



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización de la Formación
San Vicente del Palmar en la
región del Anticlinorio de Diquiyú**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Paul Javier Ruiz Rangel

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

Agradecimientos

Agradezco al proyecto PAPIIT IN113822 “Evolución tectonosedimentaria de la Bahía de Tlaxiaco en el Mesozoico” por el financiamiento otorgado para la realización de este trabajo.

Agradezco especialmente a la Dra. Claudia Mendoza por siempre apoyarme desde que le dije que quería hacer la tesis, por hacerme parte de su proyecto de investigación y llevarme a trabajar al salón 400. Además, le agradezco por el tiempo que me ha dedicado incluso en vacaciones para darme sus comentarios, hacerme correcciones y compartir sus enseñanzas a través de la realización de este trabajo y por su paciencia que siempre me ha tenido.

Agradezco al Dr. Gilberto Silva por compartir sus consejos y enseñanzas para la realización de mi tesis así como por aceptarme como ayudante y su constante apoyo para que pueda entender mejor la geometría descriptiva.

Agradezco a mis sinodales el Mtro. Emiliano Campos, el Dr. Enrique González y la Mtra. Yoalli Hernández, la Dra. Claudia Mendoza y el Dr. Gilberto Silva, que prestaron de su tiempo, inclusive en vacaciones para revisar este trabajo y dar sus observaciones para ayudar a mejorar y enriquecer este mismo.

Agradezco a mis profesores, compañeros y amigos de la Facultad de Ingeniería, de los cuales aprendí en todos los aspectos en todo este tiempo. Agradezco especialmente a la Mtra. Yoalli por ser una gran profesora conmigo, tenerme paciencia e inculcarme el amor por la Geología y el trabajo de campo. Agradezco a mis amigos que conocí en la Facultad de Ingeniería: Michelle, Morelia, Sofía, Maru, Lulu, Carlos, Luis, Fernando, David, Rubén gracias por ofrecerme su amistad y su confianza todo este tiempo.

Agradezco a todas las personas, amigos y compañeros del salón 400 Taller de Cartografía por su apoyo en todos los aspectos. Gracias especialmente a Salatiel y Esther por acompañarme a mis salidas y enseñarme a trabajar en campo, por sus comentarios en la parte escrita y por los buenos momentos de plática que tenemos todos los días. Agradezco a Orestes por su ayuda en la cartografía del trabajo y por su amistad desde el primer momento que lo conocí. Agradezco al Ing. Alfredo Victoria y a Karina porque me ayudaron mucho con la petrografía y la determinación de minerales. Agradezco también a Iván, al Mtro. Campos, la Dra. Mayumy, y Nayelli por su amistad y sus consejos hacia mí.

Para finalizar.... Agradezco muy especialmente y le dedico este trabajo a mi familia, ya que ellos son mi motivación que me impulsa todos los días a seguir adelante y no rendirme. A mi mamá Elena, a mi papá Javier y a mi hermana Daniela, gracias por siempre por amarme, apoyarme y creer en mí de forma incondicional, y agradezco también a Chiquita y Nina por siempre estar para jugar conmigo.

Agradezco a Dios por prestarme la vida todos estos años, por darme la oportunidad de llegar hasta aquí y seguirme dando la oportunidad todos los días.

Presentación

El presente trabajo de tesis se realizó en el marco del proyecto de investigación **IN113822** **“Evolución tectonosedimentaria de la Bahía de Tlaxiaco en el Mesozoico”** financiado gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM.

Los resultados de este trabajo contribuyen a la caracterización de una unidad volcanosedimentaria cretácica que se encuentra intercalada entre las unidades litoestratigráficas que conforman la columna del elemento paleogeográfico denominado como Bahía de Tlaxiaco en el sur de México.

Contenido

Presentación.....	ii
Resumen.....	1
Abstract	1
Capítulo 1. Introducción.....	2
Antecedentes	2
Objetivos	3
Metodología de trabajo	3
Tipos de actividad volcánica.....	5
Depósitos en la actividad volcánica	7
Capítulo 2. Marco geológico regional	1
Geología regional	1
Capítulo 3. Estratigrafía de la Formación San Vicente del Palmar	4
Estratigrafía	4
Análisis de facies de la Formación San Vicente del Palmar.....	6
Modelo de facies de la Formación San Vicente del Palmar	17
Capítulo 4. Discusión	20
Capítulo 5. Conclusiones	22
Bibliografía	23
Apéndice petrográfico.....	26

Resumen

En el presente trabajo de tesis se caracterizó a la Formación San Vicente del Palmar por medio del análisis de facies que componen a esta unidad. La Formación San Vicente del Palmar es una unidad volcániclastica cretácica de composición intermedia compuesta por lavas andesíticas, lahares, tobas e ignimbritas que aflora en el Terreno Mixteco, al poniente de Tezoatlán, Oaxaca. Aquí se midió y describió una sección completa de 173 metros aproximadamente de espesor la cual se propone como estratotipo de la Formación San Vicente del Palmar, pues presenta una gran continuidad y exposición, además, muestra de manera clara los límites con las unidades adyacentes.

La formación se compone por siete facies las cuales reflejan depósitos de lavas almohadilladas, flujos de escombros, depósitos por flujos piroclásticos y depósitos de caída. Se propone un modelo de acumulación que inició probablemente en condiciones submarinas, el cual evolucionó a condiciones subaéreas, generando columnas eruptivas, probablemente producto de un vulcanismo de tipo estromboliano, con base en la proporción de piroclastos encontrados.

Abstract

The San Vicente del Palmar Formation is a volcanoclastic unit of intermediate composition that belongs to the Cretaceous period. It comprises andesitic lavas, tuffs, ignimbrites, and lahars and is located in the Mixtec Terrain, west of Tezoatlán, Oaxaca. This thesis work characterized the formation by analyzing the different facies that make up this unit. A section of approximately 173 meters thick was measured and described, proposed as a stratotype of the San Vicente del Palmar Formation. The stratotype shows great continuity and exposure, clearly indicating the adjacent units' limits.

The San Vicente del Palmar Formation comprises seven facies that reflect deposits of pillow lavas, lahars, deposits by pyroclastic flows, and fall deposits. An accumulation model that began in underwater conditions but later evolved to subaerial conditions, generating eruptive columns, probably a product of Strombolian-type volcanism, is proposed. This conclusion is based on the proportion of pyroclasts found.

Capítulo 1. Introducción

Antecedentes

La Formación San Vicente del Palmar es una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Inferior, que aflora al noroeste del estado de Oaxaca, en la región de la Mixteca Oaxaqueña, estructuralmente forma parte del Anticlinorio de Diquiyú (Morán-Zenteno *et al.*, 1987). Esta unidad ha sido descrita previamente en las cercanías del poblado de San Vicente del Palmar por Morán-Zenteno (1987); Morán-Zenteno *et al.* (1987) y González-Torres (1989), compuesta por tobas de ceniza, tobas de lapilli y capas de aglomerado volcánico. Además, Morán-Zenteno *et al.* (1987) resaltan que es el primer reporte de actividad volcánica cretácica en la Mixteca Oaxaqueña y sugieren que esta unidad se depositó en un ambiente subaéreo por vulcanismo de tipo estromboliano. Sin embargo, hasta la fecha no se ha presentado un análisis de facies para esta unidad. En el presente trabajo se propone que la Formación San Vicente del Palmar es una unidad mayormente volcanoclástica que se originó por la acumulación de diversos flujos volcánicos que se depositaron en un medio subacuoso que posteriormente cambió a subaéreo. Esta hipótesis y los escasos trabajos sobre la unidad hacen necesario se haga una caracterización más detallada de la litoestratigrafía de la unidad. Esto con el objetivo de dilucidar su origen y establecer las condiciones de depósito de la unidad.

El registro de esta unidad de origen volcánico como parte de la estratigrafía del área puede tener implicaciones importantes que nos ayuden a conocer el carácter tectónico en el área antes y durante su depósito. Pues los reportes sobre actividad volcánica del Cretácico Temprano en las cercanías de área de estudio son escasos. Hacia el norte del área, en Tehuacán, Puebla, Mendoza-Rosales *et al.* (2013) describen lavas almohadilladas basálticas asociado a la apertura del Golfo de México. Mientras que, al oeste, en las cercanías del poblado de Zicapa, Guerrero, De Cserna (1965) reporta rocas volcánicas de la Formación Zicapa, las cuales Sierra-Rojas & Molina-Garza (2014) describen como andesitas y tobas, como parte de un vulcanismo de arco. Es por esto, que el estudio de forma detallada la Formación San Vicente del Palmar puede ayudar a establecer su relación con otros eventos de vulcanismo cercanos, y de esta manera contribuir a entender la tectónica y en general, la geología regional.

El área de estudio para este trabajo se localiza al oeste de la localidad de San Vicente del Palmar, en el Municipio de Tezoatlán de Segura y Luna al noroeste del estado de Oaxaca. La principal vía de acceso es desde el municipio de Huajuapán de León, Oaxaca, a través de la Carretera Internacional 190 en dirección a Santiago Cacaloxtepéc en el entronque con la Carretera Nacional San Andrés Dinicuiti (Figura 1).

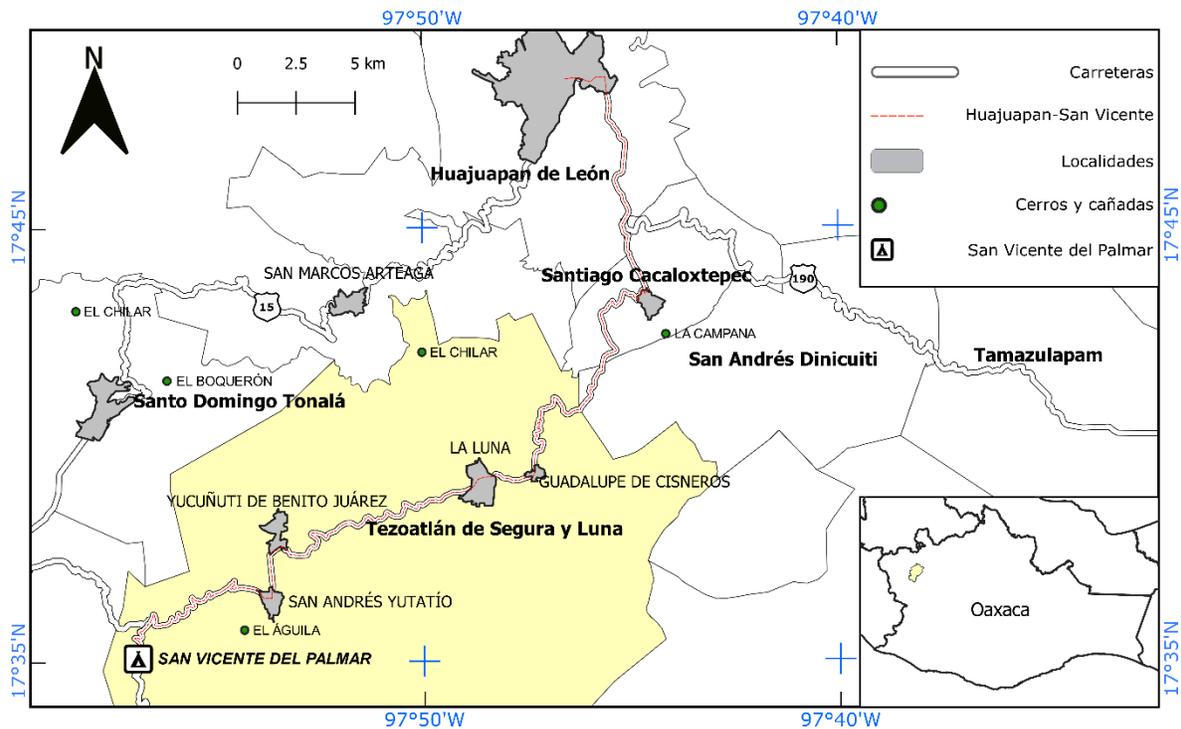


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio. Modificado de INEGI (2013a); INEGI (2013b).

Objetivos

Caracterizar litoestratigráficamente a la Formación San Vicente del Palmar en el Anticlinorio de Diquiyú. Esto, a partir de la descripción petrográfica y análisis de facies que conforman a la unidad.

Con base en el análisis de facies proponer el origen y el modelo paleoambiental de la Formación San Vicente del Palmar.

Metodología de trabajo

Las etapas para la realización de la presente tesis fueron:

1. Análisis bibliográfico
2. Trabajo de campo
3. Análisis petrográfico
4. Análisis de facies
5. Modelo geológico

1. **Análisis bibliográfico:** Se analizó el material bibliográfico y cartográfico disponible. La bibliografía consultada es la siguiente: Morán-Zenteno (1987); Morán-Zenteno *et al.* (1987); (González-Torres, 1989); Morán-Zenteno *et al.* (1993). Para la cartografía se utilizó la carta topográfica de INEGI (2019), escala 1:50,000, clave E14D24 “Tezoatlan de Segura y Luna”; y la Carta Geológico-Minera del SGM de Ríos-Martínez & Fitz-Bravo (2009), escala 1:50000, clave E14D24 “Tezoatlan de Segura y Luna”. Esto con el objetivo de conocer la geología regional y local, la estratigrafía de la zona, la distribución y las características de la Formación San Vicente del Palmar.
2. **Trabajo de campo:** Se realizó una salida de campo de 15 días a la zona de estudio. En campo, se levantó la columna que se consideró tiene mayor continuidad. Se hizo la descripción litológica de la unidad, se midieron espesores con báculo de Jacob y cinta métrica. Se tomaron datos estructurales de las unidades adyacentes y de la unidad de estudio para establecer sus relaciones estratigráficas. Se ubicaron las localidades mediante coordenadas UTM con el apoyo de un receptor GPS Garmin. Se tomaron fotografías de la unidad y se hizo muestreo de rocas para la caracterización petrográfica. Al considerar que se trata de una unidad volcánoclastica el muestreo consideró lo siguiente: se muestrearon rocas identificadas como clastos (Claves CSV); rocas identificadas como matriz (Claves MSV); bombas piroclásticas (Claves BSV); rocas del inicio de la Formación San Vicente (TPC 02), además, se muestreo a las rocas de la unidad subyacente y suprayacente a la unidad (TPC 01). Se describieron colores utilizando las tablas de color de Munsell.
3. **Análisis petrográfico:** Las muestras de roca recolectadas se laminaron y se hizo su descripción petrográfica. Se describieron 20 láminas delgadas. La descripción de las láminas consistió en contenido mineral y componentes de la roca, proporción de los componentes, tamaño de los cristales, textura de la roca y se clasificó la roca. La clasificación de la roca se hizo con base en el índice de color y con el diagrama para rocas ígneas de Dietrich *et al.* (s.f) en (Tarbuck & Lutgens, 2005). En el caso de las plagioclasas se determinó su composición con el método de Michel-Levy descrito en Kerr (1959).

Los análisis petrográficos se pueden consultar en el apéndice petrográfico.

4. **Análisis de facies:** Se determinaron las facies que componen a la Formación San Vicente. Las facies se construyeron con base en la litología de los distintos niveles estratigráficos, las estructuras sedimentarias y la petrografía. Posteriormente, se construyó la columna de facies y realizó el modelo de facies; finalmente se elaboró la columna estratigráfica de la unidad.
5. **Modelo geológico:** Finalmente con el análisis de facies, se elaboró el modelo paleoambiental de depósito de la Formación San Vicente del Palmar.

Tipos de actividad volcánica

Considerando que la Formación San Vicente del Palmar ha sido descrita previamente como de origen volcánico es necesario establecer las principales características de los tipos de vulcanismo, así como de sus depósitos. Tomando en cuenta los distintos esquemas de clasificación utilizados para la actividad volcánica, aquí se consideraron los utilizados Fisher & Schmincke (1984), los cuales consideran las observaciones físicas de los eventos, así como de sus depósitos. En el caso de los tipos de procesos y depósitos volcánicos, se utilizaron los descritos por Fisher & Schmincke (1984); McPhie *et al.* (1993). Se describen a continuación:

Hawaiana. Las erupciones hawaianas son un tipo de actividad efusiva, levemente explosiva que da origen a flujos de lava y escasamente material piroclástico (Fisher 1984; Walker, 1973). Taddeucci *et al.* (2015) describen estos magmas que erupcionan típicamente de composición basáltica con temperaturas de 1000-1200 °C, son de baja viscosidad con bajo contenido de gas. Las erupciones hawaianas se caracterizan por la expulsión de coágulos de magma que crean salpicaduras cercanas a la fuente mientras que en otros casos se funden para formar flujos de lava continuos, además, producen poca ceniza, y una total ausencia de líticos de la pared del conducto. Este tipo de actividad comienza por fisuras que posteriormente evolucionan a emisiones por fuentes puntuales y en los casos donde la emisión es fluida, con un volumen de magma relativamente grande forman estructuras de volcanes en escudo (Fisher & Schmincke, 1984). El análisis de los depósitos de ceniza de caída propuesto por Walker (1973) señala que la extensión y el volumen de ceniza fina (<1mm) en los depósitos hawaianos es pequeña y limitada, inclusive siendo la más limitada si se compara con los otros tipos de vulcanismo.

Estromboliana. Las erupciones estrombolianas corresponden con un estallido débil, discreto y de corta duración (de segundos hasta días) producto del escape de burbujas de gas en magmas basálticos cercanos a la superficie (Fisher & Schmincke, 1984; Taddeucci *et al.*, 2015). El magma que erupciona es generalmente más viscoso en comparación con el de la actividad hawaiana y al igual que esta produce salpicaduras, además, de formar conos de escoria (Walker, 1973). Los productos que genera este tipo de actividad consisten en bombas, lapillis escoráceos y ceniza (Fisher & Schmincke, 1984). Donde la parte gruesa expulsada no forma parte de la columna eruptiva sino que se deposita por caída balística en un área cercana a la fuente emisora (Taddeucci *et al.*, 2015). Walker (1973) señala que las erupciones estrombolianas producen una mayor proporción de material piroclástico en comparación con la actividad hawaiana. Además, señala que tienen igualmente un bajo grado de fragmentación, es decir, una baja proporción de ceniza fina, pero una mayor área de dispersión.

Vulcanianas. Las erupciones vulcanianas son una actividad altamente explosiva y de corta duración producida por estallidos que varían de minutos a horas y que producen

columnas de nubes oscuras de ceniza (Clarke *et al.*, 2015; Fisher & Schmincke, 1984). Los magmas relacionados con este tipo de actividad son típicamente de composición intermedia y están altamente presurizados (Clarke *et al.*, 2015). Fisher & Schmincke (1984) consideran la definición de vulcaniano para referirse a la actividad volcánica hidroclástica, es decir a la actividad donde la fragmentación fue impulsada por la interacción con agua. Sin embargo, Clarke *et al.* (2015) definen dos mecanismos para la actividad vulcaniana. El primero relacionado con la interacción explosiva de magma con agua subterránea, el cual abarca cualquier gama de composiciones y resulta en la fragmentación explosiva de magma y roca encajonante (Clarke *et al.*, 2015; Fisher & Schmincke, 1984). El segundo producido por un tapón de magma solidificado impermeable en el que la presión de los gases exsueles de la columna magmática infrayacente generan su disgregación y eyección junto con magma vesiculado (Clarke *et al.*, 2015). Es por esto por lo que Clarke *et al.* (2015) sugieren el uso del término vulcaniano también para el vulcanismo en el que se reconoce la influencia de alguno de estos mecanismos.

La actividad vulcaniana es de corta duración y un bajo volumen, además, sus depósitos se caracterizan por ser de tamaño de grano medio muy fino (Clarke *et al.*, 2015). La proporción de ceniza fina es mayor en comparación con los depósitos estrombolianos y tienen una mayor área de dispersión (Clarke *et al.*, 2015; Walker, 1973). Los piroclastos expulsados tienen una vesicularidad variable, aunque tiende a ser menor que otros depósitos y las cenizas eyectadas tienen formas de bloques (Clarke *et al.*, 2015). La actividad vulcaniana deposita grandes fragmentos de bombas con corteza de pan como en otras erupciones, pero se caracterizan por tener un menor grado de vesicularidad y son parte de la fragmentación del tapón impermeable (Clarke *et al.*, 2015). La columna eruptiva de la actividad vulcaniana puede generar flujos piroclásticos (Clarke *et al.*, 2015) así como también algunas oleadas piroclásticas (Fisher & Schmincke, 1984).

Pliniana. La actividad volcánica pliniana es una actividad sostenida producto de las explosiones de magmas con alto contenido en gas (Fisher, 1979; Walker, 1981). Los magmas que erupcionan en este tipo de actividad son típicamente de composición riolítica, dacítica, traquítica y fonolítica con temperaturas que van de 750° a 1000 °C (Fisher & Schmincke, 1984). Los depósitos de la actividad pliniana se componen de fragmentos de pómez, cristales, líticos y fragmentos juveniles densos (Walker, 1981). Estos materiales tienen una amplia distribución y se depositan en láminas homogéneas con poca estratificación interna de pómez junto con ceniza (Fisher & Schmincke, 1984; Walker, 1973). Además, el análisis de estos depósitos hecho por Walker (1981) demuestra que su dispersión es superior en comparación con los de la actividad estromboliana y hawaiana mientras que la proporción de ceniza fina al igual que estos es baja.

Depósitos en la actividad volcánica

Depósitos de flujos piroclásticos primarios. Los flujos piroclásticos consisten en una mezcla de partículas volcánicas y gas caliente (Fisher & Schmincke, 1984). Se forman cuando la mezcla piroclástica arrojada no logra sostener en la atmosfera circundante, por el contrario, se deposita por colapso como una corriente de densidad. Otra manera por la que se forman los flujos piroclásticos es por el colapso de domos de lava (Brown & Andrews, 2015). Estos flujos tienden a rellenar las partes bajas de los valles y se adelgazan en las cumbres topográficas (Brown & Andrews, 2015), entonces es lógico pensar que sus mayores espesores se asocian al depósito en la parte más baja de la cuenca.

Los principales componentes en este tipo de depósitos consisten en cristales, pómez, fragmentos de vidrio y rocas; cuyos tamaños varían desde ceniza hasta bombas (Fisher & Schmincke, 1984). Las partículas para estos depósitos están mal o muy mal seleccionadas, exhiben una gama de gradaciones desde normal, inversa o compuesta y las partículas más alargadas muestra una ligera imbricación paralela a la dirección de flujo (Brown & Andrews, 2015; Fisher & Schmincke, 1984).

Los flujos piroclásticos se depositan como lóbulos en forma de abanico rellenando las partes bajas de los valles; por lo regular están muy mal seleccionados, son masivos, pero pueden mostrar una ligera imbricación de partículas (Brown & Andrews, 2015).

Los flujos piroclásticos pueden mostrar diferentes grados de soldamiento y compactación. La compactación es causada por una carga simple sobre los depósitos; la soldadura es la deformación viscosa y fundición de las partículas vítreas emplazadas calientes. Una muestra de ello son los fragmentos de pómez los cuales se aplastan por el flujo hasta exhibir un color oscuro y una textura vítrea denominada ***fiamme*** (Fisher & Schmincke, 1984). El termino *fiamme*, sin embargo, no solo es utilizado para los fragmentos de pómez, McPhie *et al.* (1993) utilizan el termino *fiamme* para referirse a partículas volcánicas juveniles con forma alargada que muestran foliación producto de un flujo.

Uno de los depósitos más importantes que se originan por los flujos piroclásticos se denominan ignimbritas (Brown & Andrews, 2015). Las ignimbritas son rocas densas compuestas por pómez y ceniza que muestran evidencia de haberse depositado por un flujo concentrado de partículas calientes y secas (Walker, 1983; Brown & Andrews, 2015). Sin embargo, para este trabajo se considera la definición de Fisher & Schmincke (1984) que define a las ignimbritas como cualquier tipo de depósito emplazado por un flujo piroclástico.

Depósitos de caída piroclástica. Los depósitos de caída son aquellos que se acumulan cuando las partículas que son expulsadas por la actividad volcánica pierden el impulso que los mantenía en suspensión y se depositan como lluvia piroclástica. El transporte de las partículas es a través de proyección balística para las partículas más gruesas mientras que la partícula más fina se transportan por turbulencia heredada en el impulso de las

columnas piroclásticas y por la suspensión del viento (Fisher & Schmincke, 1984). Los componentes principales en estos depósitos consisten en cristales, líticos, líticos vitreos densos, pómez junto con vidrio (Fisher & Schmincke, 1984). Estos depósitos muestran una buena selección por tamaño y densidad (Fisher & Schmincke, 1984). En ocasiones se observan estratos de grano grueso y fino que alternan como muestra de ello, además, el tamaño de los piroclastos tiende a reducirse conforme nos alejamos de la fuente emisora (Houghton & Carey, 2015). Sin embargo, Fisher & Schmincke (1984) mencionan que la selección en estos depósitos no es perfecta y existen estratos compuestos por una gama amplia de tamaños de grano que se depositaron cercanos a la fuente. La fábrica de las partículas es isotrópica, sin embargo, las partículas con formas más alargadas pueden mostrar una orientación paralela a la superficie de depósito (Fisher & Schmincke, 1984).

Los depósitos de caída generalmente cubren toda la topografía, colina y valles, con pendientes menores a 25-30° (Fisher & Schmincke, 1984), además, los estratos que se depositan muestran un espesor uniforme y continuo (McPhie *et al.*, 1993). La estratificación en estos depósitos se reconoce por la intercalación de capas de diferente tamaño de grano y por capas internas que muestran diferencias de color causadas por los cambios en composición (Fisher & Schmincke, 1984). Houghton & Carey (2015) mencionan que la presencia de planos netos de estratificación a pequeña escala es causada por una erupción espasmódica y no sostenida.

Depósitos de lahar. Los lahares son flujos de escombros que consisten en mezclas viscosas de partículas volcánicas con agua, los cuales son transportados a través de una pendiente como un flujo de gravedad y ocurren tanto en ambientes subaéreos como subacuados (Fisher & Schmincke, 1984; Fisher, 1984). En este trabajo se utiliza el término lahar para referirnos al proceso de sedimentación mientras que para referirnos a las acumulaciones que genera se utiliza el nombre de depósitos de flujos de escombros (R. V. Fisher & Schmincke, 1984; R. V. Fisher, 1984). Se componen por una parte gruesa de cantos que son transportados por un flujo plástico cohesivo resultado de la mezcla de agua y arcilla; tienden a formar conglomerados soportados por matriz o clastos (Fisher, 1984; Nichols, 1999). Los depósitos de flujos de escombros depositados se acumulan como lóbulos con frentes pronunciados y se depositan de manera gruesa en las partes bajas de los fondos de los valles; en las pendientes pronunciadas, como laderas, son más delgados (Fisher & Schmincke, 1984; Vallance & Iverson, 2015).

Los flujos de escombros tienen una parte fina menor a 2 mm compuesta por ceniza, además, de líticos, y una parte gruesa mayor a 2 mm de roca densa angulosa, subangulosa y generalmente de composiciones intermedias (Fisher & Schmincke, 1984). Por lo mismo, estos depósitos están pobre o muy pobremente seleccionados (Vallance & Iverson, 2015), los cantos pueden mostrar gradación normal e inversa y las partículas más alargadas muestran una orientación interpretada como una zona de corte de deslizamiento (Fisher & Schmincke, 1984). Sin embargo, una característica diagnóstica de los flujos de escombros transportados por lahares son su contenido de fragmentos gruesos, algunos fracturados con estructura de rompecabezas que se transportaron por un fluido suave y viscoso (Fisher & Schmincke, 1984).

Capítulo 2. Marco geológico regional

Geología regional

El área de estudio se ubica en el Terreno Mixteco (Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas más antiguas y que forman parte del basamento, son las rocas metamórficas del Complejo Acatlán de edad paleozoica (Ortega-Gutiérrez, 1978; Sedlock *et al.*, 1993). En la región afloran solamente rocas mesozoicas como se muestra en la Figura 2. A continuación se describen las características del basamento y su cubierta:

Complejo Acatlán designado por Ortega-Gutiérrez (1978) para referirse a un grupo de rocas cristalinas y foliadas que afloran en el estado de Puebla y hacia el noroeste de Oaxaca. Se subdivide en los subgrupos Petlalcingo y Acateco (Ortega-Gutiérrez, 1978). El Subgrupo Petlalcingo, está compuesto por migmatitas como las rocas más antiguas, esquistos pelíticos, cuarcitas y esquistos feldespáticos, anfibolitas, filitas y esquistos calcáreos (Ortega-Gutiérrez, 1978). El subgrupo Acateco se compone de rocas verdes, metagabros, peridotitas serpentinizadas, anfibolitas, eclogitas y metasedimentos; estas litologías son parte de una ofiolita desmembrada (Ortega-Gutiérrez, 1978; Sedlock *et al.*, 1993). Además, de las rocas ofiolíticas, se compone por los Granitoides la Esperanza que consisten en gneis polimetamorfoseados (Sedlock *et al.*, 1993). Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) sugieren que el Complejo Acatlán se formó como parte del cierre del océano lapetus al unirse la microplaca de Oaxaquia con el sureste de Laurentia. Otra interpretación señala que se trató del Océano Rheico (Nance *et al.*, 2006)

Caliza con Cidaris, es el nombre designado por Erben (1956) a una sucesión de margas color gris y crema que se intercalan con calizas margosas grises. La unidad está compuesta por biomicritas arcillosas que llegan a contener *Parathyridina mexicana*, hexacorales y fragmentos de invertebrados; biointramicritas; intercalaciones de coquinas de *Gryphea mexicana* con *Lima* sp. y bivalvos; así como calizas con equinoideos hacia la cima (Carrasco-Ramírez, 1981). En el área de Tezoatlán esta unidad está cubierta por una capa de caliche que oscurece sus relaciones estratigráficas (González-Torres, 1989). El contacto inferior de la unidad es transicional y concordante con el Grupo Tecocoyunca mientras que su contacto superior es concordante con la formación San Miguel Papalutla (Caballero-Miranda, 1989; González-Torres, 1989). Para el área de Tlaxiaco, Carrasco-Ramírez (1981) estima un espesor de la unidad de 200 metros y propone que se depositó en condiciones marinas someras con aporte de terrígenos. Erben (1956) le asigna una edad Oxfordiano.

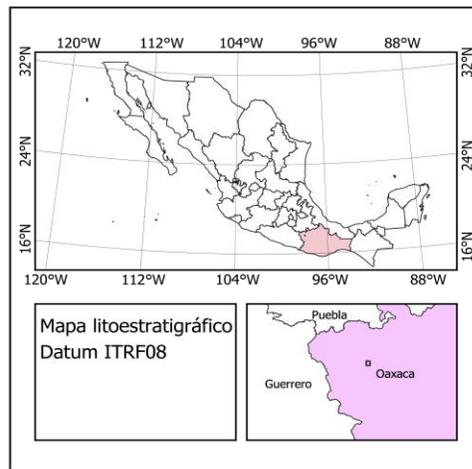
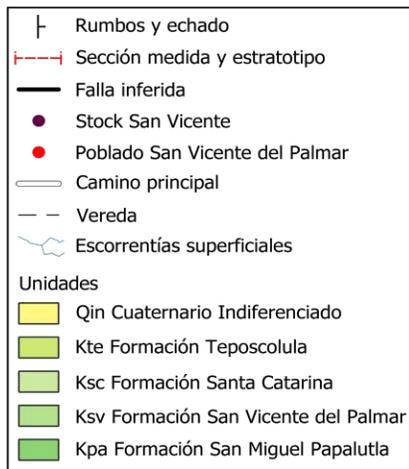
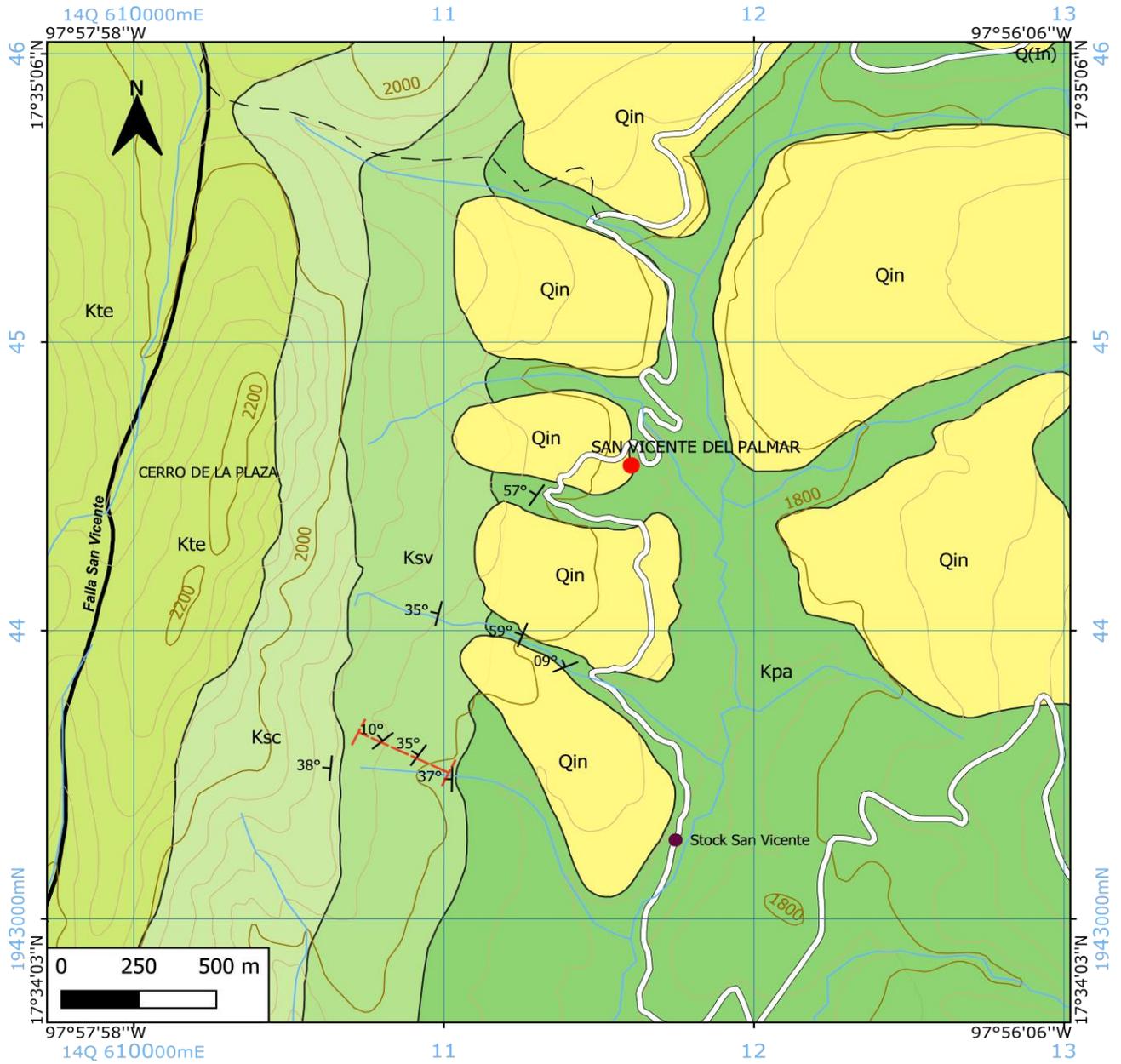


Figura 2. Mapa litoestratigráfico del área de estudio. Tomado de Díaz-Lara (2024)

Formación San Miguel Papalutla, nombre con el que designa Caballero-Miranda (1989) a una sucesión de calizas arcillosas, calizas arenosas y lutitas. Esta unidad consiste en margas, lutitas, areniscas y limolitas calcáreas, calizas arcillosas y areniscas conglomeráticas en menor medida (González-Torres, 1989). Además, contiene rudistas no identificados, pelecípodos, restos de plantas y amonites del género *Neocomites* (Caballero-Miranda, 1989; González-Torres, 1989). El contacto inferior es concordante con la Caliza con Cidaris y su contacto superior ha sido descrito por González-Torres (1989) como una discordancia erosional con la Formación San Vicente. En el cañón de Santo Domingo Tonalá, presenta un espesor de 150 metros (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Morán-Zenteno *et al.* (1993) proponen que la unidad se depositó en un ambiente marino somero y con base en su contenido fósil le asignan una edad Valanginiano-Hauteriviano.

Formación Santa Catarina, nombre informal designado por Morán-Zenteno *et al.* (1993) para una sucesión compuesta en su parte inferior de rocas detríticas y hacia la cima de rocas carbonatadas. La unidad comienza hacia la base con un conglomerado de clastos volcánicos y matriz arenosa; en su parte media continúa con areniscas y lutitas rojas, areniscas conglomeráticas, calizas arcillosas; y hacia la cima se compone de calizas arenosas, areniscas calcáreas y calizas (González-Torres, 1989; Morán-Zenteno *et al.*, 1993). El análisis petrográfico de las areniscas determinó que contienen líticos volcánicos con formas subangulosas que proceden de la Formación San Vicente (González-Torres, 1989). El contacto inferior de esta unidad es una discordancia erosional con la Formación San Vicente, y por encima su contacto es transicional con la Formación Teposcolula (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). En el área de Santo Domingo Tonalá, González-Torres (1989) estima un espesor de 150 metros. Esta unidad se depositó en un ambiente continental que cambió a marino con el aporte de terrígenos (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Con base en sus relaciones estratigráficas Morán-Zenteno *et al.* (1993) le asignan un alcance Barremiano-Aptiano.

Capítulo 3. Estratigrafía de la Formación San Vicente del Palmar

Estratigrafía

Antecedentes: La Formación San Vicente del Palmar fue descrita por primera vez por Moran-Zenteno (1987) con el nombre de Unidad San Vicente, la describe como una unidad piroclástica de composición andesítica y espesor de 500 metros. Posteriormente, Castro-Mora & Arceo y Cabrilla (1996) utilizan el nombre de Formación San Vicente del Palmar para referirse a esta unidad en la Monografía Geológico-Minera del Estado de Oaxaca. Morán-Zenteno *et al.* (1987) y González-Torres (1989) la describen compuesta por tobas de ceniza y tobas de lapilli, con bombas y bloques, además, reportan capas de aglomerado volcánico. Morán-Zenteno *et al.* (1993) señalan que la unidad tiene geometría lenticular y sus límites los reportan como disconformidades, sobreponiéndose a la Formación San Miguel Papalutla y subyaciendo a la Formación Santa Catarina.

Se recomienda seguir usando el nombre Formación San Vicente del Palmar para referirnos a esta unidad. Esto con el objetivo de evitar ambigüedades con la unidad calcárea de nombre homónimo “Formación San Vicente” reportada por Romo-Ramírez *et al.* (2002).

Localidad tipo: Morán-Zenteno *et al.* (1987) señalan como localidad tipo el poblado de San Vicente del Palmar, municipio de Tezoatlán, Oaxaca. Mencionan que hacia el poniente del poblado es donde se encuentran los mejores afloramientos.

Estratotipo de unidad: Se propone como estratotipo la sección que aflora al poniente del poblado de San Vicente del Palmar (Figura 2). Se localiza a 1.2 kilómetros en las coordenadas 14Q 611,014 mE 1°943,485 mN 1795 msnm (Datum ITRF08).

Litología: La unidad inicia en la base con andesitas en estructura de lavas almohadilladas color oliva pálido, las cuales presentan bordes vitreos. Las andesitas tienen textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, contienen vesículas rellenas de calcita, sílice y minerales arcillosos. Continúa con conglomerados de gravas andesíticas, con estratos masivos color oliva gris claro y en ocasiones intercalados con flujos andesíticos. Las gravas tienen bordes subagulosos a redondeados, baja esfericidad y llegan a mostrar una fábrica anisotrópica y gradación normal e inversa. Además, están sostenidos por una matriz de ceniza compuesta por plagioclasas, líticos, anfíboles y fragmentos de cuarzo.

Hacia la parte media, se compone por tobas de lapilli color gris rojizo, tobas de lapilli color verde grisáceo e ignimbritas. La toba gris rojiza está compuesta de cristales de plagioclasa, líticos porfídicos andesíticos, minerales arcillosos color verde pálido relleno intersticios y ceniza fina. Presenta una estratificación masiva y contiene bombas y fragmentos ovoides porfídicos con tamaños entre 10 y 72 cm compuestos por cristales de plagioclasas. La toba de lapilli verde grisáceo se compone de cristales y fragmentos de plagioclasa, líticos andesíticos, fragmentos de cuarzo y minerales

arcillosos relleno intersticios que le dan esa coloración, contiene, además, fragmentos andesíticos porfídicos. Esta intercalada en forma rítmica plano-paralela con capas de ceniza color rojo débil y muestra también apariciones de capas de ignimbrita. La ignimbrita por su parte muestra un color amarillo pálido, está compuesta por ceniza fina, lapillis que varían de andesíticos a dacíticos. Los cuales están ligeramente aplastados con disposición anisotrópica y en *fiammes*. La ignimbrita también contiene cristales de plagioclasa, anfíbol y ocurrencias de granates. Además, presenta estratificación difusa y poca consolidación, sin embargo, en algunos casos, se intercala como capas densas bien estratificadas.

Hacia la cima la unidad termina con una toba lítica, color gris rojiza, compuesta de líticos y cristales de plagioclasas, ocurrencias de granates y bombas y bloques andesíticos, ocasionalmente muestra manchones de un mineral verde grisáceo. Se presenta en estratos plano-paralelos, con gradación normal de la ceniza, en ocasiones se pierde y se vuelve difusa hacia la cima. Las bombas y bloques tienen tamaños de 74 a 22 cm de diámetro medidos en su eje más largo.

Relaciones estratigráficas: Los límites de la unidad son concordantes, el contacto inferior es con la Formación San Miguel Papalutla (Figura 3), mientras que el contacto superior es con la Formación Santa Catarina.



Figura 3. Contacto inferior de la Formación San Vicente del Palmar con la Formación San Miguel Papalutla (línea amarilla). Se observa de manera clara la estratificación plano-paralela de la unidad subyacente

Edad: Morán-Zenteno *et al.* (1993) con base en sus relaciones estratigráficas establecen para esta unidad un alcance Hauteriviano superior-Barremiano.

Análisis de facies de la Formación San Vicente del Palmar

Para identificar el tipo de depósitos volcánicos y el probable modelo de volcanismo, se caracterizaron las facies que conforman a la Formación San Vicente del Palmar. Se identificaron 7 facies que componen a la Formación San Vicente, las cuales se describen a continuación (Figura 4):

Facies A

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasas que exhibe color al fresco oliva pálido (5Y 6/3). A nivel general, se presenta en estructura de lavas almohadillada con sedimento y vidrio que rellena los espacios entre las almohadillas (Figura 5). En lámina delgada muestra textura porfídica con fenocristales de plagioclasas que se determinaron de composición labradorita, anfíboles y piroxenos (¿?) en una matriz de microlitos de

plagioclasas euhedrales y subehedrales, que en ocasiones se observa criptocristalina. Además, presenta amígdalas de sílice y calcita, con arcillas de alteración.

Interpretación: La estructura de lavas almohadilladas junto con los lóbulos delimitados y mezclados con vidrio y sedimento, indica que los flujos de lava se depositaron en un ambiente subacuoso (McPhie *et al.*, 1993).

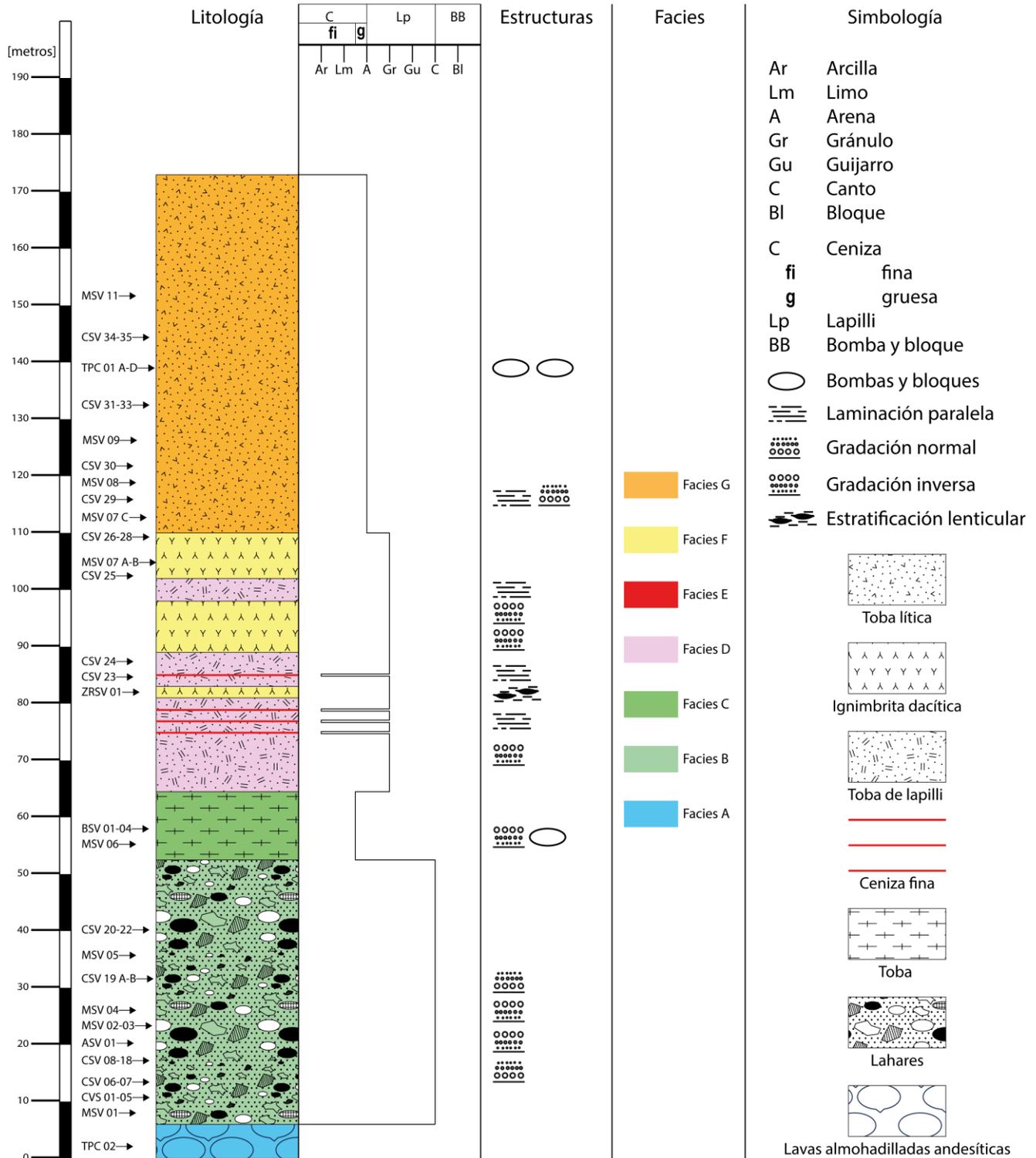


Figura 4. Estratotipo de la Formación San Vicente del Palmar, se presentan las facies que la componen. Su ubicación se puede consultar en la Figura 2.



Figura 5. Facies A, lavas almohadilladas andesíticas, contiene vidrio de color negro y sedimento bordeando los lóbulos

Facies B

Conglomerado de cantos andesíticos porfídicos sostenidos en una matriz de ceniza con estratificación masiva (Figura 6). En general, la facies presenta color de meteorización oliva pálido (5Y 6/4) y color al fresco oliva gris claro (5Y 6/2). Los cantos exhiben textura porfídica de fenocristales de plagioclasas y anfíboles. Además, muestran baja esfericidad, tienen bordes subredondeados a subangulosos, se disponen en una fábrica anisotrópica, presentan gradación tanto inversa como normal, y están fracturados con estructura de rompecabezas (Figura 7). La matriz se compone de fenocristales de plagioclasa, anfíboles, líticos, ceniza fina afanítica y contiene amígdalas de sílice, calcita y arcillas. La calcita también se encuentra reemplazando algunas plagioclasas, anfíboles y dispersa en la matriz. La petrografía muestra que la matriz tiene textura porfídica de fenocristales de plagioclasas determinadas como labradoritas y líticos contenidos en ceniza fina criptocristalina. Los clastos por su parte presentan textura porfídica de fenocristales de plagioclasas, anfíboles y piroxenos en una matriz traquítica de plagioclasas. En ocasiones, esta facies se observa intercalada con lavas andesíticas posiblemente de la Facies A.

Interpretación: La facies es resultado de la acumulación de flujos de escombros probablemente de lahares. Esto se interpreta por la mala selección de ceniza fina a cantos, estratificación masiva, además, de los distintos niveles con gradación inversa y normal. Además, los cantos fracturados en estructura de rompecabezas se asocian comúnmente a lahares; Fisher & Schmincke (1984) explican que los clastos con este tipo de fracturamiento se movilizan por un manejo suave a través de un flujo cohesivo. La calcita en amígdalas, reemplazando plagioclasas y dispersa en la matriz indica que se depositó probablemente en condiciones subacuosas.



Figura 6. Facies B, depósitos de lahares, compuestos por cantos andesíticos en una matriz de ceniza, los cantos más alargados muestran una orientación paralela a la superficie de estratificación



Figura 7. Facies B, cantos andesíticos fracturados en estructura de rompecabezas transportados por una matriz cohesiva de grano más fino.

Facies C

Toba de ceniza con cristales de plagioclasa, líticos, matriz afanítica y con estratificación masiva, contiene bombas y fragmentos ovoides andesíticos porfídicos de diámetros de 10 a 72 cm (Figura 8). En lámina delgada la toba muestra textura tipo porfídica de líticos andesíticos, algunos criptocristalinos y opacos, fenocristales de plagioclasas y matriz de ceniza fina criptocristalina. Las bombas se observan con textura porfídica de fenocristales de plagioclasas, anfíboles y matriz criptocristalina.

Interpretación: Esta facies se depositó por caída, la presencia de bombas indica depósito por proyección balística con cercanía a una fuente emisora subáerea (Fisher & Schmincke, 1984; Taddeucci *et al.*, 2015). Además, la ausencia de estratos nítidos indica también una probable cercanía de la fuente emisora (Fisher & Schmincke, 1984).



Figura 8. Facies C, toba de ceniza de estratificación masiva que contiene bombas y fragmentos ovoides andesíticos.

Facies D

Toba de lapilli color verde grisáceo (5G 5/2) que contiene partículas andesíticas redondeadas, de baja esfericidad, pobremente seleccionados con tamaños que van de 2 a 50 cm de diámetro (Figuras 9 y 10). Las partículas más alargadas llegan a mostrar una fábrica anisotrópica junto con una gradación compuesta (normal e inversa) (Figura 10). Además, los intersticios de la toba están rellenos de minerales verdes arcillosos. Se presenta en estratos paralelos de 15 cm de espesor y está intercalada con la facies D (Figura 3). Sin embargo, en algunos niveles la estratificación se vuelve difusa y se intercala con capas de ignimbrita bien estratificada. La petrografía muestra una textura tipo porfídica de fenocristales de plagioclasa, líticos porfídicos andesíticos, fragmentos de cuarzo contenidos en una matriz de ceniza fina criptocristalina.

Interpretación: La estratificación plano-paralela definida por las intercalaciones de la facies D y E, la gradación normal e inversa de algunos fragmentos y la ligera fábrica anisotrópica de algunas partículas indica que esta facies probablemente se depositó por un flujo piroclástico (Fisher & Schmincke, 1984; McPhie *et al.*, 1993).



Figura 9. Facies D, toba de lapilli color verde grisáceo que se encuentra intercalada con la facies E de color rojo débil.



Figura 10. Fragmentos andesíticos de la facies E que muestran una ligera orientación y una gradación compuesta.

Facies E

Estratos de ceniza fina de 2 cm de espesor, color rojo débil (5R 5/2); que contiene vetillas de calcita paralelas a la superficie de estratificación (Figura 11). Se presenta intercalada rítmicamente con la facies D (Figura 9) y en ocasiones las capas se hacen difusas y discontinuas.

Interpretación: La facies se depositó por oleada piroclástica, con base en la disposición paralela, el espesor delgado de las capas, además, de la intercalación entre las facies E y D, así como su textura de ceniza muy fina. Puede ser descrita como una zona fluidizada de ceniza fina asociada a un flujo piroclástico principal que se depositó como una oleada de base o una nube de ceniza (Fisher, 1979; Fisher & Schmincke, 1984).



Figura 11. Facies E, ceniza fina color rojo débil con vetillas de calcita paralelas a la estratificación.

Facies F

Ignimbrita con lapillis de composición que varía de andesítica a dacítica y ceniza afanítica (Figura 12). En cantidades menores contiene cristales de plagioclasas, anfíboles y ocurrencias de granates euédricos rojos con tamaños de hasta 1 mm (Figura 14). En ocasiones se presenta en capas netas densas, bien estratificadas mientras que en otros casos muestra estratificación difusa y baja consolidación. Algunos lapillis muestran una ligera forma aplastada con disposición anisotrópica paralela que, en algunos casos se observa como *fiamme* (Figura 13) La petrografía muestra contenido de fenocristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, ceniza fina criptocristalina y en el caso de los lapillis algunos muestran una textura eutaxítica.

Interpretación: La facies se depositó por un flujo piroclástico primario. La fábrica anisotrópica de algunos lapillis indica que el flujo que los transportó permitió que se orientaran, las formas aplastadas de *fiamme* y la textura eutaxítica se asocian a flujos calientes; típicos de un flujo piroclástico primario (Fisher & Schmincke, 1984). Mientras que los contrastantes grados de estratificación y consolidación que presenta la facies pueden asociarse a los diferentes grados de soldadura que hay en los flujos piroclásticos (Walker, 1983; McPhie *et al.*, 1993). Los granates por su parte, su forma y tamaño sugieren que posiblemente sean cristalizados a partir del magma primario a profundidad, (Gilbert & Rogers, 1989).



Figura 12. Facies F, toba de lapilli andesíticos, dacíticos y riolíticos. Los lapilli están en una matriz de ceniza de color amarillo pálido. Algunos lapilli (color negro) muestran un ligero aplastamiento y una orientación paralela.



Figura 13. Lapilli andesíticos ligeramente aplastados de la Facies F, algunos muestran estructura de fiamme.

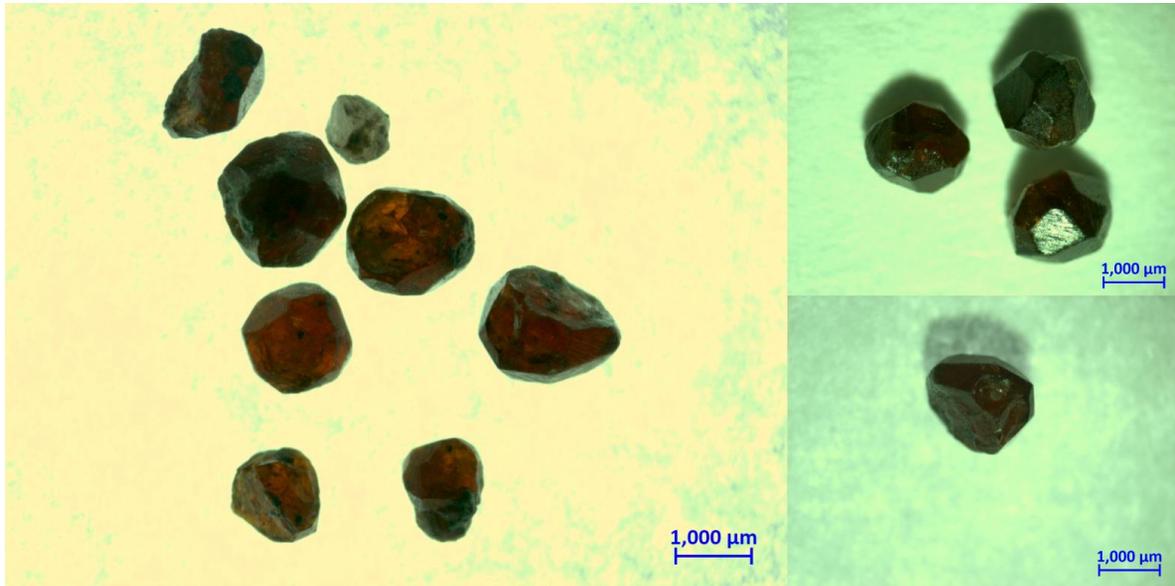


Figura 14. Granates magmáticos de las ignimbritas y tobas de la Formación San Vicente del Palmar. Muestran formas euhedrales, llegan a medir hasta 1 mm y algunos se encuentran rotos.

Facies G

Toba lítica gris rojizo (5R 5/1) que contiene bombas y bloques andesíticos con diámetros que van de los 74 a 20 cm. Está compuesta casi en su totalidad por ceniza gruesa de líticos juveniles andesíticos con algunos lapilli andesíticos finos. En menor proporción contiene cristales de plagioclasas, minerales negros oxidados, ocurrencias de granates euhedrales (Figura 14) e intersticios rellenos de minerales arcillosos color verde grisáceo (G 5/2). Presenta estratificación paralela definida por cambios de coloración en las capas y gradación normal (Figura 15), que se vuelve difusa en algunos niveles. La petrografía de la toba muestra una textura tipo piroclástica de líticos y lapillis, andesíticos porfídicos de matriz criptocristalina posiblemente juveniles, con líticos opacos y líticos vitreos (¿?), que están en contacto grano a grano de tipo longitudinal y suturado.

Interpretación: La estratificación definida por los cambios de coloración de las capas junto con la gradación normal indica que la facies corresponde con un depósito de caída. Además, la uniformidad en el tipo y tamaño de líticos probablemente se dio por diferenciación de densidad y tamaño, que ocurre en las nubes turbulentas de los depósitos de caída (Fisher & Schmincke, 1984). Las bombas indican el depósito por proyección balística con proximidad a la fuente emisora (Taddeucci *et al.*, 2015).



Figura 15. Facies G, toba lítica de estratificación paralela

Modelo de facies de la Formación San Vicente del Palmar

Con el base en las facies descritas se propone el siguiente modelo (Figura16) de depósito para las rocas de la Formación San Vicente del Palmar. Se describe a continuación.

El depósito de la Formación San Vicente comenzó por un vulcanismo efusivo en un ambiente subacuoso, en el cual se depositaron flujos de lavas almohadilladas andesíticas de la Facies A. Los flujos andesíticos tienen bordes de vidrio y contiene vesículas rellenas de calcita, sílice y arcillas. Las almohadillas indican las condiciones subacuosas del depósito y por otra parte las vesículas sugieren que la profundidad en la que se emplazaron los flujos almohadillados permitió la exsolución de volátiles (McPhie *et al.*, 1993).

Por encima de las lavas almohadilladas se acumularon depósitos de flujos de escombros descritos en la Facies B. Los depósitos contienen cantos andesíticos porfídicos y se encuentran intercalados flujos de lava de la Facies A. Se interpreta que la parte gruesa de los depósitos de flujos de escombros son producto del emplazamiento y sedimentación de almohadillas y también sea parte de los márgenes del aparato volcánico que posiblemente colapsó. Los cantos tienen frecuentemente una estructura de fracturamiento en rompecabezas típico de lahares (Fisher & Schmincke, 1984), además, están sostenidos por una matriz de cristales, líticos y ceniza fina. Los componentes de la matriz indican un cambio en el vulcanismo hacia un carácter más explosivo que emitió una gran cantidad de ceniza que se mezcló con agua de un mismo ambiente subacuoso. Considerando lo dicho por Fisher & Schmincke (1984) sobre la forma de los depósitos de escombros, se propone que esta facies se acumuló en las pendientes más bajas de la cuenca en la parte baja del paleovalle.

El depósito de la Formación San Vicente del Palmar continuo con actividad explosiva que depositó una toba con bombas andesíticas de la Facies C. Además, de las bombas, la facies muestra un aumento de líticos, lo cual indica que el vulcanismo era explosivo y el principal depósito se dio por caída y proyección balística (Fisher & Schmincke, 1984; Taddeucci *et al.*, 2015). Las bombas, por ser la parte gruesa del depósito señalan una cercanía a la fuente emisora (Taddeucci *et al.*, 2015), además, la estratificación masiva de la facies indica también cercanía al conducto emisor (Fisher & Schmincke, 1984).

El vulcanismo continuó con una actividad explosiva la cual posiblemente produjo pequeñas columnas eruptivas que depositaron flujos piroclásticos primarios de la facies D y oleadas piroclásticas la Facies E. La Facies D se caracteriza por contener fragmentos gruesos y lapillis orientados, los cuales exhiben una gradación inversa y que son características de algunos flujos piroclásticos (Fisher & Schmincke, 1984).

Además, de estar intercalada con la facies D, la facies E se dispone en capas paralelas, en ocasiones son discontinuas y tiene una textura fina. Estas características señalan un posible depósito de oleada piroclástica asociado a un flujo piroclástico principal (Fisher, 1979), que corresponde con la Facies D.

La actividad volcánica continuó con actividad explosiva y depósitos de flujos piroclásticos de la Facies F. La Facies F consiste en una ignimbrita definida por contener lapillis aplastados, *fiammes* ocasionales y diferentes grados de consolidación (soldadura). La Facies F contiene lapillis de composición andesítica hasta dacítica y la petrografía exhibe un aumento proporción de cuarzo. Estas características posiblemente sean resultado de una evolución del magma en la cámara, hacia una composición ligeramente más ácida. Además, capas bien estratificadas de ignimbrita están intercaladas con capas de la facies D, indicando también un ligero cambio transicional en la composición de los depósitos.

El vulcanismo concluyó con el depósito de una toba lítica de la Facies F con estratificación plano-paralela, buena selección y gradación normal, también se depositaron bombas y boques. Las características mencionadas posiblemente son producto de la diferenciación por densidad y tamaño que se da en las nubes turbulentas subaéreas a través de un

vulcanismo explosivo y depositados posteriormente por caída (Walker, 1973; Fisher & Schmincke, 1984; Taddeucci *et al.*, 2015). Además, muestra un aumento en la proporción de bombas, señalando la proximidad al conducto (Taddeucci *et al.*, 2015). Lo anterior mencionado junto con la escasa calcita como relleno intersticial podrían interpretarse también como que el depósito final de la Formación San Vicente del Palmar se dio en condición subaérea.

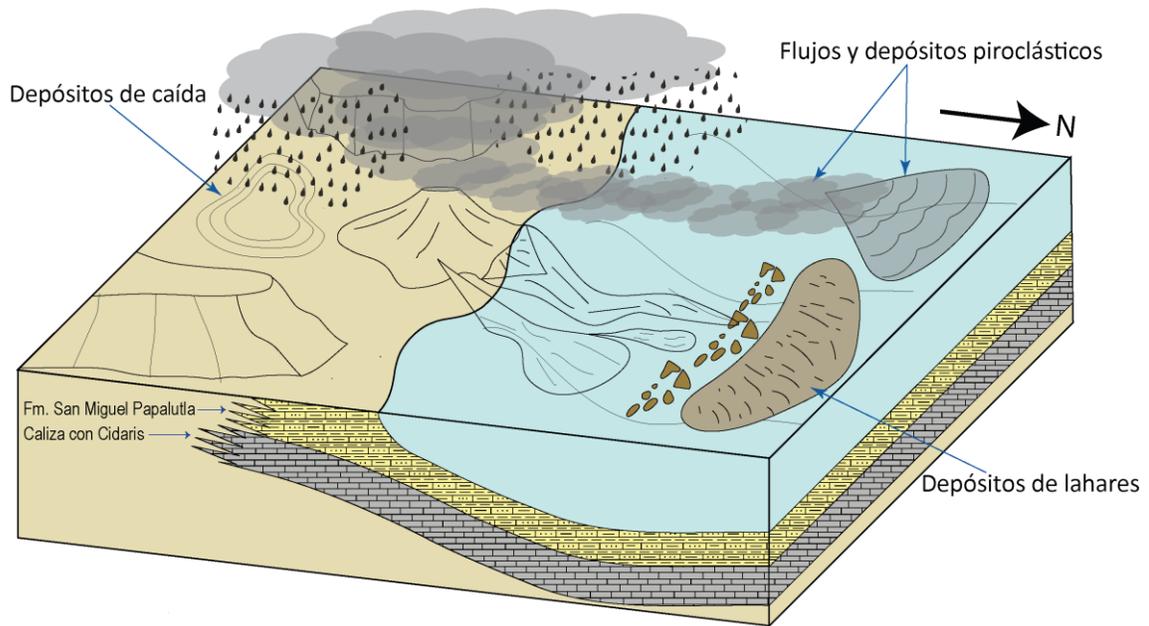


Figura 16. Modelo de facies de la Formación San Vicente del Palmar

Capítulo 4. Discusión

La Formación San Vicente del Palmar ha sido descrita como una toba de ceniza, lapilli y capas de aglomerado volcánico por Morán-Zenteno et al. (1987) quienes proponen su origen a un vulcanismo estromboliano en un ambiente subaéreo. Sin embargo, el análisis de facies señala que esta unidad comenzó a depositarse en un ambiente subacuoso, respaldado por lavas almohadilladas andesíticas (Facies A). Además, demuestra estar compuesta también por acumulaciones de flujos de escombros, ignimbritas y depósitos de caída. Donde los grandes espesores medidos de hasta 46 metros para los flujos de escombros (Figura 4) sugieren que posiblemente se depositaron hacia las partes bajas de la cuenca o paleovalle (R. V. Fisher & Schmincke, 1984). Los depósitos de lahares también se encuentran intercalados con flujos andesíticos de la Facies A, demostrando que el vulcanismo continuó en un ambiente subacuoso.

Con base en las facies descritas de la Formación San Vicente del Palmar se sugiere que la unidad se produjo por un vulcanismo estromboliano. Al igual que lo propuesto por Morán-Zenteno *et al.* (1987) hubo gran emisión de ceniza, bombas. Sin embargo, este vulcanismo inicio con flujos de lava y posteriormente cambio hacia una actividad más explosiva donde posiblemente formó columnas eruptivas que colapsaron como flujos piroclásticos para depositar a las tobas e ignimbritas descritas en las Facies D, Facies E y Facies F.

Por otra parte, el vulcanismo muestra ser de una composición andesítica no obstante algunos lapillis contenidos en la Facies F (ignimbrita) muestra un cambio hacia una composición dacítica. Para lo cual Brown & Andrews (2015) mencionan que la evacuación progresiva de una cámara magmática dividida químicamente muestra también un cambio composicional en los depósitos. Las ignimbritas y la composición dacítica bien pudiera ser parte de un vulcanismo pliniano. Sin embargo, la ausencia de fragmentos de vidrio así como fragmentos de pómez hace difícil considerar esta actividad como tal. Las ignimbritas de la Facies F muestran también apariciones de granates euhedrales de hasta 1 mm y su ocurrencia es consistente hasta las tobas líticas de caída en la parte final de la unidad. Gilbert & Rogers (1989) reportan granates en ignimbritas de composición riolítica y riodacítica, esto nos sugiere que el vulcanismo de la Formación San Vicente del Palmar posiblemente presentó un cambio en la composición de los magmas que erupcionaron y se reflejó en el depósito de las ignimbritas. Además, Gilbert & Rogers (1989) mencionan que el origen de granates en rocas volcánicas puede ser: como xenolitos extraídos de la roca encajonante, ser parte de los restos de la fuente fundida que originó al magma o finalmente tener un origen por cristalización del magma primario a profundidad. Por la forma y tamaño de los granates en las ignimbritas de la Formación San Vicente Palmar se sugiere pueden ser magmáticos, cristalizados como una fase primaria. Sin embargo, es necesario un análisis geoquímico detallado que nos ayude a establecer la procedencia de los granates.

Finalmente, la toba lítica de la Facies G puede indicar que la Formación San Vicente del Palmar corresponde con depósitos de caída posiblemente en un ambiente subaéreo. Caracterizado por la descarga de ceniza gruesa y gran proporción de bombas. Las bombas como la parte gruesa de los piroclastos indican un depósito por balística y una cercanía a la fuente emisora (Taddeucci *et al.*, 2015). La toba, por otra parte está compuesta de líticos que son andesíticos, criptocristalinos y opacos los cuales muestran un tamaño uniforme. El tamaño uniforme y carácter homogéneo de la ceniza que compone a esta toba posiblemente sea resultado de su separación por densidad y tamaño tal como sucede en los depósitos de caída subaérea (R. V. Fisher & Schmincke, 1984). Además, la unidad suprayacente, la Formación Santa Catarina se asocia al depósito en un ambiente no marino dicho por Morán-Zenteno et al, (1993), lo que también puede indicar el depósito subaéreo de la parte final de la Formación San Vicente del Palmar.

Un problema para establecer de manera clara el vulcanismo es que en el área de estudio no hay registro de algún del aparato volcánico que haya generado esta unidad. Sobre el camino al poblado de San Vicente del Palmar se observa un intrusivo, señalado en la Figura 2 con el nombre de Stock San Vicente el cual corta la estratigrafía del área y posiblemente pudiera sea la parte alimentadora del vulcanismo. Sin embargo, este cuerpo no ha sido estudiado a la fecha. Sería importante establecer su edad, composición y geoquímica para poder comprobar la hipótesis mencionada. Sin embargo, esto queda fuera de los alcances de este trabajo.

Capítulo 5. Conclusiones

- La Formación San Vicente del Palmar es una unidad volcánoclastica producto de la acumulación de varios depósitos que se pueden describir por siete facies.
- La formación San Vicente del Palmar está compuesta por flujos de lava, flujos de escombros, flujos piroclásticos que depositaron tobas de lapilli e ignimbritas y tobas de depósitos de caída.
- La unidad se depositó en un ambiente subacuoso en la parte inicial con lavas almohadilladas y depósitos de lahares, hacia parte final el depósito de esta unidad cambio a condiciones subaérea con depósitos de caída.
- La composición de la unidad es andesítica y el vulcanismo que la produjo es de tipo estromboliano que inició con flujos andesíticos, posteriormente evolucionó hacia una actividad más explosiva que emitió ceniza y bombas andesíticas que, además, originó algunas columnas eruptivas.

Bibliografía

- Brown, R. J., & Andrews, G. (2015). Deposits of Pyroclastic Density Currents. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00036-5>
- Caballero-Miranda, C. I. (1989). *Geología y anisotropía magnética del Jurásico continental del área Huajuapán de León-Petlalcingo Estados de Oaxaca y Puebla*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 142 p.
- Carrasco-Ramírez, R. S. (1981). *Geología Jurásica del Area de Tlaxiaco, Mixteca Alta, Oaxaca*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 146 p.
- Castro Mora, J., & Arceo y Cabrilla, F. (1996). *Monografía Geológico-Minera del Estado de Oaxaca*. Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales). 280 p.
- Clarke, A. B., Esposti Ongaro, T., & Belousov, A. (2015). Vulcanian Eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00028-6>
- De Cserna, Z. (1965). Reconocimiento Geológico en la Sierra Madre del Sur de México entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. *Boletín Del Instituto de Geología*, 62, 76.
- Díaz-Lara, S. (2024). Transgresión marina cretácica y estratigrafía de secuencias en facies carbonatadas. Sector norte del Terreno Mixteco. Tesis de Doctorado (En proceso). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Erben, H. K. (1956). El Jurásico Medio y el Calloviano de México. XX Congreso Geológico Internacional.
- Fisher, R. V., & Schmincke, H.-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>
- Fisher, R. V. (1979). Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(3–4), 305–318. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90008-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90008-8)
- Fisher, R. V. (1984). Submarine volcanoclastic rocks. *Geological Society Special Publication*, 16(March 2008), 5–27. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.02>
- Gilbert, J. S., & Rogers, N. W. (1989). The significance of garnet in the Permian-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. *Journal of the Geological Society*, 146(3), 477–490. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.146.3.0477>
- González-Torres, E. A. (1989). *Geología y paleomagnetismo del área de Tezoatlán, Oaxaca*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 188 p.

- Houghton, B., & Carey, R. J. (2015). Pyroclastic Fall Deposits. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00034-1>
- INEGI. (2019). Carta topográfica E14D24 Tezoatlán de Segura y Luna escala 1:50 000 serie II. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=889463824299>
- INEGI. (2013a). Conjunto de datos vectoriales de información topográfica E14D24 Santo Domingo escala 1:50 000 serie III. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825269609>
- INEGI. (2013b). Conjunto de datos vectoriales de información topográfica E14D14 Huajuapán de León escala 1:50 000 serie III. <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825003086>
- Kerr, P. F. (1959). *Optical Mineralogy* (Tercera). McGraw-Hill.
- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1993). *Volcanic Textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies CODES, University of Tasmania.
- Mendoza-Rosales, C. C., Silva-Romo, G., Centeno-García, E., Campos-Madrigal, E., & Rodríguez-Otero, M. (2013). La formación chivillas en tehuacán, Puebla, México: Definición, análisis de facies y procedencia. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), 457–480. <https://doi.org/10.18268/BSGM2013v65n3a3>
- Morán-Zenteno, D. J. (1987). *Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del terreno Mixteco*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 180 p.
- Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C. I., Silva-Romo, G., & Gonzalez_Torres, E. A. (1993). Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of northern Mixteca terrane, southern Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3), 453–473. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1993.32.3.522>
- Morán-Zenteno, D. J., Gonzalez-Torres, E. A., & Cabral-Cano, E. (1987). Una manifestación del volcanismo cretácico en la Mixteca Oaxaqueña. *Litosfera*, 1(1), 5–12.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34(10), 857–860. <https://doi.org/10.1130/G22642.1>
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy* (Second). Wiley-Blackwell.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., & López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27(8), 719–722. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2)
- Ortega Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del complejo Acatlan en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Revista Del Instituto de Geología*, 2, 112–131.

- Ríos-Martínez, D., & Fitz.Bravo, C. (2009). Carta Geológica-Minera Tezoatlán de Segura y Luna, Oax., E14-D24, Esc. 1:50,000. Servicio Geológico Mexicano.
- Romo-Ramírez, J. L., Herrera-Monreal, J. C., Rodríguez-Rodríguez, J. S., & Larrañaga-Obregón, G. (2002). *Informe de la carta geológico-minera San Miguel; H13-12, escala 1250,000, Estados de Coahuila y Chihuahua.*
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. In Special Paper of the Geological Society of America (Vol. 278). <https://doi.org/10.1130/SPE278-p1>
- Sierra-Rojas, M. I., & Molina-Garza, R. S. (2014). La Formación Zicapa del sur de México: Revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 174–189.
- Taddeucci, J., Edmonds, M., Houghton, B., James, M. R., & Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and Strombolian Eruptions. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00027-4>
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología Física* (10ª). Pearson Educación.
- Vallance, J. W., & Iverson, R. M. (2015). Lahars and Their Deposits. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00037-7>
- Walker, G. P. L. (1973). Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431–446. <https://doi.org/10.1007/BF01840108>
- Walker, G. P. L. (1981). Plinian eruptions and their products. *Bulletin Volcanologique*, 44(3), 223–240. <https://doi.org/10.1007/BF02600561>
- Walker, G. P. L. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1–4), 65–88. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90062-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90062-8)

Apéndice petrográfico

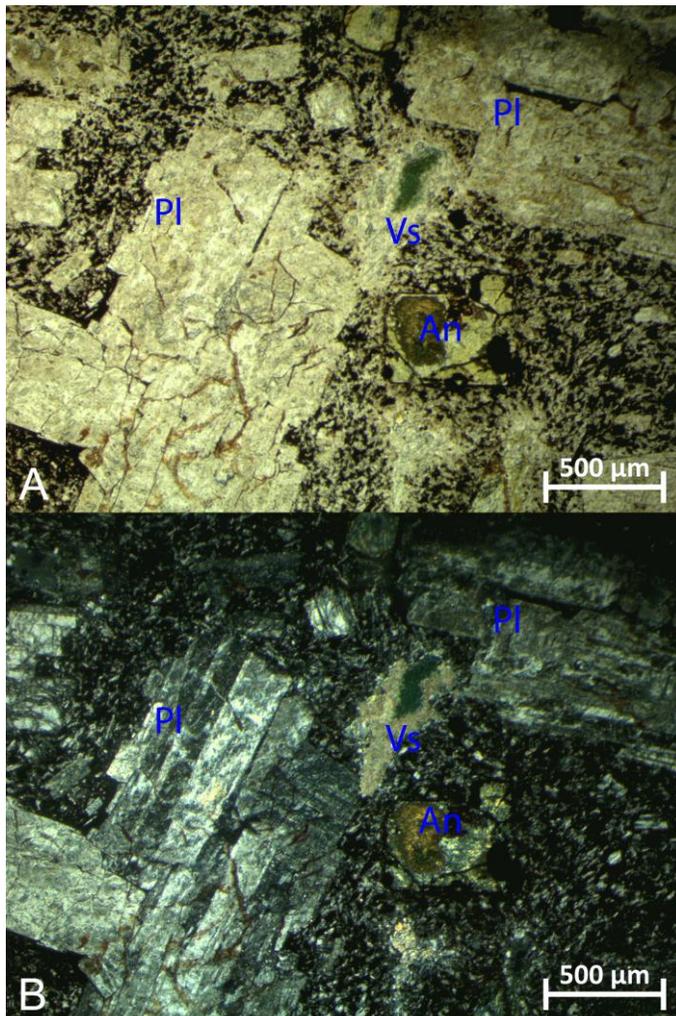
A continuación, se presenta el apéndice petrográfico de las muestras que se consideraron más representativas para este trabajo. Las muestras se ubican referidas en la columna estratigráfica medida de la Figura 4.

Abreviaturas utilizadas:

An	Anfíbol
Cz	Calcita
Gr	Granate
Li	Lítico
Qz	Cuarzo
Pl	Plagioclasa
PPL	Observación con luz polariza paralela
XPL	Observación con luz polariza con nícoles cruzados
Vs	Vesícula o cavidad
5x	Visualización con el objetivo 5x
10x	Visualización con objetivo 10x.
µm	Micrómetro

Clave:	BSV01
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica, fenocristales de plagioclasas y matriz de microcristales de plagioclasa
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasa, anfíboles y contiene vesículas rellenas de calcita junto con un mineral verde oliva . Contiene también en la matriz, microcristales de un mineral que se alteró hacia uno opaco.
Observaciones:	Los anfíboles se encuentran remplazados por calcita, sílice secundaria y un mineral verde grisáceo. Esta lámina se tomó de una muestra identificada como bomba
Facies asociada:	C

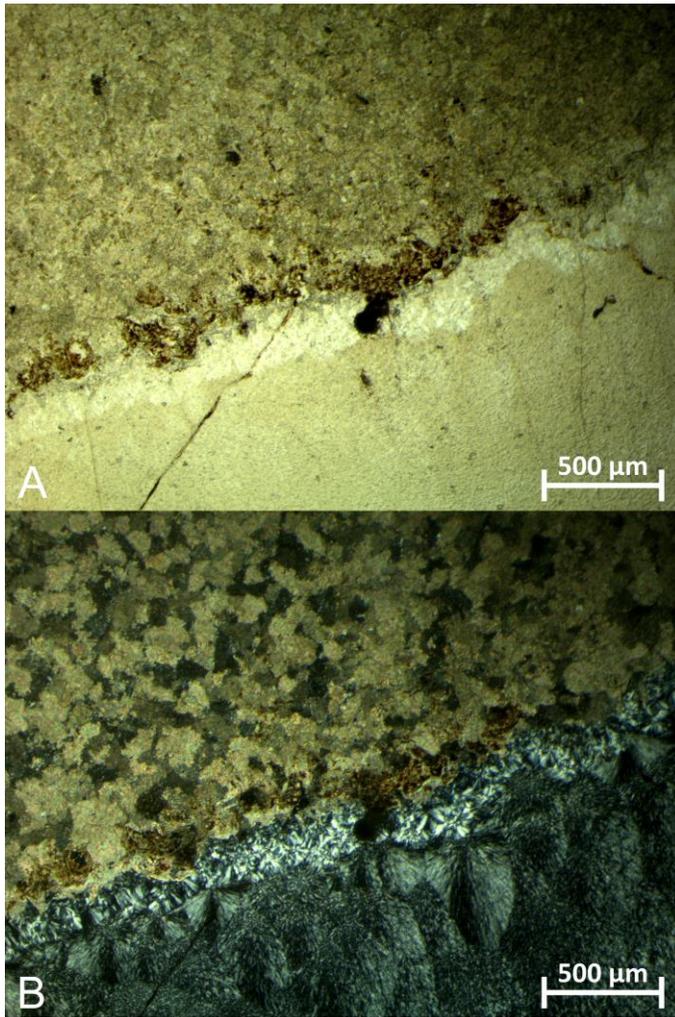
Foto



Bomba piroclástica con textura porfídica con fenocristales de plagioclasas (Pl), contiene anfíboles (An) alterados, y vesículas rellenas (Vs). (A). Vista con PPL 5x. (B) Vista con XPL 5x.

Clave:	CSV02
Clasificación:	Roca calcárea
Textura:	Calcárea recristalizada
Descripción:	Contiene microcristales calcáreos recristalizados, contiene algunos pequeños fragmentos de cuarzo detríticos y presenta calcedonia como relleno con hábito de geoda.
Observaciones:	Presenta una textura recristalizada lo que dificulta observar su textura original.
Facies asociada:	B

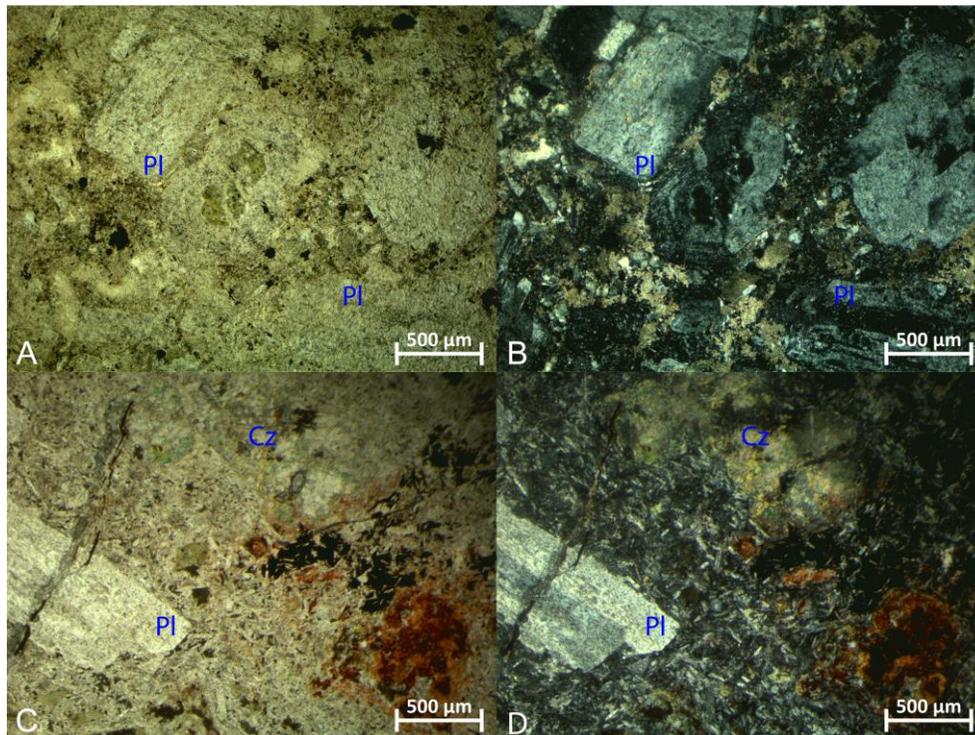
Foto



Clasto calcáreo de textura recristalizada. Llega a presentar fragmentos de cuarzo. La figura muestra calcedonia que rellena al clasto con estructura de geoda. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	CSV04 Y CSV06
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica de fenocristales de plagioclasa y matriz criptocristalina.
Descripción:	Contiene fenocristales de plagioclasa que llegan a medir hasta 1 mm y anfíboles. Contiene calcita reemplazando cristales de plagioclasas y sobre toda la matriz. Además, contiene intersticios rellenos de sílice.
Observaciones:	Esta muestra se encuentra altamente calcitizada, reemplazando parcialmente plagioclasas, por completo anfíboles y muestra parches sobre la matriz. Los manchones rojos corresponden a calcita teñida por rojo de alizarina.
Facies asociada:	Facies B

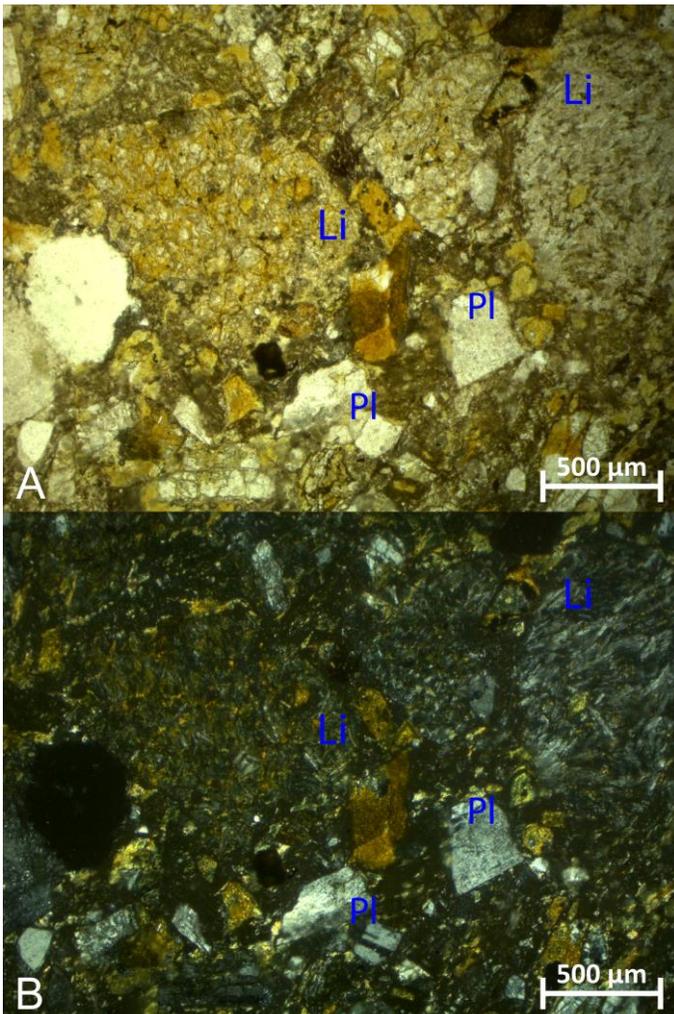
Foto



Andesita porfídica que contiene cristales de Plagioclasa (PI) y muestra relleno intersticial de calcita (Cz). Las manchas rojas son teñidas por rojo de alizarina. (A) CSV04 visualizada con 5x PL. (B) CSV04 visualizada con XPL 5x. (C) CSV06 visualizada con PPL 5x. (D) CSV06 visualizada con XPL 5x.

Clave:	CSV 07A
Clasificación:	Toba de ceniza
Textura:	Tipo porfídica de líticos y plagioclasa en una matriz criptocristalina.
Descripción:	Contiene fragmentos y algunos cristales de plagioclasa, líticos porfídicos, líticos criptocristalinos y se observan fragmentos de cuarzo. Los líticos tienen formas equidimensionales y alargadas, y sus bordes van de subangulosos a subredondeados.
Observaciones:	Algunos fragmentos de plagioclasas se encuentran reemplazados por un mineral amarillo oliva y por sílice. El mineral amarillo oliva se observa relleno también en vesículas y disperso sobre la matriz. Las plagioclasas están encontradas altamente fragmentadas y muestran formas angulosas por fragmentación explosiva.
Facies asociada:	Facies B

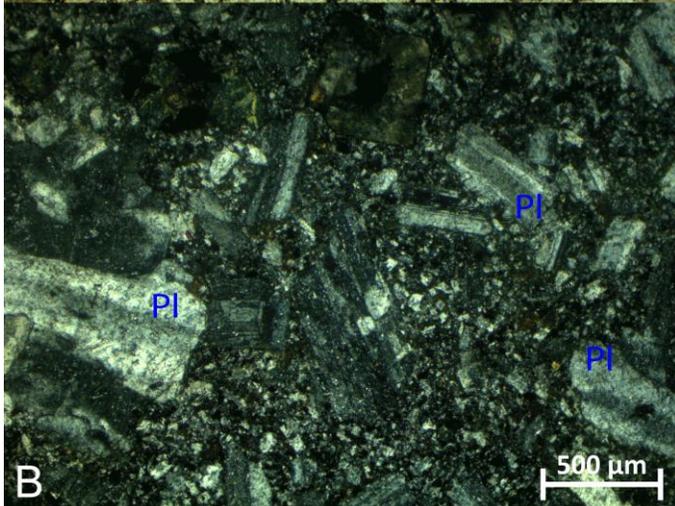
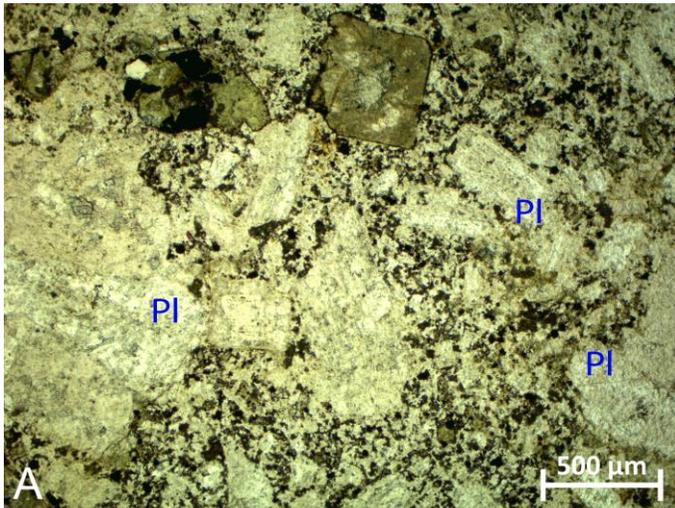
Foto



Toba de ceniza que contiene líticos (Li) y plagioclasa (Pl) . Las plagioclasas se encuentran como cristales y como fragmentos. (A) Vista con PPL 5x. (B) Vista con XPL 5x.

Clave:	CSV10
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica fenocristales de plagioclasas sobre un matriz de microcristales de plagioclasas y criptocristalina.
Descripción:	Contiene fenocristales de plagioclasas y algunos cristales de un mineral que exhibe un relieve alto, sin embargo, no fue determinado.
Observaciones:	Las plagioclasas han sido determinadas de composición labradorita. Los minerales indeterminados están encuentran altamente alterados y reemplazados por calcita, pero se distinguen por su alto relieve y su sección con forma de rombo.
Facies asociada:	Facies B

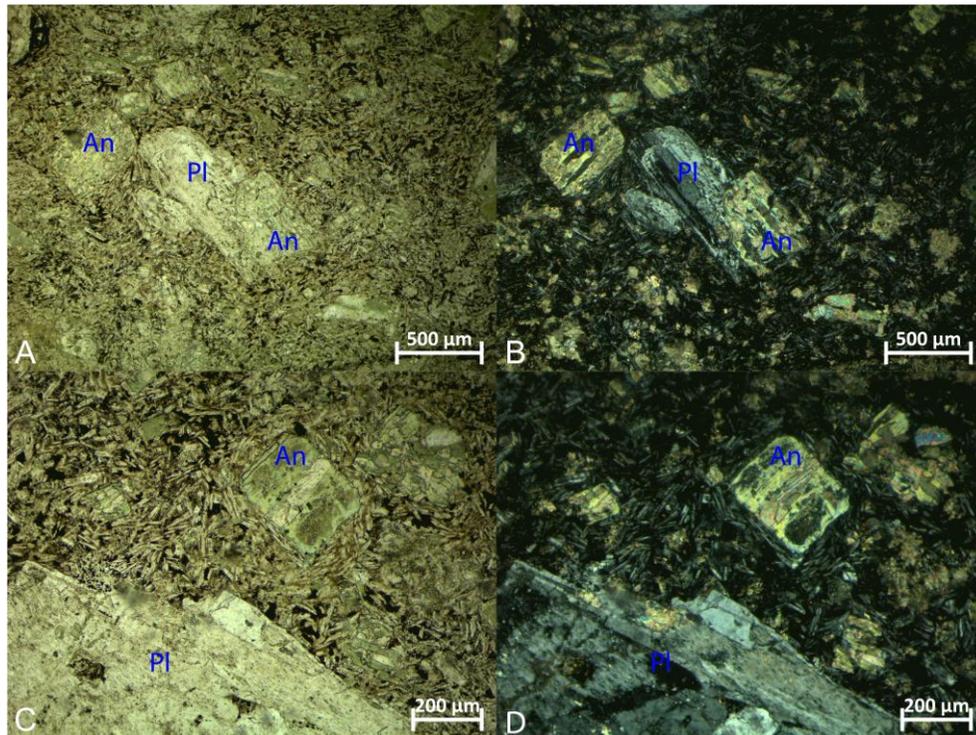
Foto:



Andesita con fenocristales de plagioclasa (Pl) y matriz criptocristalina. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	CSV 22 y ASV01
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica, fenocristales de plagioclasas en una matriz de microlitos de plagioclasas con textura traquítica.
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasas que llegan a tener tamaños de hasta 1 mm, contiene anfíboles con tamaños que llegan hasta 1 mm y algunos se llegan a observar cloritizados.
Observaciones:	Los cristales de anfíboles se observan remplazados por calcita y están altamente cloritizados lo que dificulta su identificación.
Facies asociada:	Facies B

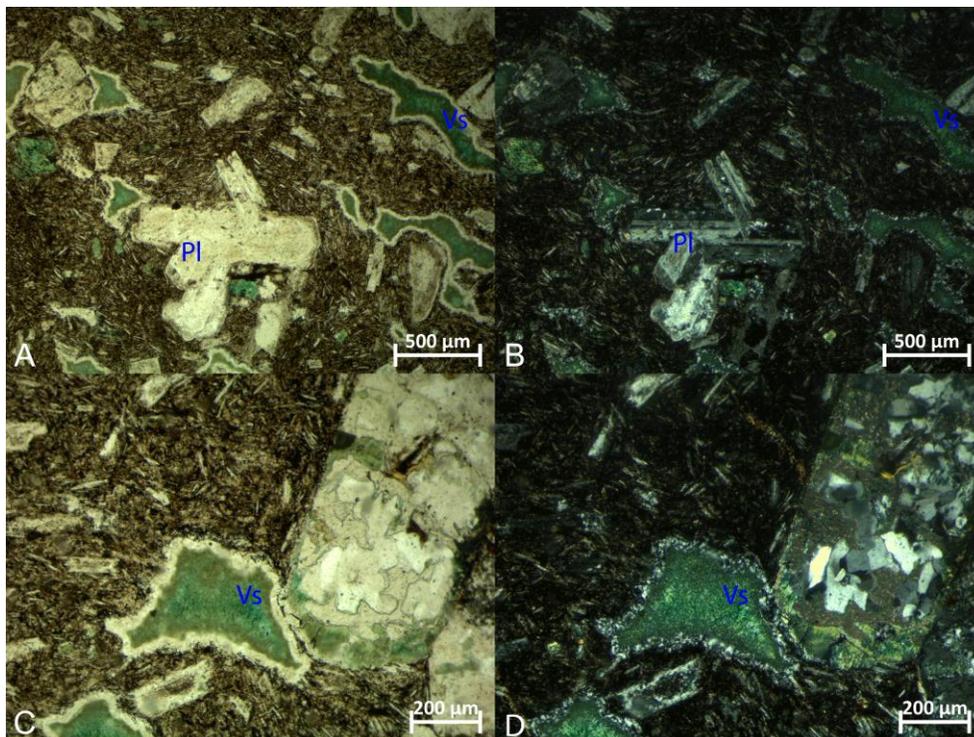
Foto



Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pl), cristales de anfíboles (An) y una matriz traquítica de plagioclasas. Algunos cristales de anfíboles están parcialmente cloritizados, se observan de color verde. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x. (C) Visualizada con PPL 10x. (D) Visualizada con XPL 10x.

Clave:	CSV 24
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica, fenocristales de plagioclasas y matriz de microlitos con textura traquítica.
Descripción:	Contiene fenocristales de plagioclasa con tamaños de hasta 0.5 mm, y vesículas rellenas de sílice con un mineral color verde esmeralda.
Observaciones:	Algunas plagioclasas muestran una alteración a un mineral color verde oliva que también se encuentra dentro de las amígdalas. Las vesículas tienen la estructura de un halo de exterior de sílice y por dentro un halo del mineral verde oliva. Algunos cristales de plagioclasa se encuentran sustituidos por sílice, así como por parches de calcita.
Facies asociada:	Facies D

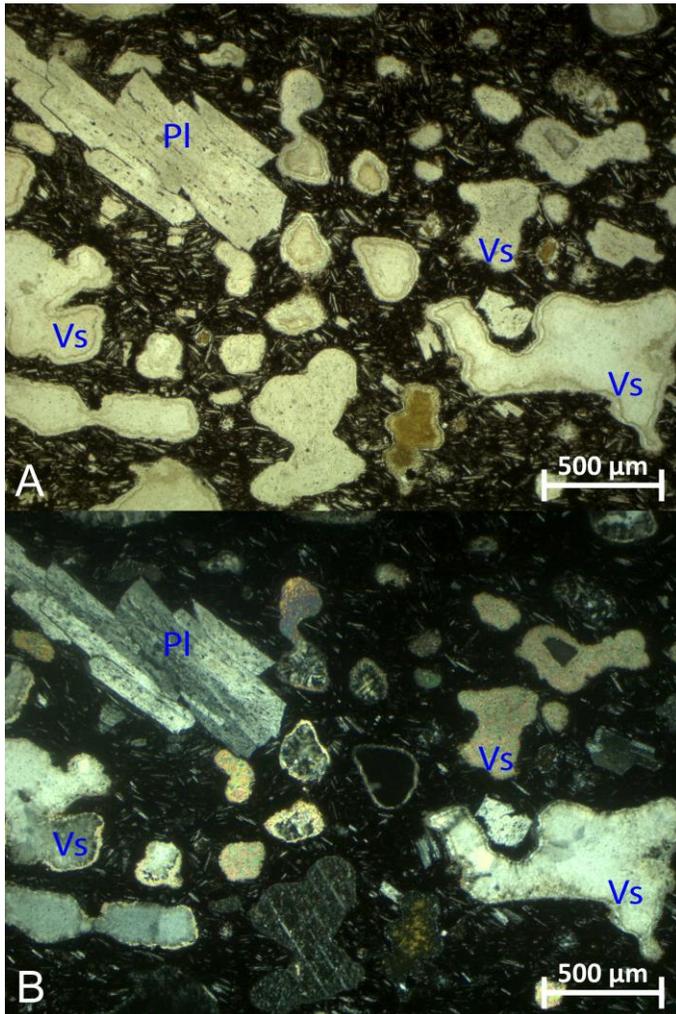
Foto



Andesita que contiene fenocristales de plagioclasa (Pl), vesículas (Vs) rellenas de sílice y un mineral verde oliva. La figura C y D muestran la sección de un cristal de plagioclasa rellena por sílice, calcita y el mineral verde. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x. (C) Visualizada con PPL 10x. (D) Visualizada con XPL 10x.

Clave:	CSV32
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica con fenocristales de plagioclasas en matriz vítrea con algunos microlitos de plagioclasa, textura vacuolar pues muestra una gran cantidad de vacuolas.
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasas.
Observaciones:	Presenta una gran cantidad de vacuolas rellenas de sílice, calcita y en algunos casos una mineral amarillo oliva. La matriz de textura vítrea y las vacuolas sugieran una posible composición basáltica, sin embargo, el contenido mineral la asocia a andesita.
Facies asociada:	G

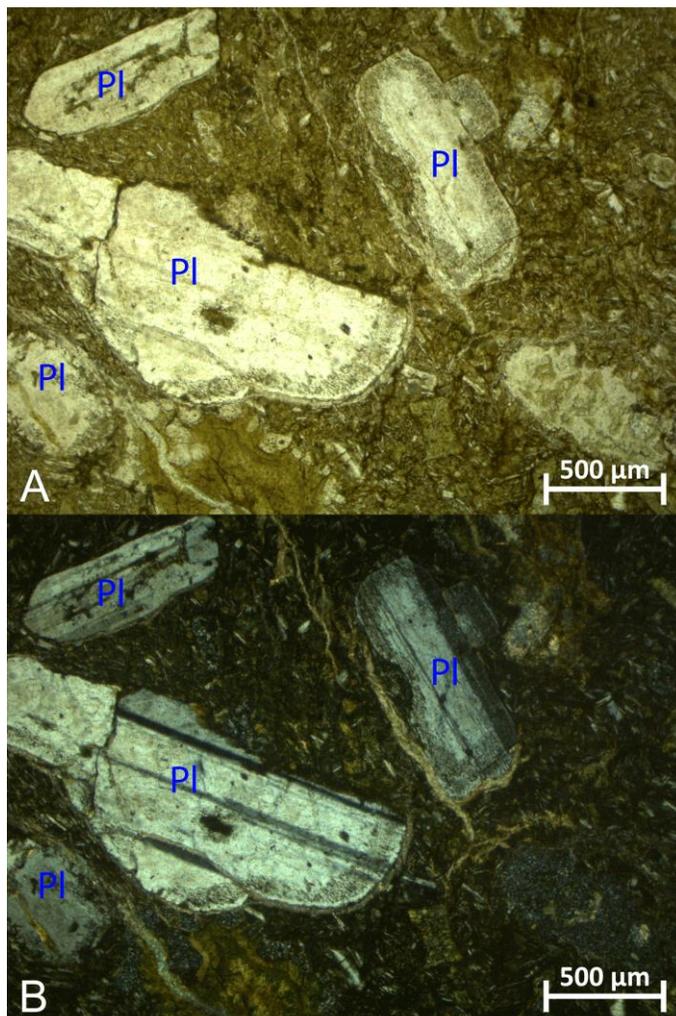
Foto



Andesita con fenocristales de plagioclasa y vesículas rellenas de sílice y calcita. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV01
Clasificación:	Andesita
Textura:	Textura porfídica, de fenocristales de plagioclasa en una masa criptocristalina y de microlitos de plagioclasas con textura traquítica.
Descripción:	Contiene fenocristales de plagioclasas y cristales de anfíboles (?), presencia de líticos, amígdalas rellenas de sílice policristalino, minerales arcillosos y calcita. Contiene calcita también en fracturas y dispersa sobre la matriz.
Observaciones:	Las plagioclasas se han determinado de composición labradorita, se observan como cristales enteros y rotos, además, tienen formas euhedrales, aunque llegan a tener bordes redondeados y calcita bordeándolos. Contiene amígdalas rellenas de minerales arcillosos color amarillo oliva. Contiene cristales de posibles anfíboles, difíciles de identificar por estar altamente alterados.
Facies asociada:	Facies B

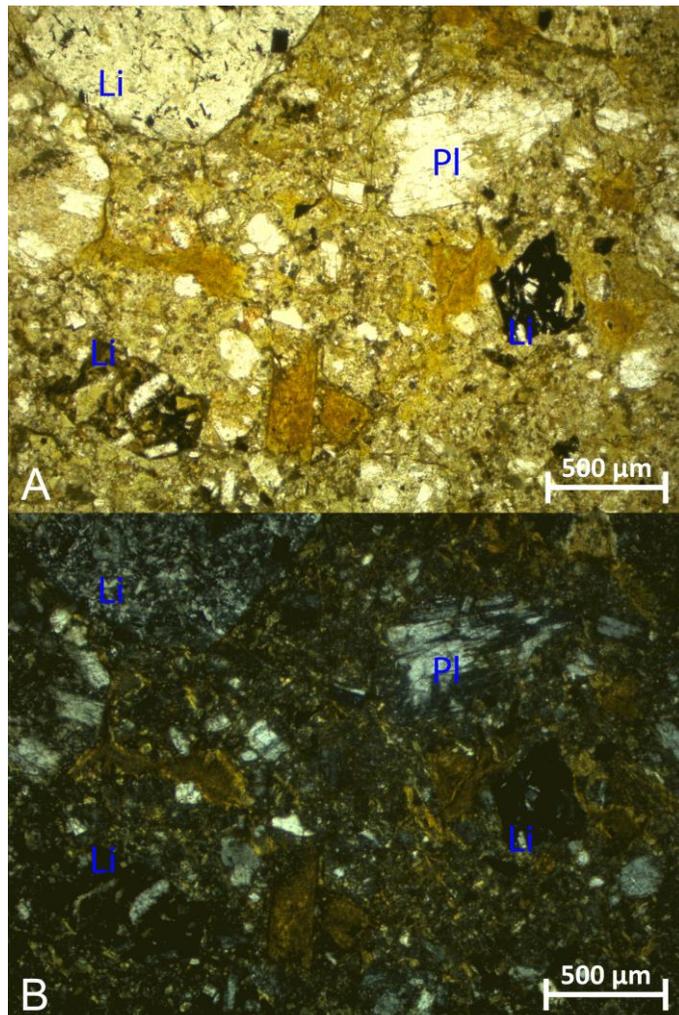
Foto



Andesita porfídica de fenocristales de plagioclasas en matriz criptocristalina y de microlitos. Las plagioclasas muestran bordes rellenos por calcita. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV 02
Clasificación:	Toba de ceniza
Textura:	Tipo porfídica, líticos y cristales de plagioclasa en una matriz criptocristalina.
Descripción:	Contiene líticos porfídicos andesíticos, líticos criptocristalinos y líticos opacos, fenocristales y fragmentos de plagioclasa y algunos fragmentos de cuarzo.
Observaciones:	Lo líticos contienen cristales de plagioclasas y llegan a tener tamaños de hasta 1.5 mm. Presenta cavidades rellenas de un mineral arcilloso color amarillo oliva.
Facies asociada:	Facies B

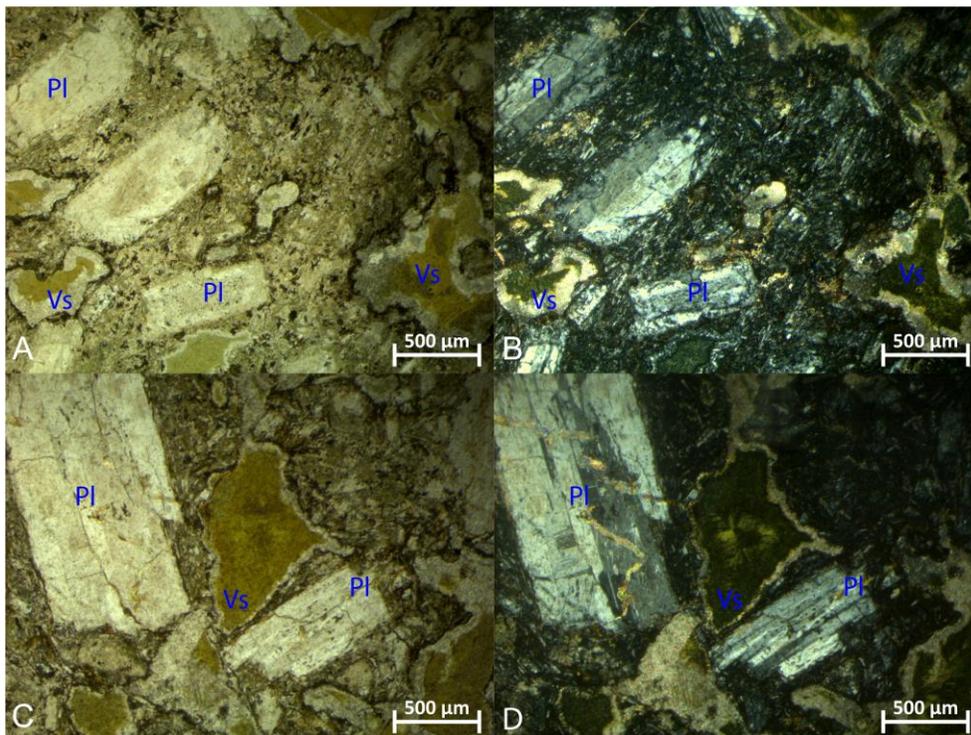
Foto



Toba de ceniza compuesta de líticos y cristales de plagioclasa en una matriz de ceniza fina. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV04 y MSV05
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica, fenocristales de plagioclasa en matriz de microlitos en textura traquítica y material fino criptocristalino.
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasa con tamaños de hasta 500 micras. Además, se han determinado como de composición labradorita.
Observaciones:	Observaciones: Contiene vesículas rellenas de un mineral color oliva y calcita. Además, algunos cristales de plagioclasa muestran remplazamiento por calcita.
Facies asociada:	Facies B

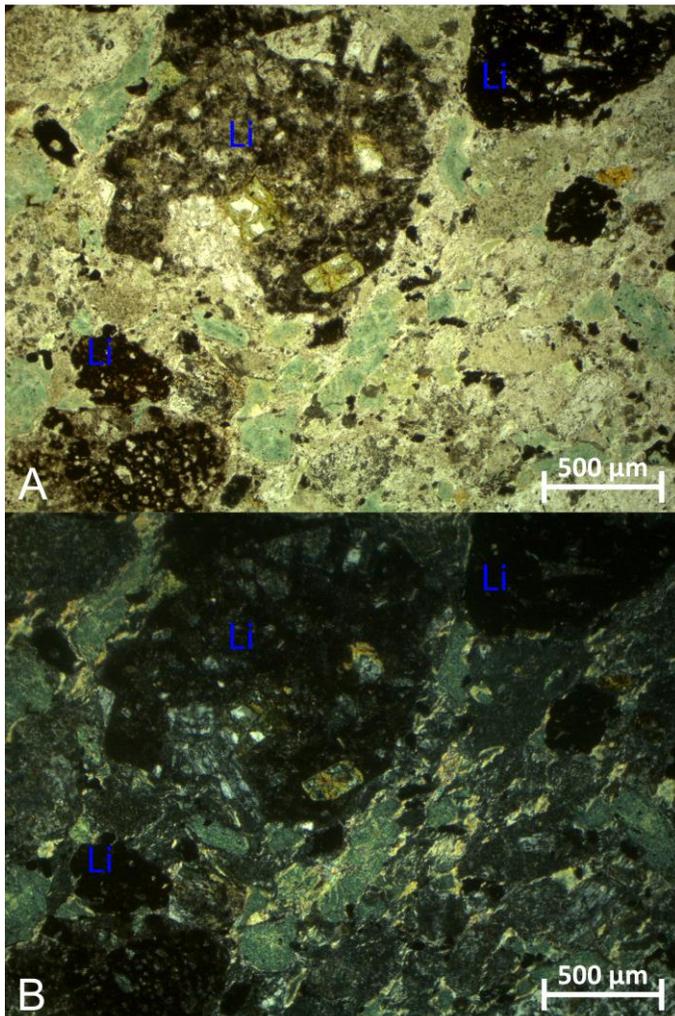
Foto



Andesita con fenocristales de plagioclasa (Pl) y vesículas (Vs) rellenas de calcita y una mineral oliva pálido. (A) CSV04 visto con PPL 5x. (B) CSV04 visto con XPL 5x. (C) CSV06 visto con PPL 5x. (D) CSV06 visto con XPL 5x.

Clave:	MSV06
Clasificación:	Toba
Textura:	Porfídica de líticos en una matriz de ceniza criptocristalina.
Descripción:	Contiene líticos andesíticos, fragmentos de lapilli andesíticos y algunas ocurrencias de cristales de plagioclasa. Presenta relleno intersticial de un mineral verde oliva claro.
Observaciones:	Los líticos son de textura porfídica, contienen cristales de plagioclasa y anfíboles. Otros líticos se observan completamente opacos. La muestra se encuentra altamente alterada lo que dificulta observar la textura original de los líticos.
Facies asociada:	Facies D

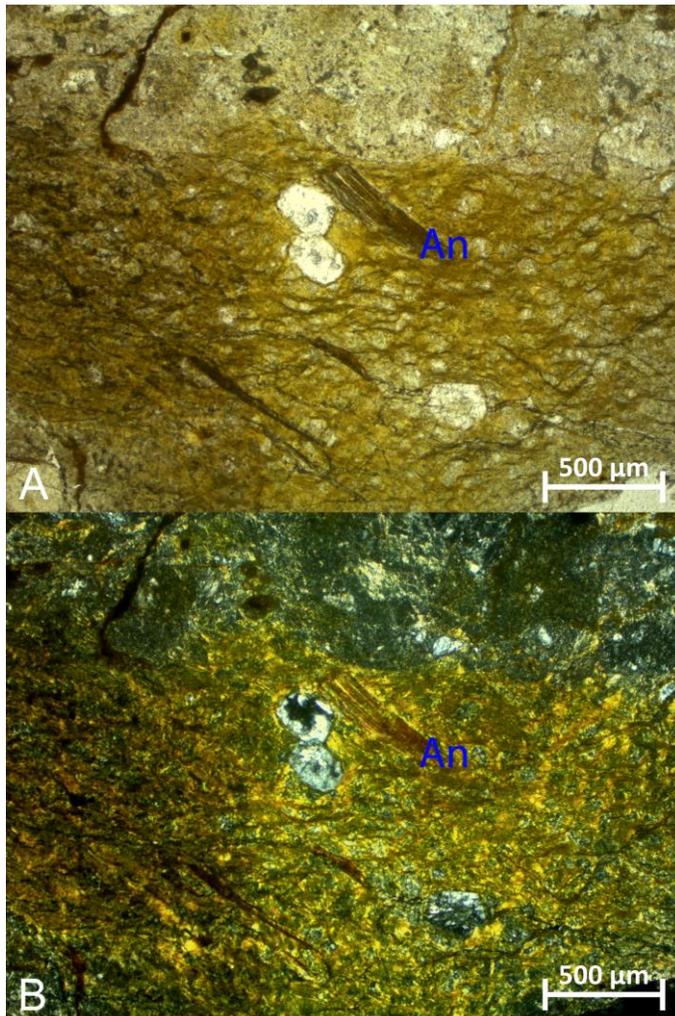
Foto



Toba que contiene líticos sobre una matriz de ceniza criptocristalina. Los líticos contiene cristales de plagioclasas, anfíboles y algunos se observan opacos. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV07 A
Clasificación:	Ignimbrita
Textura:	Presenta una textura tipo porfídica de lapillis y líticos en una matriz de ceniza fina, los líticos por otra parte exhiben una ligera textura eutaxítica.
Descripción:	Contiene lapillis y líticos porfídicos andesíticos a dacíticos, cristales de plagioclasas, anfíboles, cuarzo y ceniza fina.
Observaciones:	Los líticos son andesíticos y dacíticos, tienen formas ligeramente aplastadas por aparente flujo. Contiene vesículas rellanas de sílice policristalino, y minerales arcillosos oliva.
Facies asociada:	Facies F

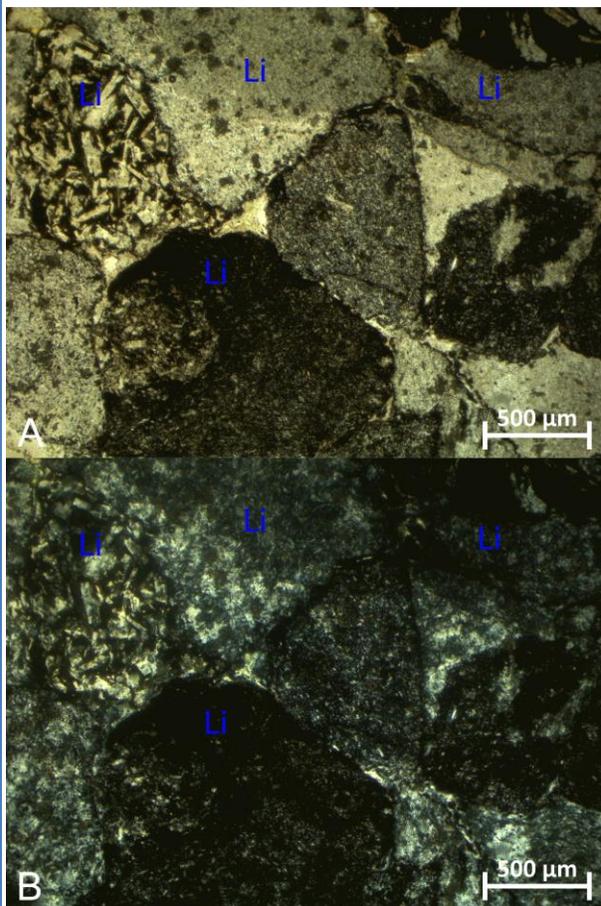
Foto



Ignimbrita. En la imagen se observa un lapilli con textura eutaxítica, que contiene anfíboles (An) aplastados y estirados por el flujo. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV08
Clasificación:	Toba lítica
Textura:	Piroclástica de ceniza gruesa.
Descripción:	Contiene líticos porfídicos andesíticos, líticos criptocristalinos, y líticos opacos, fenocristales de plagioclasas y escasos fragmentos de cuarzo. Los líticos tienen formas que van desde alargadas hasta equidimensionales y tienen bordes subangulosos. Llega a presentar algunos fragmentos de tamaño lapilli de composición similar a los líticos.
Observaciones:	Los líticos se encuentran en contacto grano a grano, de tipo longitudinal y algunos se observan suturados. En general, los líticos contienen cristales de plagioclasas y fragmentos de cuarzo. Además, algunos líticos muestran una silicificación lo que dificulta observar su textura original. La toba muestra apariciones de calcita rellenando intersticios entre las partículas. Los líticos tienen tamaños de hasta 2 mm y los lapillis llegan a tener tamaños de hasta 4 mm.
Facies asociada:	Facies G

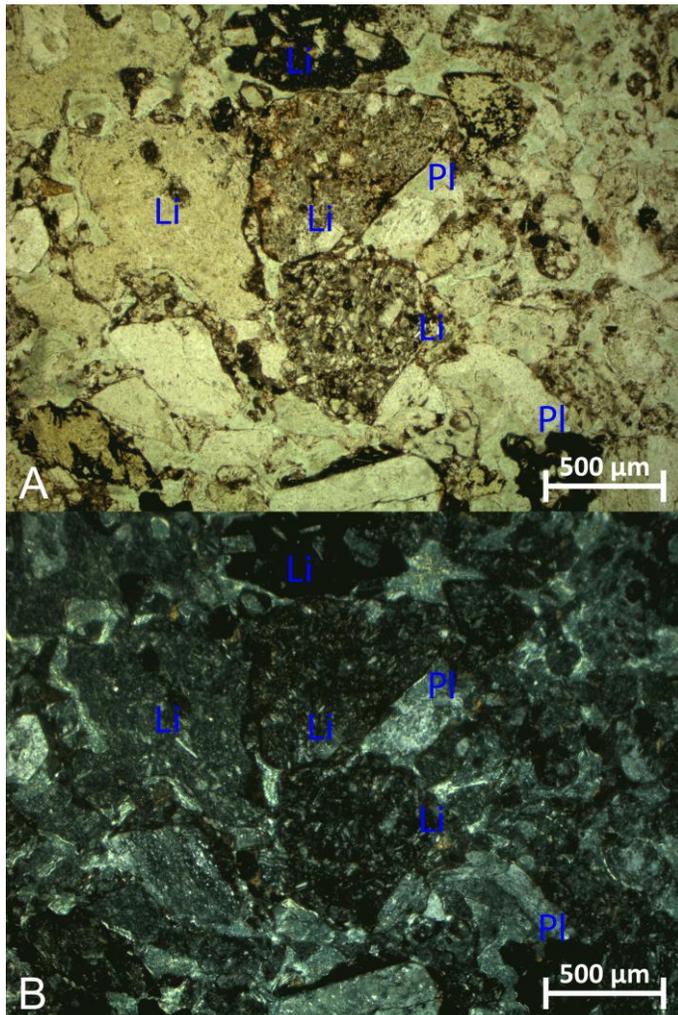
Foto



Toba lítica, que muestra líticos porfídicos con cristales de plagioclasa y líticos criptocristalinos. Se observan que están en contacto grano a grano longitudinal y otros ligeramente suturados. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	MSV 11
Clasificación:	Toba lítica
Textura:	Tipo porfídica de líticos sobre una masa criptocristalina, y en textura piroclástica de líticos en contacto grano a grano.
Descripción:	Contiene líticos porfídicos andesíticos, líticos opacos, líticos criptocristalinos y algunos cristales de plagioclasas. Tiene relleno intersticial de un mineral verde oliva. Los fragmentos tienen distintas formas desde alargadas, hasta equidimensionales, presentan además bordes subangulosos y algunos están sobre una matriz fina criptocristalina.
Observaciones:	
Facies asociada:	Facies F

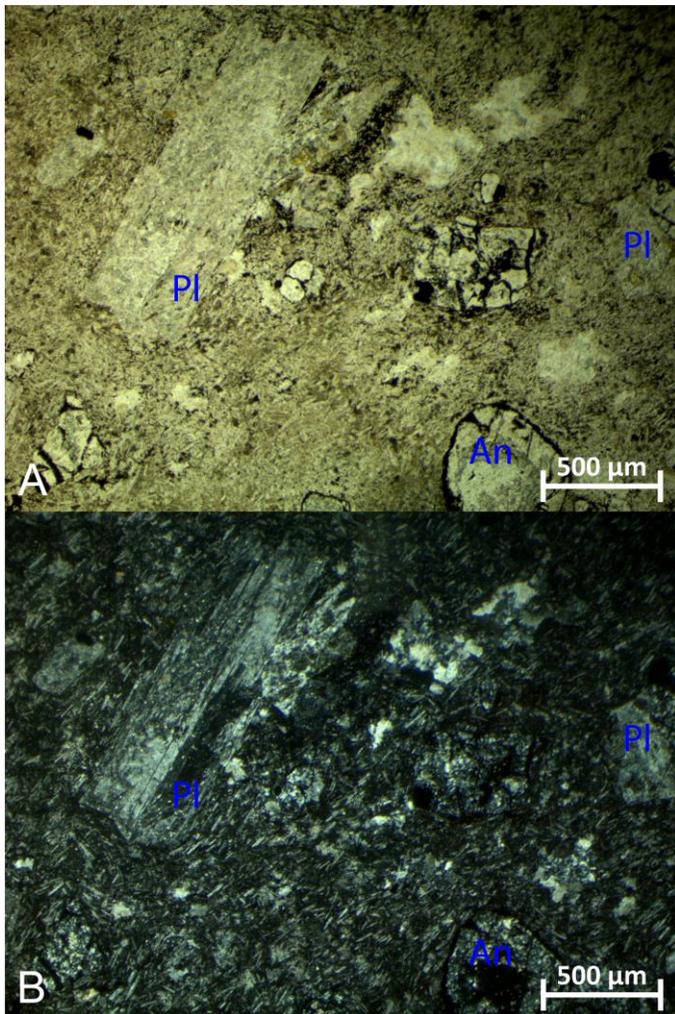
Foto



Toba de líticos porfídicos, líticos opacos y algunas plagioclasas. Se encuentran en una matriz criptocristalina. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	TPC 01B
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica, fenocristales de plagioclasa y matriz de microlitos con textura traquítica.
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasas, algunos llegan alcanzar tamaños de hasta 2 mm, y cristales de anfíboles ¿?, contiene amígdalas rellenas de sílice y minerales arcillosos de color verde oliva.
Observaciones:	Los anfíboles no se identifican claramente ya que se encuentran alterados hacia un mineral opaco y se encuentran remplazados por sílice policristalino. La muestra de esta lámina corresponde con una bomba piroclástica.
Facies asociada:	Facies G

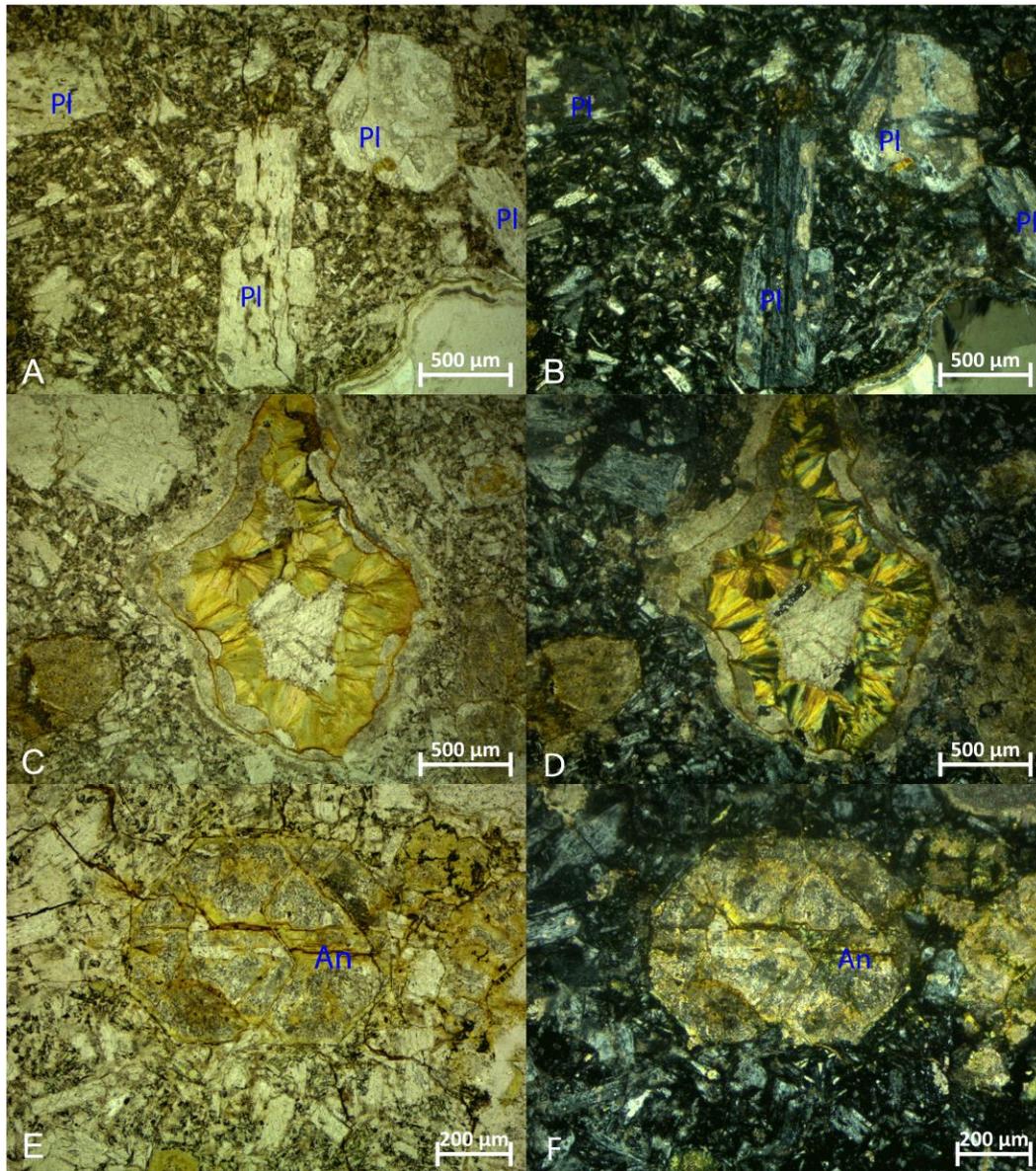
Foto



Bomba andesítica que contiene cristales de plagioclasa (Pl), anfíboles (An), que están sobre una matriz con estructura traquítica. En la figura A y B se observa la sección de un aparente anfíbol relleno de sílice policristalino (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x.

Clave:	TPC 02
Clasificación:	Andesita
Textura:	Porfídica de fenocristales de plagioclasas y cristales de anfíboles sobre una matriz de microcristales de plagioclasas.
Descripción:	Contiene fenocristales de plagioclasas determinadas de composición labradorita con tamaños de hasta 1 mm, cristales de anfíboles de hasta 0.5 mm y contiene amígdalas.
Observaciones:	Las amígdalas se encuentra rellenas de calcita, sílice policristalina y un mineral arcilloso color oliva de hábito astilloso. Algunos anfíboles se encuentran parcialmente reemplazados por calcita y otros cloritizados, lo que dificulta su determinación, sin embargo se reconocen su sección característica y crucero. Algunas plagioclasas muestran secciones alteradas hacia una arcilla la cual no fue determinada.
Facies asociada:	Facies A

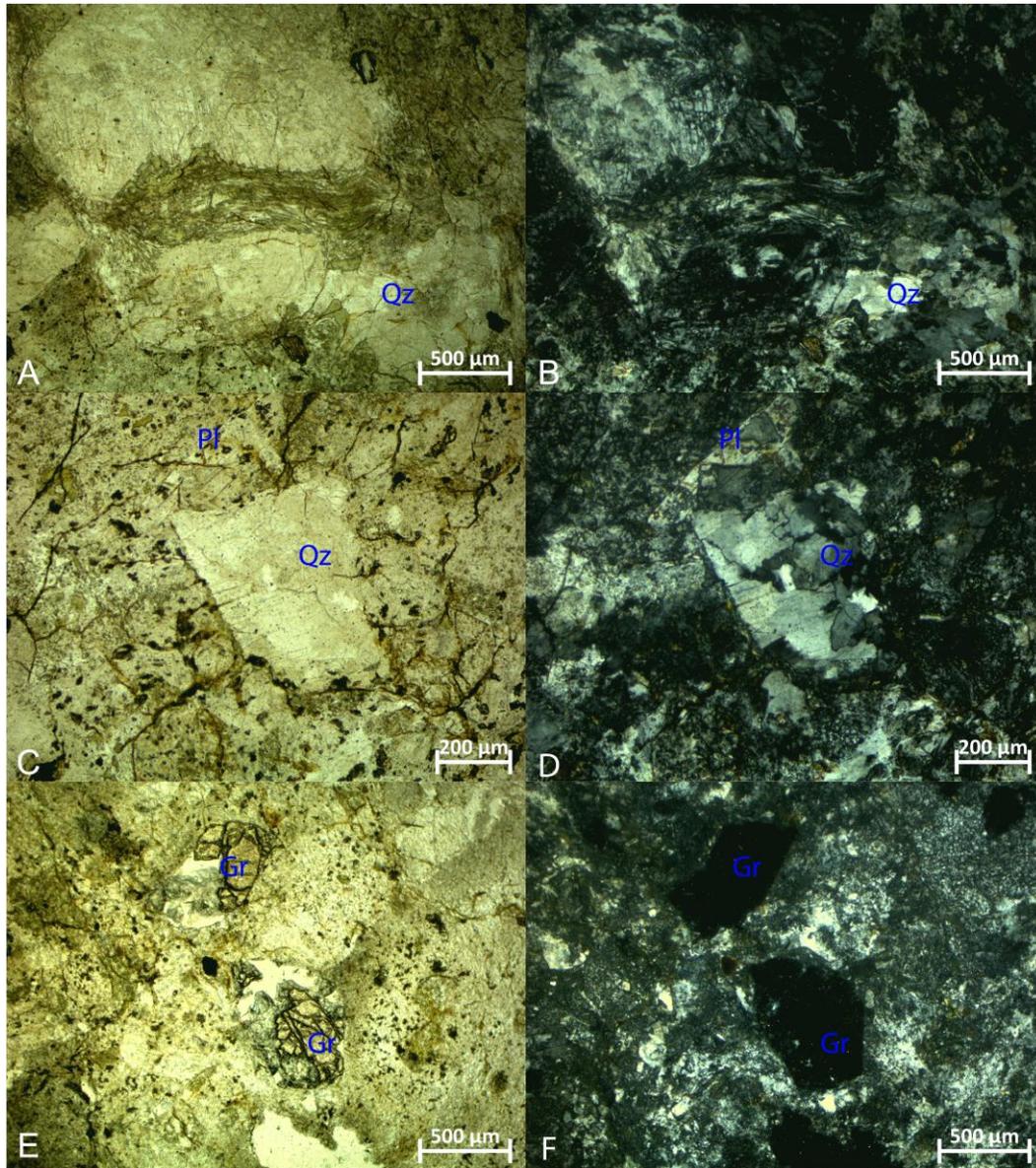
Foto



Andesita con fenocristales de plagioclasas (Pl) y cristales de anfíboles (An). La figura C y D, muestra una amígdala rellena de calcita y un mineral de hábito astilloso color oliva pálido. La figura E y F muestra un anfíbol alterado y parcialmente calcitizado, se reconoce por su sección y las líneas de su crucero. (A) Visualizada con PPL 5x. (B) Visualizada con XPL 5x. (C) y (E) Visualizadas con PPL 10x. (D) y (F) Visualizadas con XPL 10x.

Clave:	ZSV01
Clasificación:	Ignimbrita dacítica
Textura:	Textura de tipo piroclástica, los líticos muestran una textura eutaxítica.
Descripción:	Contiene cristales de plagioclasas, cuarzo, anfíboles, líticos, y ocurrencias de granates con tamaños de hasta 1 mm.
Observaciones:	Los líticos tiene bordes difusos lo que es dificulta identificarlos, por ende la lámina llega a mostrar una textura coherente por posible soldadura. Además, algunos líticos se encuentran aplastados y deformados por flujo.
Facies asociada:	Facies F

Foto



Ignimbrita con líticos y lapillis andesíticos a dacíticos. La figura A y B presenta un lítico estirado y deformado por flujo. La figura C y D muestran algunos líticos los cuales contienen plagioclasas y considerable cuarzo. La figura E y F muestran los granates contenidos en la ignimbrita. (A) y (E) Visualizada con PPL 5x. (B) y (F) Visualizada con XPL 5x. (C) Visualizada con PPL 10x. (D) Visualizada con XPL 10x.