la caldera lo que puso el fin a la sedimentación lacustre (Figura 6c). Este levantamiento lo atribuyó Mahood (1980) al ascenso de nuevo magma que culminó con la erupción de una serie de domos al sur de la caldera, las edades de estos domos van desde los 60 hasta los 30 ka (Figura 6d).

Recientemente se ha generado una nueva cartografía y se ha retomado el estudio de la secuencia volcánica de La Primavera (Figura 7). Este insumo fue generado dentro del Proyecto 15 "Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma: Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental" por parte del CeMIE Geo.

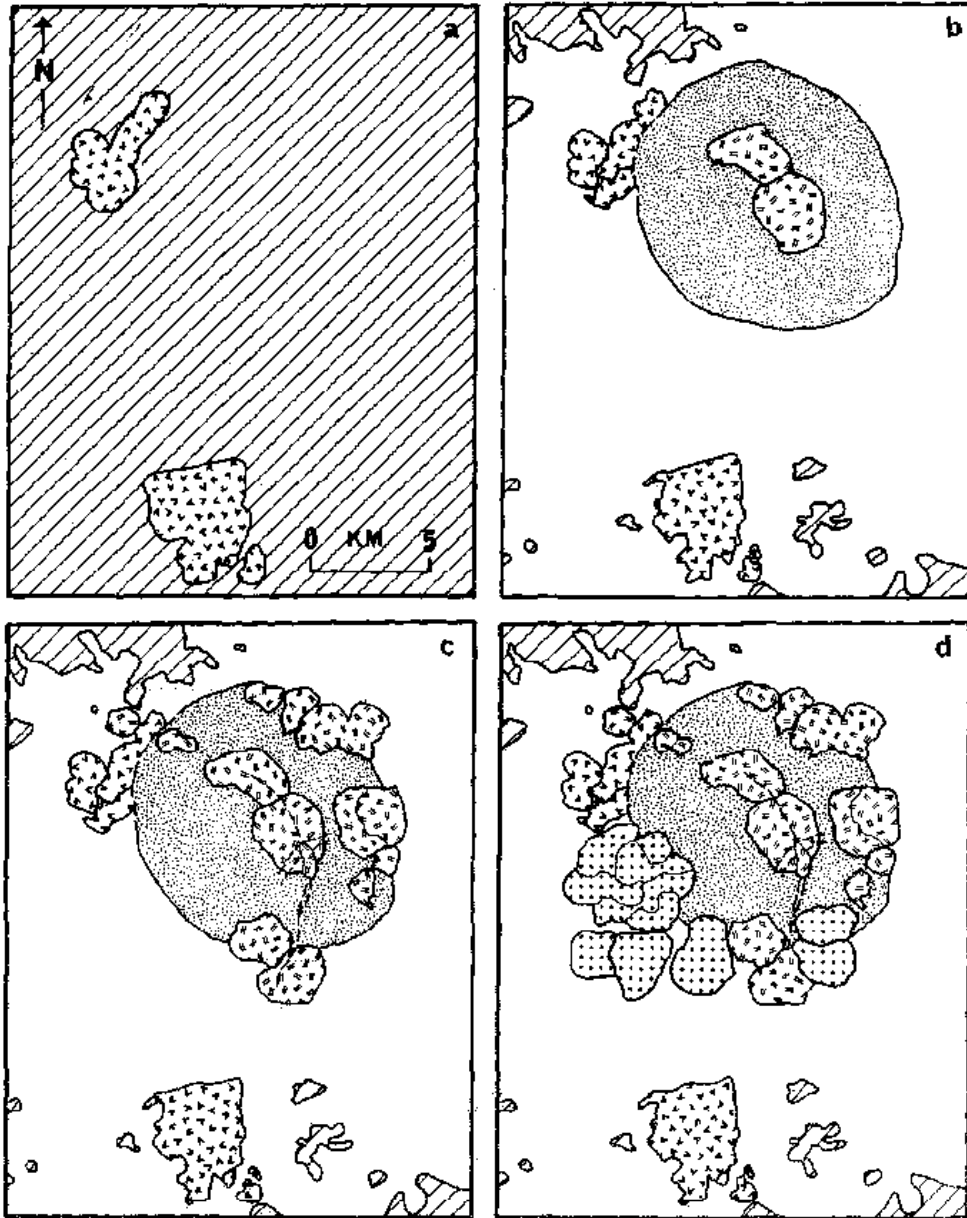


Figura 7. Cronología volcánica de la formación del CVLP a partir de 120 ka (tomado de Mahood, 1980). a) Pre Caldera; b) Toba Tala 95 ka, colapso de caldera, sedimentación lacustre y domos centrales; c) Domos riolíticos en dos arcos no concéntricos de la caldera; d) surgimiento de domos al sur de la caldera y lavas jóvenes al sur.

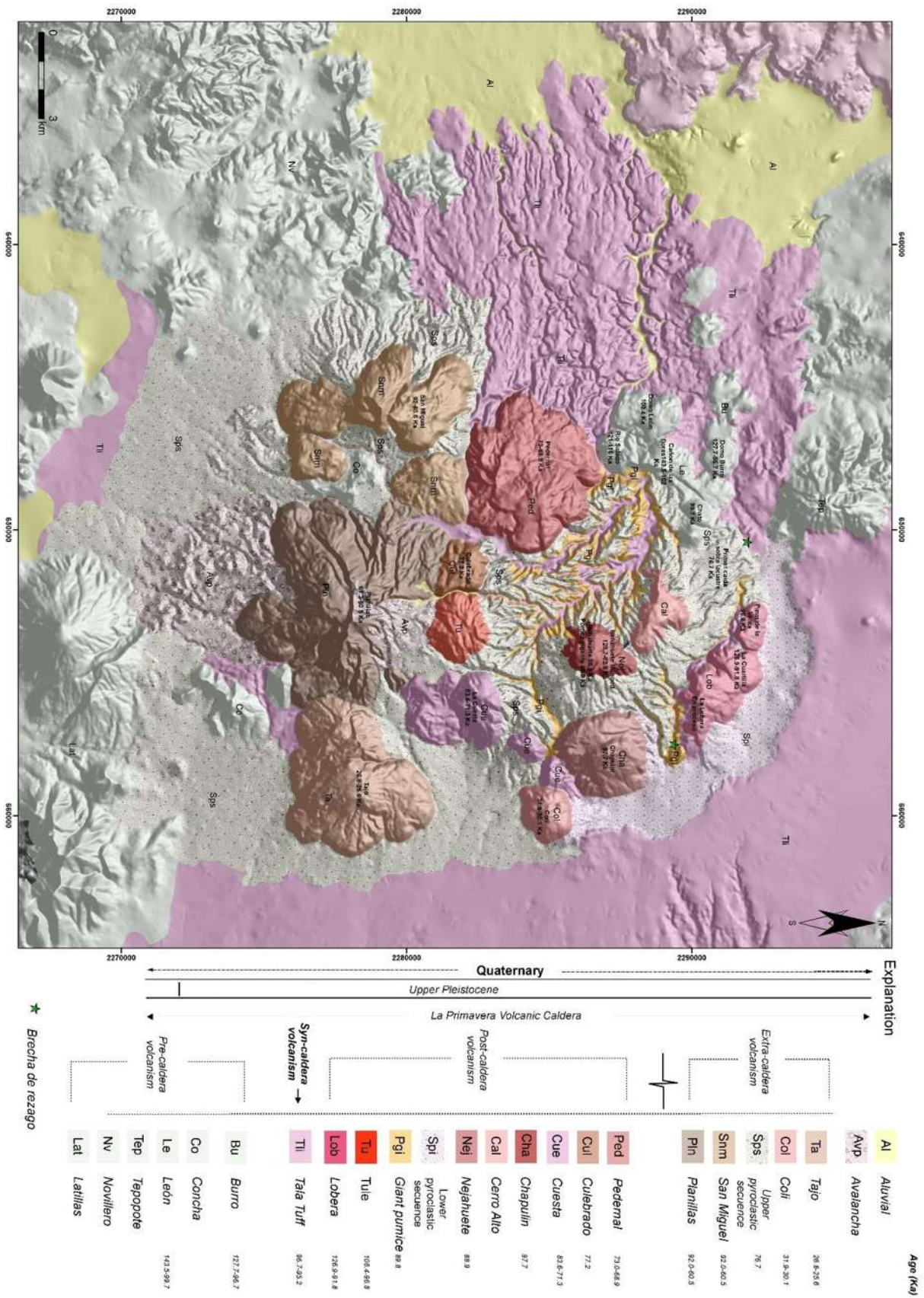


Figura 7. Mapa geológico del CVLP del proyecto P15 del CEMIE Geo que muestra las distintas unidades volcánicas y su distribución.

CAPITULO VII

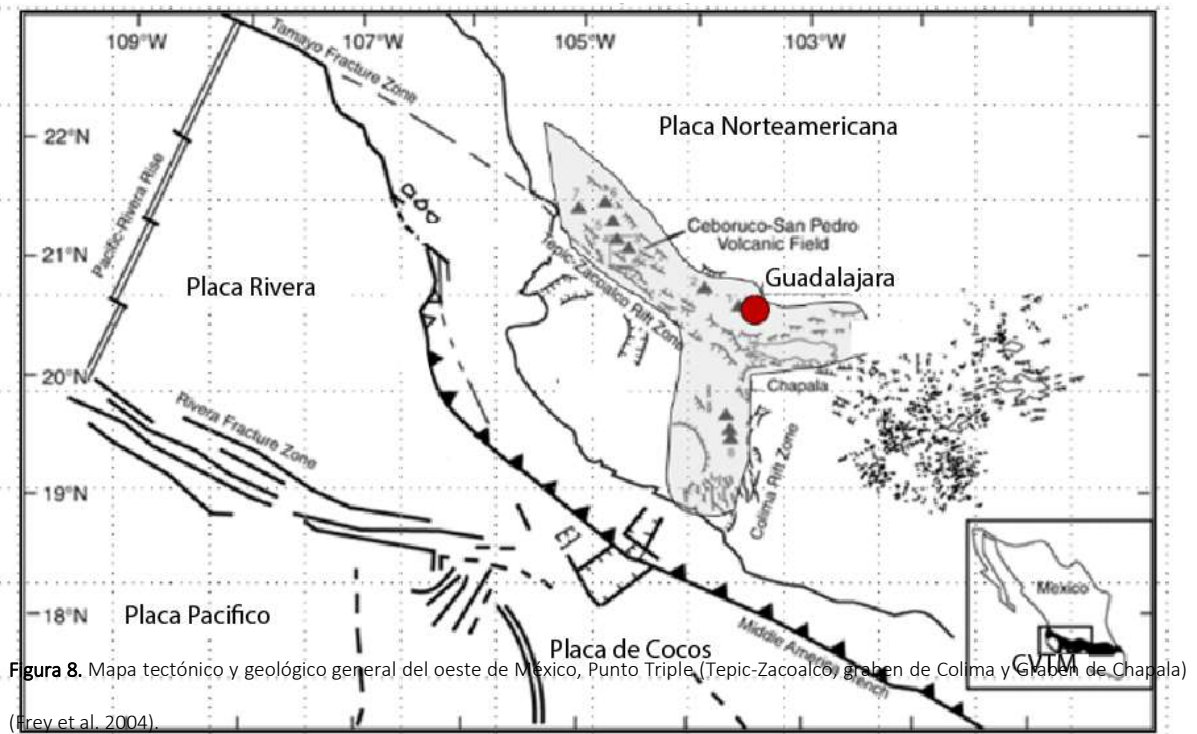
MARCO TECTÓNICO

7.1 Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM)

La provincia conocida como el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un cinturón volcánico que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo en Palma Sola, Veracruz, con una longitud de 1,000 km y una amplitud que varía entre 80 y 230 Km. El CVTM está orientado en dirección E-O y forma un ángulo de 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana. El CVTM ha tenido actividad volcánica desde el Mioceno tardío hasta el Reciente (Gómez Tuena et al., 2005). El CVTM se puede dividir en tres grandes zonas conocidas como porción occidental, central y oriental, cuyos límites se han establecido con base en variaciones geológicas y tectónicas (Pasquaré et al., 1991).

La Caldera de la Primavera se encuentra en la porción occidental del CVTM. Demant (1981) fue el primero en señalar la existencia de tres depresiones tectónicas organizadas en un punto triple al sur de Guadalajara. Este autor nombró a estas estructuras como el graben Tepic-Chapala (ahora conocido como Tepic-Zacoalco), graben de Colima y Graben de Chapala (Fig. 8). Posteriormente, Barrier et al. (1990), Allan et al. (1991) y Garduño y Tibaldí (1991) describieron el rift Tepic-Zacoalco como una serie de grabenes y cuencas de pull-apart del Plioceno-Holoceno (5.3 a 0.01 Ma). En otro estudio detallado de los distintos sistemas de fallas entre Guadalajara y la boca del Golfo de California, Ferrari y Rosas Elguera (2000) concluyeron que el rift Tepic-Zacoalco está constituido por una serie de grabens y semigrabens desarrollados en distintos episodios a partir del Mioceno tardío. De acuerdo con estos autores los límites continentales del Bloque Jalisco fueron parcialmente

reactivados durante el Plioceno-Cuaternario con movimientos esencialmente extensionales como resultado de los esfuerzos en los límites de las placas Rivera y Norteamericana. El brazo oriental del punto triple lo conforma el Graben de Chapala que se conforma como una estructura compuesta por dos semigraben con vergencia opuesta: sur en la parte oeste y norte en la parte este (Urrutia-Fucugauchi y Rosas Elguera, 1994).



7.2 Complejo Volcánico La Primavera (CVLP)

El CVTM está constituido por más de 8000 estructuras volcánicas, como estratovolcanes, calderas, domos, conos monogenético y algunos cuerpos intrusivos (Demant, 1978; Gómez-Tuena et al. 2005). La mayoría de los volcanes presentan en su cima un cráter de paredes empinadas en su interior, pero cuando las dimensiones del cráter superan los 2 km de diámetro se denomina caldera volcánica. Las calderas son estructuras de forma circular o

rectangular que se forman principalmente cuando ocurren erupciones explosivas de volúmenes importantes de magma que vacían rápidamente parte de la cámara magmática dejando el techo del reservorio sin sustento causando su colapso. El Complejo Volcánico La Primavera (CVLP) es una caldera volcánica formada en el Pleistoceno tardío con un volcanismo silícico. Según Ferriz y Mahood (1986) La Primavera presenta un riesgo inminente por lo reciente de su actividad y por su cercanía a la ciudad de Guadalajara.

Existen varias investigaciones de carácter geológico y petrológico del CVLP (Mahood, 1977; 1979; 1980; 1981a; 1981b; 1985; Mahood y Drake, 1982; Mahood et al., 1983; Mahood y Ferriz, 1986; Mahood y Halliday, 1988). En estos trabajos los autores describieron la evolución de la caldera y la formación de la Pómez Gigante (PG) descrita como un importante marcador estratigráfico (Mahood, 1980). Walker y Wrigth (1981) describieron el origen y mecanismos eruptivos del depósito de la PG, detallando espesores y dimensiones de los bloques, aunque no definieron otras propiedades de la pómez ni se definió su edad absoluta dentro de la evolución de la caldera (Fig.9).

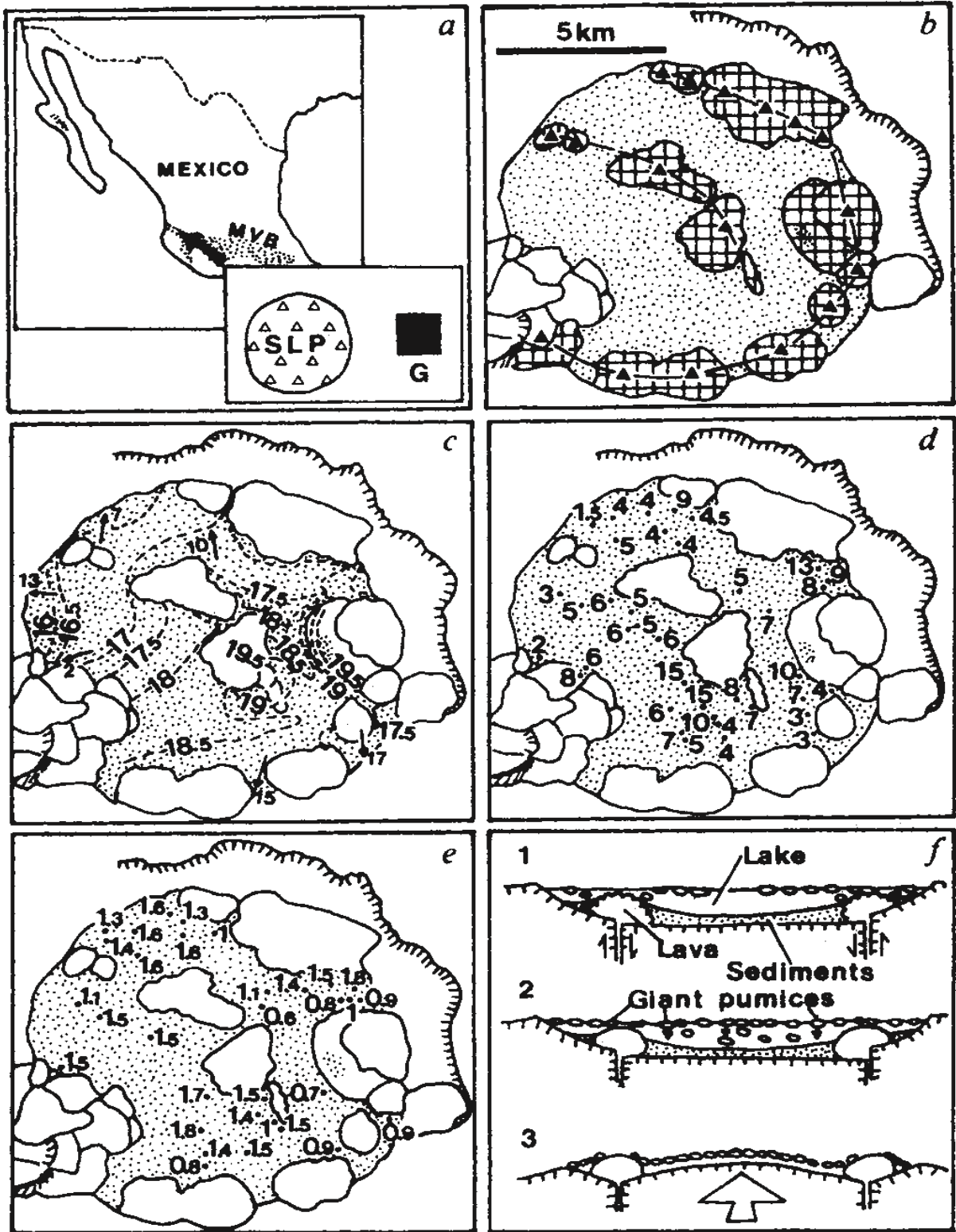


Figura 9. Caracterización de la PG. a) Mapa del área de estudio, ubicado en el CVTM, volcanismo Cuaternario en México, SLP= Sierra la Primavera, G= Guadalajara; b) distribución de los sedimentos lacustres y lavas riolíticas; c) Altitud donde se encuentra la PG en m sobre el nivel del mar; d) Espesor del horizonte PG; e) Promedio del diámetro de los bloques de PG f) Formación de PG (Walker y Wright (1981).

CAPITULO VIII

METODOLOGIA

Para la elaboración de este estudio se hizo un trabajo de Gabinete, de campo y laboratorio que se describen a continuación:

8.1 Trabajo de gabinete

Esta etapa consistió en la recopilación de toda la información geológica, vulcanológica, geoquímica y estratigráfica disponible, sobre estudios realizados previos en la zona.

a Antecedentes geológicos del CVLP

La recopilación de esta información permite tener un conocimiento previo de los trabajos realizados cuyo propósito es facilitar el punto de partida y sintetizar objetivamente la información existente y analizar los estudios faltantes.

b Información cartográfica digital (ráster y vectorial)

Los insumos para realizar la cartografía de las unidades de CVLP fueron:

- a) Cartas Topográficas del INEGI de Guadalajara Oeste F13D65 escala 1: 50, 000
- b) Fotografías aéreas escala 1:20, 000
- c) Imágenes Satelitales Spot 5 y 6 (Pancromáticas 1.5 m y Multiespectrales a 6 m).
- d) Continuo de Curvas de Nivel (20 m)

El software utilizado para la realización cartográfica fue ArcGis 10.1, aunque también se emplearon programas como el Geomap, Global mapper y Google Earth. Se generó un Modelo Digital de Elevación (15m/pixel) para conocer la información altitudinal de la zona de estudio y se utilizó principalmente para trazar contactos entre las diferentes unidades volcánicas útiles para el trabajo de gabinete y el de campo. El MDE se generó utilizando curvas

topográficas digitales de 20 m las que se importaron al programa ArcGis 10.1 y a partir del MDE se generaron una serie de mapas con diferentes características como lo son un mapa geomorfológico, mapa de sombras, mapa de elevación, mapa de distribución del depósito de Pómez Gigante, mapa estructural y mapa de perfiles topográficos.

8.2 Trabajo de Campo

El trabajo de Campo consistió en 11 campañas de campo al área de estudio y se visitaron 117 puntos de control al interior de la caldera. Se levantaron 30 secciones estratigráficas detallando espesores del depósito P.G con ellas se realizó una correlación entre depósitos. Adicionalmente al levantamiento de secciones también se tomaron varias muestras de los depósitos (pómez y matriz) en diferentes sitios de la caldera. De estas muestras se realizaron diferentes análisis entre los que destacan (petrografía, densidades, geoquímica, granulometría, sedimentarios y fechamientos).

8.3 Trabajo de laboratorio

Todas las muestras recolectadas en campo para los análisis fueron secadas en un horno a una temperatura de 60°C por 24 hrs, para eliminar la humedad superficial y de partículas. A continuación, se detalla el procedimiento realizado para cada muestra.

a) **Análisis Químico.** Para realizar el análisis químico de los elementos mayores y traza de las muestras, se analizaron nueve muestras representativas de los diferentes depósitos estudiados:

- 2 muestras de bloque de P.G (PMV 14-411 A y B)
- 2 muestras del domo central Nejahuete (LPZ-29 Y LPZ-10)
- 1 muestra de domo central Cerro Alto (LP-1509)

- 1 muestra de un flujo piro clástico (LP-1506)
- 3 muestras de secuencia de oleadas piroclásticas (PMV 14-411 C4, C5 y C6)

Las muestras fueron trituradas y lavadas y puestas a secar a 60°C en un horno SHEL LAB durante 24 hrs. De cada muestra se obtuvieron fragmentos pequeños y se pulverizaron con un mortero de acero HERZOG, el cual se conforma por varios anillos concéntricos que ejercen presión sobre la roca pulverizándola. Este procedimiento se llevó a cabo en el laboratorio de partículas y separación de minerales del instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia.

Las muestras procesadas fueron enviadas al laboratorio de ACTLABS en Ontario, Canadá (www.actlabs.com) para análisis cuantitativos de elementos mayores y traza mediante los métodos de activación de Neutrones (IINA, Instrumental Neutrón Activation Analyst, por sus siglas en ingles) y tierras raras mediante Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inducido (ICP-MS).

b) **Análisis Granulométrico en seco:** Se prepararon tres muestras de tres depósitos de material deleznable estos 3 depósitos subyacen a P.G en algunos sitios del centro de la caldera.

- PMV14411- C4
- PMV14411- C5
- PMV14411- C6

Estos análisis se realizaron en el laboratorio de partículas y separación de minerales del instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Los análisis fueron supervisados de la Geog. Irma Fabiola Mendiola.

Las muestras fueron lavadas y puestas a secar a 60°C en un horno SHEL LAB durante 24 hrs. El análisis granulométrico consistió en la separación de cada muestra a intervalos de 1Φ , entre -6Φ (63 mm) y $<4\Phi$ (0.032 mm). Esto se llevó a cabo por el método de tamizado por vía seca, en el cual el material retenido en cada malla fue pesado en una balanza con una precisión de 0.01 g (Fig. 11). Para posteriormente calcular tanto el porcentaje individual como el acumulativo de cada no. Φ para todas las muestras separadas. A partir de esa información se construyeron histogramas de frecuencia (% en peso individual vs Φ). Con las curvas acumulativas se calcularon los parámetros de Inman (1952), que recomiendan los autores Cas y Wright (1987), utilizando las siguientes formulas:

$Md\Phi = \Phi_{50}$ (Mediana); Este parámetro nos indica el tamaño promedio de los fragmentos de una muestra.

$\sigma\Phi = (84\Phi - 16\Phi)/2$ (Desviación estándar). Esta fórmula funciona como índice de clasificación del depósito, e indica el rango de variación de tamaño.



Figura 10. Análisis granulométrico de las muestras por medio de tamizado

- c) **Análisis Granulométrico vía óptica**: Durante el trabajo de campo se tomaron fotografías de diferentes afloramientos de P.G alrededor de la caldera.

El análisis óptico se llevó a cabo en el departamento de Física de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí bajo la supervisión del Dr. Roberto Bartali Marchetti. Las imágenes fueron procesadas con el software Image J, se procedió a escalar c/u para convertir el no. de pixeles en unidades métricas, se aplicó un contraste blanco negro para la mejor visualización de cada bloque y se rodadizo digitalmente cada uno (Fig. 11).

Una vez realizado lo anterior se calculó la elipse que mejor se ajuste a las dimensiones de cada bloque y posteriormente se midieron las dimensiones del diámetro mayor y menor. Los resultados se exportan en una hoja de cálculo de Excel que contiene una serie de fórmulas realizada por el Dr. Roberto Bartali que nos proporcionan los siguientes parámetros:

- No. de phi de c/bloque de P.G
- La posición en (X y Y) de c/bloque de P.G
- Orientación del diámetro (mayor y menor) de c/bloque de P.G

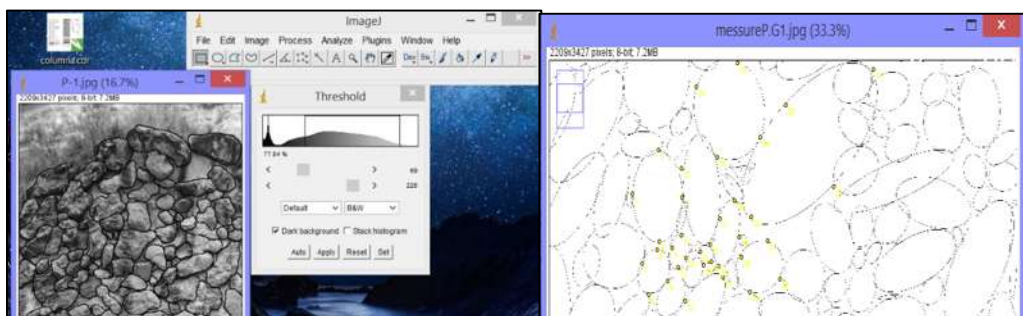


Figura 11. Procesamiento de imágenes en Image J, para obtención de la granulometría óptica de partículas mayores a -6Φ .

d) Fechamientos radiométricos:

La datación de materiales de origen volcánico por series de U fue una de las primeras aplicaciones donde el desequilibrio en la cadena de decaimiento del ^{238}U fue utilizada con fines geocronológicos (Allegre, 1968; Allegre y Condomines, 1976). Aunque las series de U han sido aprovechadas para fechar eventos volcánicos del Cuaternario desde hace

varios años, una de sus principales aplicaciones en la actualidad es para establecer limitaciones geocronológicas a diversos procesos de diferenciación al interior de cámaras magmáticas (Condomines et al., 2003), así como el establecimiento de tiempos de residencia del magma (Sigmarsson et al., 2005).

La termocronología de baja temperatura mediante el método ($^{238}\text{U-Th}$)/He en apatitos y circones se ha convertido en una herramienta importante para cuantificar la última historia de enfriamiento de las rocas. Debido a su baja temperatura de cierre, esta técnica “cierra la brecha” entre los métodos de datación por trazas de fisión cosmogénicos. Esto ha permitido un extenso rango de aplicaciones que incluyen: la evolución del paisaje, la geomorfología, la geología estructural, y la geodinámica, entre otros (Bermúdez et al., 2014).

Se fecharon cinco muestras de pómez y roca por el método $^{238}\text{U/Th}$ en circones

- LPZ0 Pómez Gigante Sección Tipo
- LPZ10 Lava lateral al SE domo central Nejahuete
- LPZ29 Domo central Nejahuete sección basal
- LPZ30 Domo central Nejahuete sección superior
- LPZ1506 Flujo Piroclástico centro de la caldera

Las muestras fueron trituradas y lavadas y puestas a secar a 60°C en un horno SHEL LAB durante 24 hrs. De cada muestra se obtuvieron fragmentos pequeños y se pulverizaron con un mortero de acero HERZOG, el cual se conforma por varios anillos concéntricos que ejercen

presión sobre la roca pulverizándola. Este procedimiento se llevó a cabo en el laboratorio de partículas y separación de minerales del instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia.

Para la separación de circones se utilizó una batea que es una pieza con forma de plato cónico de plástico que presenta un radio de 2 a 3 veces su altura (Fig. 12A). Este instrumento permite lavar sedimentos de corriente para eliminar los minerales ligeros y concentrar los minerales pesados, en este caso los circones. El residuo se observa en el microscopio estereoscópico “Leica Mz 12s” (Fig. 12B).

Estos análisis fueron realizados en el instituto de Geociencias- UNAM campus Juriquilla, Qro. Bajo la supervisión del Técnico Manuel Albarrán Murillo, Geog. Irma Fabiola Mendiola, M.en C. Felipe García Tenorio y los análisis de la termocronología de baja temperatura mediante el método ($^{238}\text{U}/\text{Th}$) en circones fue realizado por el Dr. Juan Pablo Bernal (Fig. 12C).

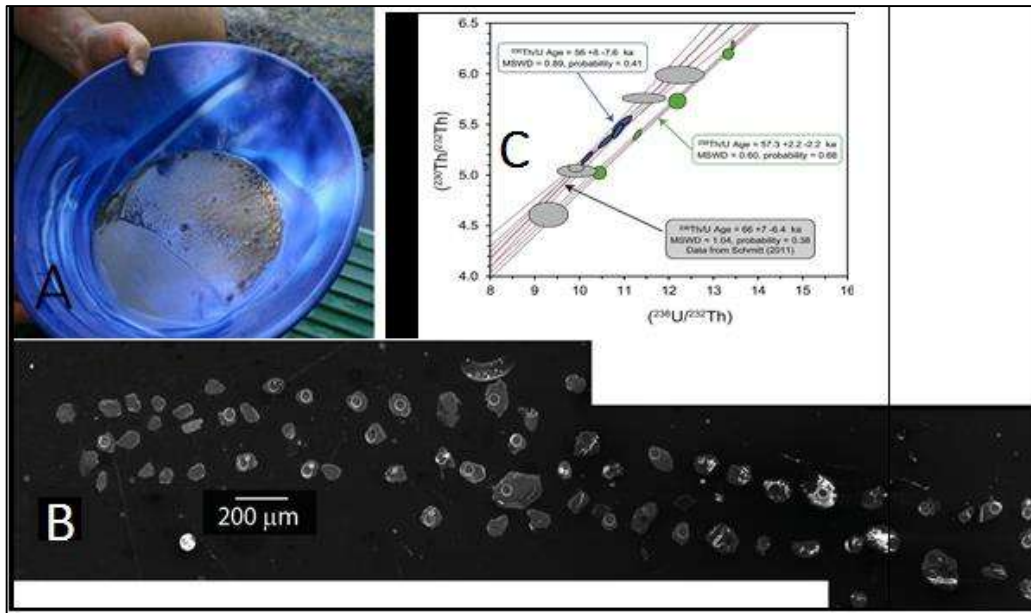


Figura 12. A) Separación de circones por medio de bateas para eliminar material fino arcilloso; B) Circones montados para espectrometría de masas; C) isócrona generada para determinar las edades de los circones (cámara magmática y heredados).

e) **Análisis petrográfico:** Para este análisis se realizaron 29 secciones delgadas para describir la textura de la matriz y minerales, tamaño y forma de los cristales presentes, vesicularidad, alteración secundaria y cantidad de vidrio en la pasta de fondo (Fig. 14). Las láminas fueron realizadas en el instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia bajo la supervisión de M.C Felipe García Tenorio, que son:

- 10 muestras: LPZ0, LPZ35, LPZ50, LPZ77, LPZ114 Bloques de P.G de distintos sitios de la caldera
- 5 muestras: LPZ10, LPZ29, LPZ30 lavas de domo central Nejahuete sección basal, superior y lateral SE
- 2 muestras: LP1509 lava de domo central Cerro Alto
- 12 muestras: LPZ115 oleadas piroclásticas bajo PG sección central

Se cortaron las rocas en cubos con dimensiones de 2.6 x 4.6cm con una cortadora “Bühler powerfeed trimsaw 10”. Una cara de cada cubo fue impregnada con resina Uv, y puesta a secar unos minutos al sol, para después tratarla con abrasivos de carburo de silicio de tamaños (250, 400, 600 y 1000 μm), esta cara se pega a un portaobjetos de vidrio y se corta nuevamente hasta tener una lámina de muestra muy delgada de aproximadamente 2mm. Estas láminas delgadas se observan en el microscopio petrográfico “OLYMPUS BX60” y se procede a realizar la descripción de sus características mencionadas al inicio.



Figura 13. Láminas delgadas de PG y de oleadas piroclásticas.

f) **Análisis de diatomeas:** Se realizó el análisis de los materiales alogénicos y autigénicos de los sedimentos lacustres de la matriz de la PG para la sección PZO (Figura 15). Este análisis con la finalidad de encontrar un registro continuo de los eventos volcánicos, tectónicos y paleoclimáticos que han ocurrido a nivel local (Israde et al, 2010).

Los análisis de diatomeas fueron realizados en el laboratorio de paleoambientes del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la UMSNH, con la supervisión de la Dra. Isabel Israde Alcántara. Para el análisis de diatomeas se prepararon tres muestras de la matriz del horizonte de PG sección PZO de 0.5 g de sedimento seco que se procesaron con HCl al 10% y, una vez enjuagado, se agregó H₂ O₂ para realizar la digestión de la materia orgánica a temperaturas inferiores a 100 °C. Una vez neutralizada la muestra se tomó una alícuota de 3 µL, que se dejó secar sobre un cubreobjetos a temperatura ambiente. Para el montaje se utilizó Nafrax con alto índice de refracción (IR = 1.73). Se contaron las valvas por muestra y los taxa fueron fotografiados. La taxonomía de las diatomeas y la información de las condiciones ecológicas se basó en Hustedt (1930), Round (1981), Gasse (1986), Bradbury (2000), Israde-Alcántara (1995), Hartley et al. (1996), Krammer y Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b), Rumrich et al. (2000), y LangeBertalot (2001).

g) **Análisis de densidades de roca:** El análisis de densidades sirve para conocer la densidad verdadera de la roca y su vesicularidad. Las muestras fueron medidas por mediante el método de diferenciación de volumen propuesta por Gardner et al (1996). Se prepararon cuatro muestras de PG de dos sitios diferentes de la caldera:

- muestra de PG LPZO zona central de la caldera
- muestra de PG LPZ114 zona norte de la caldera

- muestra de PG PMV14412 Zona central de la caldera

Las muestras fueron lavadas y puestas a secar a 60°C en un horno SHEL LAB durante 24 hrs.

Estos análisis se realizaron en el laboratorio de partículas y separación de minerales del instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia. Los análisis fueron supervisados de la Geog. Irma Fabiola Mendiola.

CAPITULO IX

RESULTADOS

9.1 Relaciones Estratigráficas de los depósitos

La pómez Gigante (PG) es un importante marcador estratigráfico de origen volcánico el cual está restringido al interior de la Caldera de Primavera. La PG se encuentra interestratificada con depósitos lacustres, volcanoclásticos y volcánicos originados en el interior de la caldera.

Se visitaron 117 puntos de control dentro de la caldera La Primavera, en 87 de los cuales afloraba la PG. Se levantaron 30 secciones estratigráficas detalladas a partir de las cuales se realizó la correlación estratigráfica entre los diferentes depósitos y en base a ellas se elaboró un mapa litológico (Fig. 15).

La PG sobreyace en diversas secciones (PZ0-PZ09, PZ33,PZ41,PZ72,PZ80, PZ85,PZ114,PZ116,) a la Toba Tala que aparece como capas masivas o capas estratificadas con estructuras sedimentarias y espesores mínimos de 2 m dado que no aflora su base. En la zona centro de la caldera, al sur del domo Nejahuete la PG sobreyace a un paquete de tres depósitos de caída con un espesor de 65 cm (LP1502, LP1503, LP1507, LP1512 y LP03) , también un paquete de alternancia de oleadas y caídas 12 capas de 55 cm de espesor en la sección(PZ03 y PZ117) . El depósito de PG es sobreyacido en diversas secciones (PZ0, PZ03, PZ41 y PZ72) por depósitos lacustres con espesores que varían de 4 a 10 m. En la zona norte la PG es sobreyacida por depósitos de caída (PZ80, PZ115 y PZ116,) como se muestra en la siguiente correlación (Fig. 14).

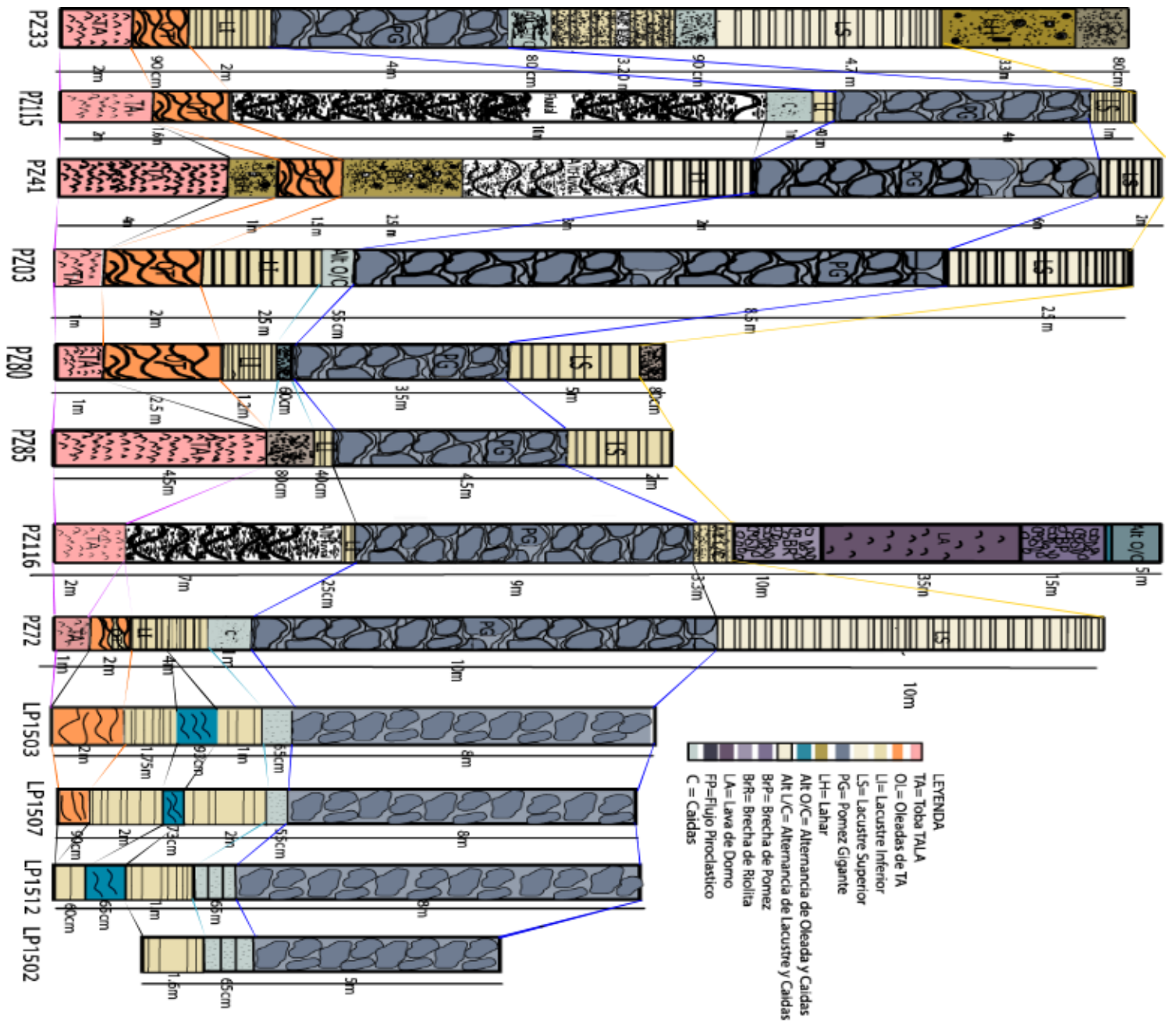


Figura 14. Correlación de columnas estratigráficas de este trabajo donde aflora el deposito PG

Mapa Geológico de la caldera de La Primavera; zona centro

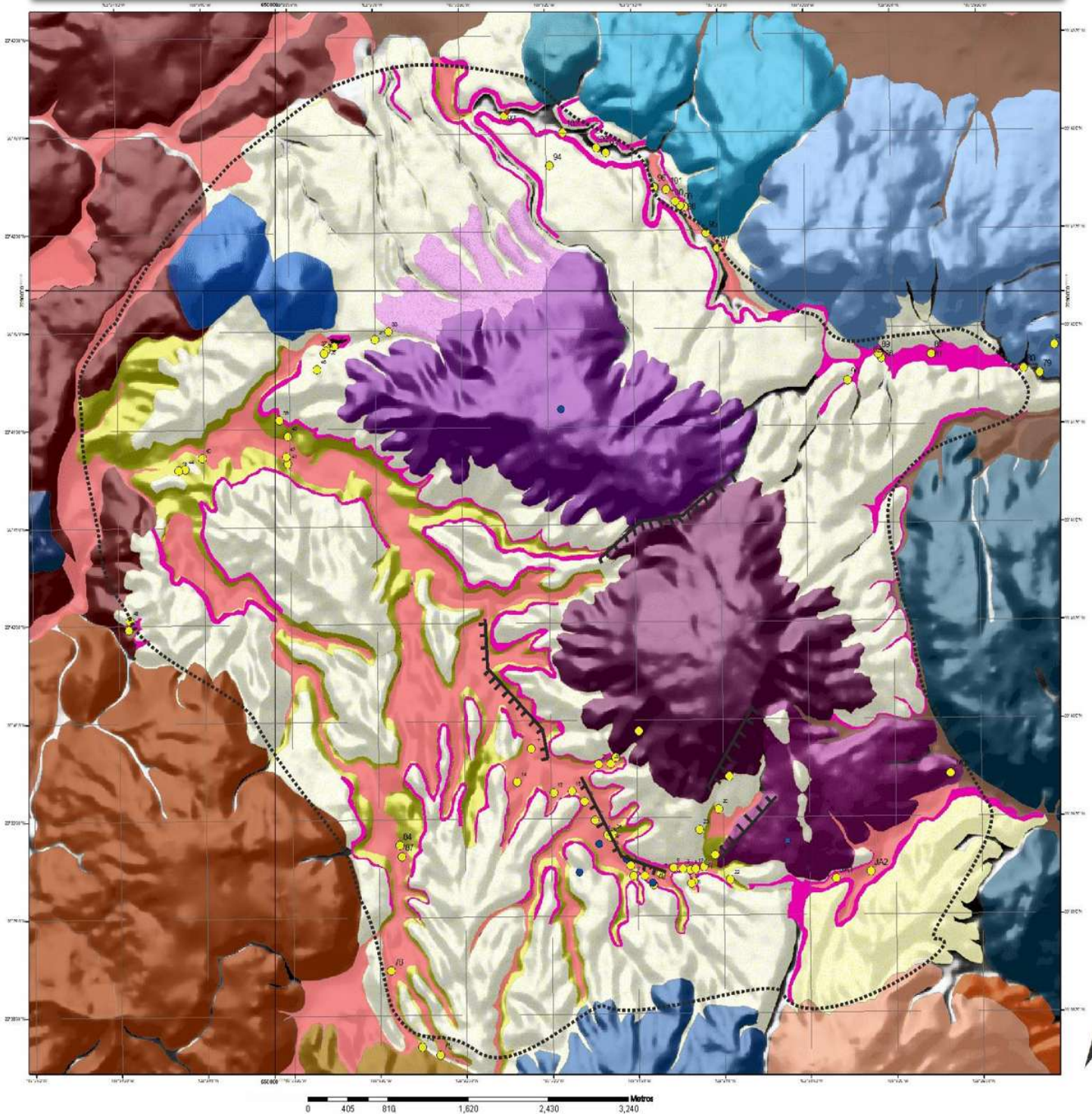


Figura 15. MAPA GEOLOGICO ZONA CENTRAL DE LA CALDERA: El mapa muestra la litología y la distribución del depósito denominado "Pómez Gigante" Puntos amarillos todos los sitios visitados y franja azul distribución de la Pómez Gigante.

Leyenda de Mapa

Estudio titulado "Genesis y mecanismos de emplazamiento de la Pómez Gigante en la caldera de la Primavera, Jalisco"
 Litología generada a partir de las visitas a campo y de la interpretación cartográfica.
 Proyección: UTM (Universal Transversal de Mercator)
 Zona UTM :13Q
 Datum horizontal: WGS84

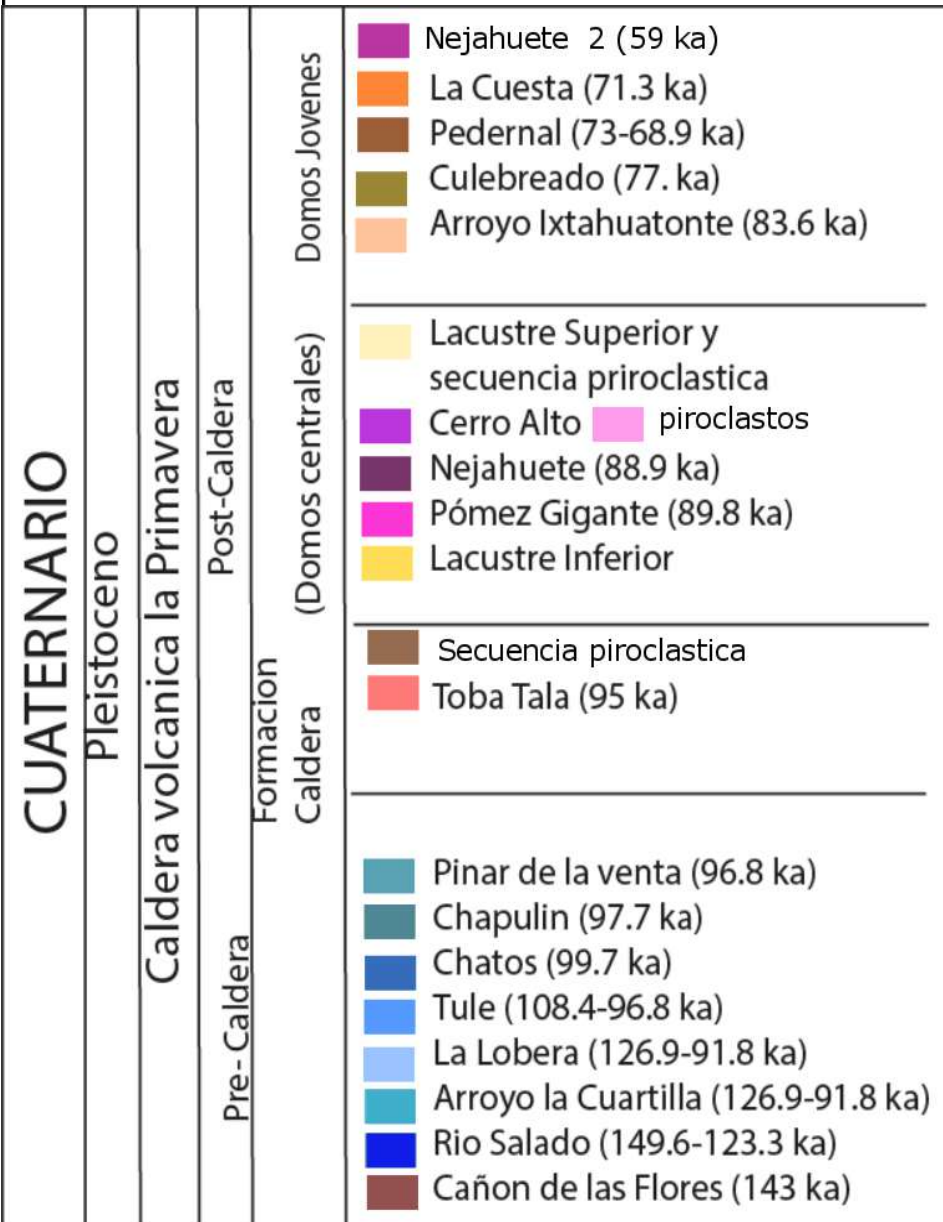


Figura 16. Leyenda de mapa geológico y su secuencia cronológica.

Mapa de Distribucion de Pómez Gigante

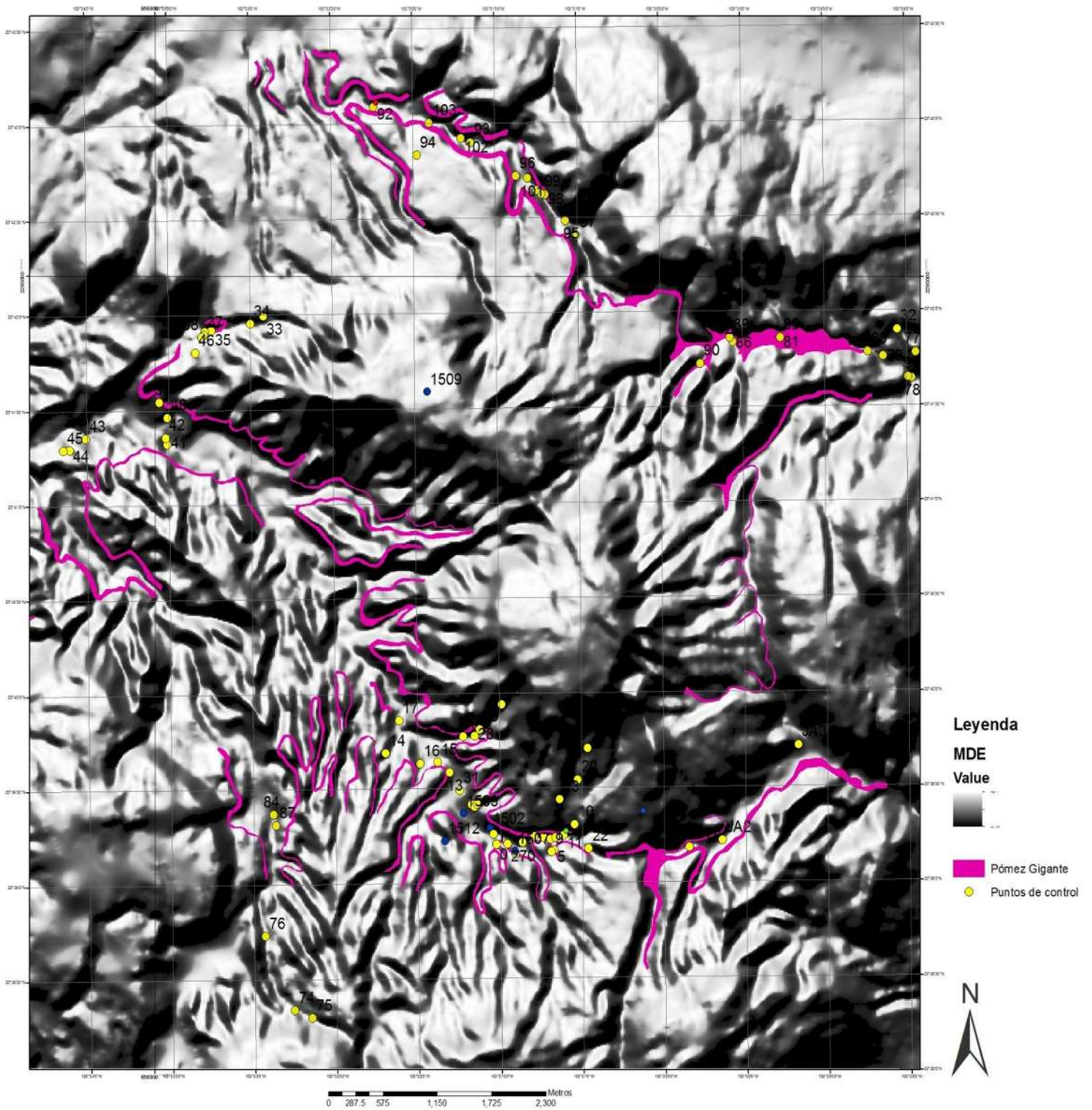


Figura 17. Mapa de distribución de la Pómez Gigante

9.2 Descripción del depósito Pómez Gigante (PG)

De acuerdo con la descripción detallada de los depósitos y la correlación de secciones (Fig. 14) se preparó un mapa geológico del interior de la caldera (Fig. 15). En este mapa se representan las unidades lacustres, el depósito de PG y los domos centrales Cerro Alto y Nejahuete. Con base en esta información se construyó una columna compuesta del depósito que consiste de la base a la cima de:

9.2.1 Depósitos de oleadas piroclásticas

Estas capas aparecen solamente en la secciones (PZ2, PZ3, PZ4 y PZ117) al Sur del domo central Nejahuete con un espesor de ~55 cm. Aquí afloran aparentemente 12 capas de color gris claro con estratificación plano paralela separadas por contactos erosivos (Fig. 18). Cada capa está compuesta por ceniza fina a media que consiste de vidrio y fragmentos de pómez. Al Microscopio Electrónico de Barrido el vidrio tiene formas aciculares (Figura 19).

Estas capas consisten de la base a la cima de:

- 1) Capa de arcillosa color ocre con espesor de 2 cm, que se encuentra sobreyaciendo la secuencia de Lacustre inferior.
- 2) Capa de ceniza gris muy fina con un espesor de 3 cm.
- 3) Capa de ceniza color gris tamaño de lapilli fino con un espesor de 1.5 cm.
- 4) Alternancia de capas de caída de ceniza pseudoestratificadas color gris con un espesor de 7 cm. Estas capas están intercaladas con oleadas piroclásticas laminadas color ocre de ceniza fina que se acuñan lateralmente.

- 5) Caída de pómez color gris claro a blanco masiva compuesta de pómez tamaño lapilli medio angulosa. La capa está mal clasificada con ceniza fina de matriz color gris claro, la secuencia se encuentra clasto soportada, con un espesor de 8 cm.
- 6) Paquete de oleadas de ceniza media color gris con estratificación cruzada e intercalación de láminas de lapilli fino de pómez blanca con un espesor que varía de 6 a 8 cm.
- 7) Capa de color blanco, con pómez de tamaño lapilli fino arcillosa con un espesor de 1 cm.
- 8) Capa de ceniza media a fina color gris pseudoestratificada con un espesor de 7 cm.
- 9) Capa color ocre con lapilli fino de pómez con un espesor de 0.5cm
- 10) Alternancia de capas de caída color gris de ceniza media a fina con oleadas piroclásticas laminadas color ocre de ceniza media a gruesa.
- 11a) Capas de oleadas piroclásticas color gris de ceniza fina a media con lentes de lapilli de pómez color gris con un espesor de 5cm.
- 11b) Capas de oleadas piroclásticas color gris de ceniza media a gruesa contacto superior erosivo con un espesor de 12cm. Estas capas subyacen al horizonte de PG.



Figura 18. Secuencia de alternancia de oleadas y caídas subyaciendo PG y sobreyaciendo Lacustre Inferior, sección PZ117.

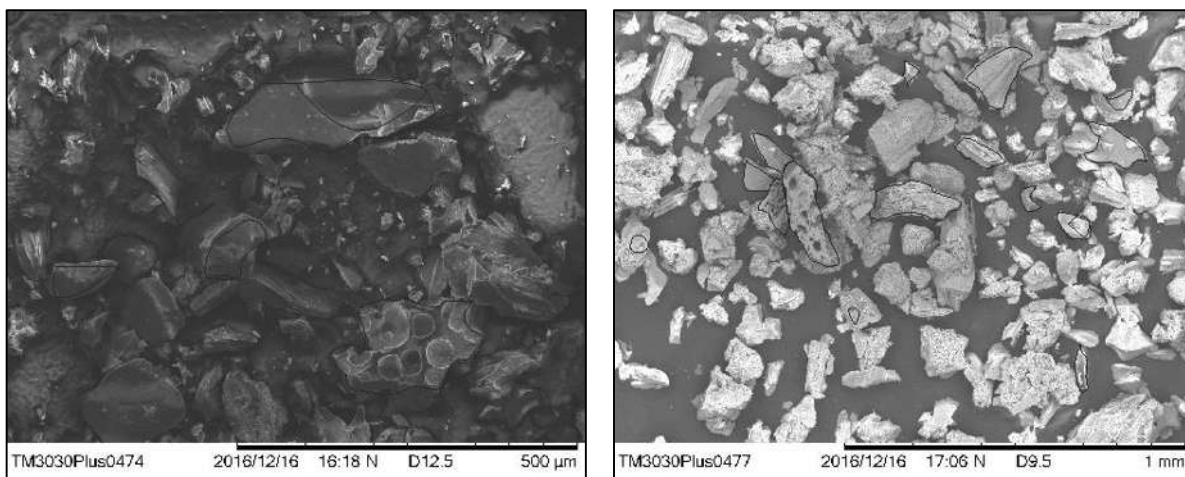


Figura 19. Morfología de partículas del depósito de oleadas piroclásticas subyaciendo PG. a) Oleada piroclástica 5: Los fragmentos de pómez tienen una vesicularidad esférica alta y muchos de los fragmentos de vidrio tienen formas planas (Fig.22a). b) Oleada piroclástica 11b): Presenta dos poblaciones de micro fragmentos una altamente vesicular esférica y la otra muy fibrosa, así como fragmentos de vidrio acicular; Estas características morfológicas de las partículas en el vidrio son el diagnóstico de interacción explosiva magma-agua [Heiken y Wohletz, 1985].

En otras secciones los depósitos de oleadas piroclásticas descritos aparecen con espesores de ~65 cm al sur del domo Nejahuete en secciones (LP1502, LP1503, LP1504, LP1507 y LP1512). Aquí afloran al menos tres capas pseudoestratificadas (C4, C5 y C6) de color gris claro compuestas de ceniza fina a gruesa y láminas entre las capas de color ocre y ceniza fina con gradación normal(Fig. 20). Los componentes de estas capas son en orden de abundancia son de lapilli de pómez subangulosas (blanca y vítrea), cuarzo, vidrio, líticos oscuros, líticos juveniles y líticos alterados hidrotermalmente.

Estas capas consisten de la base a la cima de:

- C6: La capa presenta un espesor de ~30 cm. con una abundancia de pómez (66.94%), líticos (28.01%) y vidrio (7.05%). La pómez presenta bloques color blanco (33%), bloques color beige (52%), pómez en trizas blancas (7%), pómez en trizas beige (8%) (Fig. 20C).
- C5: La capa presenta un espesor de ~18-20 cm. Consiste de pómez (66.5%), líticos (25.06 %) y vidrio (8.35 %). La pómez ocurre en bloques blancos (18%) y pómez blanca en trizas (13%), pómez en bloque beige (46%) y pómez beige en trizas (23%) (Figura 20B).
- C4: La capa presenta un espesor de ~25 cm. Consiste de pómez (88%), líticos (7.5%) y vidrio (4.3%). La pómez aparece como bloques blancos (87%) y pómez blanca en trizas (13%) (Fig. 20A).

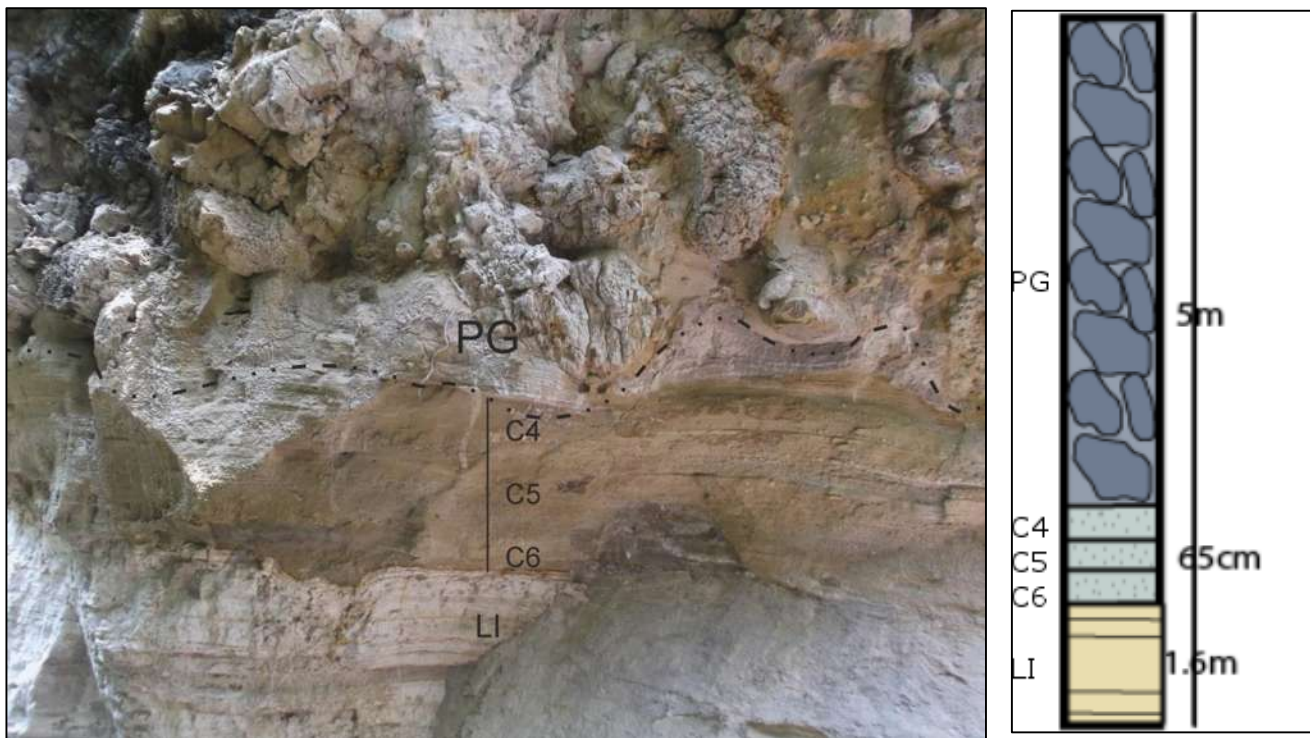


Figura 20. Depósitos de caída, subyaciendo PG, sección LP1502.

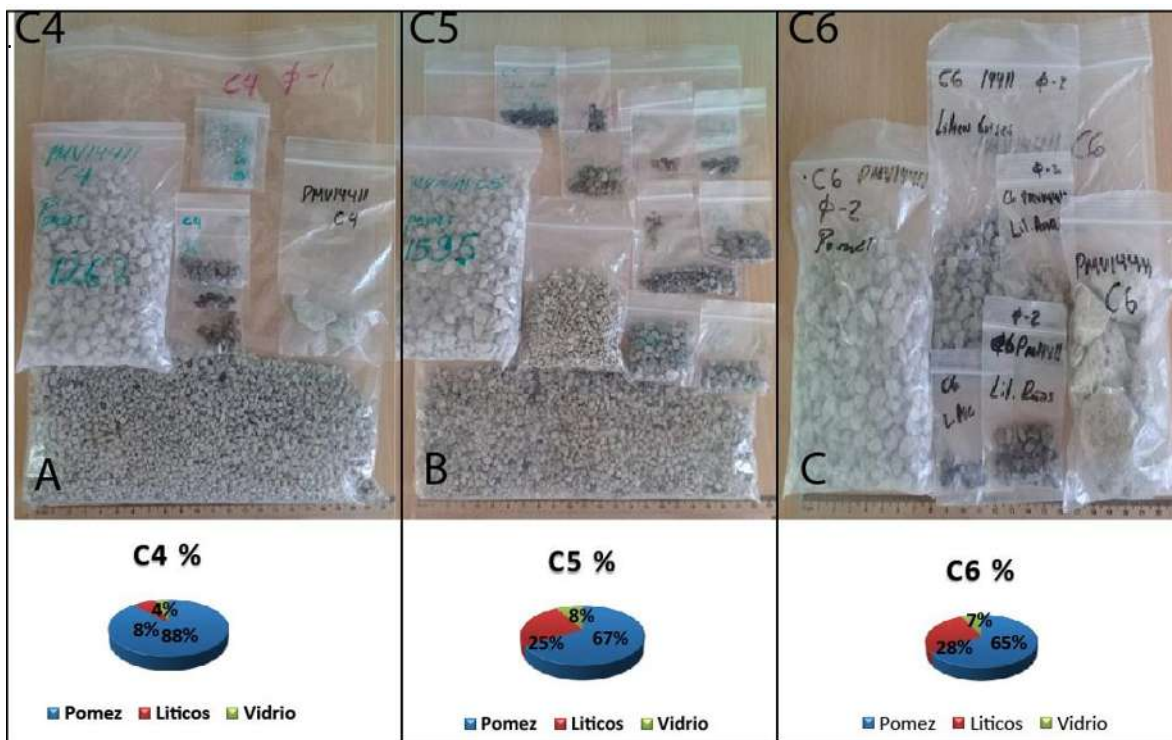


Figura 21. A) Componentes C4 pómez (88%), líticos (7.5%) y vidrio (4.3%), B) componentes C5 pómez (66.5%), líticos (25.06%) y vidrio (8.35%), C) componentes C6 pómez (66.94%), líticos (28.01%) y vidrio (7.05%).

9.2.2. *Pómez Gigante*

El horizonte de la PG está expuesto al interior de la caldera de La Primavera alrededor de domos centrales Nejahuete y Cerro Alto. Este depósito cubre un área de $\sim 66 \text{ km}^2$ en la cual se realizaron 30 secciones estratigráficas. Este horizonte se puede reconocer muy fácilmente porque es de color blanco a gris claro y de aspecto masivo en su parte inferior. Los espesores más importantes de la PG ocurren en la zona central de la caldera (~ 4 a 12 m) al sur de los domos Nejahuete y Cerro Alto secciones (LPZ03, LPZ07, LPZ12, PZ2, PZ3, PZ4, PZ5 y PZ41). Los bloques de pómez en el depósito presentan diámetros de 0.3 hasta 6 m . Estos bloques están soportados por una matriz masiva o laminada de ceniza fina. La matriz aparece deformada en diversos sitios alrededor de los bloques de pómez.

En la porción sur de la caldera, el horizonte de PG está expuesto entre los domos Chapulín al este, Tule y Culebrado al sur y Pedernal al oeste (Fig. 15). El depósito se caracteriza por tener un espesor de $\sim 8.5 \text{ m}$ (sección PZ0) con bloques con tamaños de 20 a 80 cm (Fig. 22), aunque algunas secciones llegan a medir hasta 1.5 m (sección PZ117) (Fig. 23). Algunos bloques aislados de PG en el margen sureste del lago que llegan a medir 3.8 m sección PZ64 (Fig. 24b) y margen suroeste 6 m sección (PZ35) (Fig. 24a). Los bloques en la sección sur central (sección PZ0) están de angulares a subredondeados ya sea soportados por la matriz de ceniza fina o en contacto grano a grano. La mayoría de los bloques presentan una superficie botroidal. En esta zona los bloques representan hasta 80% con respecto a la matriz. La matriz está compuesta por material fino que incluye ceniza fina y diatomita (Figura 22).

Para la parte superior del depósito principal en sección (PZO) el horizonte de PG se encuentra sobreyacido por una capa color blanco que se encuentra de masiva a laminada en contacto erosivo con bloques de PG que se encuentran más dispersos y subredondeados (Fig. 25).

Los bloques de PG presentan superficie botroidal e internamente presentan textura columnar signo de bordes de enfriamiento (Fig. 26).



Figura 22. Sección PZO región central de la Caldera de la Primavera, sur de domo Nejahuete espesor de PG ~8.5m. Bloques representan un 80% y matriz de PG un 20%; bloques de PG subredondeados a angulares.

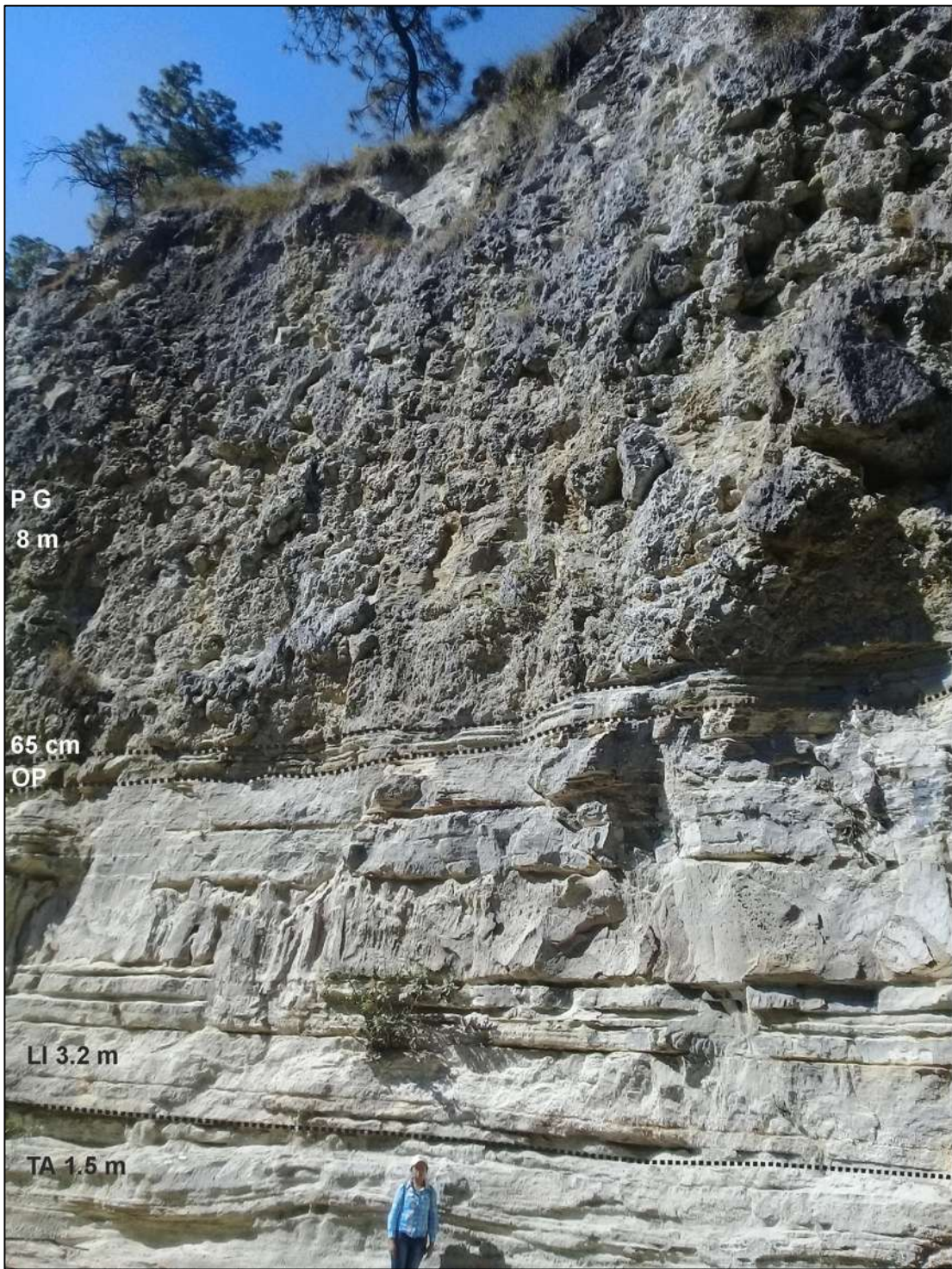


Figura 23. Sección completa PZ117 de abajo hacia arriba: Oleadas piroclásticas de Toba Tala (Ta), secuencia lacustre inferior (SLI), oleadas piroclásticas, (OP), Bloques de PG 8m (Bloques de hasta 1.5m).

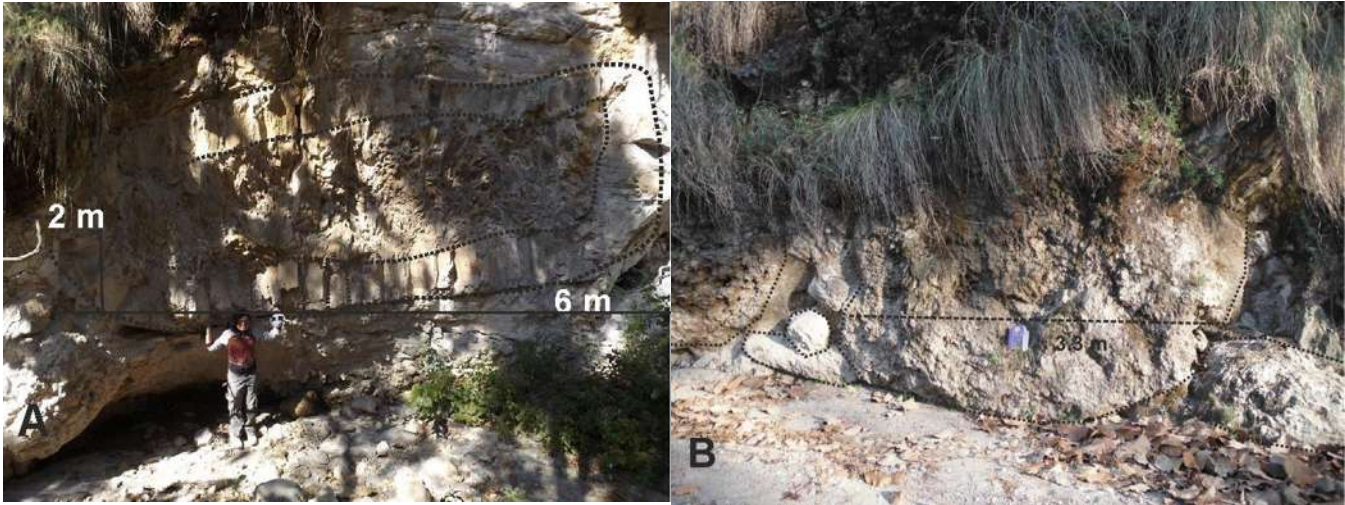


Figura 24. Bloques aislados de gran dimensión. A) Bloque de PG de 6m con coraza y textura columnar. Sección PZ35. B) Bloque de PG de 3.8 m textura botroidal sección PZ64.

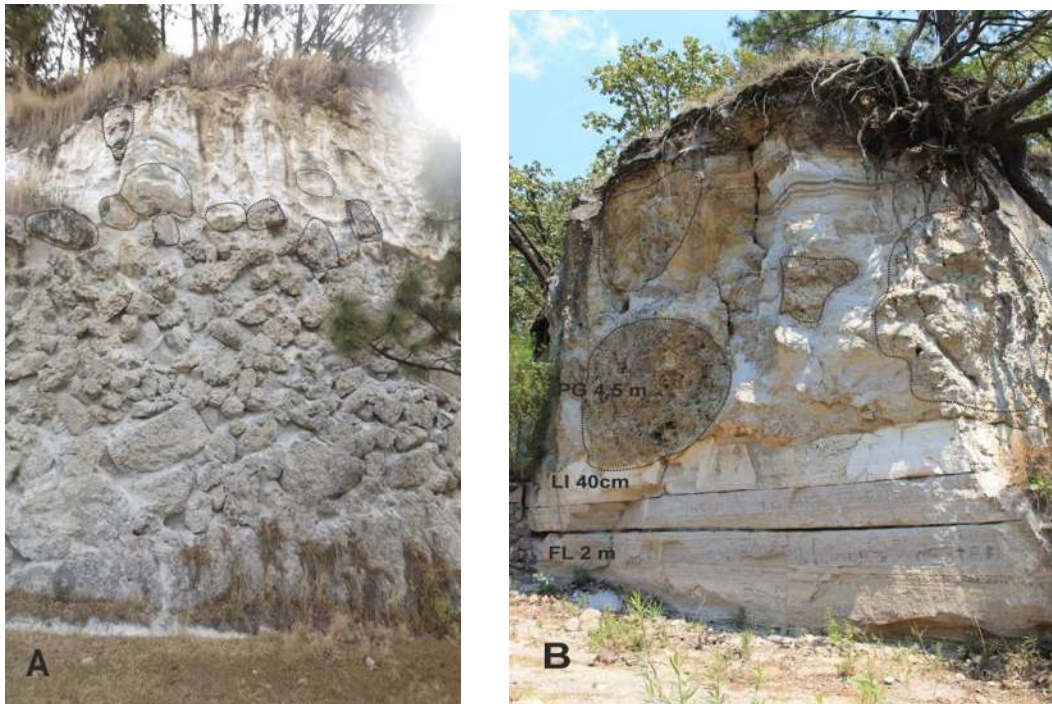


Figura 25.- A) Sección PZ0 zona central de la caldera, la parte superior del depósito de PG se encuentran clastos más dispersos y subredondeados. B) Sección PZ111 para la zona norte de la caldera los Bloques de Pómez muy redondeados y 60 a 70 % de matriz lacustre, lo subyacen depósitos de fluviales.



Figura 26. Texturas de bordes e interiores de bloques de PG: (A, B y C) Líneas punteadas en azul delimitan a un bloque de PG con textura columnar, en líneas rosa se delimita bloques con superficie botroidal o también conocido como corteza de pan. D) Bloque de PG en contacto con lava afírica de domo Cerro alto. E) Bloque angular con textura interna columnar.

9.3 Edad de los depósitos

Los primeros fechamientos de la PG fueron realizados por Mahood y Drake (1984) con el método K-Ar en cristales de sanidino obteniendo un rango de edad de 103.8 a 122.2 ka \pm 10 ka. Estos mismos autores fecharon el domo central Nejahuete con el mismo método K-Ar en sanidino y vidrio obteniendo un rango de edad entre 101.8 y 128.7 ka \pm 10 ka.

Con la finalidad de obtener una edad más precisa de la PG en este trabajo se prepararon cinco muestras para la separación de circones. Estas muestras fueron analizadas con el método $^{238}\text{U}/\text{Th}$ (Bernal et al., 2014). Las edades obtenidas aparecen en la tabla (Fig. 27) y sus isócronas para edad de cada una (Fig.28).

Muestra	Domo	Coordenadas UTM		Edad (ka)
LPZ0	Pómez Gigante Sección Tipo	653611	2284486	89.871
LPZ10	Lava lateral al SE domo central NH	654435	2284683	59.2
LPZ29	Domo central NH sección basal	653429	2285604	91.25
LPZ30	Domo central NH sección superior	653663	2285849	88,957
LP1506	Flujo Piroclástico centro de la caldera			81.5
*NH= Nejahuete				
*SE= SUR-ESTE				

Figura 27. Lista de edades de las unidades determinadas por método Ur/Th en circones.

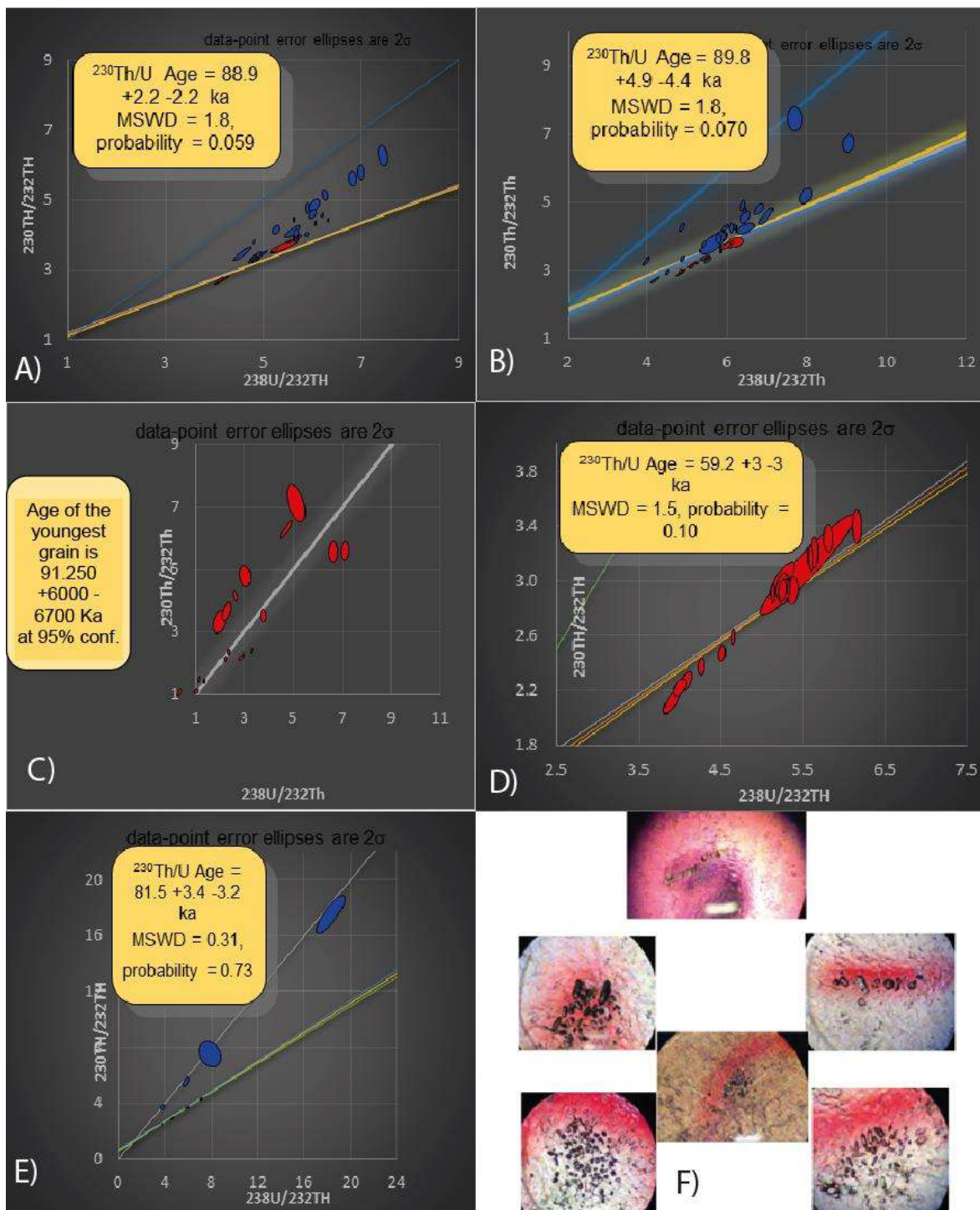


Figura 28. Isócronas de las edades de las muestras para este trabajo. A) Isócrona para la muestra PZ30 edad de 88.9 ka. B) isócrona para la muestra PZ0 edad de 89.8 ka. C) isócrona para muestra LPZ29 edad de 91.25 ka. D) isócrona para muestra LPZ10 edad de 59.2 ka. E) isócrona para muestra LP1506 edad de 81.5 ka. F) circones para las diferentes muestras en MEB.

9.4 Granulometría de los depósitos

9.4.1 Depósitos de oleadas piroclásticas

El análisis granulométrico de los tres depósitos de oleadas piroclásticas que subyacen al depósito de la PG se realizó para las muestras C4, C5 y C6. Los resultados obtenidos del análisis granulométrico muestran que el depósito tiene una distribución bimodal con enriquecimiento en las fracciones finas (Fig. 29). La muestra C4 presenta un histograma granulométrico bimodal con enriquecimiento en fracciones gruesas, con modas en -2, -1 y 0 ϕ . Este tipo de distribución unimodal (C5 y C6) es típico de depósitos de caída aunque como se mencionó antes estas capas fueron depositadas en agua. En cambio la muestra C4 presenta un histograma bimodal que tiene más aspecto al de las oleadas piroclásticas.

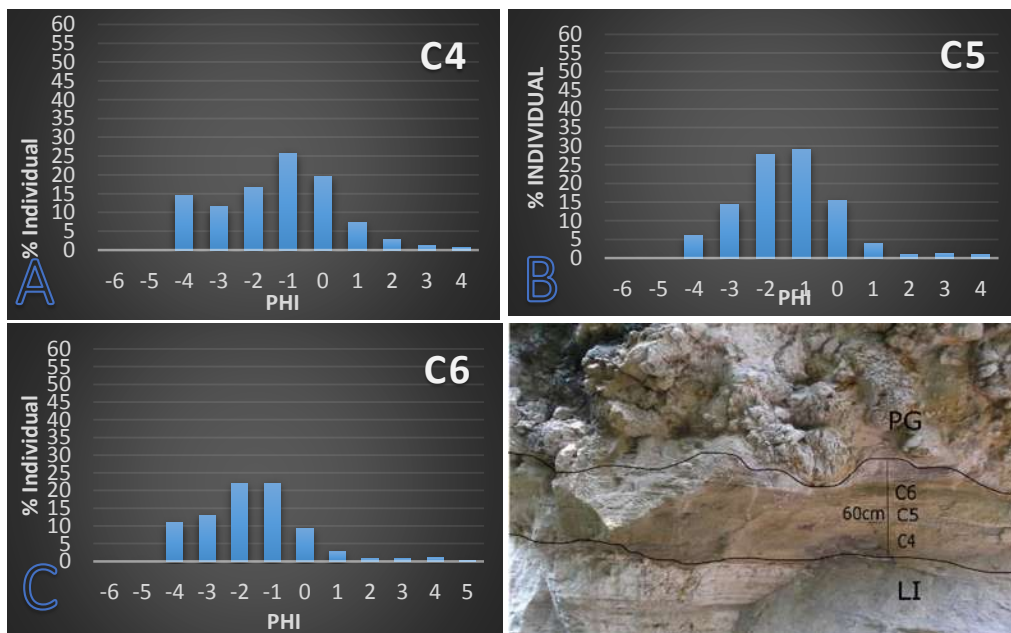


Figura 29. Histogramas de frecuencia de los depósitos de oleadas piroclásticas (C4, C5 y C6).

9.4.2 Matriz de la PG

El análisis granulométrico de la matriz de la PG se realizó para la unidad del depósito de la PG para las muestras de la sección (PZ10) en la zona central este sección (PZ33) para la zona noroeste al interior de la caldera. Los resultados obtenidos del análisis granulométrico

muestran que el depósito tiene una distribución polimodal con enriquecimiento en las fracciones finas. La matriz del depósito tiene tamaños de ceniza fina ($>11\phi$) hasta lapilli medio (-1ϕ). Las variaciones en la matriz del depósito fueron estudiadas en dos sitios distintos separados 5.7 km de distancia entre las secciones (PZ10 y PZ33). Los resultados indican que no existen diferencias significativas entre las muestras PZ33 Y PZ10. La moda principal está en la fracción $+2\phi$ y representa el 65.5 % de la matriz con otros picos en las fracciones 8, 9 y 10ϕ ($<5\%$). Para la muestra Z33 se observan picos en las fracciones (0 y 2ϕ) que representa $<20\%$ del depósito. La distribución polimodal mostrada en (Fig.30) es inusual dado que algunas fracciones no están representadas en el depósito. Aparentemente tendrían una distribución polimodal sin embargo, esto es debido a que fueron emplazadas en agua y los componentes tienen distintos orígenes esto es típico de las Corrientes Piroclásticas de Densidad PDC (de acuerdo con Walker, 1971)(Fig. 31).

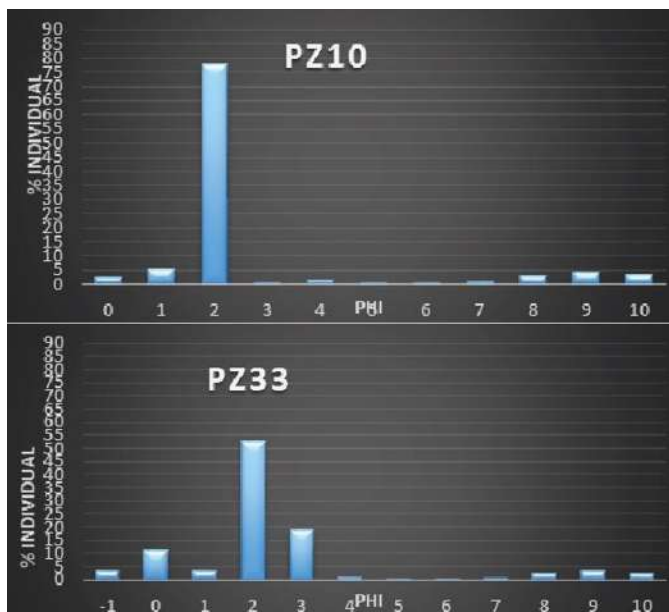


Figura 30. Histogramas de distribución granulométrica de la matriz del depósito de la PG de ceniza fina ($>11\phi$) hasta lapilli medio (-1ϕ).

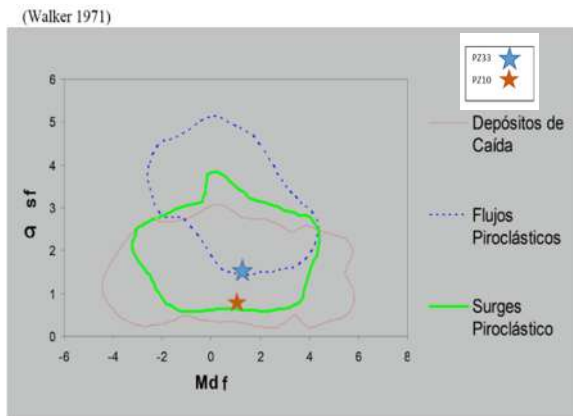


Figura 31. Las muestras presentaron una distribución polimodal, de acuerdo a su no de selección y su mediana la muestra PZ10 Y PZ33 caen dentro de los flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas de acuerdo al diagrama de Walker, 1971).

9.4.3 Pómez Gigante

El análisis granulométrico del depósito de la PG se realizó para sitios ubicados en la zona centro oriental de la caldera, el análisis de fotografías para este método granulométrico permitió conocer los siguientes parámetros (Fig. 32).

- No. de phi de c/bloque de P.G: Esto es una estimación del no. de phi que tendría cada bloque si se hiciera un tamizado en laboratorio en seco.
- Orientación del diámetro (mayor y menor): Esto nos representa la estimación del no. de phi aparente en el afloramiento y phi real.
- Orientación de diámetro en grados: Esto nos representa el no. de phi del clasto y la orientación que tiene en grados, esto puede indicarnos la dirección o la imbricación.
- La posición en (X y Y) de c/bloque: la posición en coordenadas nos permite identificar cada bloque en la fotografía con su respectivo no. de phi (Fig.33 A).

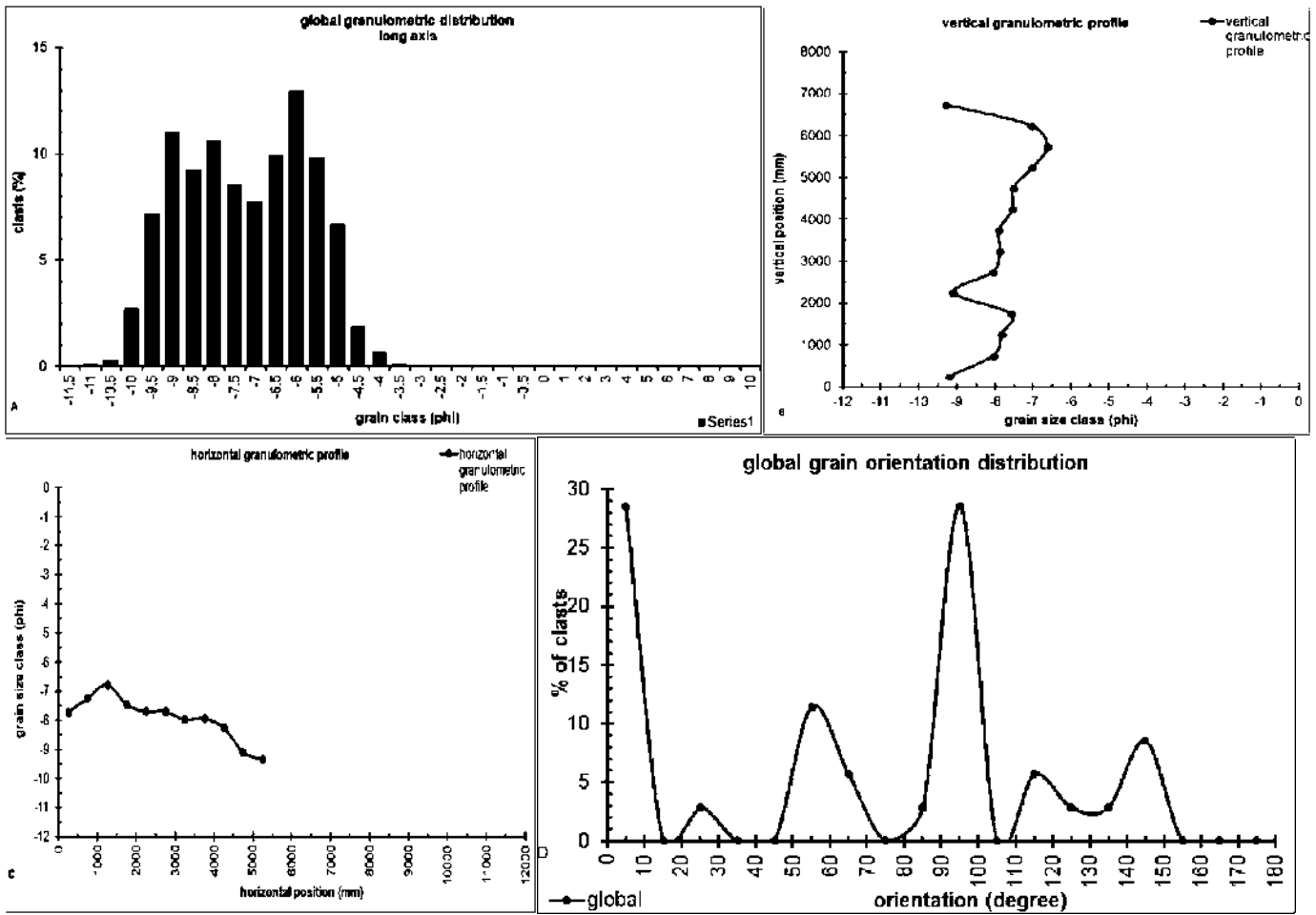


Figura 32. A) Grafica que representa el diámetro de las partículas (phi) del afloramiento. B) Esta grafica muestra el no. de Phi con respecto a su orientación en eje de las Y en la fotografía. . C) Esta grafica muestra el no. de Phi con respecto a su orientación en eje de las X en la fotografía. D) La grafica muestra el no. phi de cada clasto y la orientación en grados de cada clasto es decir si se gira.

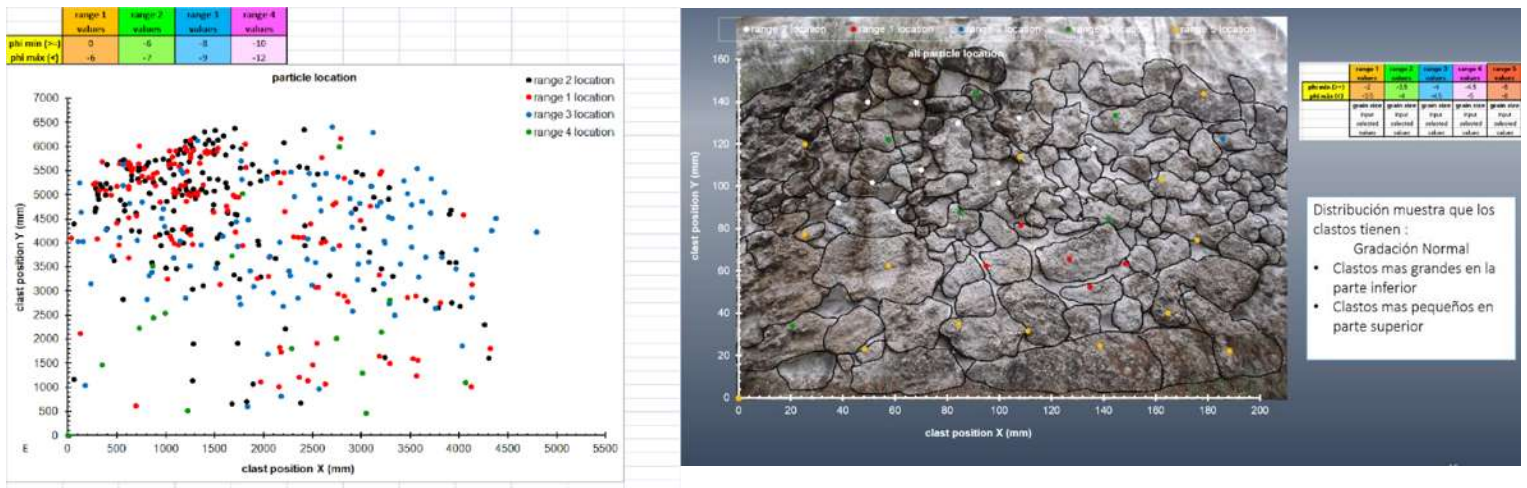


Figura 33. Sobreponiendo la gráfica de la figura 32 E) a la fotografía del afloramiento, podemos ubicar gráficamente la posición del clasto y su no. de phi.

9.5 Densidad y Vesicularidad

Se obtuvieron datos de densidad para cuatro muestras de Pómez Gigante (PZ0, PZ35, PMVO y PZ114) por el método de diferenciación de volumen propuesta por Gardner et al (1996).

Los resultados obtenidos muestran que la densidad de los fragmentos de pómez varía de 844.78 a 594.30 kg/m³, con una densidad promedio de 733.5 kg/m³. Este valor de densidad

en los fragmentos de pómez corresponde a un rango de vesicularidad de 67.5 a 71.79%.

Estos valores sugieren un índice de vesicularidad promedio de 71.78% que es alto de acuerdo

a los porcentajes propuestos por Houghton y Wilson (1989) (Fig. 34). Estos valores de

densidad pueden compararse con los valores de densidad para bloques de Pómez Gigante

del lago intracaldera Taupo en Nueva Zelanda que presenta bloques de Pómez Gigante con

un tamaño >10m con una densidad promedio de 815 kg/m³(White et al., 2016).

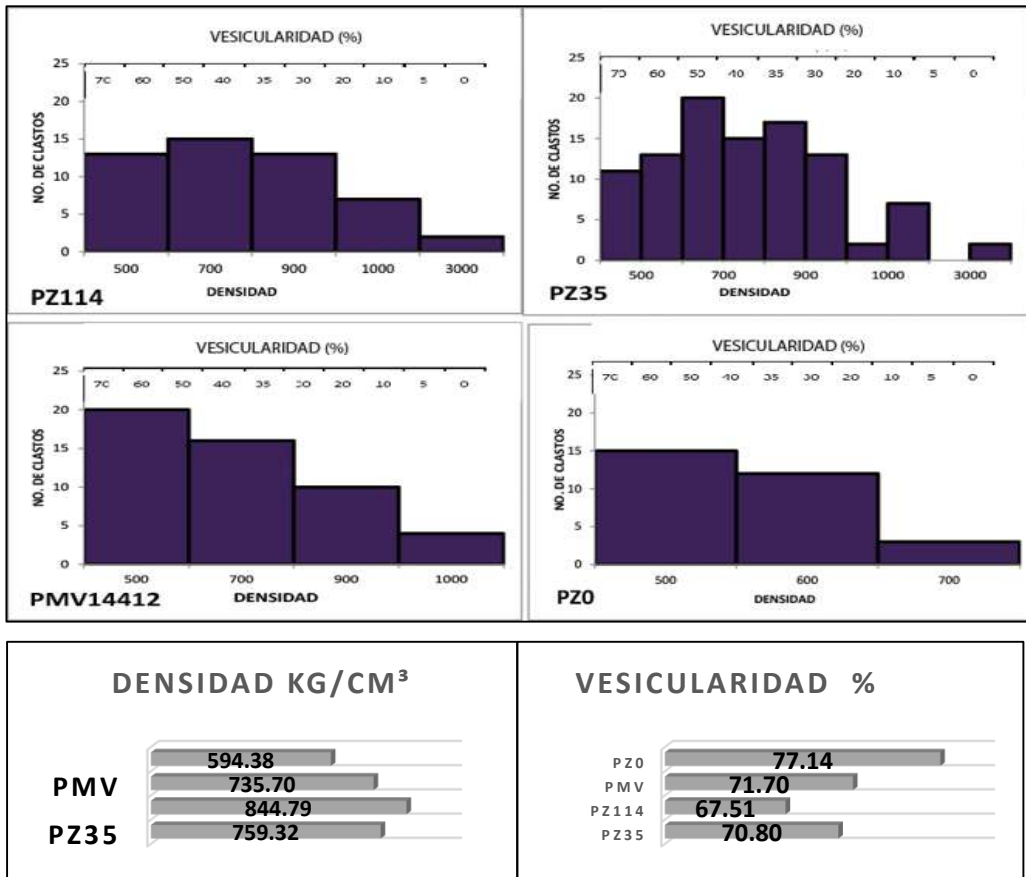


Figura 34. La variación de densidades indican dos tendencias para los fragmentos de pómez de las secciones en la parte norte muestras. Las muestras PZ114 y PZ35 presentan mayor no. de clastos con densidades entre (700 y 900 kg/cm³). Las muestras PMV y PZ0 presentan mayor no. de clastos con densidades entre (500 y 700 kg/cm³). Lo mismo ocurre para los resultados de vesicularidad que es mayor en muestras de la zona sur con respecto a la zona norte.

9.6 Análisis petrográfico

Se analizaron 23 secciones delgadas de los depósitos de Pómez gigante (PG), domo Nejahuete (NH) y de las oleadas piroclásticas (OP). En general la PG está vesiculada (muestras PZ0, PZ10 y PZ70) predominado vesículas irregulares y fibrosas. Las muestras tienen una textura hipocristalina e inequigranular. Su asociación mineralógica está compuesta de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y menos abundantes cuarzo y piroxeno. La plagioclasa (plg) se observa como fenocristales y microfenocristales, de forma euédral-subédral, con bordes reabsorbidos, con maclado Carlsbad (Figura 35 y 36).

Las muestras del Domo Nejahuete presentan texturas con bandas son hipocristalinas e inequigranulares. La asociación mineralógica de estas muestras está compuesta de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, sanidino, cuarzo y piroxenos con inclusiones de óxidos de titanio aparentemente Rutilo. Las muestras contienen esferulitas agrupada en bandas con diámetros variables (50μ -100μ). La plagioclasa aparece como fenocristales con maclado polisintético a Carlsbad para todas las láminas de NH (PZ30). Los óxidos se encuentran como microlitos y microfenocristales con bordes corroídos (10% vol.) y matriz (75% vol.) (Figura 37 e-f-g-d).

Petrográficamente las rocas de PG y domo Nejahuete se clasifican ambas como ríolitas.

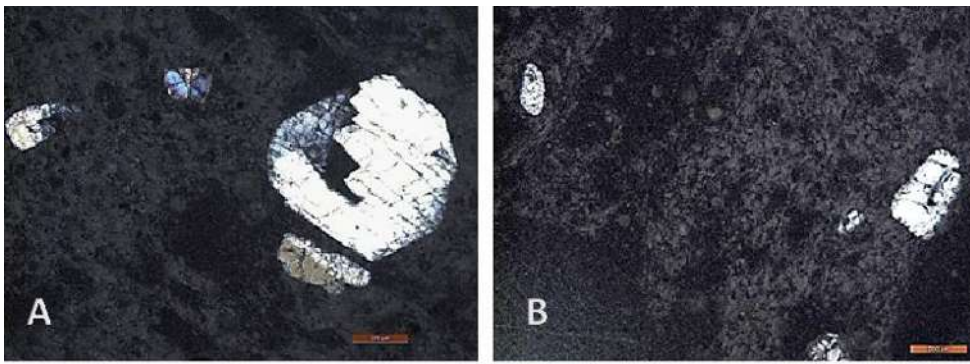


Figura 35. Microfotografías de muestras del depósito PG de las secciones (PZ0 y PZ77). En A y B se observan fenocristales de plagioclasa (pgl), de forma subhedral, con maclado Carlsbad y bordes corroídos y fracturados. En A se observa cuarzo (qz).

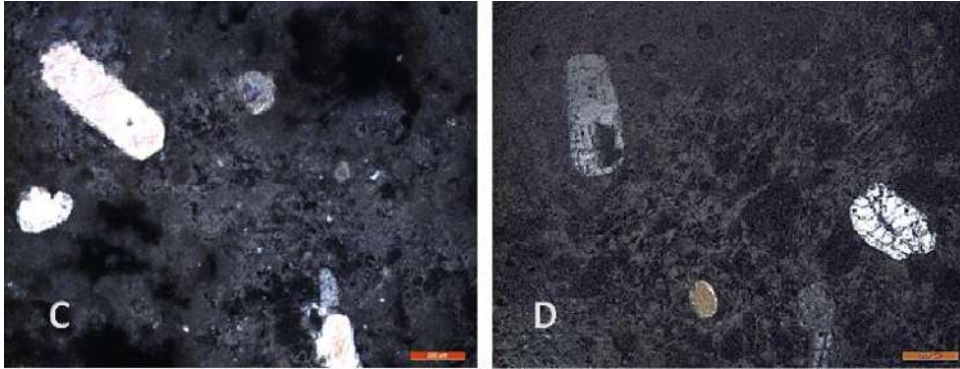


Figura 36. Microfotografías de Unidad de PG de las secciones (PZ0, PZ77). En c) se observan dos fenocristales de plagioclasa (pgl), de forma subhedral, con maclado Carlsbad y bordes corroídos y fracturados, también aparece un fenocristal de sanidino (sn). En d) se observan dos fenocristales de plagioclasa (pgl) de forma subhedral y euhedral y un microcristal de piroxeno. (prx).

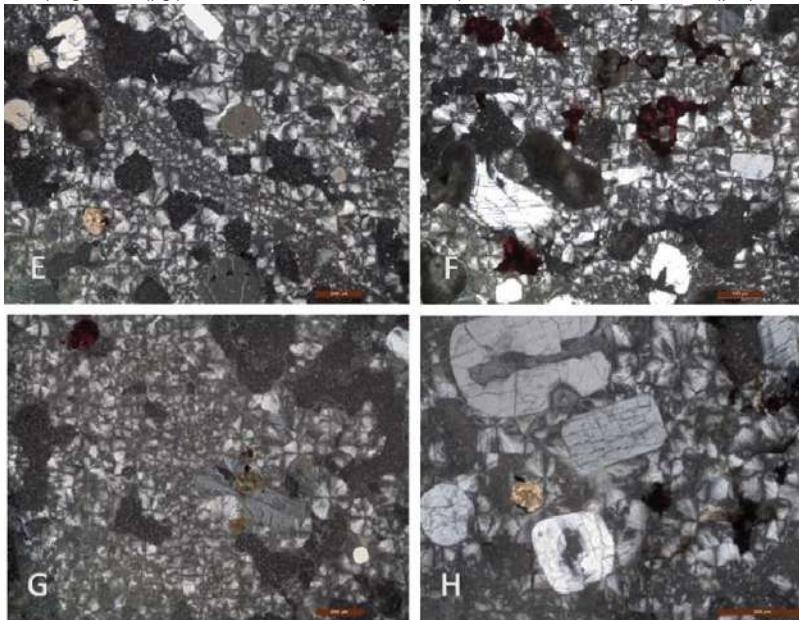


Figura 37. Microfotografías de muestras de domo Nejahuete de la secciones (PZ30) con una textura esferulítica y bandeada. En las cuatro láminas se presenta la misma asociación mineralógica de fenocristales de plagioclasas (pgl) en forma subhedral y euhedral. Microcristales de ortopiroxenos (opx) en E, G y H en forma subhedral. En H y E se observan fenocristales de cuarzo (qz). Se observan óxidos en (F, G y H).

9.7 Análisis Químicos de las rocas

Se realizó el análisis químico de seis muestras de las diferentes unidades de la secuencia que corresponden a: dos muestras de PG (PMV1412a), tres muestras de los depósitos de oleadas piroclásticas (C4, C5 y C6), dos muestra del domo Nejahuete (PZ29) , una del domo Cerro Alto (LP1509), una de un flujo de lavas y una de un flujo de lavas. Los resultados de los análisis se calcularon en base anhidra y se

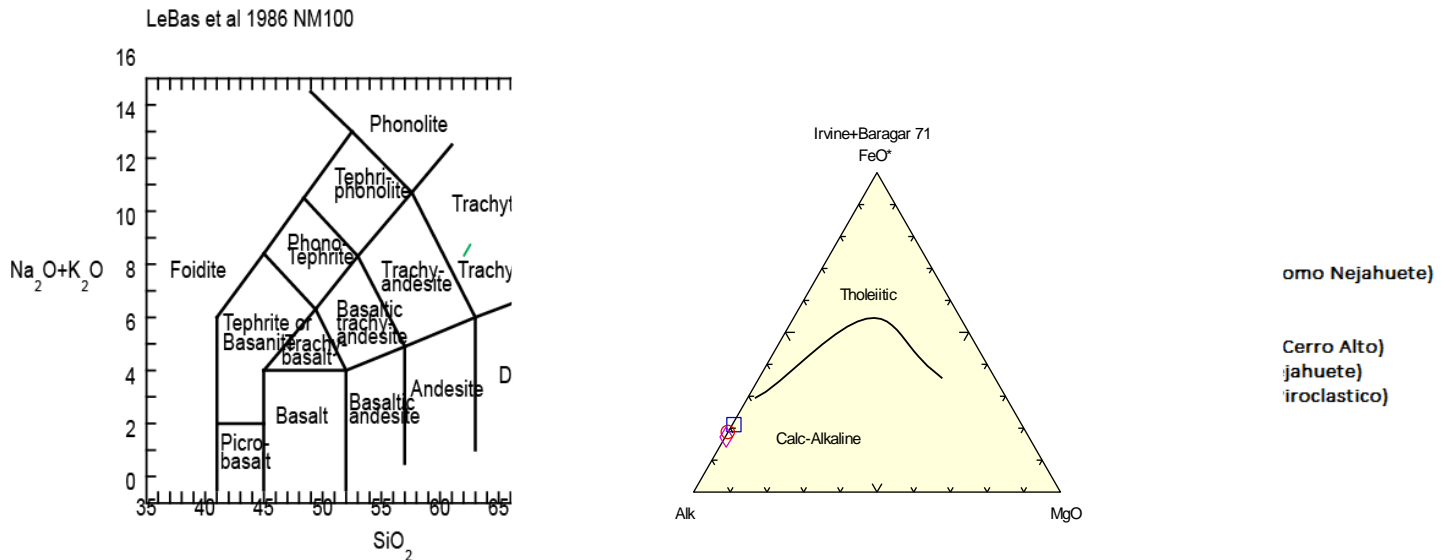


Figura 38. A) Diagrama de Álcalis total (Na2O

(PZ29), CA (LP1509) Y paquete de oleadas (C4

9.7.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son

concentraciones ellos controlan

petrogenéticos en las rocas a partir de fundidos. Ellos también controlan propiedades tales como viscosidad, densidad, difusividad, etc., en magmas y rocas.

En el diagrama de sílice contra álcalis totales (TAS, por sus siglas en inglés, Total Alkalies vs Silica, de le Bas et al., 1986) y SiO₂ Vs K₂O las rocas se clasificaron principalmente como ríolitas con un rango de composición muy estrecho entre 76% y 78% de peso en sílice (Figura 38a).

Las variaciones en el contenido de sílice entre las muestras (75.8 a 76.7%) para PG, (76.8%) para domo Nejahuete (NH) y lava más joven de Nejahuete (77.8%), (77.5%) para los depósitos de oleadas piroclásticas C4 (77.3 %), C5 (77%) Y C6 (76.6%); para domo Cerro Alto (CA) y (76.4%) (Fig. 38a). Independientemente del contenido de SiO_2 , todas las muestras analizadas presentan una afinidad calco-alcalina en el diagrama de AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2) (Fig. 38b).

En los diagramas tipo Harker se puede observar algunos separación de grupos como (PG, domo Nejahuete y Cerro Alto), (oleadas piroclásticas) y (flujo piroclástico y lava joven de Nejahuete). En los diagramas se pueden apreciar varias tendencias del comportamiento de elementos con respecto a la sílice. En estos diagramas se observa que existe un ligero empobrecimiento en CaO y Na_2O_3 de las oleadas piroclásticas a PG y domo Cerro Alto y Nejahuete (figura 39). También se puede observar un empobrecimiento de Al_2O_3 que contiene oleadas y PG con domos Nejahuete y Cerro Alto. Se observa también un enriquecimiento de Fe_2O_3 y TiO_2 para PG y domos centrales con respecto a las oleadas piroclásticas. Para muestras como LP1506 del flujo piroclástico y de PZ10 lava joven de Nejahuete se observa que todas las otras muestras muestran un enriquecimiento en todos los elementos con respecto a estos.

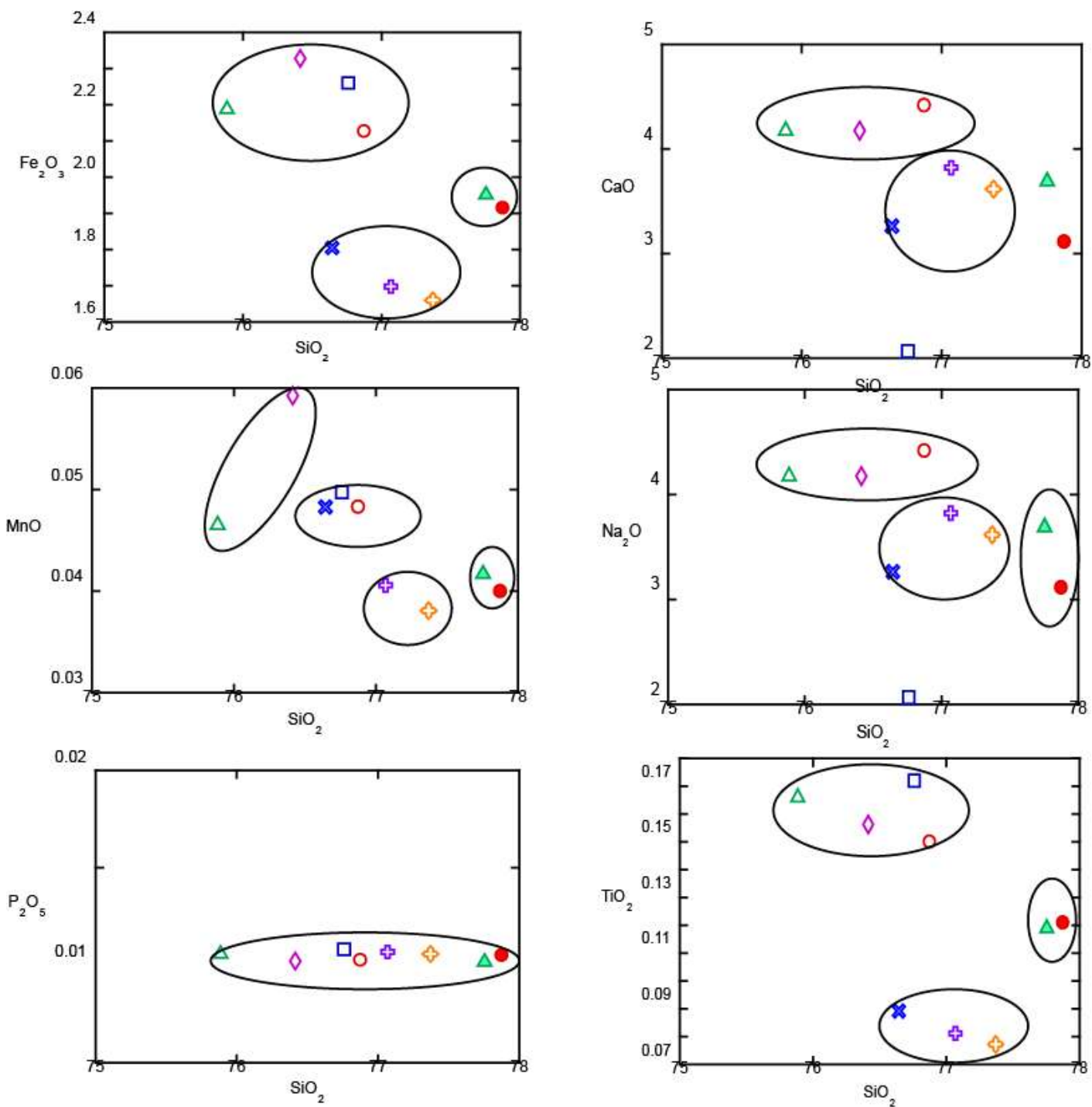


Figura39. Diagramas de variación de Harker (Sílice vs elementos mayores) de las muestras analizadas.

9.7.2 Tierras Raras

Al graficar los datos de elementos traza y tierras raras en el diagrama de tipo Spider normalizado a los valores del Manto Primitivo (Sun y Mc Donough. 1989) (figura), se puede observar un enriquecimiento en elementos incompatibles, con picos positivos de U, Cs, Pb, Nd y Zr y picos negativos en Ba, Nb, Eu y Dy además de una anomalía negativa en Sr (Figura 40). En el diagrama de tierras raras (REE; Fig. 41) se observa un comportamiento en dos grupos (PG, NH y CA) y (C4, C5 y C6,), todas las muestras tienen un enriquecimiento general en tierras raras ligeras, con valores mayores a 10 y una anomalía negativa en Eu. En ambos diagramas se puede apreciar que existe un comportamiento plano desde Disprosio (Dy) hasta Lutecio (Figura 41).

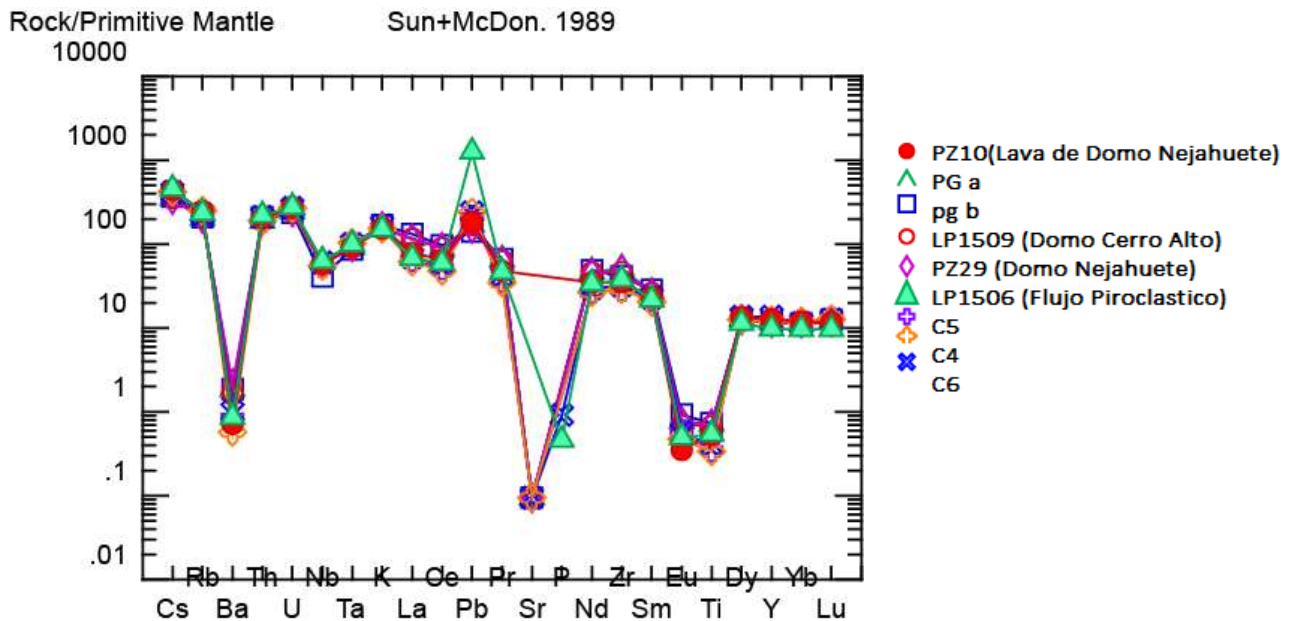


Figura 40. Diagrama de multielementos con valores normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Cerro Alto (CA), Pómez Gigante (PG), Nejahuete (NH) y Oleadas piroclásticas (C4, C5 y C6).

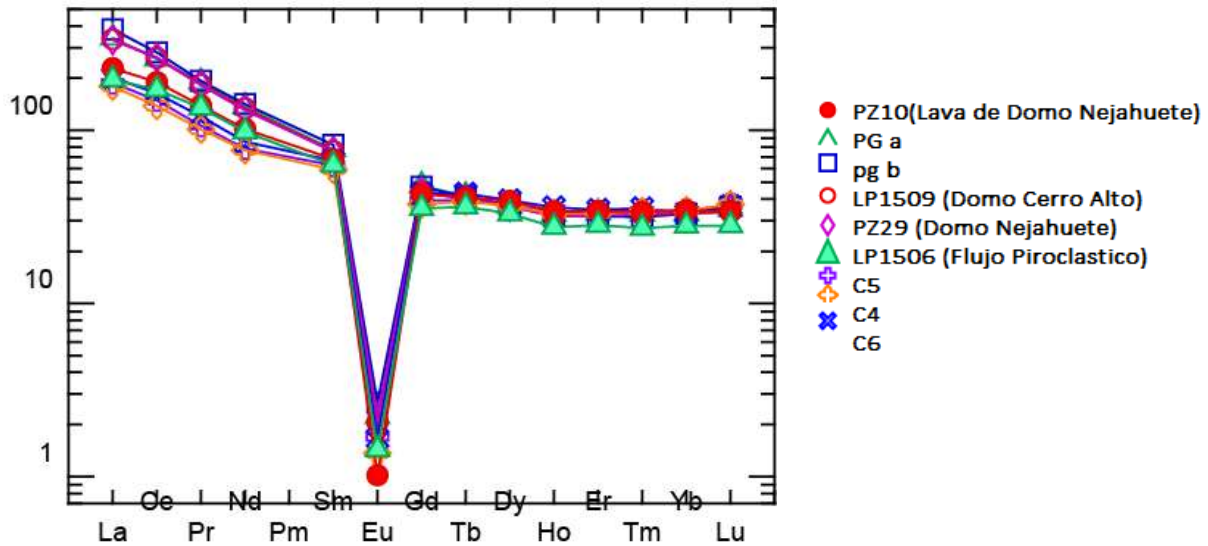


Figura 41. Diagrama de REE normalizados con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Cerro Alto (CA), Pómez Gigante (PG), Nejahuete (NH), Oleadas (C4, C5 y C6) y flujo piroclástico (LP1506).

9.8 Análisis de diatomeas

Se analizaron 4 muestras de matriz de Pómez Gigante de las secciones (PMV112A, PZO) y solo para la muestra (PMV112A) se encontraron 3 valvas de diatomeas: *Cyclotella meneghiniana*, *Denticula* sp. y *Navicula*. La muestra fue tomada en la parte inferior del estrato PG. En las otras 3 muestras solo se observó vidrio sin evidencia aparente de diatomeas (Fig. 42).

La interpretación paleoambiental de estas especies sugiere un cuerpo de aguas bajas, de 3 a 10m aproximadamente, con una concentración iónica alta y un cinturón de macrofitas alrededor del paleolago. Alcalinidad de 7 aprox.

No había mucha turbidez pero la profundidad permitía el desarrollo de especies planctónicas.

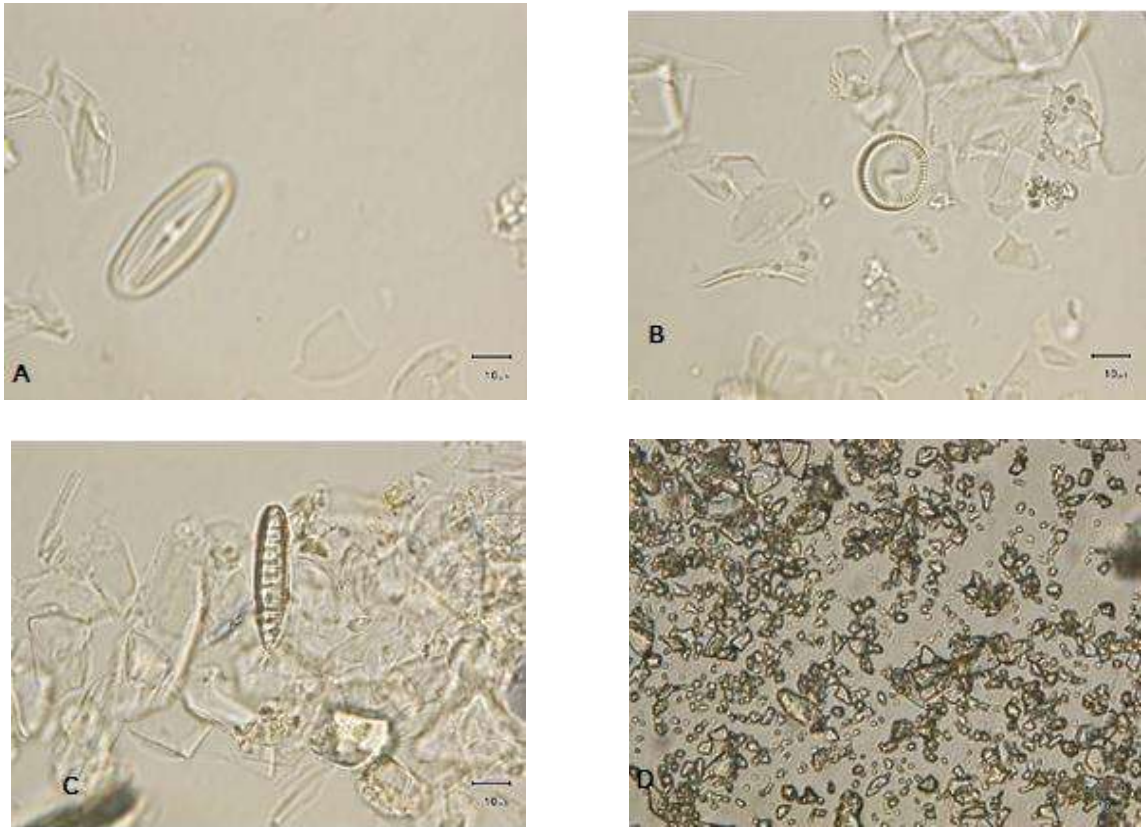


Figura 42. Microfotografías de 3 valvas de diatomeas encontradas en la matriz de PG. En la foto A se puede observar una valva de *Navicula* Sp. En foto B se puede observar una valva de *Cyclotella meneghiniana* Sp, en foto C se observó *Denticula* Sp. Y en foto D se observó una lámina de la matriz vítrea sin diatomeas.

Capitulo X

DISCUSIÓN

La caldera de La Primavera se formó hace aproximadamente 95ka (Mahood, 1980 y 1981; Walker et al., 1981) mediante una erupción explosiva que emplazó corrientes piroclásticas de densidad en todas direcciones (Toba Tala). Esta erupción generó un volumen aproximado de magma de 20 km³ según Mahood (1980) y 23 km³ según (Wright et al., 1981). La emisión súbita de esta cantidad de magma generó el colapso de la parte superior de la cámara magmática y su colapso sucesivo de acuerdo con estos autores. Este colapso provocó una depresión de 11 km de diámetro dentro de la cual se depositó la Toba Tala con espesores mínimos de (0.5 a 70 m) y fuera de la caldera hasta distancias identificadas de (200 a 700 m). Sucesivamente al colapso el agua de los acuíferos locales alimentó la formación de un lago en la depresión calderica con intensa sedimentación fluvio-lacustre sobre el depósito Toba Tala. De acuerdo con Mahood (1980), Clough, et al., (1981) hace aproximadamente (95 ka y 75 ka) el horizonte de PG se formó por el desprendimiento de la cubierta pumicitica de domo sur central Nejahuete emitió una pómez subacuática de composición riolitica en el lago originando el depósito de Pómez Gigante motivo de este estudio. A esta actividad le siguió un periodo de 20 ka de sedimentación fluvio lacustre hasta el inicio de la resurgencia de la caldera por la intrusión de nuevo magma ocurrida entre 75 y 60 ka terminando con el lago calderico.

La cartografía detallada de los depósitos, la construcción de columnas estratigráficas y su correlación ayudada por nuevos fechamientos de ²³⁸U/Th en circones indican que la erupción que originó a la Pómez Gigante fue más compleja en comparación con los estudios antes señalados.

10.1 Erupción de PG

Los datos estratigráficos intracaldera indican que después del emplazamiento de la Toba Tala, se depositaron secuencias volcánicas, fluviales y lacustres Post Tala. La Toba Tala fue deformada por levantamiento y cortada por fallas normales, para posteriormente formarse un lago intracaldérico.

Antes de la erupción de la PG existía un lago somero con profundidades inferiores a (10 m) de acuerdo con los estudios de diatomeas encontradas en los sedimentos lacustres (Dorantes en UGM, 2016) y en la matriz del depósito de PG. De acuerdo con los fechamientos de $^{238}\text{U}/\text{Th}$ realizados en circones contenidos en fragmentos de pómez esta erupción ocurrió hace aproximadamente 89.8 ka, esta edad indica que la sedimentación en el lago intracaldérico ocurrió durante un periodo de cinco mil años entre 95 y 90 ka aproximadamente.

De acuerdo con el análisis químicos de los fragmentos juveniles de pómez el magma que origino a la PG tenía una composición riolitica (77%) de SiO_2 compuesto por fenocristales de (plagioclasa, feldespatos, cuarzo y piroxeno) y ligeramente diferente al magma riolitico (76.3%) de SiO_2 compuesto por (plagioclasa, feldespatos, vidrio y cuarzo) que origino la explosión caldérica que estaba estacionado a profundidades aproximadas de 6-7 km por debajo de la superficie (Sosa-Ceballos et al., 2016).

Este magma riolítico ascendió a través de andesitas inferiores (< 2 Ma), y los espesores intracaldéricos potentes de la Toba Tala (por las fallas en anillo intracaldera, que cortaron a la Toba Tala). En la actualidad se ha determinado que existen dos acuíferos a profundidad en la Caldera de La Primavera. Un acuífero profundo regional relacionado con el yacimiento

geotérmico (> 1000 m de profundidad) y un acuífero somero local, en su mayor parte freático contenido en la Toba Tala (<150 m de profundidad) de acuerdo con las perforaciones de los pozos PR1 y PL1 realizadas por CFE (Comisión Federal de Electricidad) y la interpretación de Cerriteño (1991). Este mismo autor señaló que el acuífero profundo se encuentra ubicado en las andesitas inferiores (>2 Ma) (Figura 43). Aunque a ciencia cierta no podríamos afirmar la existencia de estos dos acuíferos a profundidad durante la erupción de la Pómez Gigante es muy probable que ambos hayan existido dado que el sistema hidrológico se formó inmediatamente después de la formación de la caldera. Por lo tanto el ascenso del magma riolítico de la Pómez Gigante hacia la superficie tuvo que haber encontrado estos acuíferos a profundidad originando erupciones hidromagmáticas ya sea principalmente con el acuífero somero o con el agua de lago. Las erupciones hidromagmáticas ocurren por lo general a profundidades variables entre 100 y 1500 m. Estos eventos destruyen toda la cobertura de roca por encima del sitio donde se genera la explosión dispersando base surges y excavando cráteres que afloran en la superficie (anillos y conos de tobas), lo cual no es el caso de estudio, ya que la fragmentación ocurrió más probablemente con interacción del magma con agua somera. Algunos ejemplos alrededor del mundo de erupciones de pómez subacuática se encuentran entre los 0 y los 1000 m de profundidad (Kano, 2003).

De acuerdo con la sección compuesta construida que consta en su base de depósitos de oleadas piroclásticas se propone en este trabajo que el inicio de la erupción de la Pómez Gigante hace 89.8 ka se debió a una serie de explosiones hidromagmáticas que dispersaron oleadas piroclásticas basales o “base surges” en todas direcciones.

El contacto entre el magma riolítico y probablemente el acuífero superficial debió de haber ocurrido a profundidades menores a 150 m de acuerdo con los datos de sondeos de exploración geotérmica de CFE (Molina, A., 2006) y después con el agua del lago. Estas explosiones debieron de haber originado un cráter subacuático por debajo del nivel del lago en ese momento. Las erupciones produjeron al menos cinco o seis explosiones hidromagmáticas sucesivas con la generación de CPDd corrientes piroclásticas de densidad diluidas también conocidas como (oleadas piroclásticas) (Figura 44). De acuerdo con la distribución de los depósitos el sitio más probable de inicio de la erupción se encuentra al sureste del domo Nejahuete. Estas CPD diluidas se esparcieron muy probablemente en todas direcciones y fueron depositadas en ambiente subaéreo (depósitos de la sección LP1502) y en un ambiente subacuático (depósitos de la sección PZ117). Después de estas erupciones se formó un cráter profundo >150 m (profundidad mínima del acuífero somero actual). Si esta erupción hubiera ocurrido a profundidades (<200 m) hubiera generado columnas freato-Plinianas (McPhie and Allen, 2003) y hubiera sido muy raro que hubiese ocurrido a profundidades mayores a 2 km en donde el magma simplemente hubiera sido fragmentado originando una erupción magmática (pliniana o subpliniana) como ocurrió posteriormente en la evolución de la caldera (Mahood 1980; Walker et al. 1981; Sourisseau et al UGM, 2016). Como tampoco hay evidencias de los componentes en las oleadas, si están ricas en rocas accesorias del subsuelo muy profundas, la erupción no pudo ser más profunda que el depósito de Toba Tala intracaldera, la erupción que origino PG más bien tiene componentes de líticos accesorios de capas someras (tala, lacustres, y andesitas).

Por lo tanto, el cráter formado al sureste del Domo Nejahuete se encontraba muy por debajo del nivel del lago aunque en la mayor parte del lago el tirante de agua del lago era inferior a los ~ 10m como lo demuestran los estudios de diatomeas (Dorantes en UGM, 2016).

Por lo tanto, estas explosiones destruyeron partes de la Toba Tala, sedimentos fluvio lacustres y probablemente andesitas antiguas como lo demostraron los análisis de componentes, que son las rocas del subsuelo más someras en la caldera, y que incluso afloran hoy en día a unas decenas de metros por debajo de la Pómez Gigante.

La inyección del magma riolítico vesiculado (76.3 %) y caliente (>700 °C) ascendió hasta encontrar el agua a profundidad en el lago generando una columna de vapor y ceniza seguida por la generación de fragmentos gigantes de magma enfriados súbitamente (pómez) y vidrio volcánico en su superficie (ceniza). Estos productos de la interacción agua magma en ambientes lacustres o marinos producen depósitos con hialoclastita (White y Batiza, 2000). Los fragmentos de pómez aún calientes en su interior y ricos en gases y vapor de agua ascendieron por densidad hacia la superficie del lago. Su vesicularidad elevada (71.8%) y densidades (733.5 kg/m^3) permitieron que estos fragmentos flotarán en la superficie alrededor de una columna de agua rica en ceniza fina. Las velocidades de sedimentación de los bloques de pómez suspendidos debieron de haber sido lenta puesto que una vez que ascendió cada bloque a la superficie del lago el contenido de gases escaparía y el bloque comenzaría a saturarse en agua hasta hundirse. El análisis granulométrico óptico del depósito de PG indica que efectivamente existe una gradación normal de los bloques de pómez en su inferior. Este proceso ocurrió muy probablemente durante horas dispersando

bloques de pómez en todo el lago que al sedimentarse formaron una capa con un espesor constante de 8 a 9m con bloques dispersos en una matriz de ceniza fina y bloques de sedimentos lacustres.

Al parecer los bloques de pómez gigante podrían correlacionarse con la intensidad de la erupción, es decir, en erupciones de baja intensidad se forman grandes volúmenes de piedra pómez gigante (por ejemplo, piedra pómez de la brecha Filakopi; Stewart y McPhie, 2004) como parece ser el caso de este estudio.

De acuerdo con la columna estratigráfica compuesta y la distribución del depósito entorno al lago después del emplazamiento del depósito de PG se tuvo un periodo prolongado de retrabajo. Este periodo es evidenciado por una capa de retrabajo de color blanco que aparece por encima del depósito de PG en la parte central de la caldera (Fig.23). En la parte norte de la caldera este periodo de retrabajo fue más intenso dado que la capa de PG tiene una litofacie distinta compuesta por bloques embebidos en una matriz fina y evidencias de estructuras sedimentarias. Al parecer esta zona de la caldera fue afectada por paleo corrientes fluviales intensas que remobilizó el depósito de PG (Fig.24).

10.2 Erupción del domo Central Nejahuete (89.8 ka)

De acuerdo a los fechamientos de $^{228}\text{U}/\text{Th}$ en circones realizados en muestras de lava del domo Nejahuete, éste se emplazó hace 89.8 ka, un poco después de la erupción de la PG. Las edades indican que este domo pudo haberse formado de manera sucesiva al evento de la pómez gigante y por lo tanto haber sido formados por el mismo magma. La erupción del domo Nejahuete no solo emplazo lavas viscosas sino también emplazo una serie de depósitos de caída de pómez desde lapilli grueso hasta bloques balísticos que van desde los 20cm hasta los 4m y que fueron observados en los flancos superiores del domo. El contenido

de fenocristales de la PG y domo Nejahuete (<1%) en comparación con los domos formados posteriormente y que sobreyacen a la PG fueron alimentados por magmas riolíticos distintos compuestos por 10% de fenocristales (Mahood, 1981a).

El domo Nejahuete fue reactivado hace aproximadamente 59 ka con la emisión de una lava riolítica en su parte sureste cerca de donde se infiere pudo haber esta la fuente de la PG. La extrusión de este cuerpo dómico tardío riolítico levanto los sedimentos lacustres y la capa de PG. Los análisis químicos realizados a rocas de este domo Nejahuete, sugiere que este magma con un contenido (<1%) en fenocristales probablemente era el mismo que el magma que emplazo a la PG con el mismo contenido en fenocristales.

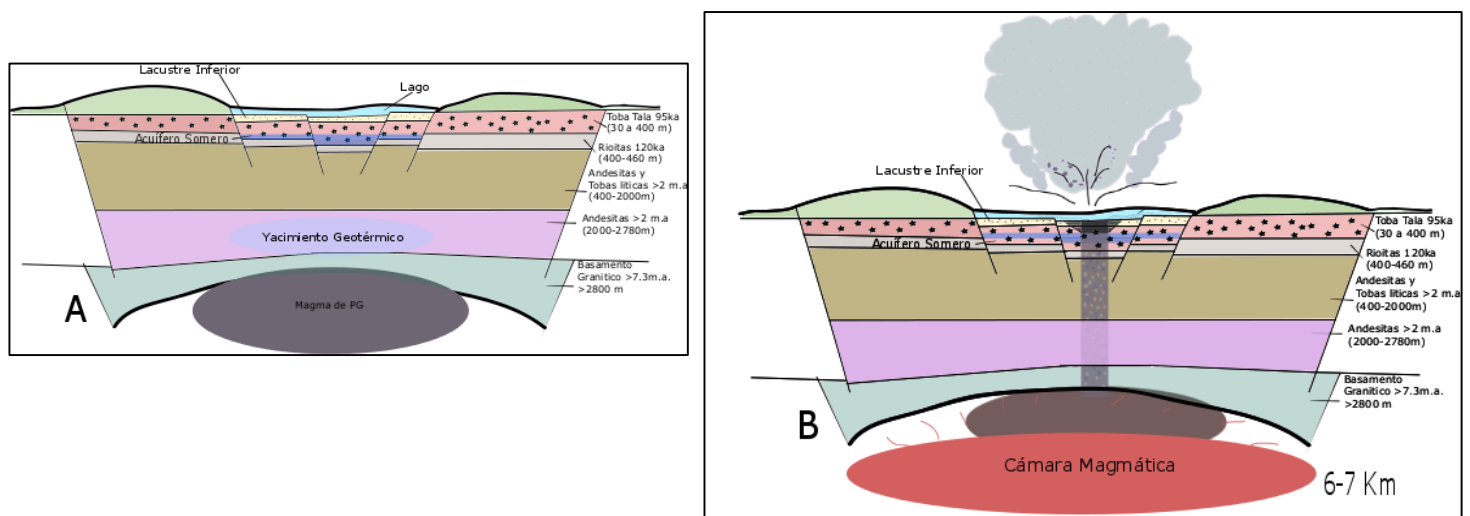


Figura 43. A) Modelo De la caldera de La Primavera antes de la erupción de PG, magma de PG estacionado a profundidad ~6-7 km. Acuífero somero en Toba Tala. B) Modelo de Génesis de la erupción de PG. Magma riolítico de PG muy vesiculado (76% Sílice) asciende a la superficie por fracturamientos y fallas de Tala y encuentra acuífero somero; esta interacción agua magma desencadena una erupción hidromagmática con depósitos de oleadas piroclásticas que suben rápidamente y se emplazan sobre el lacustre inferior

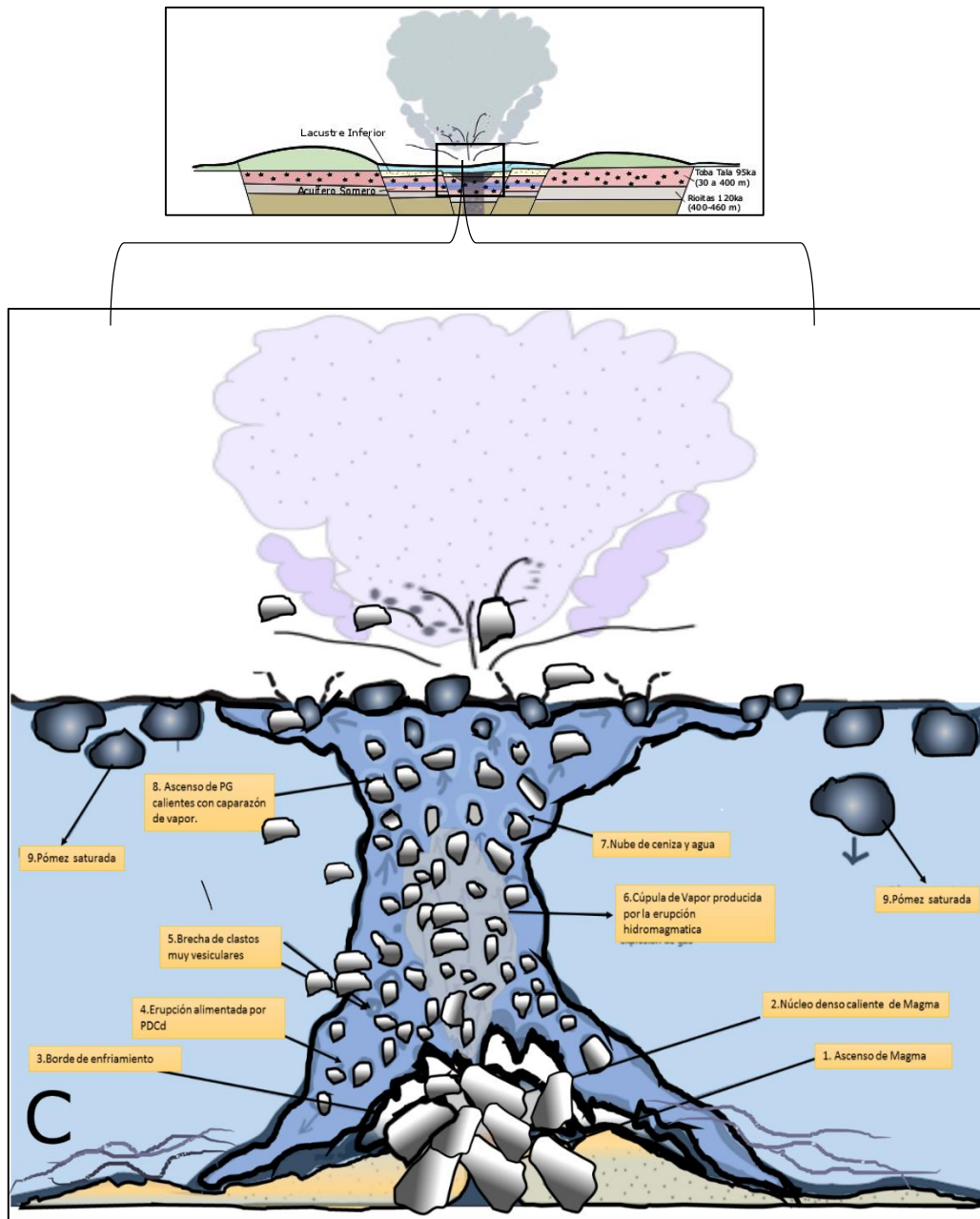


Figura 44. C) Modelo de emplazamiento de la erupción PG. Después de las oleadas piroclásticas asciende el magma riolítico de PG (77% de sílice) muy vesiculado este se encuentra con acuífero profundo y cataliza una explosión dejando un cráter a profundidad arrasando con rocas superiores de Toba Tala y Lacustre inferior. Este magma con una temperatura de 700 C genero una columna de vapor y ceniza seguida por la generación de fragmentos gigantes de magma enfriados súbitamente (pómez) depositando hialoclastita.

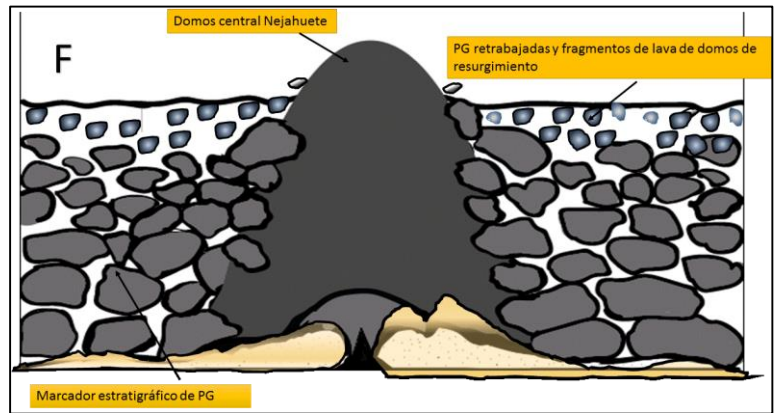
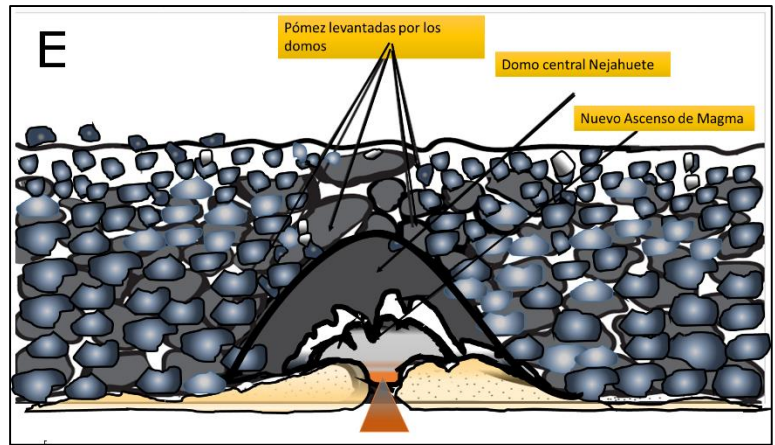
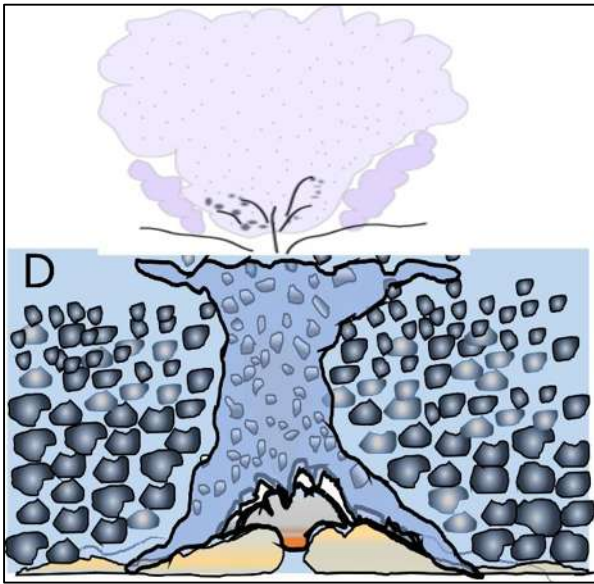


Figura 45 D). Al estar en superficie los bloques liberaron el contenido de vapor de agua y volátiles en sus vesículas y comenzaron a saturarse de agua hasta caer al fondo del lago. E) Resurgencia de nuevo magma extrusiona a domos central Nejahuete, los depósitos de lacustre inferior y PG quedan levantados por las laderas de este domo.

CAPITULO XI

CONCLUSIONES

- El deposito de la PG es el resultado de una erupción explosiva hidromagmática, que inició su actividad cuando un magma riolítico de (77%) de sílice ascendió a la superficie y se encontró con un acuífero somero por debajo de la Toba Tala hace 89.8 ka de acuerdo a los fechamientos en U/Th en circones.
- La interacción agua- magma de este acuífero con el magma vesicular produjo una erupción hidromagmática de oleadas piroclásticas que ascendieron rápidamente desde el acuífero (hasta Toba Tala y fueron emplazadas sobre el lacustre inferior en un ambiente seco y húmedo.
- Contemporáneo a esta secuencia de oleadas piroclásticas ascendió un magma muy vesicular y con alto contenido en vapor de agua y volátiles (76.3 %) de sílice que origino un cráter a profundidad no superior a 150 m y que rompió depósitos de Toba Tala y lacustre inferior.
- Este magma al entrar en contacto con acuífero somero se fragmenta generando bloques gigantescos de Piedra Pómez que ascendieron rápidamente a la superficie.
- Los bloques de PG ascendieron a la superficie del lago rápidamente por densidad y por su alta vesicularidad que contenía vapor de agua y volátiles, algunos fueron

lanzados como balísticos otros solo flotaron en la superficie del lago, hasta desgasificarse y caer al fondo saturados en agua.

- El depósito de PG se encuentra dentro de la Caldera de La Primavera y está distribuido alrededor de domos centrales Nejahuete y Cerro Alto. Tiene un área de distribución de $\sim 66 \text{ km}^2$ y se puede encontrar desde los 1600m hasta los 2000m, por lo que se puede usar como un importante marcador estratigráfico.
- La PG está constituida mineralógicamente por fenocristales de (plagioclasa, sanidino, cuarzo, vidrio y piroxenos) y que presenta el 1% en fenocristales al igual que domo central Nejahuete.
- Los elementos en Tierras raras y elementos mayores no muestran diferencias significativas entre domo centrales Nejahuete, Cerro Alto y la PG.
- El trabajo en campo demostró que domo Nejahuete es más joven que la PG, al igual que los fechamientos radiométricos de U/Th en circones.
- La PG fue un episodio post Caldera que ocurrió casi inmediatamente después a la erupción de Toba Tala hace 95 ka. El colapso de esta erupción dejó una cuenca donde se albergó un paleolago de 10m de profundidad aproximadamente.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Allen, R.S., McPhie, J., (2016). Products of neptunian eruption, geology.gsapubs.org
- [2] Alva-Valdivia, L. M., Goguitchaichvili, A., Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., & Zamorano-Orozco, J. J. (2000). Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth, planets and space*, 52(7), 467-478.
- [3] Allan, J., Nelson, S., Luhr, J., Carmichael, I., Wopat, M., Wallace, P., (1991). Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making, *en* Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.), *The gulf and peninsular province of the Californias: Tulsa, Oklahoma*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 425-445.
- [4] Alonso, H., 1985. Present and planned utilization of Geothermal Resources in Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, Vol. 9, pp. 135-140.
- [5] Alatorre-Zamora, M.A., Campos-Enríquez, J.O., (1992). La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations, *Geofísica Internacional* (1992), Vol. 31, Num, 4, pp. 371-382.
- [6] Allegre, C. J. (1968). Comportement des systèmes U-Th-Pb dans le manteau supérieur et modèle d'évolution de ce dernier au cours des temps géologiques. *Earth And Planetary Science Letters*, 5, 261-269.
- [7] Allegre, C. J., & Condomines, M. (1976). Fine chronology of volcanic processes using ²³⁸U-²³⁰Th systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3), 395-406.

- [8] Barrier, E., Borgois, J., Michaud, F., (1990). Le systeme de rift actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco: Comptes Rendus de l'Academie des Science, Paris, 310, 1513-1520.
- [9] Bermúdez, M.A., Kohn, B., Bernet, M., Peter van der Berk., (2015). Patrones de exhumación de los andes venezolanos: un aporte de la termocrología y de la modelización numérica termocinemática 3D, Acta Científica Venezolana 65(2):89-101.
- [10] Berrezueta, E., Domínguez-Cuesta, M.J., (2016). Cuantificación del sistema poroso de areniscas sobre imágenes adquiridas con escáner de alta resolución mediante análisis óptico de imagen, Conference paper, ResearchGate.
- [11] Calderón-Cahuana, D., 2014, Mécanica de rocas, Facultad de Ingeniería Civil, departamento académico de ingeniería geotécnica, Universidad Nacional de Ingeniería.
- [12] Condomines, M., Gauthier, P. J., & Sigmarsson, O. (2003). Timescales of magma chamber processes and dating of young volcanic rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 125-174.
- [13] Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 2(2), 172-187.
- [14] Demant, (1979). Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: Univ Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v 3, p 39-57.
- [15] Demant, A., (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 5, 217-222.

- [16] Demant, A., & Ortlieb, L. (1981). Plio-pleistocene volcano-tectonic evolution of La Reforma caldera, Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 71(1-4), 194.
- [17] De la Nuez, J., Alonso, J.J., Quesada, M, L., Macau, M, , (1993). Edificios hidromagmáticos costeros de Tenerife (Islas Canarias), Rev. Soc. Geol. España, 6: 47-59.
- [18] De White, JDL, McPhie, J., Soule, SA, (2015). Lavas Submarinos y Hyaloclastita. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*, pp. 363-375.
- [19] Dobson, P. F., & Mahood, G. A. (1985). Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4), 273-287.
- [20] Dunbar, N. W., Hervig, R. L., & Kyle, P. R. (1989). Determination of pre-eruptive H₂O, F and Cl contents of silicic magmas using melt inclusions: examples from Taupo volcanic center, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 51(3), 177-184.
- [21] Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., (2000). Late Miocene to Quaternary extensión at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, *en* [16] Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 42-64.*
- [22] Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., (2000). Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, Volume 318, Issues 1–4, Pages 161-18.
- [23] Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, Invited review paper .

- [24] Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- [25] Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1986). Volcanismo riolitico en el eje neo volcanico mexicano. *Geofísica Internacional*, 25(1).
- [26] Frey, H.M., Lange, A.R., Hall, C.H., and Delgado-Granados, H., (2004). Magma eruption rates constrained by ⁴⁰AR/³⁹AR chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico, *Geology Society of America Bulletin*, v. 116, no. 3-4, p. 259-276.
- [27] Garduño, V., Tibaldi, A., (1991). Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt: *Comptes Rendus de l'Academie des Science, Paris*, II, 312(2), 135-142.
- [28] Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.
- [29] Hernández-Rojas, Javier., (2007). Reconstrucción de la dinámica eruptiva de la Pómez Ezequiel Montes Qro., Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- [30] Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of volcanology*, 51(6), 451-462.
- [31] Israde-Alcántara, I., Velázquez-Durán, R., Lozano-García, M.S., Bischoff, J., Domínguez-Vázquez, G., Garduño-Monroy, V.G., (2010). Evolución Paleolimnológica del lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen 62, Núm. 3, 2010, P. 345-357.

- [32] Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- [33] von Lichten, I.J., White, J.D.L., Manville, V., Ohneiser, C., (2016). Giant rafted pumice blocks from the most recent eruption of Taupo volcano, New Zealand: Insights from palaeomagnetic and textural data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 318, 73-88.
- [34] Lipman, P.W., (2000). Central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework, Geological Society of America, Special Paper 346.
- [35] Macías-Vázquez, J.L, Capra-Pedol, L., (2005). Los volcanes y sus amenazas: México, D.F., Secretaria de Educación Pública, Fondo de Cultura Económica, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, La Ciencia para todos, 210, 159 p.
- [36] Maciel-Flores, R., & Rosas-Elguera, J., (1992). Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México. *Geofísica Internacional*, 31(4).
- [37] Mahood, G. A. (1977). A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 1(2), 177-190.
- [38] Mahood, G. A. (1980). Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center—Sierra la Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2), 199-230.
- [39] Mahood, G. A. (1981). A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10137-10152.

- [40] Mahood, G. A., & Drake, R. E. (1982). K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 93(12), 1232-1241.
- [41] Mahood, G., & Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1), 11-30.
- [42] Mahood, G. A., & Halliday, A. N. (1988). Generation of high-silica rhyolite: a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(2), 183-191.
- [43] Mann, P.C., Vallance, W.J., Richer, M., (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America, Geological Society of America, Special Paper 375, p. 159-174.
- [44] Ordaz-Méndez, CH,A., Flores-Armenta, M., Ramírez-Silva, Germán, (2011). Potencial geotérmico de la Republica Mexicana, Geotermia, Vol. 24, No. 1.
- [45] Pérez-Torrado, F. J., & Rodríguez-González, A. (2015). ¿ Cómo se miden las erupciones volcánicas? El índice de explosividad volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 24.
- [46] Sigmarsson, O., Condomines, M., & Bachèlery, P. (2005). Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1), 223-234
- [47] Stock, J.M., Tectónica de placas y la evolución del bloque Jalisco, México, GEOS, Biol. Union Geofis., Mex., Vol 13, No. 3.

[48] Stewart, A. L., & McPhie, J. (2004). An Upper Pliocene coarse pumice breccia generated by a shallow submarine explosive eruption, Milos, Greece. *Bulletin of volcanology*, 66(1), 15-28.

[49] Toscano, M., Pérez-López, R., Sáez, R., (2012). Concentración de minerales pesados mediante técnicas de batea y su interpretación, Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra, Pags. 164-172.

[50] Urrutia-Fucugauchi J., Rosas-Elguera, J., (1994). Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala lake and implications for the tectonics of west-central Mexico, *Tectonophysics* Volume 239, Issues 1-4, Pages 61-71.

[51] Verma, P.Surendra., (1985). On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from Mexican geothermal areas, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 41, Issues 2–3, Pages 207-214.

[52] Walker, J.C.G., Hays, P.B. and Kasting, J.F. (1981). A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of earth's surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 86.

[53] Walker, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431-446.

[54] Wright, J.V., 1981. The Rio Caliente ignimbrite: analysis of a Verma, S.P., (1983). Magma genesis and chamber processes at compound intraplinian ignimbrite from a major Late Los Hornos caldera, Mexico—Nd and Sr isotope data. *Quaternary Mexican eruption*. *Bull. Volcanol.*, 44; 198—212. *Nature*, 301: 52—55. Wright, J.V., 1983. Reply to A discussion of the Rio Caliente.

[55] Wright, J. V., & Walker, G. P. (1981). Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9(2-3), 111-131.

[56] Wilson, L. ,1980. Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 297-313.

