



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CARACTERIZACIÓN PETROFÍSICA E HÍDRICA DE UNIDADES LITOLÓGICAS EN
EL COMPLEJO CALDÉRICO DE ACOCULCO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
PRESENTA

ANDRÉS MAURICIO SOTO HERRERA

COMITÉ TUTOR:

Dr. ANTONIO POLA VILLASEÑOR (ENES-UNAM MORELIA)
Dr. DENIS RAMÓN AVELLÁN (INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNAM)
Mtro. FELIPE GARCÍA TENORIO (INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNAM)

JURADO EXAMINADOR:

Dr. ANTONIO POLA VILLASEÑOR (ENES-UNAM MORELIA)
Dr. DENIS RAMÓN AVELLÁN (INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNAM)
Dra. SANDRA VEGA RUÍZ (ENES-UNAM JURIQUILLA)
Dr. LUÍS MARIANO CERCA MARTÍNEZ (ENES-UNAM JURIQUILLA)
Dr. LUÍS RAFAEL OLMOS NAVARRETE (INICIT, UMSNH)

Morelia, Michoacán
Marzo de 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales

Andrés Mauricio Soto H.

A la memoria de mis padres, María Eugenia y Gilberto.

A Lina, Alejo y Sebas.

A Ana.

Agradecimientos

A mi madre María Eugenia, mi padre Gilberto, mis hermanos Lina y Alejo, mi sobrino Sebas. Vitales.

A Ana, complemento genuino.

A mi tutor, Antonio Pola, con la puerta siempre abierta y en la mejor disposición. Indispensable.

A Denis Avellán, por su acompañamiento en todo el proceso y por la claridad para explicar.

A Felipe García, por su experiencia valiosísima y su forma de transmitir lo que sabe.

A mis compañeros de laboratorio por toda su ayuda: Itzayana Torres, Ángel Ramírez, Hugo Sereno, Martín Pacheco, Guadalupe Correa, Juan Rodríguez.

A Sandra Vega Ruíz, por aceptar compartir su amplio conocimiento haciendo parte del jurado y especialmente por su sencillez para escuchar.

A Mariano Cerca, por su inobjetable entendimiento de la geología que ha sido clave para darle calidad a este trabajo.

A Luís Olmos, por su buena voluntad de participar en este proceso y su destreza en el tema.

A los profesores del curso propedéutico: Ernesto Aguilar, Xavier de Bolos, Claudia Briones, Julio Mejía, Marcela Lira.

A quienes han estado en la dirección del posgrado, Mario Rodríguez y Gabriel Vázquez.

A profesores con los que tuve oportunidad de aprender: Ángel Figueroa, Arturo Muñiz, Giovanni Sosa, José Luíz Macías, Víctor Garduño, Rosario Vázquez, Gabriela Gómez, Guillermo Cisneros, Elena Centeno, Mario Ramos, Elisa Fitz.

A quienes facilitaron procedimientos técnicos en el IGUM: Silver Cardona, Fabiola Mendiola, Gabriela Reyes.

A Janette Huante, por toda su colaboración y guía en trámites administrativos.

A amigos, que acá o desde otro lugar, han hecho agradable el tiempo en Morelia y que han echado una mano, o varias: Guadalupe Banderas, Santi y Mauricio Montoya; Nathalia Pérez y Johana Gómez, Avith Mendoza, Viridiana Méndez, Monse, Alejandra de Fex, Érika Duque, Marisa Rico.

A la UNAM, maravillosa en todas sus aristas.

A LA ENES-MORELIA, escenario de buenas experiencias.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM.

A CONACyT.

Al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM).

Contenido

Resumen	10
Abstract	11
1 Introducción.....	12
1.1 Generalidades.....	12
1.2 Trabajos Previos.....	13
1.3 Planteamiento del Problema	14
1.4 Hipótesis	14
1.5 Objetivos.....	14
1.6 Localización del Área de Estudio	14
2 Contexto Geológico	17
3 Propiedades de las Rocas y Alteración Hidrotermal.....	20
4 Características de las Fracturas.....	23
5 Metodología.....	25
5.1 Descripción de Discontinuidades.....	25
5.2 Selección de Muestras y Preparación de Especímenes	28
5.3 Láminas Delgadas	29
5.4 Coeficiente de Absorción de agua por Capilaridad.....	30
5.5 Absorción de agua y Porosidad abierta a Presión Atmosférica y a Vacío	31
5.6 Evaporación	33
5.7 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).....	34
5.8 Difracción de Rayos X	35
5.9 Densidad	36
5.10 Porosidad Total y de Mercurio (conectada).....	37

5.11 Permeabilidad.....	38
5.12 Compresión Simple	40
6 Resultados.....	42
6.1 Descripción de Discontinuidades.....	42
6.2 Petrografía.....	47
6.3 Coeficiente de Absorción de agua por Capilaridad.....	73
6.4 Absorción de agua.....	76
6.5 Evaporación	77
6.6 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB).....	79
6.7 Difracción de Rayos X	90
6.8 Densidad	93
6.9 Porosidad.....	94
6.9.1 Porosidad Total.....	94
6.9.2 Porosidad por saturación de agua.....	95
6.9.3 Porosimetría por intrusión de Mercurio.....	96
6.10 Permeabilidad.....	101
6.11 Compresión Simple	103
7 Discusión	106
7.1 Discontinuidades	106
7.2 Sistema Poroso de la matriz.....	107
8 Conclusiones.....	111
Referencias	113

Lista de figuras

Figura 1. Mapa de Localización general en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).....	15
Figura 2. Mapa general de la zona de estudio.	16
Figura 3. Número de perfil y coeficiente de rugosidad (JRC).	28
Figura 4. Gráfica idealizada de capilaridad.....	31
Figura 5. Gráfica Evaporación.....	34
Figura 6. Gráfica para hallar la permeabilidad líquida.	40
Figura 7. Fracturamiento y estructuras.....	44
Figura 8. Diagramas de contornos para fracturamiento intracaldera.	45
Figura 9. Diagramas de contornos para fracturamiento extracaldera.	46
Figura 10. Características macro muestra Acb10.	48
Figura 11. Descripción microscópica muestra Acb10.	49
Figura 12. Características macro muestra Ac50.....	51
Figura 13. Descripción microscópica muestra Ac50.	52
Figura 14. Características macro muestra Acb2.....	54
Figura 15. Descripción microscópica muestra Acb2.	55
Figura 16. Características macro muestra Ac66.....	57
Figura 17. Descripción microscópica muestra Ac66.	58
Figura 18. Características macro muestra Ac31a.	60
Figura 19. Características macro muestra Ac31b.....	61
Figura 20. Descripción microscópica muestra Ac31a. 24.....	62
Figura 21. Características macro muestra AcPc.....	63
Figura 22. Descripción microscópica muestra AcPc.	64
Figura 23. Características macro muestra Acb3.....	66

Figura 24. Descripción microscópica muestra Acb3.	67
Figura 25. Características macro muestra Acb7.	68
Figura 26. Descripción microscópica muestra Acb7.	69
Figura 27. Características macro muestra AcP2.	71
Figura 28. Descripción microscópica muestra AcP2.	72
Figura 29. Coeficiente de absorción para las rocas volcánicas.	74
Figura 30. Coeficiente de absorción para las calizas.	75
Figura 31. Ensayo de evaporación para las rocas volcánicas.	78
Figura 32. Ensayo de evaporación para las calizas.	79
Figura 33. Imágenes de MEB para muestra Acb2.	81
Figura 34. Imágenes de MEB para muestra Ac66.	82
Figura 35. Imágenes de MEB para muestra Ac31a.	83
Figura 36. Imágenes de MEB para muestra Ac50.	84
Figura 37. Imágenes de MEB para muestra Acb10.	85
Figura 38. Imágenes de MEB para muestra AcPc.	86
Figura 39. Imágenes de MEB para muestra AcP2.	87
Figura 40. Imágenes de MEB para muestra Acb7.	88
Figura 41. Imágenes de MEB para muestra Acb3.	89
Figura 42. Difractogramas para las rocas Ac50 y Acb10.	91
Figura 43. Difractogramas para las rocas Ac31a y Ac31b.	92
Figura 44. Porosimetría de mercurio para las rocas volcánicas.	98
Figura 45. Porosidad de mercurio para las calizas.	100
Figura 46. Gráfica de porosidad total contra densidad aparente y permeabilidad para las rocas volcánicas.	103
Figura 47. Curvas esfuerzo deformación para las rocas volcánicas alteradas.	105

Lista de tablas

Tabla 1. Rangos de espaciado de fractura.	25
Tabla 2. Clasificación de persistencia de fracturas.	26
Tabla 3. Clasificación de apertura de fractura.	27
Tabla 4. Caracterización de fracturas en unidad volcánica extracaldera.	43
Tabla 5. Coeficiente de absorción, porosidad abierta a presión atmosférica y vacío (52 kPa) para rocas volcánicas.	76
Tabla 6. Coeficiente de absorción, porosidad abierta a presión atmosférica y vacío (52 kPa) para las Calizas	77
Tabla 7. Datos de densidad real y aparente para las rocas volcánicas.	94
Tabla 8. Datos de densidad real y aparente para las calizas.	94
Tabla 9. Valores de porosidad total y conectada para las rocas volcánicas.	99
Tabla 10. Valores de porosidad total y conectada y para las calizas.	100
Tabla 11. Valores de permeabilidad para unidades volcánicas.	101
Tabla 12. Valores de permeabilidad para las calizas.	102

Resumen

Se hace una caracterización petrofísica, hídrica y mecánica de matriz rocosa y una descripción de fracturas en unidades geológicas del Complejo Caldérico de Acoculco (CCA) y de una zona en la Sierra Madre Oriental (SMO) con base en pruebas de laboratorio y datos de campo. Las litologías estudiadas son lavas afectadas por fluidos hidrotermales y rocas sedimentarias. Se obtuvieron las propiedades más importantes (densidad, porosidad, permeabilidad, coeficiente de absorción, absorción de agua por capilaridad, resistencia a la compresión simple, módulo de Young y coeficiente de Poisson). Adicionalmente, se aplicaron las técnicas de difracción de Rayos X y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB). En términos de discontinuidad de roca, se tomaron datos de orientación, espaciamiento, persistencia, rugosidad, apertura, relleno y filtración especialmente en la zona extracaldera dada la naturaleza de las litologías que allí aparecen. Las características del sistema poroso de las rocas volcánicas están directamente ligadas a la intensidad de la alteración hidrotermal como ocurre en la unidad denominada lava riolítica El Pedernal que muestra textura *vuggy silica* y valores heterogéneamente altos de permeabilidad. Contrariamente, la porosidad total de las lavas que no han sido afectadas hidrotermalmente están alrededor del 3%, y la de las calizas menores al 1% lo cual hace que muestren valores bajos tanto en sus propiedades hídricas como en la permeabilidad. El análisis de la caracterización de fracturas indica principalmente que hay patrones de orientación en las calizas pero que la apertura y el espaciamiento tienen alta heterogeneidad. La permeabilidad puede presentarse en las escalas planteadas, de matriz ($0.01 \mu\text{m} - 1 \text{ cm}$) o de fractura ($0.1 \text{ mm} - 1 \text{ mt}$). La porosidad alta en las zonas más alteradas se vuelve relevante pues es condición indispensable para que se pueda llegar a constituir un reservorio geotérmico si se complementa con agua y altas temperaturas. Este trabajo se convierte en una contribución al conocimiento de la geología de la zona dado el potencial geotérmico que ha sido reconocido y que abre la posibilidad a la explotación de una fuente de energía renovable.

Palabras clave: Caracterización, descripción de fracturas, Complejo Caldérico de Acoculco (CCA), Sierra Madre Oriental (SMO), alteración hidrotermal, sistema poroso, reservorio geotérmico.

Abstract

A hydraulic and mechanical characterization of rock matrix and fractures description in geological units of the Complejo Calderico de Aconulco (CCA) and in a zone of the Sierra Madre Oriental (SMO) based on laboratory tests and field data is made here. The studied lithologies are lavas affected by hydrothermal fluids and sedimentary rocks. Most important properties were obtained (density, porosity, permeability, absorption coefficient, capillary water absorption, uniaxial compressive strength, Young's Modulus, Poisson's ratio). In addition, scanning electron microscope (SEM) and X ray diffraction techniques were also used. In terms of rock discontinuities, data such as orientation, spacing, persistence, roughness, aperture, filling and seepage were taken especially in the extracaldera zone given the features of the lithology that takes place there. The characteristics of porous system of volcanic rocks are directly linked to the hydrothermal alteration intensity as it happens in the Pedernal rhyolitic lava that shows *vuggy silica* texture and heterogeneously high values of permeability. Contrary, the total porosity of lavas that have not been hydrothermally affected is around 3%, and less than 1% for limestones which is reflected in low values of both, hydraulic properties and permeability. The analysis of fracture characterization mainly indicates that there are orientation patterns in the limestones but the aperture and spacing have a high heterogeneity. The permeability may occur in the respective scales, matrix (0.01 μm - 1 cm) and fracture (0.1 mm-1 m). The high porosity in the most altered zones becomes relevant as it is indispensable for a geothermal reservoir to be established if it is supplemented with water and high temperatures. This work is a contribution for geological knowledge in the zone where geothermal potential has been recognized and has possibility to exploitation of renewable energy source.

Keywords: Characterization, fracture description, Complejo Calderico de Aconulco (CCA), Sierra Madre Oriental (SMO), hydrothermal alteration, pore system, geothermal potential.

1 Introducción

1.1 Generalidades

La energía geotérmica es la energía contenida en la masa de la corteza, el manto y el núcleo que se encuentran a altas temperaturas (Toth & Bobok, 2015) y como tal, es un recurso renovable que puede ayudar a cubrir la demanda eléctrica en la sociedad moderna y es por esta razón que se hace necesario desarrollar este tipo de proyectos. El origen de este recurso está asociado a que la tierra genera calor debido al decaimiento de núcleos ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K dentro de la corteza y el manto, de hecho, esta energía se manifiesta a través de procesos volcánicos y sísmicos principalmente en los límites de placas tectónicas (Zarrouk & McLean, 2019). El calor generado en el manto viaja a través de formaciones en la corteza debido a la conducción térmica y a su vez se da un gradiente de temperatura que está alrededor de $20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ pero puede variar dependiendo de las condiciones geológicas particulares de determinada zona.

Dentro del desarrollo de un proyecto geotérmico, esencialmente se requieren tres condiciones para que este sea desarrollado comercialmente: altas temperaturas, agua disponible en profundidad y rocas permeables o fracturadas para permitir el flujo de energía hacia los pozos (Zarrouk & McLean, 2019). En concordancia con esto, se define como campo geotérmico a alguna zona en la superficie de la tierra que tenga alguna manifestación termal como geysers, fumarolas o pozos de pantano caliente y adicionalmente, como un componente en profundidad se encuentra el reservorio geotérmico, de donde puede explotarse la energía geotérmica a través de agua, vapor o ambas (Toth & Bobok, 2015).

Existen algunos ejemplos alrededor del mundo donde la energía geotérmica ha sido exitosamente explotada. El primer pozo geotérmico en ser desarrollado fue Larderello en Italia en 1904 y para 1942 contaba con una capacidad instalada de 127,650 kW. Para 1919 en Japón estaba siendo explotado el pozo Beppu e igualmente ocurría en 1921 en California en los Estados Unidos. En la actualidad, muchos otros países se han acogido a este tipo de energía .

Actuales fuentes de energía geotérmica en México son los proyectos Cerro Prieto, Los Azufres, Domo San Pedro, Los Humeros y Las Tres Vírgenes. Además, para 2024, México quiere producir 35% de su energía eléctrica sin energía fósil (Jones & Kretschmar, 2017) y la contribución desde la geotermia puede jugar un papel importante.

Con el fin de explotar totalmente el potencial de esta alternativa, algunas fases deben ser elaboradas con anterioridad desde el punto de vista técnico. En general, la exploración geotérmica requiere un estudio multidisciplinario que debe incluir estudios geofísicos, geológicos, estructurales, petrológicos, geocronológicos y de caracterización de los materiales o unidades de roca involucradas. En este sentido, el conocimiento de las propiedades de las rocas es de gran utilidad para comprender la interacción de los fluidos hidrotermales a través del medio. Se resalta que en la actualidad el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) y el proyecto GEMex (Cooperation in Geothermal Energy Research Europe-México for Development of Enhanced Geothermal Systems and Superhot Geothermal Systems) han estado trabajando en la consecución de este objetivo. Dentro del conocimiento que se debe adquirir en los reservorios resaltan las propiedades físicas, hídricas y mecánicas de las rocas que alojan el reservorio. Una dificultad que se presenta a la hora de resolver estos problemas radica en el hecho que el área a estudiarse es muy extensa (kilómetros cuadrados) y además se requiere bastante detalle en la información. Esta investigación representa un aporte de calidad en el conocimiento que se quiere generar alrededor del potencial geotérmico en Aocolco-Puebla.

1.2 Trabajos Previos

En términos muy generales, la configuración geológica del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se extiende por casi 1000 kms en la parte central de México y su origen está asociado a un proceso de subducción (Ferrari et al., 2012). Este arco volcánico ha evolucionado principalmente a través de cuatro fases (andesítica, máfica, silícica, máfica) en las cuales la composición del magma ha cambiado (Ferrari et al., 2012). El CVTM alberga algunas calderas como Los Azufres y Los Humeros que funcionan como campos geotérmicos. La estructura de caldera está asociada con violentas y explosivas erupciones que pueden llegar a ser devastadoras aunque esto no necesariamente implica el final de la actividad volcánica en el área (Geyer & Martí, 2009). La zona de interés está ubicada en la parte oriental del CVTM en el Complejo Caldérico de Aocolco (CCA) cuyos procesos geológicos han tenido lugar desde hace 12.7 Ma hasta hace 63 mil años (Avellán et al., 2019). Las perforaciones hechas por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) permitieron conocer dos aspectos fundamentalmente. El primero es la litología asociada a eventos volcánicos (Dacitas, Riolitas, Andesitas, Basaltos e Ignimbritas) que tiene un espesor de aproximadamente 800 mts y está sobre rocas metamórficas con protolito calcáreo (López-

Hernández et al., 2009), y en segundo lugar, las temperaturas de hasta 300 °C y un gradiente geotérmico de 13.8 °C/100 m (López-Hernández et al., 2009).

1.3 Planteamiento del Problema

Las características del sistema poroso y de fracturamiento de las unidades geológicas que constituyen el sistema geotérmico en el Complejo Caldérico de Acoculco, atribuyen valores de permeabilidad muy bajos, lo cual afecta el ascenso de fluidos hidrotermales desde el reservorio.

1.4 Hipótesis

El comportamiento hídrico de las unidades geológicas relacionadas al Complejo Caldérico de Acoculco (CCA) está ligado tanto al grado de alteración hidrotermal que afecta el sistema poroso de la matriz como a las características hidráulicas de las fracturas.

1.5 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es obtener las propiedades petrofísicas, hídricas y mecánicas de muestras de roca como también la descripción de fracturas de unidades litológicas dentro del Complejo Caldérico de Acoculco y de una zona extracaldera cercana que pertenece a la Sierra Madre Oriental.

Asimismo, se derivan unos objetivos específicos y son los siguientes:

- a) Determinar tamaño y forma de los poros en cada litología.
- b) Precisar qué papel juega la alteración hidrotermal en el sistema poroso de las rocas volcánicas intracaldera.
- c) Discutir los valores de permeabilidad obtenidos de la matriz.
- d) Concluir si las fracturas siguen un patrón estructural.
- e) Obtener la descripción hidráulica de las fracturas de afloramientos.

1.6 Localización del Área de Estudio

La zona de estudio se encuentra enmarcada en la parte este del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Figura 1) en el noreste del estado de Puebla en los municipios de Acoculco, Chignahuapan, Zacatlán y Tetela de Ocampo (Figura 2). Se ha dividido en dos partes la zona. La

primera que se encuentra dentro del CCA (intracaldera) y en la que se encuentran municipios como Acapulco, Pedernales, Cuatrelolulco y Cruz Colorada, y la siguiente que se extiende entre Chignahuapan, Zacatlán y Tetela de Ocampo y que es denominada extracaldera. Además, el Complejo Caldérico de Acapulco está ubicado a 130 km de la ciudad de México y desde allí se puede abordar la carretera MEX-132 con destino a Chignahuapan ya que desde esta localidad se facilita el acceso a todos los afloramientos. Otra alternativa puede ser la carretera MEX-136 y luego tomar en Apizaco la MEX-119 que igualmente conduce a Chignahuapan. Localmente, desde Chignahuapan se puede acceder al poblado de Acapulco que se encuentra a 25 kilómetros. Al afloramiento más alejado (AcTeOc) se pueden tomar las carreteras MEX-119 y MEX-148 hacia Tetela de Ocampo.

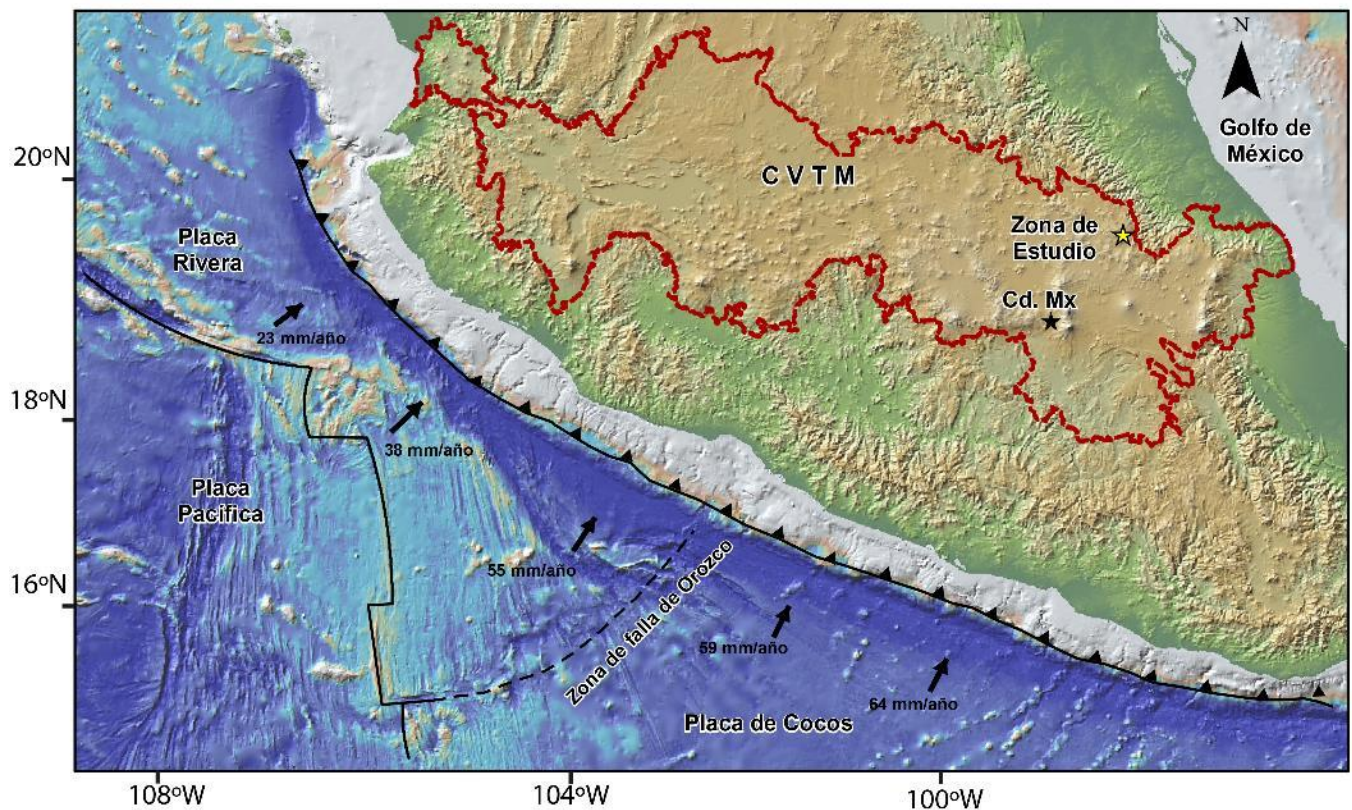


Figura 1. Mapa de Localización general en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

La zona de estudio se encuentra en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Adaptación a partir de: (Avellán et al., 2019; García-Palomo et al., 2018; Sosa-Ceballos et al., 2018).

La recolección de muestras y datos estructurales se llevó a cabo en dos zonas diferentes y alejadas entre sí aproximadamente 15 kilómetros. Las muestras con las que se hace esta investigación fueron colectadas de unidades litológicas intracaldera con diferente grado de

alteración, (cercanas al poblado de Acoculco y Pedernales) (Figura 2), pues está ubicada dentro del CCA y de otra parte, en la zona extracaldera donde la mayoría de unidades son sedimentarias exceptuando una volcánica. Los mapas están georreferenciados de acuerdo a WGS-1984 UTM en zona 14.

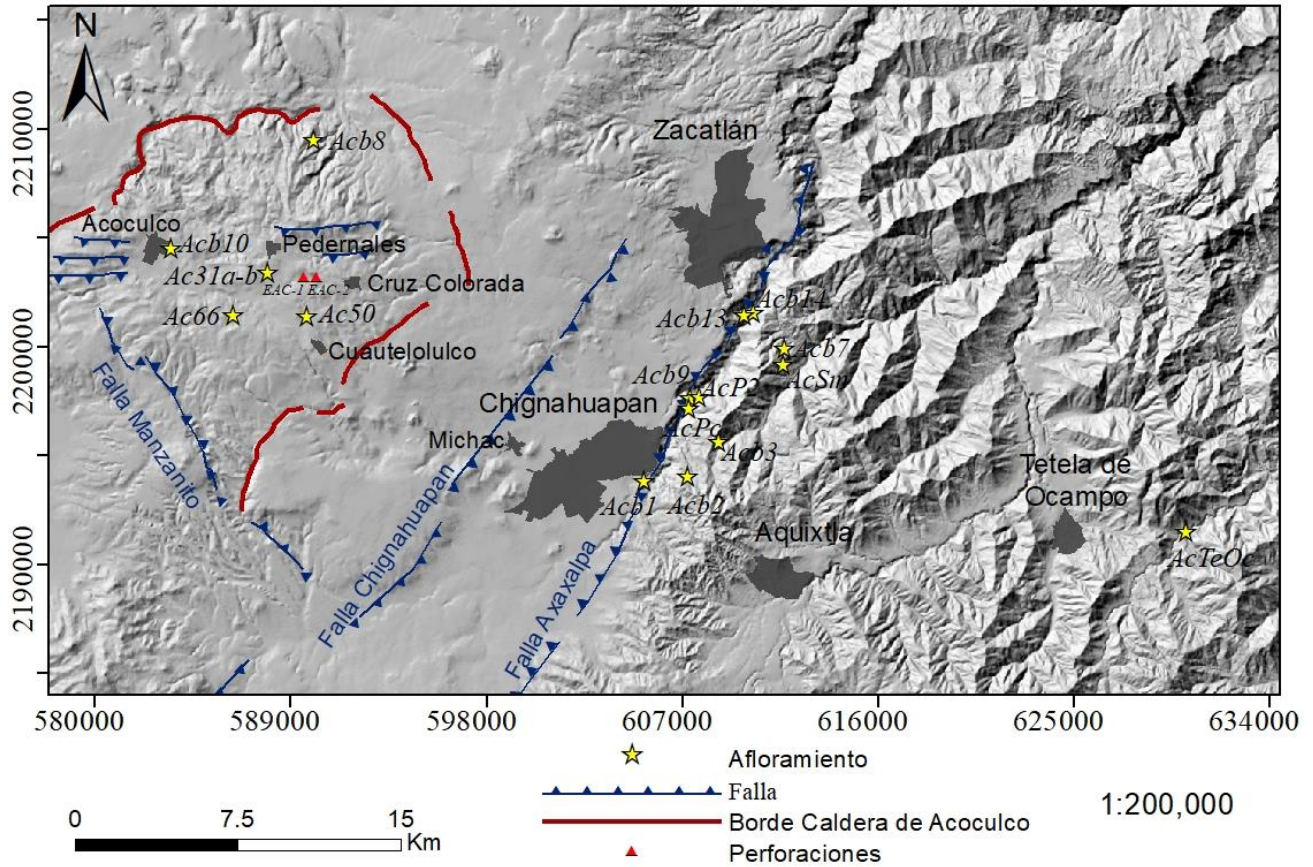


Figura 2. Mapa general de la zona de estudio.

Las campañas de campo se realizaron teniendo como centro la ciudad de Chignahuapan pues permite el acceso por carretera a los afloramientos de la Sierra Madre Oriental que en esta parte tiene una geomorfología accidentada y con pendientes variables, al este y de otra parte, permite la entrada a la Caldera de Acoculco con pendientes más suaves y una morfología menos quebrada.

2 Contexto Geológico

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) comprende 160,00 km² con una longitud de casi 1000 km en la parte central del país (Ferrari et al., 2012) y se extiende desde el estado de Nayarit en la costa Pacífica hasta el estado de Veracruz en el golfo de México. El CVTM es el resultado de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana (Ferrari et al., 2012) (Figura 1). En un contexto global, el CVTM se ha definido como un arco volcánico y a su vez ha sido dividido en tres diferentes partes de acuerdo a sus características petrológicas, estructurales y volcánicas: oeste, central y este (Pasquare, Vezzoli, & Zanchi, 1987). Además, presenta una particular geometría pues es oblicuo a la trinchera Mesoamericana. De manera general, es posible resumir el desarrollo del CVTM en 4 eventos principales: el primero está relacionado a un magmatismo andesítico y tuvo lugar desde hace 20 Ma a 10 Ma; seguidamente hubo un pulso máfico que se ha registrado entre 11 a 7 Ma; el tercer evento se dio entre 7.5 a 3 Ma y estuvo caracterizado por volcanismo silíceo con la aparición de volúmenes de basalto; finalmente, el último evento está caracterizado por las condiciones actuales, rocas diferenciadas y lavas máficas (Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, & Ferrari, 2005). Particularmente, la región oriental y central del CVTM está representado por algunas secuencias volcánicas del Mioceno al Pleistoceno (García-Palomo et al., 2002).

Algunas unidades que se han descrito dentro del CCA, son la Riolita de Acozulco, la Dacita de Cruz Colorada, los basaltos de Cuautelolulco, la toba de Tecoloquillo y la ignimbrita de Acozulco, esta última, relacionada con el colapso de la caldera (Avellán et al., 2019; López-Hernández et al., 2009). Además de esto, sedimentos lacustres se han localizado dentro de la caldera como consecuencia de la formación de una cuenca. La actividad volcánica está relacionada con eventos en zonas cercanas, un ejemplo de esto es el Campo Volcánico Apan Tezontepec (CVAT) constituido por 280 conos de escoria, 10 volcanes en escudo, 5 domos y flujos de lava (García-Palomo et al., 2002; López-Hernández et al., 2009). Al mismo tiempo, Avellán et al. (2019), basados en fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K-Ar han hecho una división alternativa con diferentes fases eruptivas para el CCA: la primera corresponde a un estado de precaldera entre 12.7 y 3 Ma, posteriormente se tiene un evento singenético que comenzó hace 2.7 Ma probablemente con un colapso de la caldera; luego, hay una etapa temprana de poscaldera (2.6 a 2.2 Ma) representada por flujos de lava de tipo basáltico, traquiandesítico y riolítico; una etapa de poscaldera tardía entre 2 y 1 Ma con domos, flujos de lava e ignimbrita. Finalmente, se tiene

actividad extra-caldera entre 0.9 y 0.06 Ma con depósitos de ignimbrita, domos riolíticos y cinco conos basalto-andesíticos. Adicionalmente, el Campo Volcánico Apan Tezontepec (CVAT) es descrito por (García-Tovar et al., 2015) como una secuencia volcánica donde hace 3 Ma el volcanismo reinició después de un hiato magmático, con la aparición de domos dacíticos, flujos de lava, conos de escoria y escudos de tipo basáltico y andesítico. En esta área fueron reconocidos 27 conos de escoria con edades menores de 1 Ma, algunos de ellos de 0.188, 0.367, 2.0 y 0.646 Ma (García-Tovar et al., 2015). Vale la pena decir que los campos volcánicos Apan Tezontepec y Apan Tecocomulco son el mismo pero nombrado de diferente manera dependiendo del autor. Dado el hecho que el CCA y el CVAT están cerca en escala regional, es necesario aclarar que las unidades del CCA tienen una variabilidad isotópica particular (las menores composiciones radiogénicas de Sr son encontradas en dacitas y las mayores, en rocas peralcalinas) debido a esto, los magmas de CVAT no tienen relación con los magmas del CCA (Sosa-Ceballos et al., 2018).

En términos de características estructurales, hay dos principales sistemas de fallas a través del CCA. El primero es el de Apan Piedras Encimadas (López-Hernández et al., 2009) que tiene una dirección NE-SW, incluso extendiendo a una escala mayor, al sureste del CCA, la región de Apan cuenta con sistemas de igual dirección con fallas de tipo normal como Tizayuca, Texcoco y Tolcayuca (García-Palomo et al., 2002) y eventualmente pueda haber una relación en ambas regiones. El Segundo sistema es el de Tulancingo-Tlaxco (Avellán et al., 2019; López-Hernández et al., 2009) que va en dirección NW-SE y está representado por la falla el Manzanito (Avellán et al., 2019) y se tiene idea de que estas estructuras sirvieron como caminos para ayudar en el proceso de ascenso magmático (Peiffer et al., 2014). En general, se puede afirmar que en el área Apan-Acocolco, dominan estructuras extensionales (Horst, Graben) con orientación NE-SW (García-Palomo et al., 2018) como consecuencia de la extensión. El proceso al que se le atribuye la deformación extensional está constituida por tres eventos: en los comienzos del plioceno, las fallas de tipo normal (García-Palomo et al., 2018); luego, a finales del plioceno e inicios del pleistoceno donde también estaba ocurriendo el emplazamiento del CVAT, algunos volcanes relacionados al CCA fueron cortados por fallas cerca de Chignahuapan (García-Palomo et al., 2018); finalmente, terminando el pleistoceno hasta el presente las fallas han estado activas y se han generado paleosuelos (García-Palomo et al., 2018). Particularmente, en la zona de interés, algunas estructuras características están presentes como horsts y grabens y un ejemplo de ello es la secuencia compuesta por el graben de Tlaxco-Chignahuapan y el horst de Rosario-Acocolco y en

el este, el horst de Chignahuapan delimitado por la falla Axaxalpa (Figura 2) (García-Palomo et al., 2018).

Teniendo en cuenta las perforaciones hechas por la CFE dentro del CCA donde se ha confirmado que parte de las unidades infrayacentes son sedimentos calcáreos alterados, es necesario saber la geología general que está presente en la zona donde se hizo la recolección de muestras. La Sierra Madre Oriental (SMO) es producto de un levantamiento y deformación de rocas mesozóicas y se ha definido como un *Fold and Thrust Belt* que tuvo lugar durante la orogenia Laramide (Eguiluz, Aranda, & Marrett, 2000). Esta orogenia, estuvo entre el cretáceo tardío y el paleooceno y dio lugar a algunos cambios en el comportamiento de la tectónica de placas (English & Johnston, 2004). En el área que se ha denominado extracaldera, aparecen algunas formaciones las cuales van del jurásico superior al cretácico superior. De acuerdo al Léxico Estratigráfico de México y (Fitz-Díaz, Lawton, Juárez-Arriaga, & Chávez-Cabello, 2018) se encuentra que la Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano) contiene Lutitas de verdes a grisáceas y margas con algunas vetillas de bentonita. De otra parte, la formación San Felipe (Santoniano-Campaniano) Alternancia de calizas, Lutitas, margas y Lutitas con bentonita con escasos nódulos de pedernal; seguidamente, la formación Agua Nueva (Cenomaniano-Coniaciano) está compuesta por calizas tipo Mudstone y Wackstone con nódulos y lentes de pedernal y alternando con algunos estratos de arcilla, además ha sido descrita la presencia de Lutitas con un bajo porcentaje de carbón y margas bentoníticas. Una importante formación que también aparece, es Tamaulipas tanto inferior (Albiano-Cenomaniano) con mudstone y wackstone con estructuras en boudinage y lentes de pedernal, como la superior (Berriasiano-Aptiano) con grainstone, packstone, algunos estratos de bentonita y cuarzo como la presencia de estilolitas. Finalmente la formación Pimienta (Tithoniano-Berriasiano) cuenta con calizas micríticas y nódulos de pedernal, calizas, arcillas y Lutitas.

3 Propiedades de las Rocas y Alteración Hidrotermal

Las propiedades de la roca proveen información acerca de los procesos que ha sufrido desde su génesis hasta el presente, estas propiedades están divididas en físicas (densidad aparente, densidad de sólidos, porosidad, permeabilidad, velocidad de onda, etc), hídricas (absorción por capilaridad, absorción por saturación a presión atmosférica y a vacío) y mecánicas (Módulo elástico, coeficiente de Poisson, resistencia a la compresión simple entre otros). En ambientes volcánicos es usual encontrar algunas características que dan evidencia de cambios respecto a la roca original, dichas transformaciones son atribuidas a fluidos cuya temperatura, presión y PH pueden afectar casi todo tipo de litologías, estos procesos se conocen como alteraciones hidrotermales y puede ser el resultado de disolución, precipitación mineral y mineralización secundaria (Browne, 1978). Además, es importante relacionar las alteraciones hidrotermales con características estructurales porque el ascenso de fluidos se hace posible debido a las fracturas o a los poros en la roca. Las siguientes fases minerales son las más importantes en sistemas hidrotermales: Opalitas (Ópalo, Tridimita, Cristobalita, óxidos de Hierro, Caolinita, Alunita); Rocas argílicas (Caolinita, Esmectita, Zeolitas ricas en sílice, Ópalo); Propilitas de baja temperatura (Clorita, Calcita, Cuarzo, Laumontita, Prehnita, Sericita); Propilitas de temperatura media (Clorita, Cuarzo, Wairakita, Albita, Epidota, Sericita, Prehnita), y de alta temperatura (Clorita, Actinolita, Cuarzo, Wairakita, Epidota, Moscovita); Cuarcitas secundarias (Cuarzo, Moscovita, Granate) (Frolova, Ladygin, Rychagov, & Zukhubaya, 2014).

Hablando desde el punto de vista geotérmico, una de las propiedades más importantes de las rocas es la permeabilidad porque está relacionada con el transporte de fluidos calientes que están ascendiendo desde la fuente de calor. La alteración hidrotermal podría incrementar o disminuir la porosidad, una propiedad física que ejerce un control de primer orden en la permeabilidad (Bourbie & Zinszne, 1985), además, al mismo tiempo los cambios mineralógicos llevan al fracturamiento o a la desintegración, y por lo tanto al aumento de la permeabilidad (Heap et al., 2017). Por otra parte, la roca podría tener reducción de la permeabilidad debido al llenado de los poros con algunas arcillas (Griffiths et al., 2016) de manera que hay diferentes maneras en que la roca puede ser alterada en términos de la estructura interna y dejando consecuencias en las propiedades de las litologías. La porosidad dentro de materiales volcánicos puede estar dada ya sea por fracturas (debido a razones térmicas o mecánicas) o por poros, que pueden ser una estructura relictas de formación de burbujas, crecimiento y coalescencia (Farquharson, Heap, Varley, Baud, &

Reuschlé, 2015). En general, se han descrito algunos rangos que se pueden usar con el fin de hacer comparaciones. Por ejemplo, muestras conteniendo Esmectita están típicamente asociadas con un amplio rango de porosidad (0.71–28.99%) y permeabilidad (0.0001–0.001 mD). Similarmente, la Caolinita se presenta en rango de porosidades (2.41–28.99%) como también de permeabilidad (0.001-10.1 mD) (Mordensky et al., 2018). En el CCA, la alteración hidrotermal pervasiva en la parte central comprendida principalmente entre Acoculco, Pedernales y Cruz Colorada, ha incentivado la exploración geotérmica (Sosa-Ceballos et al., 2018).

Uno de los pozos perforados dentro del programa de exploración adelantado por la CFE, es nombrado EAC-1, de las rocas recuperadas de esta perforación, (López-Hernández et al., 2009) se llevaron a cabo estudios para identificar los principales minerales de alteración hidrotermal. De acuerdo al resultado, fueron clasificadas 4 zonas: la primera es superficial (<200 m) con rocas alteradas por ácidos, encontrando Caolinita+Pirita+Calcita; la segunda va entre 165 y 780 m y alberga Esmectita+Ilita+Cuarzo+Calcita; las dos siguientes son encontradas a profundidades mayores a 780 m y son rocas calcáreas alteradas. Algunas otras investigaciones también se han llevado a cabo, por ejemplo, (Canet et al., 2010) basados en análisis realizados a muestras colectadas en los pozos EAC-1 y EAC-2 han identificado 2 zonas de alteración mayor. La primera está definida desde la superficie hasta 500 a 600 m de profundidad con una alteración Amonio-Argílica en ignimbritas y lavas con cantidades de Caolinita, Buddingtonita y Esmectita. La segunda, muestra Epidota, Calcita y Clorita cubriendo desde la parte más baja de los depósitos volcánicos, hasta los sedimentos calcáreos. Posteriormente, investigaciones hechas para muestras del pozo EAC-2 (Viggiano-Guerra, Flores Armenta, & Ramírez, 2011) reportaron a través del uso de microscopio óptico, minerales como Caolinita, Micas, Pirita, Cuarzo, Calcita, Epidota, Anhidrita, Wairakita, Granate, Wolastonita, Talco. Adicionalmente, ellos definen la alteración hidrotermal como del tipo ácido-sulfatada donde el H₂S jugó un importante papel, además se hace una breve discusión de los impactos en la permeabilidad y afirman que estos se deben a la ebullición (alta permeabilidad) y a la Pirita y el Granate sobreimpuestos (baja permeabilidad), concluyen afirmando que actualmente el área ha sufrido un proceso de autosellado. En ese sentido, y tomando en cuenta la presencia de minerales como Alunita, Anatasa, Buddingtonita, Calcita, Cristobalita, Feldespato potásico, Ilita, Esmectita, Caolinita, Amoniojarosita, Ópalo, Plagioclasa, Cuarzo, Tridimita (Canet, Hernández-Cruz, et al., 2015) sostienen que hay algunos tipos de alteración como

silícica (la más ampliamente distribuida en superficie y está asociada a a la textura vuggy silica), ácido-sulfatada, argílica avanzada y argílica.

Con respecto a la dinámica del CCA y de acuerdo a los análisis geoquímicos hechos por Canet et al. (2015), es posible decir que el sistema geotérmico ha cambiado el régimen de calor de convectivo a conductivo hace alrededor de 7000 años (Canet et al., 2015). Adicionalmente se han definido 3 eventos de actividad hidrotermal como manifestación de fluidos calientes y ácidos que a su vez han hecho que se presente en las rocas el proceso de autosellado por las alteraciones (Canet et al., 2015).

4 Características de las Fracturas

Una fractura es una ruptura mecánica o discontinuidad que separa un cuerpo de roca en 2 o más partes (Gudmundsson, 2011). Las fracturas tienen origen en diferentes procesos geológicos y se pueden separar básicamente en 4 grandes conceptos. El primero son las fallas y están asociadas a desplazamientos entre las caras de la discontinuidad, este movimiento puede ser normal, inverso o de rumbo. Las fallas se dan debido a que hay esfuerzos que sobrepasan la resistencia de la roca, lo cual muestra que ese parámetro geomecánico es importante. En segundo lugar se tienen los planos de estratificación cuyo origen se encuentra en el ambiente de depositación de rocas sedimentarias que incluso pueden mostrar variación en la apertura si se forman estructuras como pliegues ya que, por ejemplo, puede haber tensión o compresión. Seguidamente están las diaclasas o juntas que se deben a la reducción de la presión litostática en la roca provocando un relajamiento en los macizo pero también pueden tener un origen térmico, de ahí que haya una subdivisión en diaclasas de enfriamiento relacionas a la pérdida de temperatura de magmas. Finalmente y tomando procesos metamórficos, se tiene la foliación y contribuyen fuertemente a esto, minerales como micas ya que son fácilmente orientables ante algún esfuerzo. Todos estos tipos de discontinuidades pueden presentarse en varios grupos o familias que quedan determinadas principalmente por la orientación, pero adicional a esta, hay importantes características hidráulicas: apertura, persistencia, espaciamiento, rugosidad, relleno y filtración (cada medición de variable se describe en metodología y se analiza en resultados).

Desde el punto de vista hidrogeológico, las discontinuidades facilitan la retención y movimiento de fluidos a través de las rocas (Singhal & Gupta, 2010). Se podría definir la conductividad hidráulica (K) como la habilidad de una formación para transmitir agua y tiene una dependencia del medio (material rocoso), de la viscosidad y del peso unitario del fluido (casi siempre agua). Por otra parte, la permeabilidad (k) solo depende del medio a través del cual se da el flujo (Singhal & Gupta, 2010). Sin embargo, autores como Zhang (2017) hablan de permeabilidad pero a su vez usa ecuaciones que se han planteado para conductividad hidráulica. Asimismo, Barton y Freitas (1997) hablan de un coeficiente isotrópico de conductividad hidráulica y afirman que los dos elementos más importantes que gobiernan el flujo laminar a través de una fractura son la rugosidad y apertura de la misma.

Existen algunos modelos que dan un valor bien sea de permeabilidad (k) o de conductividad hidráulica (K). Para una sola fractura, y tomando como base la ley cúbica (Witherspoon, Wang,

Iwai, & Gale, 1980) se ha planteado que la permeabilidad puede ser totalmente dependiente de la apertura (a), donde se tendrían unidades de longitud al cuadrado que es una unidad válida para esta variable.

$$k_f = \frac{a^2}{12} \quad ec. 1$$

Igualmente, para un grupo de fracturas con misma orientación (paralelas), igual apertura (a) y teniendo en cuenta el espaciamiento (s), se plantea:

$$k_f = \frac{a^3}{12s} \quad ec. 2$$

En términos de conductividad hidráulica (K) para un sistema de fracturas, Lee y Farmer (1993) proponen una ecuación donde se añade el peso unitario de agua (γ) y la viscosidad (μ):

$$K_f = \frac{\gamma a^3}{6s\mu} \quad ec. 3$$

5 Metodología

5.1 Descripción de Discontinuidades

La descripción de las fracturas en un macizo rocoso involucra la determinación cuantitativa de parámetros medibles en campo, estos son espaciamiento, persistencia, apertura, rugosidad, relleno y filtración. Asimismo, a través de brújula se toma la disposición estructural con rumbo y buzamiento. Si bien todas estas medidas son llevadas a cabo en superficie, estas pueden tener continuidad en profundidad y están asociadas al patrón estructural que domina la zona. La importancia de estas características en una fractura está fundamentada en que determina la posibilidad de que haya flujo en una unidad litológica.

La recolección de datos en los afloramientos se hizo primero estableciendo los patrones de discontinuidades y luego tomando la actitud de dichos planos (10 por cada familia de fracturas, luego se promedió), esto con el fin de identificar posteriormente las familias según diagrama de contornos. Adicionalmente, se elaboró un formato de campo donde también se consignó información respecto a espaciamiento, persistencia, rugosidad, relleno, apertura y filtración para cada familia de discontinuidades. El procedimiento se hizo de acuerdo a las sugerencias por parte de la International Society of Rocks Mechanics (1981), donde atribuyen característica cualitativa o cuantitativa a las variables y se explica a continuación:

El espaciamiento está directamente relacionado con el tamaño de bloques, es decir, al mismo tiempo indica la distancia entre fractura y para este se ha definido como se ve en la Tabla 1.

Tabla 1.

Rangos de espaciado de fractura.

Descripción	Espaciamiento
Extremadamente cercano	≤ 2 cm
Muy cercano	2-6 cm
Cercano	6-20 cm
Moderado	20-60 cm
Amplio	60-200 cm
Muy amplio	2-6 m
Extremadamente amplio	≥ 6 m

Fuente: (International Society for Rock Mechanics -ISRM-, 1978).

De otra parte, también se hizo medición de la continuidad (o persistencia) de las fracturas en los afloramientos, cuando fue posible, se hizo directamente al afloramiento pero en otras ocasiones se hizo un cálculo aproximado dado que la longitud se extendía por fuera de lo medible con cinta métrica. Para cuantificar los valores de la persistencia, se siguió la siguiente Tabla:

Tabla 2.

Clasificación de persistencia de fracturas.

Persistencia	Longitud
Muy baja	≤ 1 m
Baja	1-3 m
Media	3-10 m
Alta	10-20 m
Muy alta	≥ 20 m

Fuente: (International Society for Rock Mechanics -ISRM-, 1978).

La apertura de la discontinuidad es la distancia perpendicular entre las paredes de la misma y esta puede variar de milímetros a centímetros y está asociado a los procesos que hay detrás de cada unidad geológica, ya sea tensión, compresión, cizalla entre otras. Igualmente se hace la descripción si la fractura está rellena y de qué tipo de material como también si tiene filtración de agua. Para estas dos no se hizo una tabla específica con valores.

Tabla 3.

Clasificación de apertura de fractura.

Apertura	Descripción	Rasgo
≤ 0.1 mm	Muy junta	
0.1-0.25 mm	Junta	Cerrado
0.25-0.5 mm	Poco abierta	
0.5-2.5 mm	Abierta	
2.5-10 mm	Moderadamente amplia	Media
≥ 10 mm	Amplia	
1-10 cm	Muy amplia	
10-100 cm	Extremadamente amplia	Abierto
≥ 1 m	Cavernosa	

Fuente: (International Society for Rock Mechanics -ISRM-, 1978).

Nota: En general, los valores de apertura de una fractura están relacionados al campo de esfuerzos.

La Rugosidad permite calcular qué tan áspera es una superficie con una longitud de 10 centímetros, esta metodología fue desarrollada por Barton y Choubey (1977) y allí se describe el perfil para superficie y se da un coeficiente de rugosidad que va de 0 (liso) a 20 (lo más rugoso) como se ve en la Figura 3.

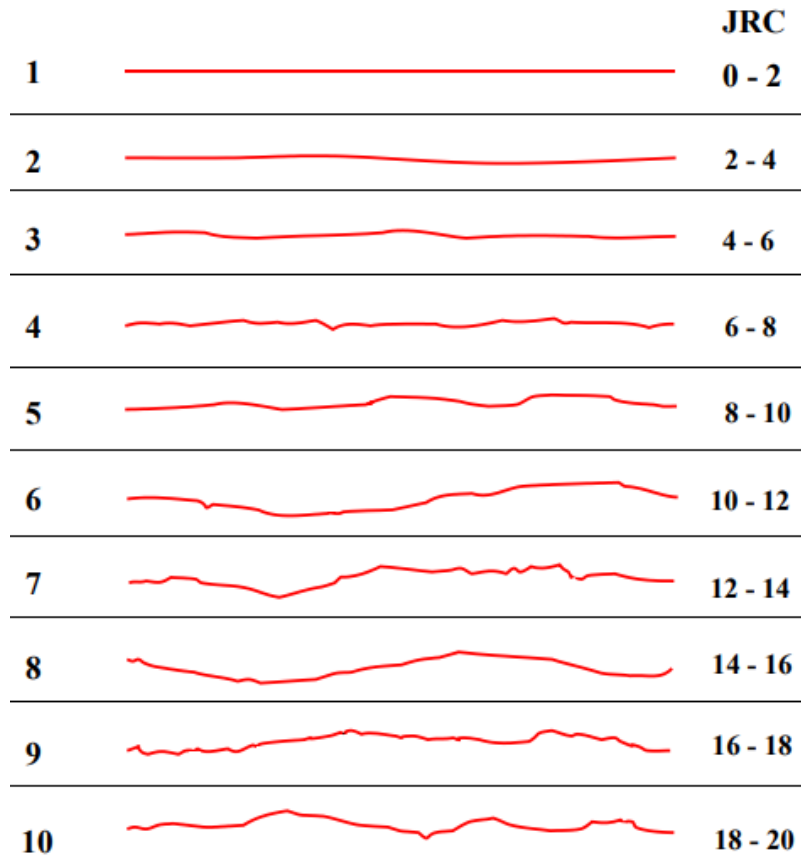


Figura 3. Número de perfil y coeficiente de rugosidad (JRC).
Fuente: (Barton & Choubey, 1977).

5.2 Selección de Muestras y Preparación de Especímenes

Todas las rocas volcánicas fueron tomadas de superficie en los afloramientos dentro del CCA de unidades denominadas como poscaldera tardías y corresponden, según Avellán et al. (2019) a Lava riolítica El Pedernal (Ac31 y Acb10), Lava andesítica Cuatelolulco (Ac50), Lava andesítica Terrerillos (Ac66), domos de lava andesítica el Puente (Acb2). De igual manera, las calizas de zona extracaldera, también colectadas en superficie, pertenecen a unidades de la Sierra Madre Oriental (SMO): la formación tamaulipas superior (Acb3, Acb7, AcPc) y la restante corresponde a la formación San Felipe (AcP2), todas cretácicas.

La identificación de cada muestra fue asignada según el afloramiento (en cada afloramiento solo se tomó una muestra) de donde se recolectó acompañada de las letras iniciales de la prueba de laboratorio para la que se hizo, para todas las litologías se usaron sus especímenes para al menos dos pruebas, de picnometría y alguna o algunas otras con la condición de secado el tiempo necesario

en el horno ventilado. Con el fin de realizar una buena caracterización petrofísica, más de 20 bloques de distinto tamaño, al menos dos por cada litología fueron llevados de campo (~30x30x30 cm³ aproximadamente), de los cuales se obtuvieron cilindros de diferente diámetro (26, 34 y 53 mm) y longitud variable. La cantidad de cilindros por bloque tuvo una variación condicionada fundamentalmente por la alteración, fracturas y poros de la roca pues a mayor alteración, menor fue el porcentaje de especímenes, como la Ac31b en la que partes muy pequeñas de diámetro de 26 mm se recuperaron pero no sirvieron para hacer prueba de permeabilidad ya que el gran tamaño de poros no permitió obtener cilindros completos. Para la preparación de los cilindros, se tomó como guía la norma ASTM D4543-85. Cabe anotar que esta norma sugiere una relación entre la longitud y el diámetro (L/D) de entre 2.0 y 2.5 que en su mayoría fue cumplida pero en las rocas volcánicas alteradas Ac31, Ac50 y Ab10 se cumplieron parcialmente dada la dificultad para recuperar especímenes completos. Antes de empezar alguna de las pruebas, tanto la masa como el volumen fueron tomados con balanzas de precisión (0.001 gr) y verniers. Para cada cilindro, la altura fue medida 3 veces separadas por ángulos de 120° y luego obteniendo el promedio como también se utilizó un medidor de base (GCTS Specimen Flatness Gauge [RFG-100]). Similarmente para el diámetro, se aplicó la medida 3 veces espaciados el mismo ángulo, se tomó parte superior, mitad y parte baja. Para obtener el peso seco en cada muestra, todas fueron puestas en el horno durante 24 horas a una temperatura de 70 °C, incluso por exigencia de las normas se puso a veces por más tiempo para que se llegara a una diferencia entre dos pesadas sucesivas. Igualmente, para mantener constante la masa seca mientras se enfriaban, se usó campana de desecación.

5.3 Láminas Delgadas

Se realizaron 15 secciones delgadas, 12 de ellas de las primeras muestras recolectadas en enero de 2018 (Ac31a , Ac31b, Acb10, Ac66, Ac50, Acb3, Acb7) y las restantes (Acb2, AcPc, AcP2) en la siguiente campaña de campo en abril de 2019. Inicialmente se hizo una preparación general en el laboratorio de Petrofísica de la ENES Morelia, este consistió de tener fragmentos de roca sueltos de los bloques de entre aproximadamente 4 x 6 cm² y un grosor de 2 centímetros. Posteriormente en el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM) de la UNAM se llevó a cabo el resto del proceso. Pegar la muestra al vidrio con resina especial y luego llevarla a un espesor de 30 µm a través de abrasivo de carburo de silicio. Vale la pena señalar que las rocas volcánicas alteradas especialmente Acb10 y Ac50 tuvieron la dificultad de elaboración porque parte de sus

minerales se desprendieron por su baja consistencia, aun así las láminas arrojaron información valiosa para la clasificación de las litologías que no era posible en muestra de mano. Para la descripción petrográfica y toma de fotografías se contó con microscopio Zeiss Axio Scope A1 con montaje de cámara Canon EOS 1000D. Dadas las rocas que se trataron, se siguió la clasificación propuesta para rocas volcánicas originalmente propuesta por Streckeisen (1978) y con una edición más nueva a través de Le Maitre (2002).

5.4 Coeficiente de Absorción de agua por Capilaridad

La norma que se ha tomado como base para este ensayo es la UNE-EN 1925 (Asociación Española de Normalización y Certificación -AENOR-, 1999). Se tomaron 6 especímenes por cada litología, tanto volcánica (Ac50, Ac31a, Acb10, Acb2, Ac66) como sedimentaria (AcP2, AcPc, Acb3, Acb7) y se secaron en horno ventilado a una temperatura de 70° C hasta que la diferencia entre pesadas sucesivas fuera menor al 0.1% de la masa del espécimen. Los cilindros de una pulgada, se pusieron sobre rejilla plástica con el fin de que la entrada de agua destilada por la base no tuviera obstáculo y se realizara normalmente. Las probetas se pusieron en un recipiente donde la altura del agua estuvo entre 3 y 5 mm y se procuró mantener ese nivel constante cerrando casi que totalmente el recipiente con una tapa y en algunas ocasiones añadiendo agua pues se presentó algo de evaporación y se redujo la altura inicial. De otra parte, una vez sumergidos parcialmente los cilindros, los tiempos en los que se midió la masa fueron diferentes pues las muestras colectadas tienen muy diferentes absorciones pero en un principio, los primeros intervalos de tiempo fueron iguales de 1, 3, 5, 10, 15, 30, 60 minutos, luego de esta medición constante se fueron tomando pesos en lapsos de tiempo más largos y comparando con el peso inmediatamente anterior hasta que la diferencia fuera menor del 1% del agua absorbida. Para las rocas más alteradas (Ac31, Acb10, Ac50) fue más demorado el proceso de estabilización del peso pues tomaron hasta 9 días en mostrar la mínima diferencia exigida. Con cada pesaje lo que se quiere es hacer una diferencia con el peso seco para ver en qué cantidad aumenta el agua que ingresa a la muestra. Además de esto, se calcula la base de cada cilindro y se lleva a metros cuadrados (m^2), de hecho, el eje Y (Figura 4) estará dado por los valores que resulten de la razón entre la masa ganada y el área de la base (g/m^2). De otra parte, el eje X estará dado por la raíz del tiempo en segundo (\sqrt{t}). De manera que lo que se quiere ver es la pendiente, a qué tasa crece la cantidad de agua ganada por la muestra (Figura 4).

En general puede afirmarse que el coeficiente de absorción de agua por capilaridad (C) está dado por:

$$C = \frac{m_i - m_d}{A\sqrt{t_i}}$$

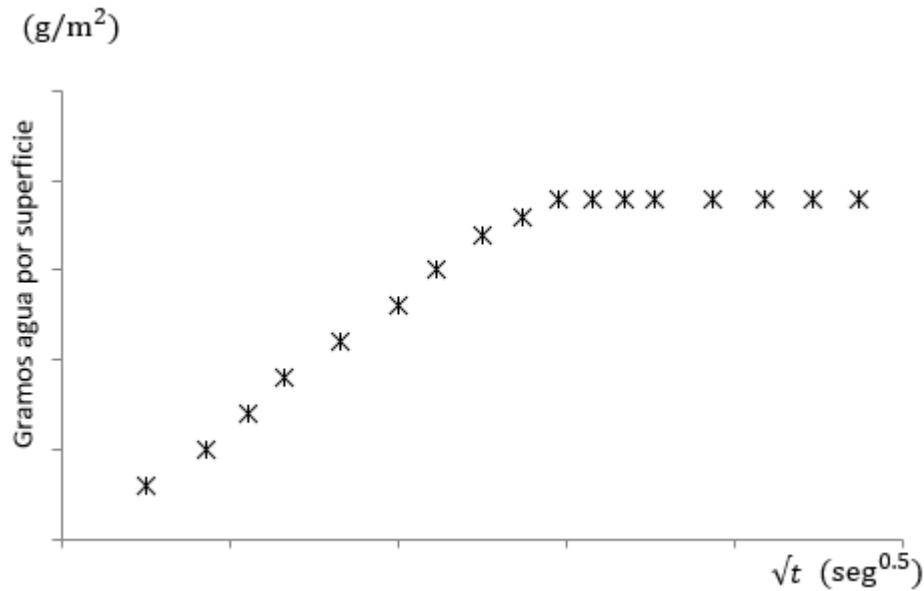


Figura 4. Gráfica idealizada de capilaridad.

El valor de la pendiente antes de estabilizarse horizontalmente es lo que determina este coeficiente.

Donde m_i es la masa de cada pesaje, m_d es la masa seca, A es el área de la base del cilindro (m^2) y t_i son los tiempos expresados en segundos ($s^{0.5}$). En la gráfica no significa otra cosa más que la pendiente del trayecto en que va creciendo la cantidad de agua absorbida antes de estabilizarse. Dentro de los datos de las litologías, pueden ocurrir comportamientos diferentes lo cual es característico de cada sistema poroso.

5.5 Absorción de agua y Porosidad abierta a Presión Atmosférica y a Vacío

Las normas que sirvieron de guía para estos ensayos fueron Determinación de la Absorción de agua a presión atmosférica [UNE-EN-13755] (Asociación Española de Normalización y Certificación -AENOR-, 2002) y Determinación de la densidad real y aparente y de la Porosidad abierta y total [UNE-EN-1936] (Asociación Española de Normalización y Certificación -AENOR-, 2002)). Inicialmente, para el ensayo de Absorción de agua, se garantiza que la muestra está seca

con un procedimiento similar al de capilaridad, poniendo en el horno y viendo la diferencia de pesos sucesivos. Posteriormente se sumergieron en agua hasta la mitad de su altura y luego de una hora se aumentó hasta tres cuartas partes de la misma, luego de 60 minutos de este paso, se aumentó el nivel del agua de forma que quedaran totalmente sumergidas por una lámina de agua de aproximadamente 2.5 cm. Para esta prueba, en todas las litologías (volcánicas como calizas), se utilizaron cilindros tanto de 1'' como de 1.25''. Una vez las muestras están totalmente sumergidas, se dejan transcurrir 48 horas antes de hacer la primera pesada, para esto se toma el cilindro y en menos de un minuto, se seca con un trapo húmedo con el fin de retirar las gotas de la superficie pues lo que interesa es la masa de agua al interior de la muestra. Este procedimiento se hizo cada 24 horas o más tiempo, dependiendo de la muestra. Las muestras estuvieron sumergidas durante 25 días. La condición sigue siendo que se cumpla una diferencia entre dos pesadas no es superior al 0.1% de la masa de la probeta para decir que se ha logrado una masa constante, es decir, que se ha llegado a la saturación de la muestra. La absorción de agua a presión atmosférica está dada por la siguiente ecuación con m_s siendo la masa saturada y m_d la masa seca.

$$Ab = \frac{m_s - m_d}{m_d} * 100$$

De igual manera, puede hacerse otra relación. Lo primero es convertir la masa de agua absorbida por la muestra a cm^3 teniendo en cuenta que la densidad de agua se toma como 1.0 g/cm^3 , de manera que la diferencia $m_s - m_d$ es igual al volumen de agua absorbido por la muestra (V_w). De esta manera se puede calcular la porosidad conectada a presión atmosférica (ϕ_{c-atm}) con V_t como el volumen total de la muestra:

$$\phi_{c-atm} = \frac{V_w}{V_t}$$

Para todas las litologías se usaron cilindros de dos diámetros diferentes, en general de 1.6 y 1.3 cm, hay una pequeña variación dependiendo del tipo de roca.

Para el ensayo a vacío se tomaron solo las rocas volcánicas incluida la unidad extracaldera (Acb2), se pusieron las muestras en el horno ventilado y se fueron tomando pesos sucesivos hasta

alcanzar la mínima variación establecida (<0.1% de la masa de la probeta) y ese será el valor m_d , seguidamente se pusieron las muestras en una cámara sellada donde se puede medir la presión interna y que está conectada a una bomba de vacío encargada de evacuar el aire de la cámara bajando la presión de 102 kPa (atmosférica) a 52 kPa con lo cual se pretende sacar la mayor cantidad de aire de los poros de las rocas. El tiempo de vacío ejercido por la bomba es de dos horas. Pasado este tiempo, se llena la cámara en un tiempo de 15 minutos y se garantiza que hayan al menos 2 centímetros de columna de agua por encima de las muestras. El tiempo de saturación fue de 72 horas. Posteriormente se tomó la masa saturada m_s y luego la masa sumergida en agua m_h para cada cilindro. Se hace el cálculo de la porosidad conectada a vacío (ϕ_{c-v}).

$$\phi_{c-v} = \frac{m_s - m_d}{m_s - m_h} * 100$$

5.6 Evaporación

Aunque para este ensayo no hay una norma disponible, se trató de seguir las pautas que en general esta prueba requiere según la literatura existente (Siegesmund & Dürrast, 2001) y recomendación de algunos investigadores. Se hizo después de la prueba de absorción donde se saturaron los cilindros de cada muestra por más de 20 días. Una vez que se sacaron las muestras, inmediatamente se pesaron y este valor corresponde a masa saturada (m_s), adicionalmente ya se conocía el peso seco de cada cilindro (m_d). Se tomaron los pesos de cada espécimen luego de ser sumergidos y se registraron cada determinado tiempo, inicialmente cada 3, 5, 8, 12, 16, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 120, 240 minutos y luego dejando transcurrir mucho más tiempo (8, 24, 30, 36, 48 horas) estas masas sucesivas se tomaron como las masas evaporadas (m_e). Las condiciones de presión atmosférica y temperatura fueron de alrededor de 14 PSI y de 20°C. La gráfica que se muestra está dada en x por la raíz cuadrada del tiempo en segundos y en el eje y se tiene la evaporación calculada de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$\%Evaporación = \frac{m_e - m_s}{m_s - m_d} * 100$$

En la Figura 5 se puede observar lo que ha de graficarse de acuerdo a los datos obtenidos. Hay valores negativos que representan la pérdida de masa en la muestra saturada por evaporación de agua desde los poros. Ahora bien, como se ilustra, pueden haber pendientes diferentes que

indican una tasa de desorción más rápida o más lenta y esto depende fundamentalmente de la distribución del tamaño de los poros y la conexión con el exterior. Se pueden apreciar también 3 puntos (A, B y C) los cuales tienen coordenadas (x,y) que representan un tiempo crítico y una evaporación crítica y es de interés pues cada muestra arroja información sobre su sistema poroso. También se debe tener en cuenta que la evaporación puede darse de manera no lineal y además puede haber escalones en la gráfica.

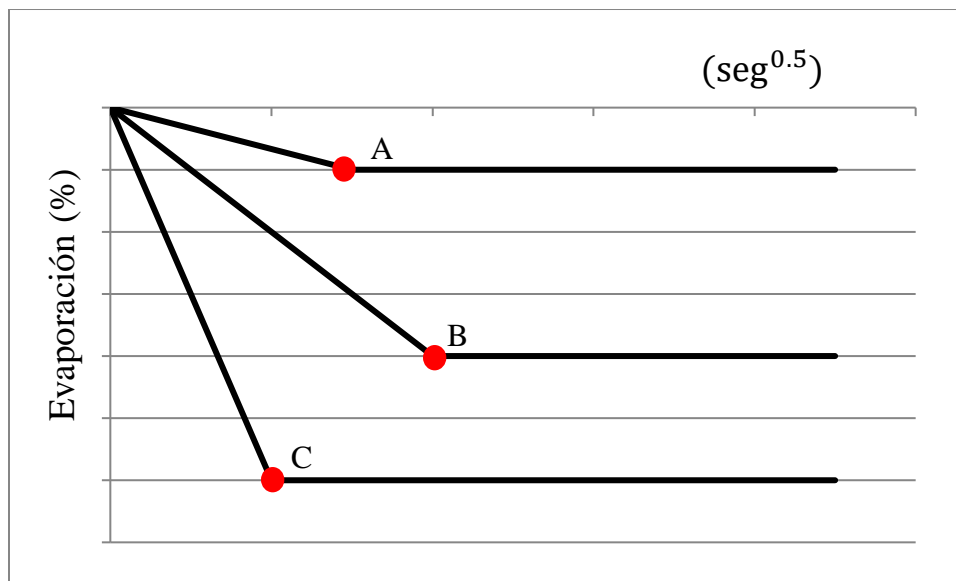


Figura 5. Gráfica Evaporación.

Los puntos A, B y C representan cambios en el proceso de evaporación. Este es un modelo de desorción, sin embargo, cada litología casi siempre muestra comportamientos no lineales en esta variable.

5.7 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

Para esta técnica SEM (Scanning Electron Microscope), se utilizaron las secciones delgadas que se elaboraron inicialmente para la descripción petrográfica en microscopio convencional. El análisis SEM se llevó a cabo en equipo Hitachi modelo TM3030 Plus y su operación se hizo a través del software TM3030. Una vez se insertó la sección en el portamuestra, se hizo vacío con el fin de que las moléculas de aire no dispersaran los electrones. A través de un haz de electrones es que se da la interacción con la materia y se generan electrones secundarios, retrodispersados y de rayos X. La interacción del haz de electrones que incide sobre las secciones se clasifica en elástica o inelástica y de ambos tipos son las que sufren los electrones retrodispersados, incluso, hay una relación casi lineal con el número atómico Z. La característica de la superficie de la muestra es

muy importante porque este relieve determina la cantidad de electrones secundarios que son detectados por el SEM. La imagen producida en general, no es homogénea, tendrá algunos brillos en partes específicas debido a la gran cantidad de electrones secundarios producidos y al mismo tiempo se verán algunas partes opacas porque ocurre el caso contrario en que hay muy pocos electrones secundarios. El software TM3030 permitió acercamientos suficientes para calcular tamaños de poros del orden de 10 μm .

5.8 Difracción de Rayos X

Esta técnica se llevó a cabo sobre las muestras volcánicas más alteradas (Ac31a, Ac31b, Acb10, Ac50). Se realizó la pulverización en mortero de Ágata llevando el tamaño a 5 μm y llevando el material pulverizado sobre portamuestras de equipo marca Bruker modelo D2 Phaser y posteriormente se hizo análisis con el software Difrac. De acuerdo con Melgarejo, Proenza, Galí y Lovet (2010), el arreglo cristalino es la manifestación de la forma en que están distribuidos los componentes de cada mineral y se usa el concepto de celda para la representación repetitiva de su estructura. En general, una celda es considerada como un paralelepípedo determinado por unas aristas a , b y c , y unos ángulos α , β y γ ; además también se considera la disposición de los átomos. Las redes cristalinas tienen incorporados algunos planos que están denotados como h , k , l y se conoce con $d_{h,k,l}$ a la longitud que separa a la repetición de planos paralelos. Es con la ley de Bragg que se determina el ángulo de reflexión que a su vez depende de $d_{h,k,l}$ en la siguiente forma con λ la longitud de onda de los rayos X:

$$\lambda = 2d_{h,k,l} \sin \theta$$

Cada mineral tiene sus valores para $d_{h,k,l}$ y es así que se logra la identificación. Las condiciones que se aplicaron a las muestras fueron ángulo 2θ en el rango de 4° a 70° y radiación $\text{CuK}\alpha=1.5418 \text{ \AA}$. El resultado es un difractograma que en el eje x indica el ángulo de difracción (2θ) y en el eje y , la intensidad correspondiente (fotones por segundo).

5.9 Densidad

El concepto de densidad está dividido en dos partes. La primera está asociada a la densidad real (ρ_r) como se le llama en este trabajo, sin embargo, también puede ser nombrada como densidad de sólido o de grano y es la relación entre la masa del espécimen y el volumen real o de sólidos que tiene en cuenta exclusivamente la fase sólida y excluye el porcentaje de porosidad que tenga la muestra. De otra parte, la densidad aparente (ρ_b) relaciona la misma masa de determinado espécimen, con su volumen tanto de la fase sólida como de la porosidad.

Ambas densidades, la aparente (ρ_b) y la real (ρ_r) fueron calculadas de acuerdo a la instrumentación que se tiene en el laboratorio de petrofísica de la ENES-UNAM Morelia. Para la densidad aparente hay tres principales métodos que son el método de inmersión instantánea en agua, cubrimiento de cera y cálculo por calibre o vernier. El primer método es preferiblemente aplicado a los materiales que no son porosos y que no absorben agua. Dado que algunas de las muestras son muy porosas habría una alteración en el cálculo de este volumen por la entrada de agua, aunque la medida fuera realizada rápidamente. A pesar de esto se ejecuta este método con el fin de contrastar los valores obtenidos con la otra opción de la que se hará uso descrita a continuación. La ecuación correspondiente a este método es la siguiente donde m_d es el peso seco de la muestra en el aire, m_s es el peso de la muestra saturada, m_h es el peso de la muestra sumergida en agua y ρ_{H_2O} es la densidad del agua (1.0 g/cm^3). Cabe agregar que la saturación se hizo luego de haber sometido las muestras a una reducción de la presión llegando hasta 52 Kpa, se hizo en las condiciones descritas para porosidad abierta a vacío.

$$\rho_b = \frac{m_d}{m_s - m_h} * \rho_{H_2O}$$

Otro método alternativo es la inmersión en cera. Este requiere que la muestra sea totalmente cubierta en cera, a través de una delgada capa de parafina y posteriormente la muestra es sumergida en agua. Una ventaja de este método es que la muestra puede ser irregular y no necesita una geometría específica para el cálculo de la densidad aparente. Sin embargo, hay un problema con esta técnica y es la cantidad de parafina en la superficie de la muestra dado que como se dijo antes, las muestras son utilizadas para obtener otras propiedades de manera que la parafina restante en la superficie de la muestra podría alterar totalmente los valores reales de otras variables, además se

quiso conservar en buen estado las muestras por si se quería corroborar algún ensayo. Considerando esto, la obtención de la densidad aparente a través de vernier y por masas saturadas son la mejor alternativa, no causan daño en la muestra teniendo en cuenta que algunas volcánicas alteradas podrían desmoronarse fácilmente. Adicional a esto, la prueba de permeabilidad requirió cilindros porque está es la forma del core holder adaptado al equipo. La fórmula para la determinación del volumen aparente de cada cilindro requirió saber el radio (r) que se sacó en el tope, parte media e inferior y se sacó un promedio; similarmente para la altura (h), se hicieron tres medidas separadas 120° y luego un promedio.

$$v = \pi r^2 h$$

La ecuación siguiente en la búsqueda del cálculo de la densidad tanto aparente como real toma la masa seca de las muestras (m_d), y se divide por el volumen aparente y por el volumen real, este último dado por el picnómetro, respectivamente. Este picnómetro es Ultrapyc 1200e el cual trabaja con Helio a una pureza de 99.999%. Antes de cada uso se hace purgar el equipo de acuerdo a las recomendaciones que da el proveedor.

$$\rho = \frac{m_d}{v}$$

De esta forma, se obtienen tanto la densidad aparente (ρ_b) como la real (ρ_r) que van a servir para el cálculo de la porosidad total.

5.10 Porosidad Total y de Mercurio (conectada)

La medida de porosidad total (ϕ_t) fue llevada a cabo usando la fórmula que involucra ambas densidades calculadas con anterioridad (ρ_r, ρ_b). Además, la porosidad total es la suma de una porosidad conectada (ϕ_c) y una no conectada o aislada (ϕ_u).

$$\phi_t = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_r}$$

$$\phi_t = \phi_c + \phi_u$$

Para hacer la prueba de porosimetría de mercurio (ϕ_{Hg}) fue usado el porosímetro PoreMaster 33 de Quantachrome. Sus características otorgan ventaja para obtener información de las muestras tanto en baja presión (50 Psi) como en alta (33000 Psi). Cada que se hizo la prueba, con anterioridad se hizo el vacío respectivo y luego la intrusión de mercurio. El rango de tamaño de poro en el cual es posible obtener información va de 0.0064 μm a 1100 μm y ambas pruebas son llevadas a cabo en una celda de vidrio especial para resistir especialmente la alta presión. Cuando se han hecho ambos procedimientos, quedan tres archivos, de baja y de alta presión y uno que combina ambos datos que es con el que se hace el análisis en un software Quantachrome Instruments Poresmaster. La información que se entra al sistema antes de empezar las porosimetrías, es el volumen aparente y el peso seco de cada muestra, esto, con el fin de saber la cantidad de mercurio que se va a inyectar. Durante el proceso, son necesarias dos personas para la manipulación de la muestra y para manejar la entrada de datos e instrucciones de software. El operario de la muestra en todo momento necesitó guantes para evitar el contacto con el mercurio, los residuos se aislaron adecuadamente. Este método permite cuantificar la porosidad conectada (ϕ_c) de las muestras y está basado en la ecuación de Washburn donde es posible obtener el diámetro de poro (D) con los parámetros involucrados.

$$D = \frac{-4\gamma \cos \theta}{P}$$

Donde γ es la tensión superficial del mercurio (480 Nm^{-1}); θ es el ángulo de contacto y (P) es la presión. Se hace la suposición que el poro tiene una forma cilíndrica.

La porosidad total fue obtenida para cada cilindro pero por otra parte, y debido a la complejidad de la prueba y al tiempo que toma cada una, de alrededor de 2 horas, la porosimetría de mercurio fue hecha para dos muestras por cada litología para un total de 18 pruebas.

5.11 Permeabilidad

Las muestras fueron preparadas de acuerdo al core holder del permeámetro (1'') con una altura variable entre 2.45 y 5.85 cm dependiendo de las rocas porque en algunos casos estaban tan alteradas que la recuperación de núcleo tuvo longitud corta ya fuera porque el bloque de roca presentara fracturas, laminación o alta alteración hidrotermal. El permeámetro de gas (Nitrógeno)

con que se trabajó fue el modelo AP-123-002-0 de la compañía Vinci Technologies. La condición constante para la prueba fue la presión de confinamiento la cual estuvo entre 340 y 350 Psig (se toma el cero como la presión atmosférica), además, el flujo de gas a través de la muestra una vez es insertada estuvo entre 0.5 y 600 ncc/min y la presión de entrada con un máximo valor de 155 Psig. El objetivo de esta prueba para cada espécimen es encontrar 5 puntos donde la presión de entrada estabilice con determinado flujo y con ayuda del software del equipo calcular la permeabilidad donde se cumpla la ley de Darcy y a su vez debe hacerse la corrección de Klinkenberg. Siempre se procuró alcanzar esta condición. La ecuación que usa el software para hacer el cálculo es la siguiente:

$$k = \frac{\mu Q L}{A \Delta P}$$

Donde (k) es la permeabilidad líquida; μ es la viscosidad (Cp); Q es la tasa de flujo de líquido (ml/s); L es la longitud del cilindro (cm); A es el área transversal del cilindro (cm²) and ΔP es el diferencial de presión a la entrada y la salida de las caras transversales del cilindro (Atm). A pesar de la anterior ecuación, es necesaria una forma alterna derivada de la original y que reescrita de la siguiente manera y es con la cual opera el permeámetro:

$$k_{gas} = \frac{2\mu Z T (P_b)(Q_b)L}{A(T_b)(P_1^2 - P_2^2)}$$

Las variables μ , L and A siguen siendo como se definieron pero se agregan otras: k (gas) Medida en milidarcy (mD); Z es el factor de compresibilidad de gas; T es la temperatura media de flujo del gas (K); P_b es la presión barométrica (Atm); Q_b es la tasa de flujo de gas atmosférico a una presión P_b (cm/s); T_b es la temperatura (K); y finalmente, P_1 y P_2 son las presiones de entrada y de salida (Atm). La prueba para cada cilindro tuvo como base la norma D4525-13 (American Society for Testing and Materials -ASTM-, 2013), los resultados de los cinco puntos, se grafican en un diagrama donde el eje X es la permeabilidad (mD) y el eje Y ($1/P_{media}$), ajustando una línea a los 5 puntos, se puede obtener la permeabilidad del gas es la intersección en el eje X (Figura 6).

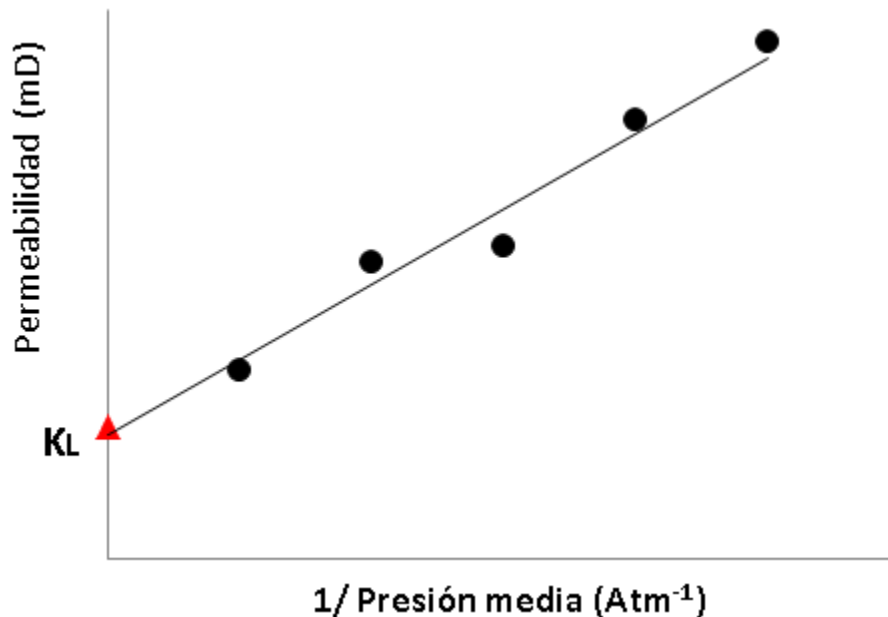


Figura 6. Gráfica para hallar la permeabilidad líquida.

La permeabilidad líquida (k_L) es el corte con el eje Y. Algunas de las muestras arrojaron una presión despreciable elevando la presión a la máxima que el permeámetro permite.

5.12 Compresión Simple

La deformación de una roca mediante la aplicación de una carga, está sujeta a factores como la porosidad, la meteorización, estructura, fracturas pre-existentes y tamaño de grano. La respuesta de la roca bajo el campo tensorial compresivo que representa este ensayo se puede observar en la gráfica de esfuerzo-deformación y su adecuada lectura arroja el comportamiento mecánico de la roca. En general, la gráfica puede dividirse en cuatro zonas principales: 1) cierre de poros y fracturas donde se da una concavidad hacia arriba, 2) Tramo recto que puede denominarse elástico, 3) Aparición de fisuras que se manifiestan en pérdida de pendiente, 4) Se da la propagación de las fisuras hacia los extremos de los cilindros y empieza a haber conexiones entre ellas y va hasta la resistencia máxima de la roca. La importancia que tiene esta prueba dentro de la caracterización geomecánica es poder conocer la respuesta de la roca durante la prueba, esto se puede determinar mediante la obtención de la Resistencia a la Compresión Simple (RCS), el módulo de Young (E) y el coeficiente de Poisson. Las muestras recolectadas que están en el rango de operación del equipo (aproximadamente hasta 115 MPa) son Acb10, Ac50, Ac50, Ac31a y Ac31b y fueron las que se sometieron a la prueba. El ensayo se hizo bajo la norma D7012-14 (American Society for Testing and Materials -ASTM-, 2014) y el equipo utilizado es una prensa de carga GDS Virtual Infinite

Stiffness Loading System con capacidad de aplicar hasta 250 kN. Los cilindros preparados para este ensayo tienen un diámetro (D) de 53 mm con una altura (L) entre 90 y 105 mm, ambas superficies de cada cilindro fueron pulidas con máquina esmeriladora del fabricante Controls modelo 55-C0201 con el fin de garantizar la perpendicularidad entre el eje longitudinal y las caras, dichos especímenes se pusieron en horno ventilado a 70 °C para obtener una masa libre de humedad y luego se pone en campana de desecación para alcanzar la temperatura ambiente. Posteriormente se adhieren medidores de deformación radial y axial (adicionalmente hay otro medidor axial externo) y se lleva a la celda de compresión donde se busca el contacto entre los pistones y las superficies de cada cilindro para iniciar la carga cuya velocidad de desplazamiento es de 0.05 mm/min.

Es importante recordar que la aplicación de una fuerza ($1 \text{ N} = 1 \text{ Kg/m s}^2$) sobre un área definida (m^2) genera un esfuerzo σ (Kg/m s^2) sobre el material en ensayo:

$$\sigma = \frac{F}{A}$$

Se obtiene la RCS (Resistencia a la Compresión Simple) cuando en la gráfica de esfuerzo-deformación, el espécimen ha llegado a una pendiente cero. El módulo de Young estático (E), se toma en el tramo recto inicial de la curva esfuerzo-deformación axial y se calcula como la relación del esfuerzo aplicado (σ) y el porcentaje de deformación axial (ε_{ax}) como:

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon_{ax}} = \frac{F/A}{\Delta L/L}$$

Por su parte, el coeficiente de Poisson está dado por la relación entre la deformación radial (ε_{rad}) y la deformación axial (ε_{ax}):

$$\nu = \frac{\varepsilon_{rad}}{\varepsilon_{ax}} = \frac{\Delta D/D}{\Delta L/L}$$

6 Resultados

6.1 Descripción de Discontinuidades

Los datos arrojados en la descripción de fractura llevada a cabo en zona extracaldera y en rocas pertenecientes a la SMO, excepto el afloramiento Acb2 que es de origen volcánico, permiten concluir algunos aspectos importantes. En primer lugar, el fracturamiento está dado por varias familias (k_i) (Figura 7), en 5 afloramientos (Acb2, Acb7, AcPl, AcP2, AcTeOc) se tienen 3 grupos de fracturas y en los dos restantes (Acb14, AcPc) hay 4 grupos. El espaciamiento, en general se presenta entre cercano a moderado de acuerdo a la Tabla 1, sin embargo los afloramientos que tienen 4 familias de discontinuidades muestran un espaciamiento mayor entre amplio y muy amplio. Igualmente, los afloramientos Acb2, Acb7, Acb14, AcP2, AcTeOc tienen una persistencia homogénea que se clasifica entre alta y muy alta, aun así en los afloramientos AcPc y AcPl se registraron longitudes de fractura entre baja y muy baja. En cuanto al coeficiente de rugosidad (JRC), hay homogeneidad en los rangos, que va de 6-8 a 10-12 para la mayoría de las fracturas, sin embargo por fuera de estos valores y con tendencia a ser superficies lisas se encuentra la familia de fracturas k_2 del afloramiento Acb7 y la familia de fracturas k_3 del afloramiento AcTeOc. Se debe recordar que la rugosidad es un aspecto fundamental porque puede ser la causa por la cual el agua se vuelva turbulenta a través de las fracturas. En cuanto al material que está relleno de las discontinuidades, solo 3 (Acb7, Acb14, AcPc) de los 7 afloramientos caracterizados presentaron algún tipo de material (Tabla 4) solo en el Acb14 el material es Carbonato, en las otras dos descripciones es de característica arcillosa o arenosa lo cual puede variar de acuerdo a la cantidad de agua asociada especialmente a las temporadas de lluvias. En el aspecto de la apertura los valores son variados y van desde moderadamente amplia hasta muy amplia, en general puede decirse que no hay valores anómalos excepto para el afloramiento AcPl que tiene dos familias totalmente cerradas. Finalmente la filtración para la amplia mayoría de fracturas es nula (N.A., No Aplica descripción), vale añadir que esta variable también es totalmente sujeta a la temporada de lluvias y a la variación de niveles freáticos.

Tabla 4.

Caracterización de fracturas en unidad volcánica extracaldera.

Afloramiento	Familia	Espaciamiento (cm)	Persistencia (mt)	JRC	Relleno	Apertura (cm)	Filtración
Acb2 x=607241 y=2194057	k_1	2-6	>20	4-6	N.A.	0	N.A
	k_2	2-20	>20	6-8	N.A.	1-3	N.A
	k_3	2-20	>20	10-12	N.A.	1-3	N.A
Acb7 x=611648 y=2199894	k_1	20-25	30	4-6	Arcilloso	5	N.A
	k_2	18-20	10	2-4	N.A.	1	N.A
	k_3	5-15	10	8-10	N.A.	1	N.A
AcPc x=607273 y=2197170	k_1	1-40	>20	8-10	N.A.	0.1-1	N.A
	k_2	10-100	<1	10-12	N.A.	1	N.A
	k_3	5-90	3-10	6-8	N.A.	1	N.A
	k_4	5-100	<1	10-12	Arenoso	2-5	N.A
AcP1 x=607446 y=2197564	k_1	2-20	7	8-10	N.A.	6	N.A
	k_2	28-100	30	14-16	N.A.	0	N.A
	k_3	5-20	0.5	12-14	N.A.	0	N.A
AcP2 x=607728 y=2197680	k_1	2-25	16-20	8-10	N.A.	0.1	N.A
	k_2	2-28	>20	12-14	N.A.	0.1	N.A
	k_3	25-27	3-10	14-16	N.A.	0.2-0.5	N.A
Acb14 x=609818 y=2201442	k_1	2-30	10-20	10-12	N.A.	0.1	N.A
	k_2	2-400	10-20	8-10	N.A.	0.1	N.A
	k_3	2-150	10-20	10-12	Calcita	1-2	N.A
	k_4	2-200	10-20	8-10	N.A	0.1	N.A
AcTeOc x=630117 y=2191498	k_1	30-50	10-20	10-12	N.A.	0.1	N.A
	k_2	5-15	>20	8-10	N.A.	0.1	N.A
	k_3	2-8	>20	2-4	N.A.	N.A	N.A

N.A.: No Aplica, JRC: Joint Roughness Coefficient,

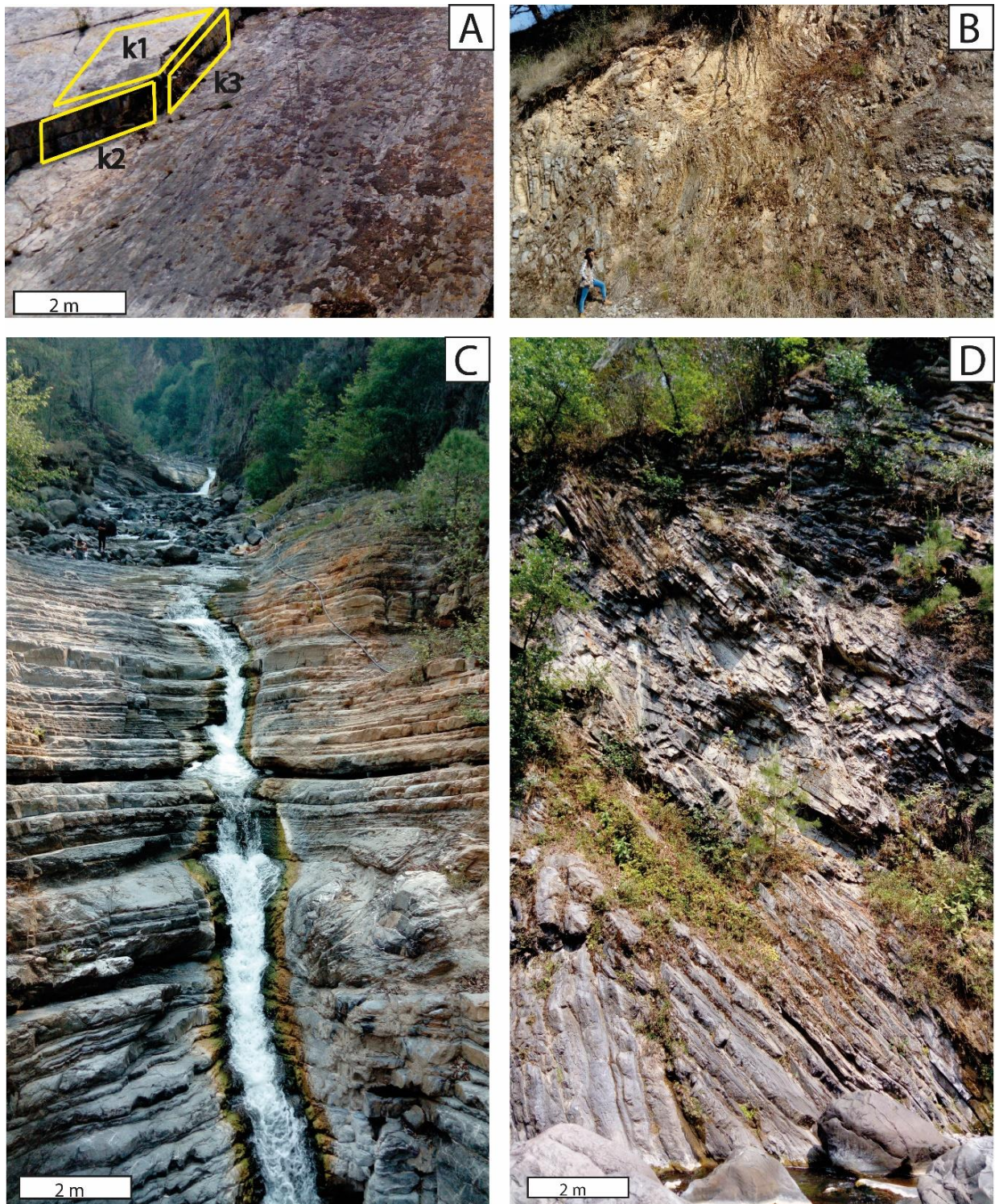


Figura 7. Fracturamiento y estructuras.

A) Familias de fracturas. B) Fracturamiento en pliegue. C) Estratificación de calizas en sector río Almoloya. D) Pliegue chevron y familia de fracturas.

Los datos obtenidos a través de las gráficas de contorno son concluyentes tanto en zona intracaldera como en zona extracaldera. Para el primer caso (Figura 8), la dirección de las tres familias de fracturamiento es NW-SE, E-W, NE-SW y el buzamiento en su mayoría va desde 45° a 75° aproximadamente. Diferentemente ocurre en la zona extracaldera (Figura 9), donde los diagramas de contorno son contundentes pues hay una clara separación de las familias de fracturas, exceptuando el afloramiento Acb2 donde las lavas tienen fracturas con una orientación diferente aunque dos de sus familias de fracturas son bastante similares entre sí. En general, para el resto de afloramientos que además hacen parte de la SMO se tiene que la estratificación k_1 (líneas discontinuas) tiene una orientación NW-SE y un buzamiento entre 25° y 45° . Las otras dos familias de fracturas, k_2 y k_3 tienen dirección NE-SW y NW-SE respectivamente. Para los afloramientos que se definió una cuarta familia de fracturas (k_4) que fueron denominados AcPc y Acb14, muestran que este grupo si bien puede diferenciarse de los demás pues así se ve en la concentración de sus polos, no está tan alejada de los otros grupos pero nunca coincidiendo con la familia originada por la estratificación (k_1). En general, podría afirmarse que hay patrón de fracturamiento en la zona intracaldera y extracaldera.

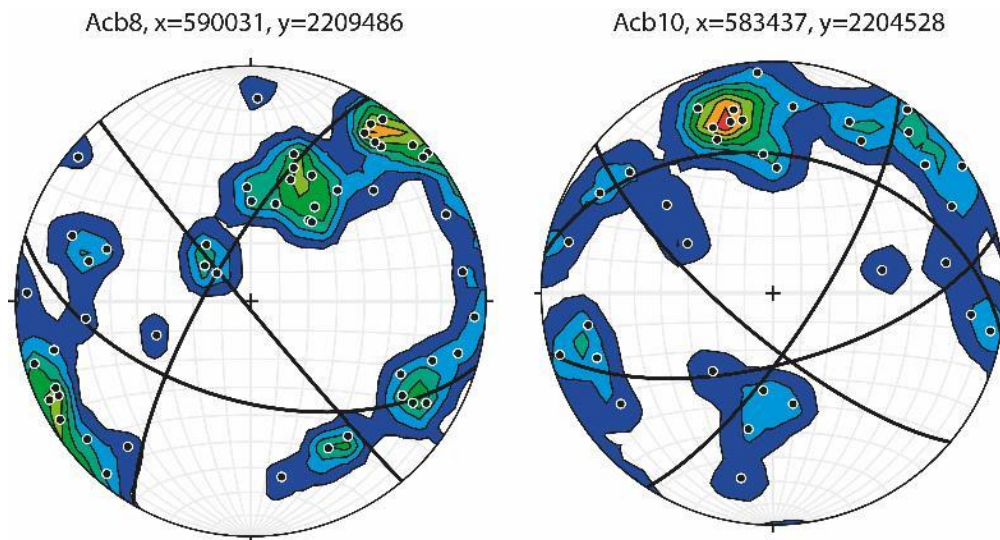


Figura 8. Diagramas de contornos para fracturamiento intracaldera.

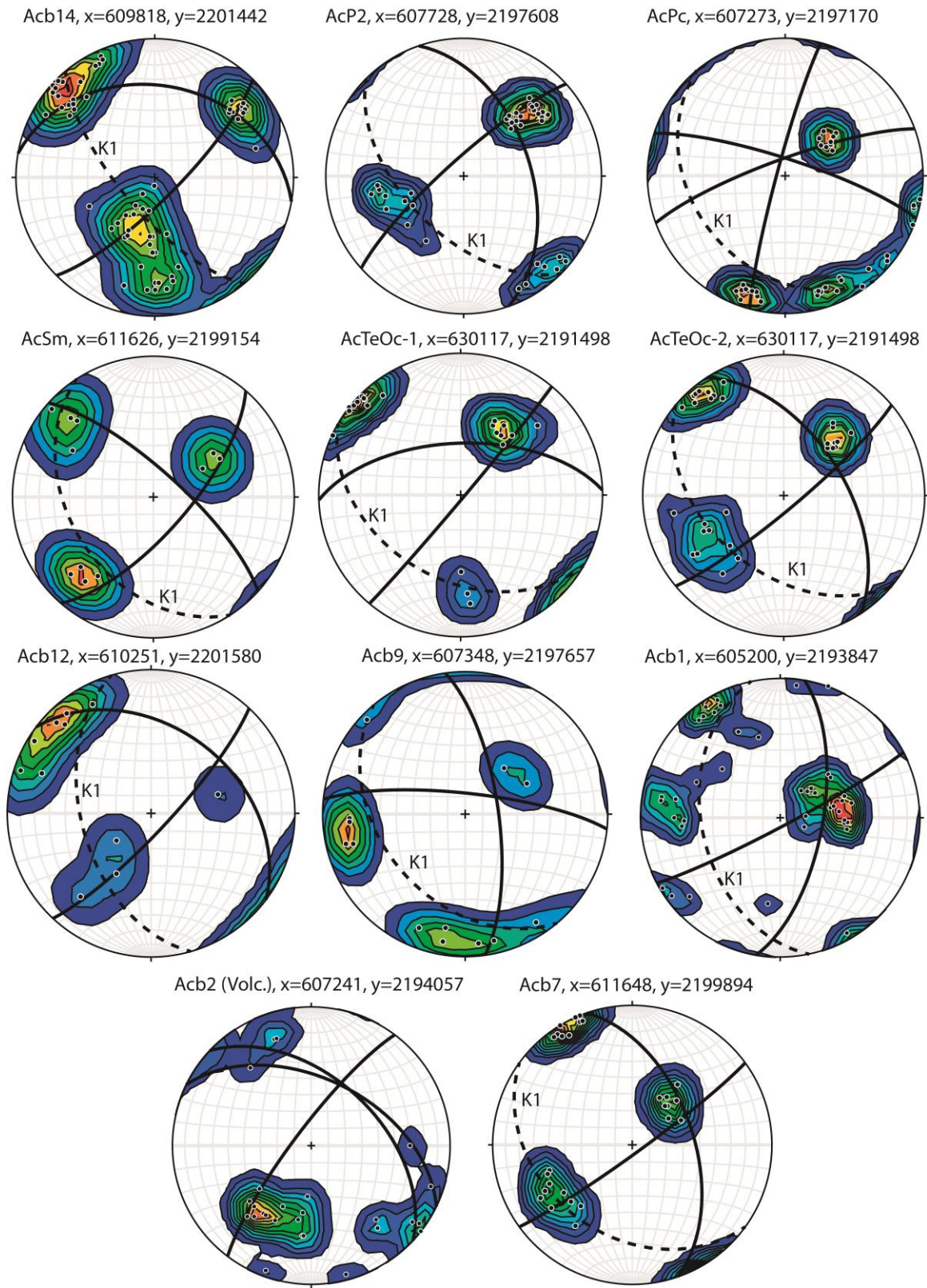


Figura 9. Diagramas de contornos para fracturamiento extracaldera. La estratificación (k_1), presenta una tendencia similar en la zona extracaldera.

6.2 Petrografía

- Acb10 (Lava riolítica Pedernal - Intracaldera)

La roca muestra un color claro principalmente de blanco a gris. Se puede distinguir textura porfídica y algunas fracturas que alojan óxidos. La alteración que ha sufrido la roca ha sido amplia pues partes de los bloques se desmoronan fácilmente, especialmente humedecidos y además se puede reconocer material fino (limo-arcilla) en la superficie de las muestras. A pesar de la alteración, se reconocen algunos minerales como fenocristales de Plagioclasa, Biotita y Cuarzo embebidos en una matriz afanítica (Figura 10). Adicionalmente, se observan poros de forma irregular con una distribución heterogénea de tamaño de hasta 1 cm pero son escasos y no son pervasivos en toda la muestra.

En lámina delgada, se observan cristales de Hornblenda con tamaño de aproximadamente 0.8 a 1 mm, cristales euhedrales de Biotita con tamaños entre 0.05 y 0.1 mm (Figura 11). Todos ellos están embebidos en una matriz fina de Plagioclasa alterada la cual está en el rango de Albita a Oligoclasa de acuerdo al ángulo de extinción observado. Las texturas que exhibe esta roca son porfídicas, vitrofídica y fluidal pues la matriz tiene orientación preferencial. Como se observa de las imágenes, algunos Anfíboles están incompletos y esto es explicado por el alto grado de alteración de esta roca. Desde el punto de vista petrográfico se clasifica como una Dacita.

Esta unidad es la misma a la que pertenecen las muestras Ac31a y Ac31b lo cual muestra el grado de alteración diferente al que puede llegar una roca. Esta unidad tienen una edad de 1.6 Ma de acuerdo al fechamiento por método K-Ar de López-Hernández et al. (2009).

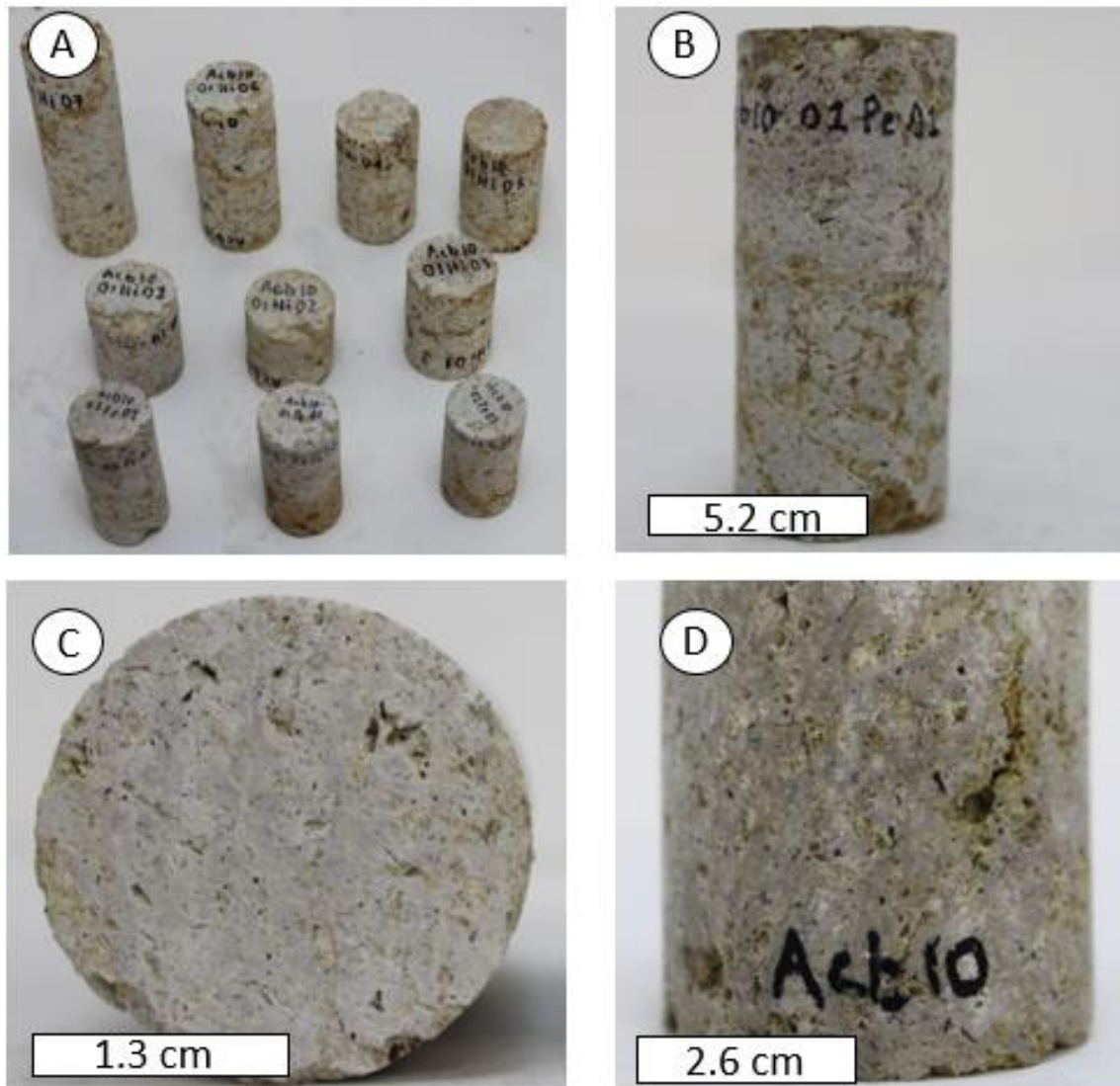


Figura 10. Características macro muestra Acb10.

A) Cilindros de la roca Acb10. B). Se aprecia el color blanco a café claro, correspondiente a alteración C) Corte transversal de cilindro con poros y alteración de Plagioclasa. D) Cilindro de diámetro 5.4 cm y donde se aprecian poros.

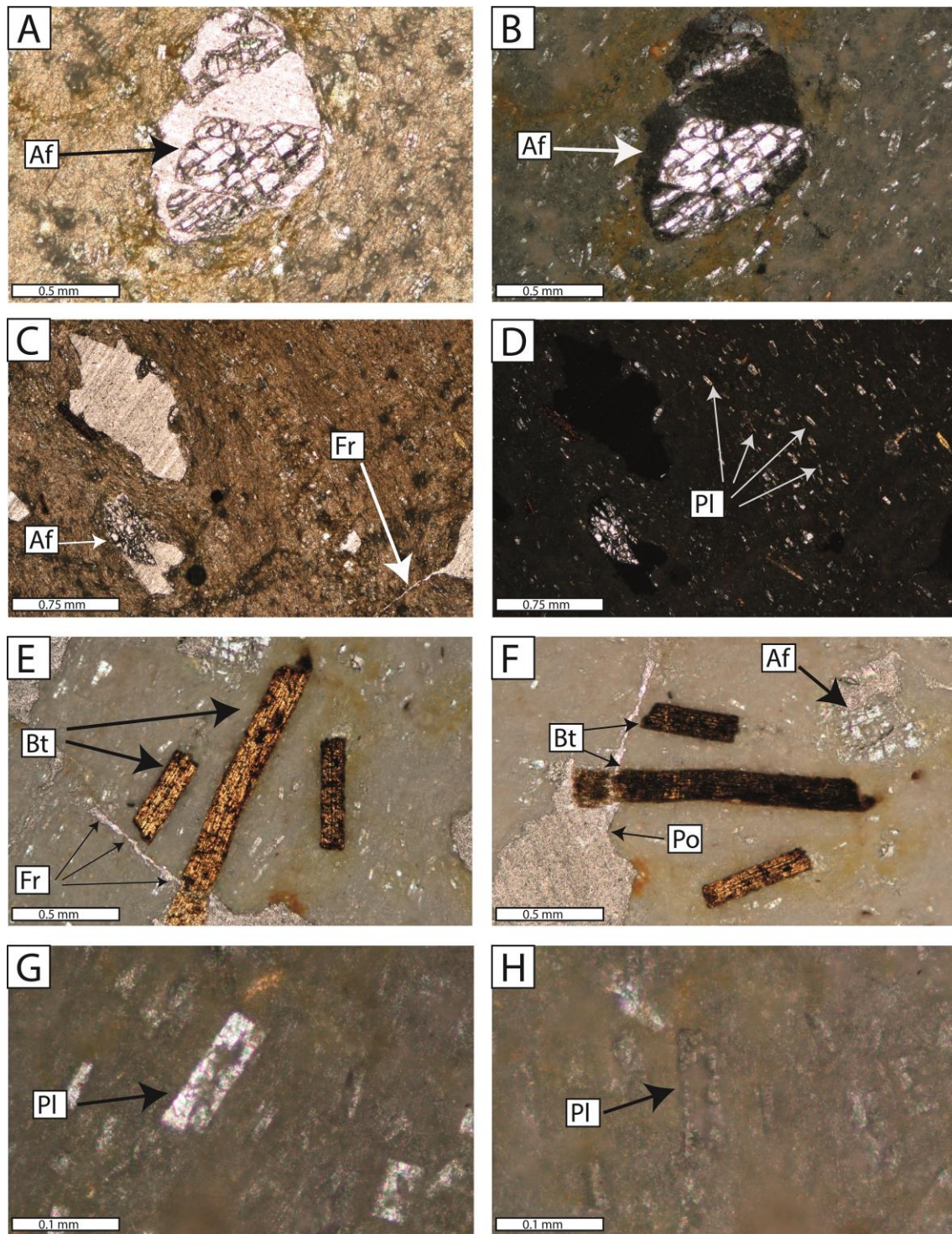


Figura 11. Descripción microscópica muestra Acb10.

A-B) Cristal incompleto de Anfíbol (Af) en matriz de Plagioclasa (Pl), C) La roca muestra fracturas con variación de apertura, D) Textura traquítica con Plagioclasas orientadas, E-F) Cristales de Biotita (Bt) a través de los cuales se dan fracturas (Fr) y porosidad (Po), G-H) La Plagioclasa (Pl) tiene alteración a Arcillas, se observa extinción paralela.

- Ac50 (Lava Andesítica Cuatlolulco - Intracaldera)

Esta roca presenta un color que va de blanco a un gris y café claro en donde se ve claramente la textura porfídica a pesar de la alteración severa a la que se expuso. Los fenocristales según el hábito que presentan son principalmente de Plagioclasa y alcanzan tamaños que van desde 3 mm a 12 mm, estos se encuentran en una matriz afanítica (Figura 12). Para esta muestra también se puede describir material fino (Arcilla-Limos), incluso al contacto con el agua se vuelve totalmente plástica. Además, se ven fracturas algunas de ellas con óxidos. En términos de estructura porosa, se pueden ver poros de forma irregular que incluso se unen a fracturas que llegan a medir hasta 5 cm.

En lámina delgada, esta roca tiene principalmente una textura porfídica con fenocristales de Feldespato (Figura 13) que fue reconocida por su hábito prismático, dado el alto grado de alteración en el que se encuentra la muestra hizo que en la preparación de la sección no se conservara totalmente cada mineral y en general. Adicionalmente, se observan cristales subhedrales de piroxeno (Enstatita-Hiperstena <5%) y se encuentran bajo dos eventos. El primero es como cristalización a partir de la composición del magma y por otra parte se observan como xenolitos que muestran un borde de reacción. Además, se observan cristales anhedrales de cuarzo en un porcentaje bajo (<5%) como también Epidota (<3%). Todos estos cristales se encuentran alojados en una matriz de Plagioclasa. También se encuentran algunos óxidos, algunos de ellos siendo albergados dentro de los piroxenos formando textura poiquilítica.

De acuerdo López-Hernández et al. (2009), a través de fechamiento con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a esta unidad se le atribuye una edad de 1.6 Ma.

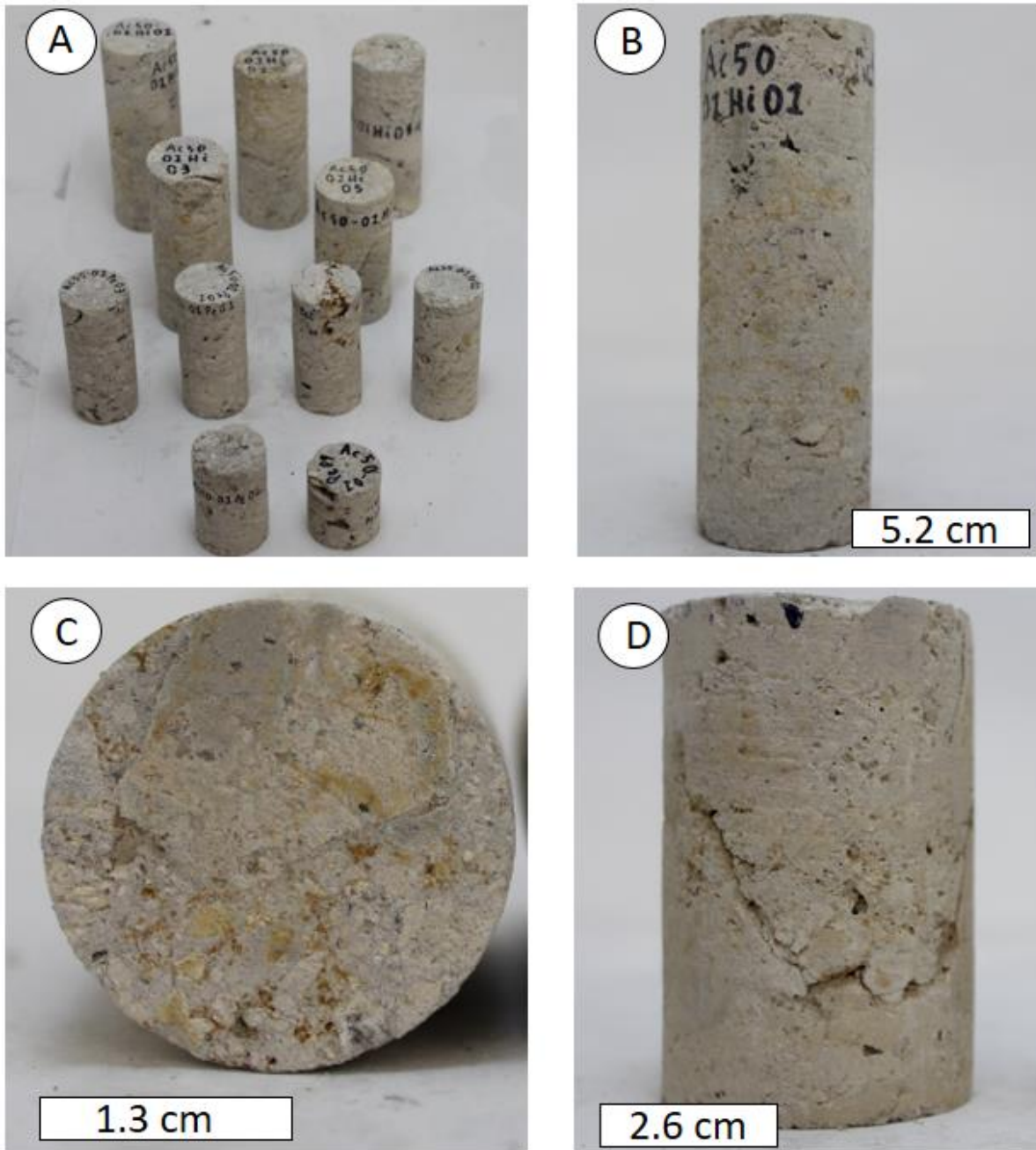


Figura 12. Características macro muestra Ac50.

A) Cilindros de roca Ac50. B) Muestra con macroporos en la parte superior. C) Textura porfídica Relicta. D) Fractura y varios tamaños de poro.

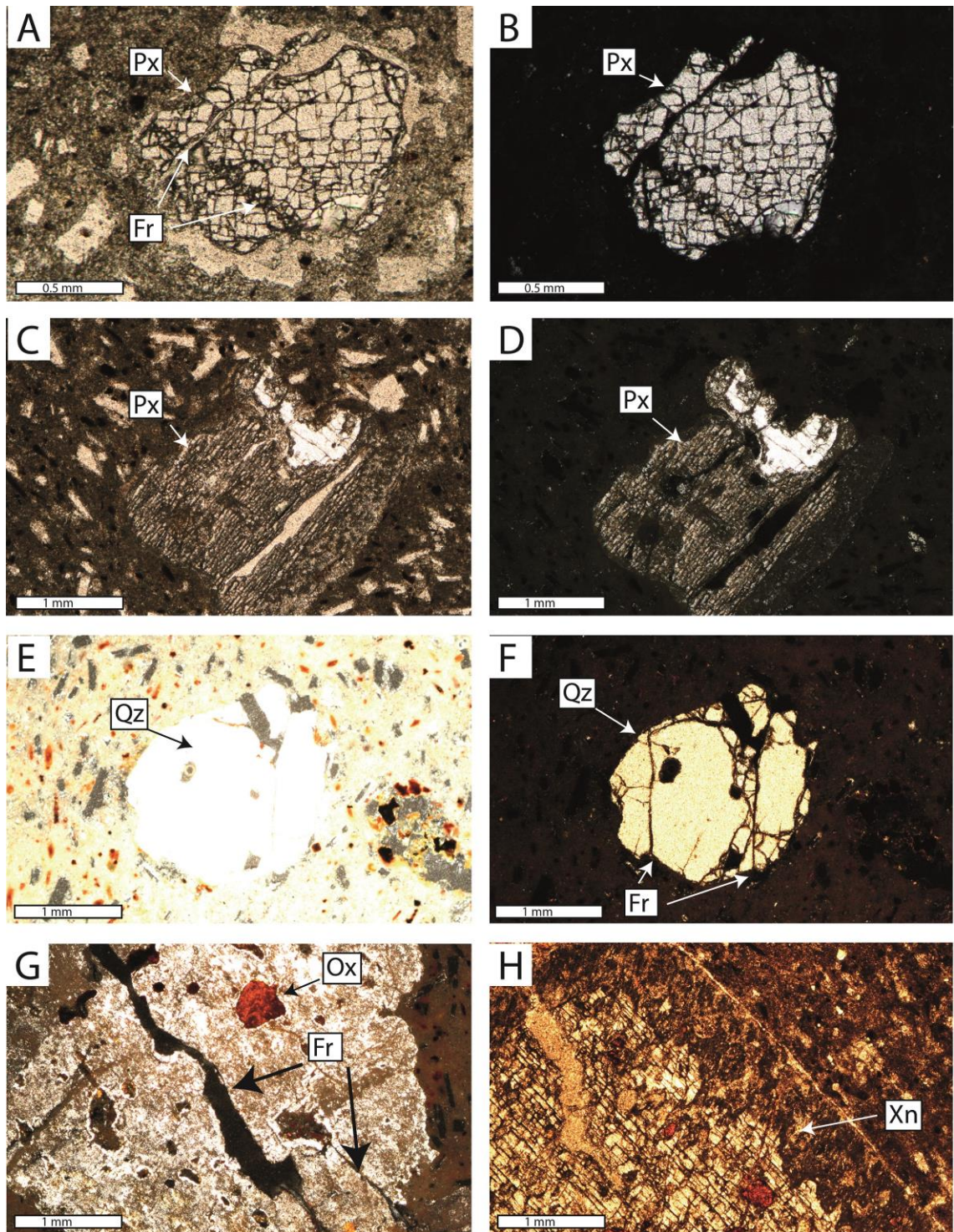


Figura 13. Descripción microscópica muestra Ac50.

A-B) Cristal de Piroxeno (Px) en matriz de Plagioclasa, además del clivaje, se encuentra fracturado (Fr). C-D) Piroxeno con fracturas en matriz de Plagioclasa. E-F) Cristal de cuarzo (Qz) con fracturas (Fr). G) Textura poiquilítica de Piroxeno alojando óxido (Ox). H) Xenolito (Xn) con borde de reacción, con fracturas y conteniendo óxidos.

- Acb2 (Domos de Lava andesítica el Puente - Extracaldera)

Esta roca no está alterada al punto de que se deforme o disgregue fácilmente, por el contrario muy compacta. Es de color gris claro y se ven algunas venillas de color verde probablemente epidota. Es de característica inequigranular (Figura 14) con algunos cristales de alrededor de 1 a 3 mm de Plagioclasa principalmente, se reconocen algunos Anfíboles (2 a 5 mm) entre 10 a 15%, como también Cuarzo en menor cantidad (5%), y óxidos que se alojan en los poros, todos ellos en una matriz afanítica de color gris, la textura es porfídica.

En lámina delgada, de textura porfídica con matriz de Plagioclasa con tamaño 0.05 a 0.1 mm (Figura 15) definida entre Labradorita a Andesina y se encuentra orientada aleatoriamente (Textura pilotaxítica) con fenocristales de Plagioclasa que tienen macla polisintética y algunos se encuentran fracturados. Además, se tienen fenocristales de Anfíbol (Hornblenda) con algunas fracturas y en textura poiquilítica albergando otros cristales. En una proporción más baja (<3%) se tiene Clorita y Epidota. En términos de la estructura de la roca, esta es continua y las fracturas que presenta no tienen extensión a través de la muestra, son localizadas.



Figura 14. Características macro muestra Acb2.

A) Cilindros de diferentes diámetros. B) Corte transversal de cilindro con matriz afanítica conteniendo algunos cristales de Plagioclasa y Af. C) Muestras seca (Izq) y húmeda (der). D) Muestra húmeda con textura porfídica y banda de alteración.

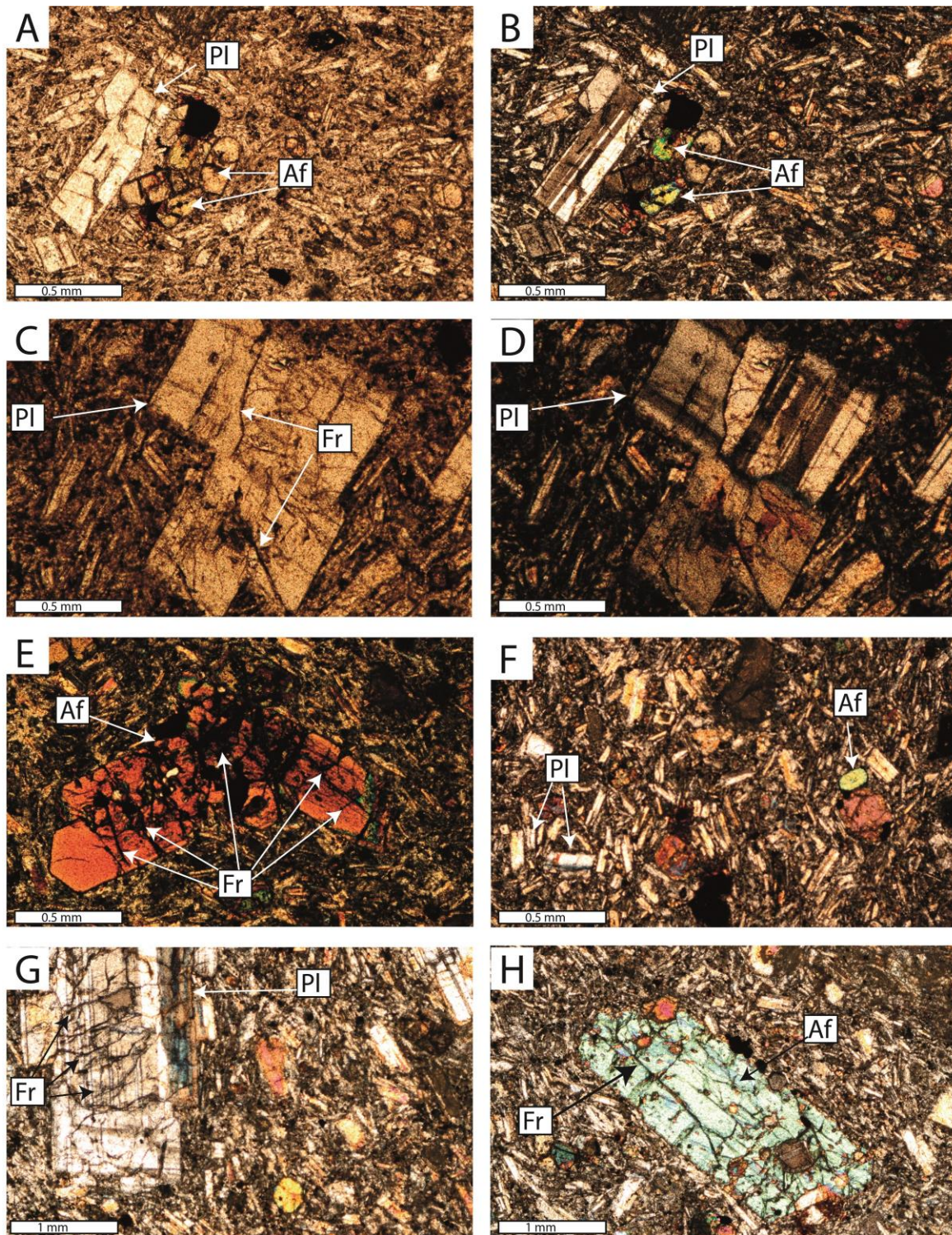


Figura 15. Descripción microscópica muestra Acb2.

A-B) Fenocristal de Plagioclasa (Pl) con macla polisintética y Anfíbol (Af) en matriz de Plagioclasa. C-D) Fenocristal de Plagioclasa (Pl) con fracturas (Fr). E) Intenso fracturamiento (Fr) en Anfíbol (Af). F) Textura porfídica con matriz de Plagioclasa (Pl). G) Textura porfídica con fenocristal de Pl con fracturas (Fr) en diferentes direcciones. H) Fenocristal Af fracturado y textura poiquilítica.

- Ac66 (Lava andesítica Terrerillos - Intracaldera)

Esta roca es muy compacta, de color gris con cristales de Plagioclasa con tamaño menor a 0.4 cm con un bajo grado de alteración, igualmente se observan cristales de Cuarzo (<5%) embebidos en matriz afanítica, se tiene textura porfídica (Figura 16) y dentro de los minerales secundarios se observan algunos óxidos relleno de poros como también cantidades mínimas de Pirita (<2%). Muestra algunas fracturas, algunas de ellas están rellenas de Sílice secundaria. Se observan poros de alrededor de 1 a 5 mm y algunas fracturas.

En lámina delgada, esta roca está constituida principalmente por fenocristales de Plagioclasa definidos entre Albita y Oligoclasa mostrando macla de albita y polisintética, además de zonación, y el tamaño está alrededor de 1.2 mm (Figura 17) aproximadamente y algunos también se ven con alteración a arcillas en su borde. Los cristales de la matriz de Plagioclasa se encuentran orientados por flujo (textura traquítica). La textura predominante es porfídica. Eventos posteriores tuvieron lugar después de enfriamiento y cristalización de la lava. En primer lugar, hay algunos sistemas de fracturas con diferente dirección donde se depositaron óxidos. Otro evento, aunque no pervasivo sino localizado por zonas, que registra la sección, es la silicificación debido a fluidos hidrotermales. Este se ve en algunas fracturas donde los bordes tienen formas circulares donde se ha depositado Calcedonia y Tridimita fundamentalmente, dando paso a textura coloforme.

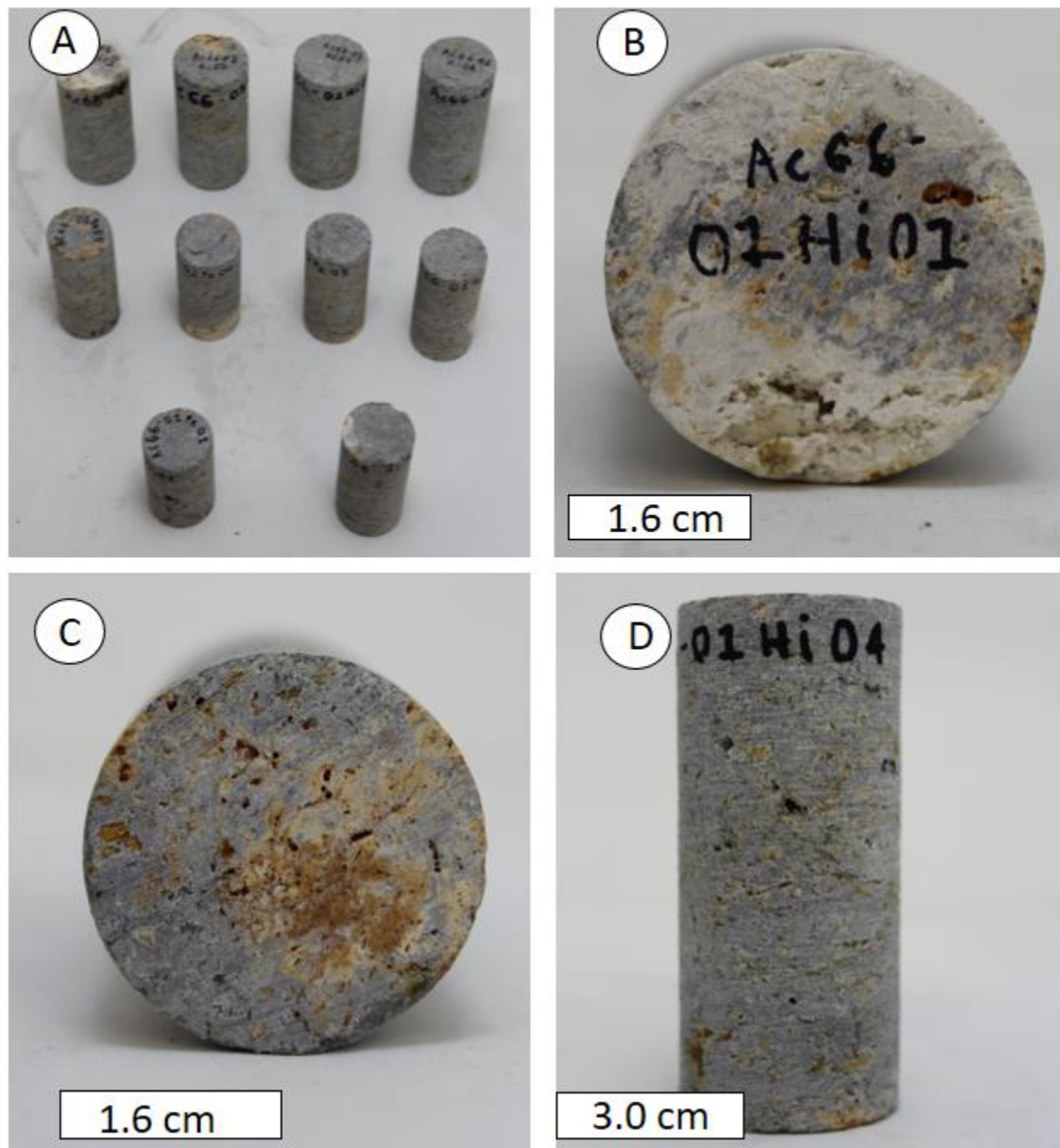


Figura 16. Características macro muestra Ac66.

A) Cilindros para pruebas Ac66. B) Corte transversal de cilindro donde se observan algunos poros y además oxidación. C) Corte transversal con poros rellenos de óxidos y con coloraciones blancas de alteración de la Plagioclasa. D) Textura porfídica, oxidación y poros que se ven en superficie.

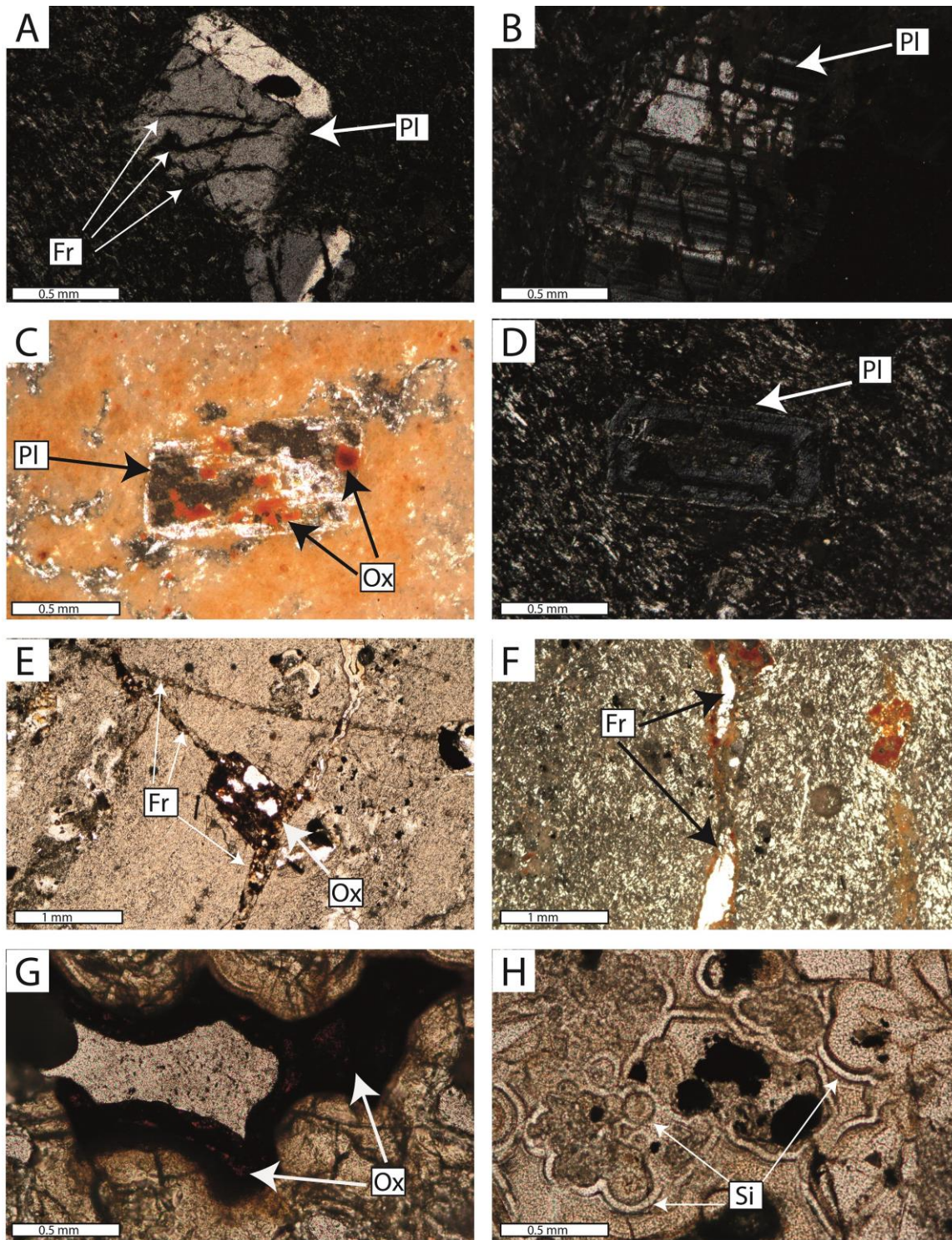


Figura 17. Descripción microscópica muestra Ac66.

Pl: Plagioclasa, Fr: Fractura, Ox: Óxido, Si: Silicificación por calcedonio u ópalo

A-B) Fenocristales de Plagioclasa (Pl) maclados y fracturados (Fr). C) Cristal Pl alterado y con presencia de óxidos (Ox) matriz afanítica. D) Plagioclasa con zonación con matriz fina de Pl orientada (Textura traquítica). E-F) Fracturas (Fr) con diferente orientación y llenas de óxidos (Ox). G-H) Paredes de poros con óxidos y silicificación (Si) por mineralización de Calcedonia y Tridimita, textura coliforme.

- Ac31 (Lava riolítica Pedernal - Intracaldera)

De esta unidad se tomaron dos bloques que exhiben algunas diferencias reconocibles en muestra de mano. Se ha hecho la separación de Ac31a y Ac31b.

- Ac31a

Esta litología tiene un alto grado de alteración (*Vuggy Silica*), esto no permite hacer una identificación macro más precisa, en general tiene un color blanco a gris claro (Figura 18). Se reconoce una textura porfídica con fenocristales de Plagioclasa según el hábito y abundante componente de finos (Limo-Arcillas) por alteración. Se le reconocen poros de diferente tamaño en su estructura, estos tienen albergan sílice secundaria.

En Lámina delgada, la roca exhibe textura porfídica relictas con cristales euhedrales a subhedrales entre 0.1 a 0.3 mm (Figura 20) que pueden ser de Plagioclasa a Cuarzo en una matriz fina. Otro evento que se describe en esta roca es fracturamiento y silicificación por procesos hidrotermales, que ha dejado una textura coloforme que se ve especialmente en los bordes de los poros de la sección con minerales como Calcedonia y Tridimita (o Cristobalita).

- Ac31b

Este bloque conserva las características que tiene su par anterior, sin embargo, tiene mayor densidad de poros y mucho más grandes (Figura 19). Tiene un color café claro y se reconoce difícilmente una textura porfídica relictas. Probablemente y dado que pertenecen a la misma unidad, solo cambia el grado de alteración siendo está mucho más fuerte. La clasificación es aproximada y puede estar entre Riolita a Dacita.

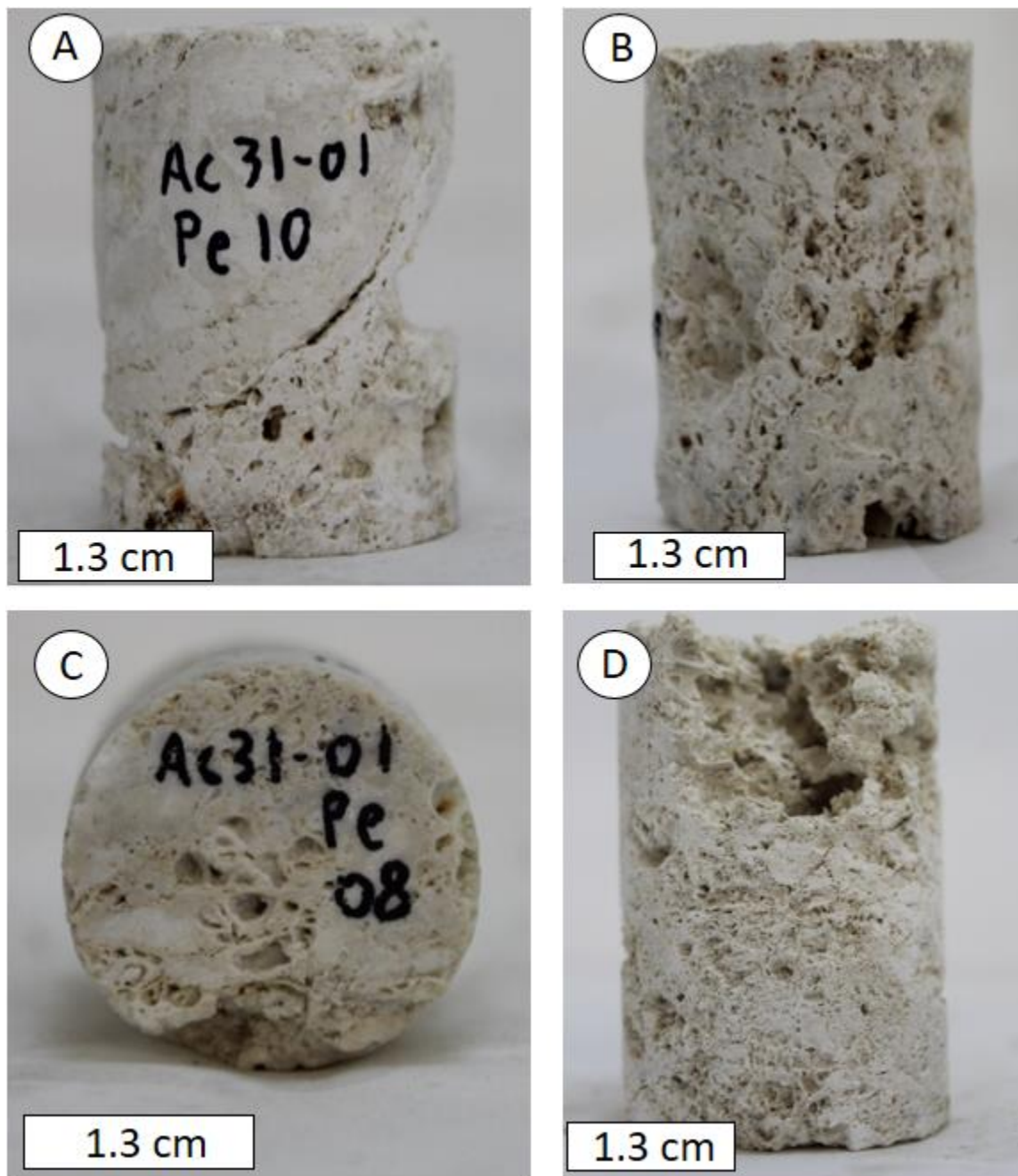


Figura 18. Características macro muestra Ac31a.

A) Cilindro de Roca Ac31a. B) Macroporos son pervasivos por toda la muestra C) Corte transversal donde se aprecia textura porfídica relict y macroporosidad. D) El sistema poroso alcanza tamaño de varios centímetros.

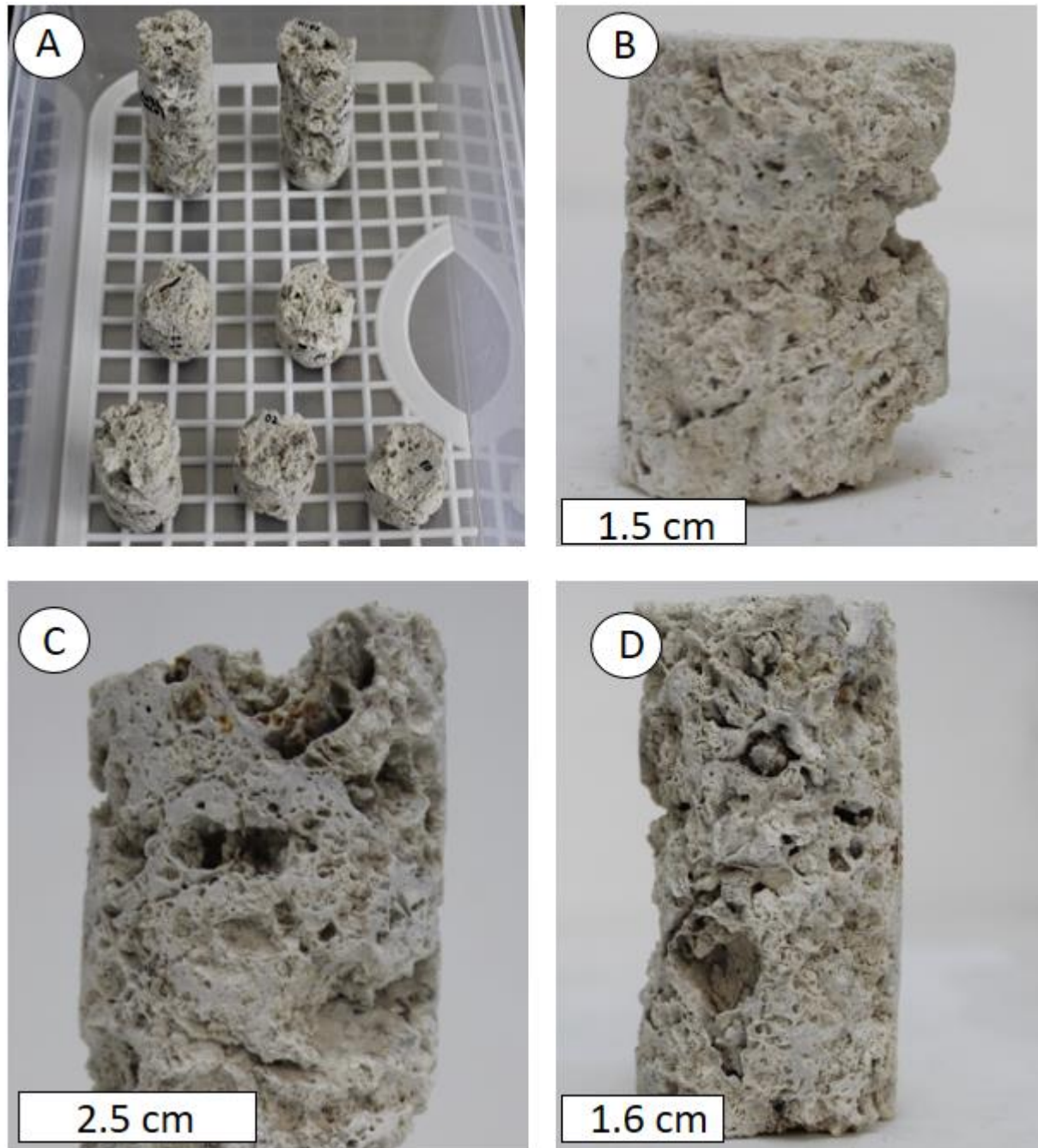


Figura 19. Características macro muestra Ac31b.

A) Cilindros de la roca Ac31b en prueba de evaporación. B) La porosidad impuesta es producto de la alteración hidrotermal. C) Poros de hasta 4 centímetros en la parte superior. D) Las superficies de los cilindros de estas muestras son bastante irregulares por los macroporos.

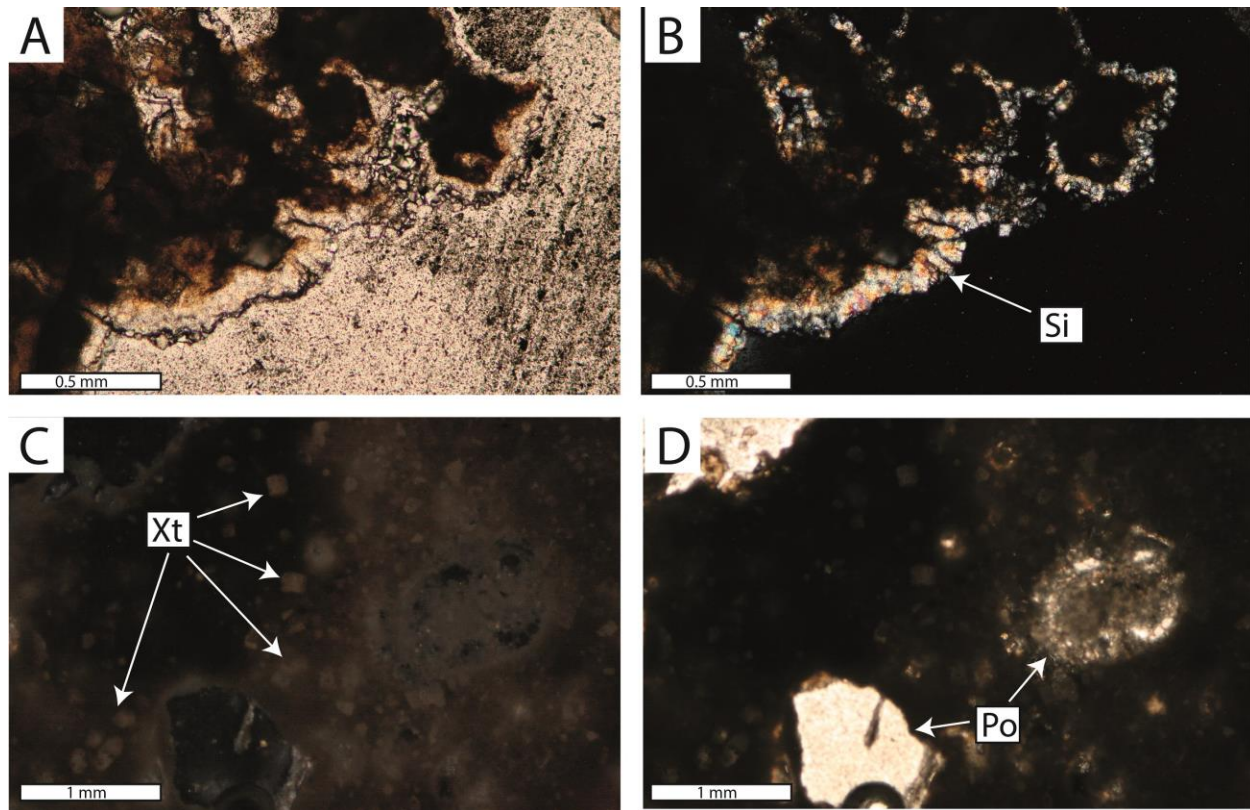


Figura 20. Descripción microscópica muestra Ac31a. 24.

A, B). Silificación (Si) de bordes. C) Textura relicta porfídica de cristales (Xt) de Plagioclasa en matriz fina. D) Los poros son dominantes y son aislados e interconectados.

- AcPc (Formación Tamaulipas superior - Extracaldera)

En muestra de mano, solo se pueden describir algunos patrones en la estructura de la roca. Se observa fracturamiento sin embargo es muy pequeña la apertura de las mismas, en algunos casos se trata de venillas de carbonato (Figura 21).

En lámina delgada, se describe con un porcentaje alto de matriz (>60%), menos lodosa (esparita) muy probablemente, se observan aloquemos (10%) (0.05 y 0.1 mm) y bioclastos (<3%) parecieran como cortes de conchas (Figura 22). Lo más interesante es en términos de estructura, como con las anteriores calizas, se siguen presentando sistemas de venillas de carbonato secundario. Su clasificación es Mudstone.

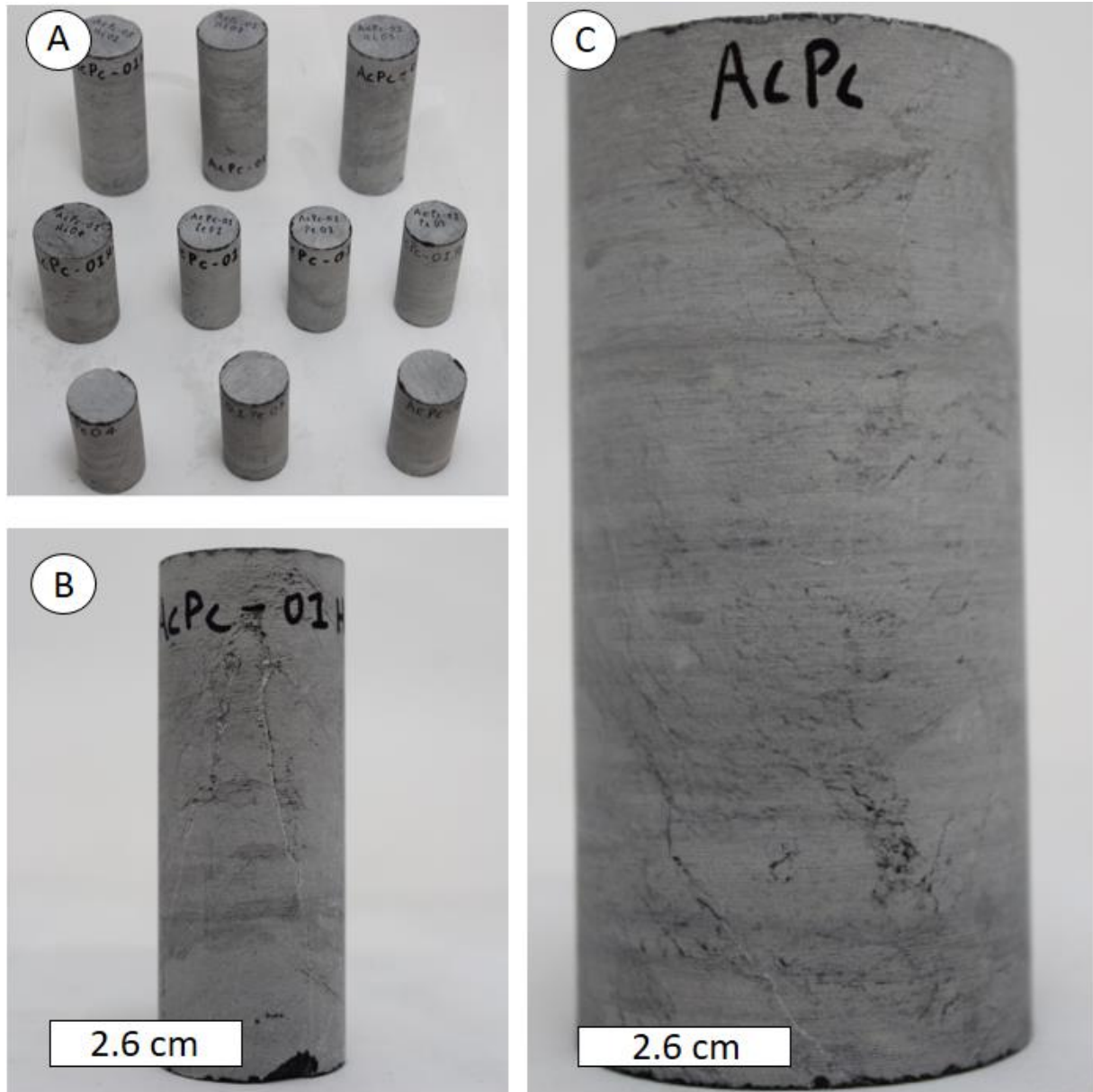


Figura 21. Características macro muestra AcPc.

A) Cilindros para pruebas muestra AcPc. B) La roca tiene algunas vetillas de carbonato perpendiculares a la laminación. C) Los sistemas de vetillas son pervasivas a través de la roca

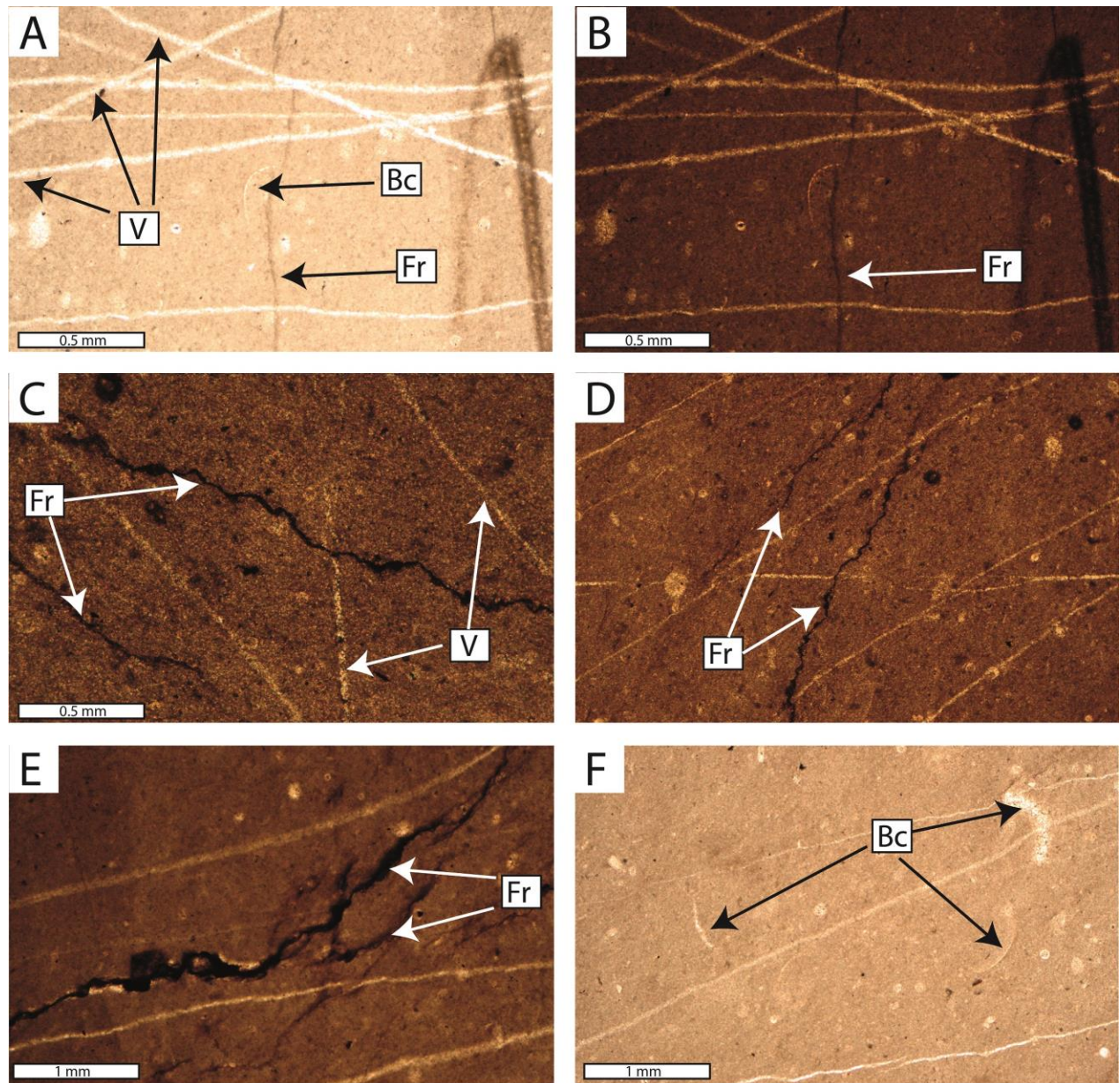


Figura 22. Descripción microscópica muestra AcPc.

A-B) En la roca se muestran sistemas de venilla (V) conjugados que incluso cortan algunas fracturas (Fr). C-D) El fracturamiento suele ser paralelo a subparalelo. E) Las fracturas (Fr) presentan variación de apertura. F) Bioclastos (Bc).

- Acb3 (Formación Tamaulipas Superior - Extracaldera)

La descripción macro de esta muestra está principalmente dada por la venillas de carbonato que son casi perpendiculares a la laminación, algunos óxidos en fracturas acompañan la roca (Figura 23).

En lámina delgada, esta roca se encuentra matriz-soportada con aloquemos en un porcentaje de alrededor de 15%, la matriz es micrítica (Figura 24). Los aloquemos son de forma preferentemente elipsoidal con el eje mayor paralelo a la laminación y muestran varios tamaños. Igualmente hay presencia muy baja de algunos bioclastos (<2%). Se reconocen algunas estructuras. Hay sistemas de venillas rellenas de carbonato, todas, perpendiculares o a un ángulo alto (>70°) respecto a la laminación, incluso se cruzan entre sí. Por otra parte, se presentan unas microestilolitas en la misma dirección de la laminación y atraviesa los sistemas de venillas. La porosidad asociada, de acuerdo con Choquette y Pray (1970), es de origen secundario explicado por las fracturas y la estilolitas que no son selectivos de fábrica. De acuerdo a la clasificación de esta roca, es un Wackestone (Dunham, 1962).

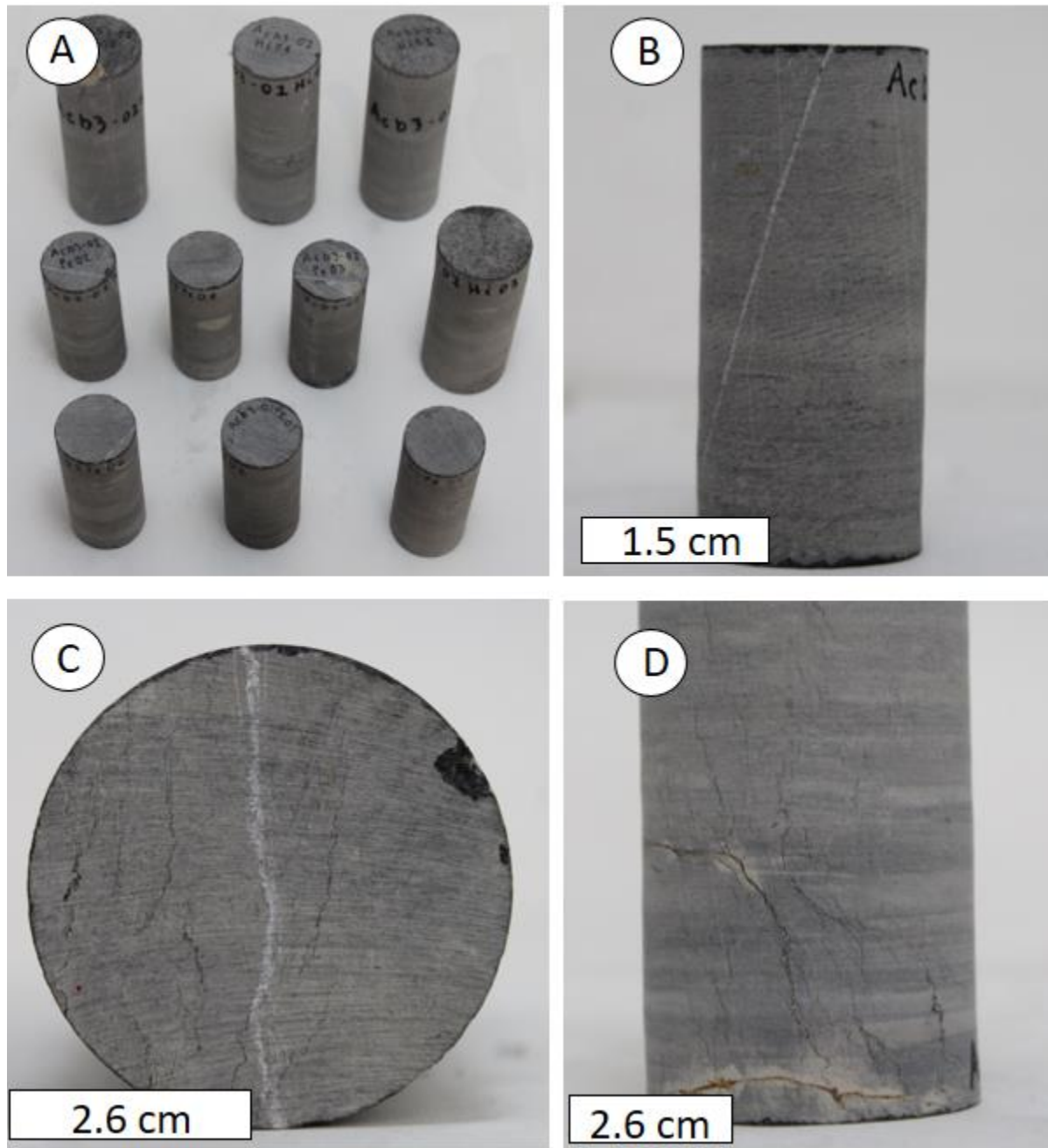


Figura 23. Características macro muestra Acb3.

A) Cilindros para pruebas de la Caliza Acb3. B) Cilindro con vetilla de Carbonato de calcio. C) Corte transversal con fracturas (líneas sinuosas oscuras) con vetilla de carbonato de calcio D) Fracturas en general tienen una disposición perpendicular o en alto ángulo con respecto a la laminación, sin embargo, en esta muestra se observan algunas en dirección paralela a la laminación.

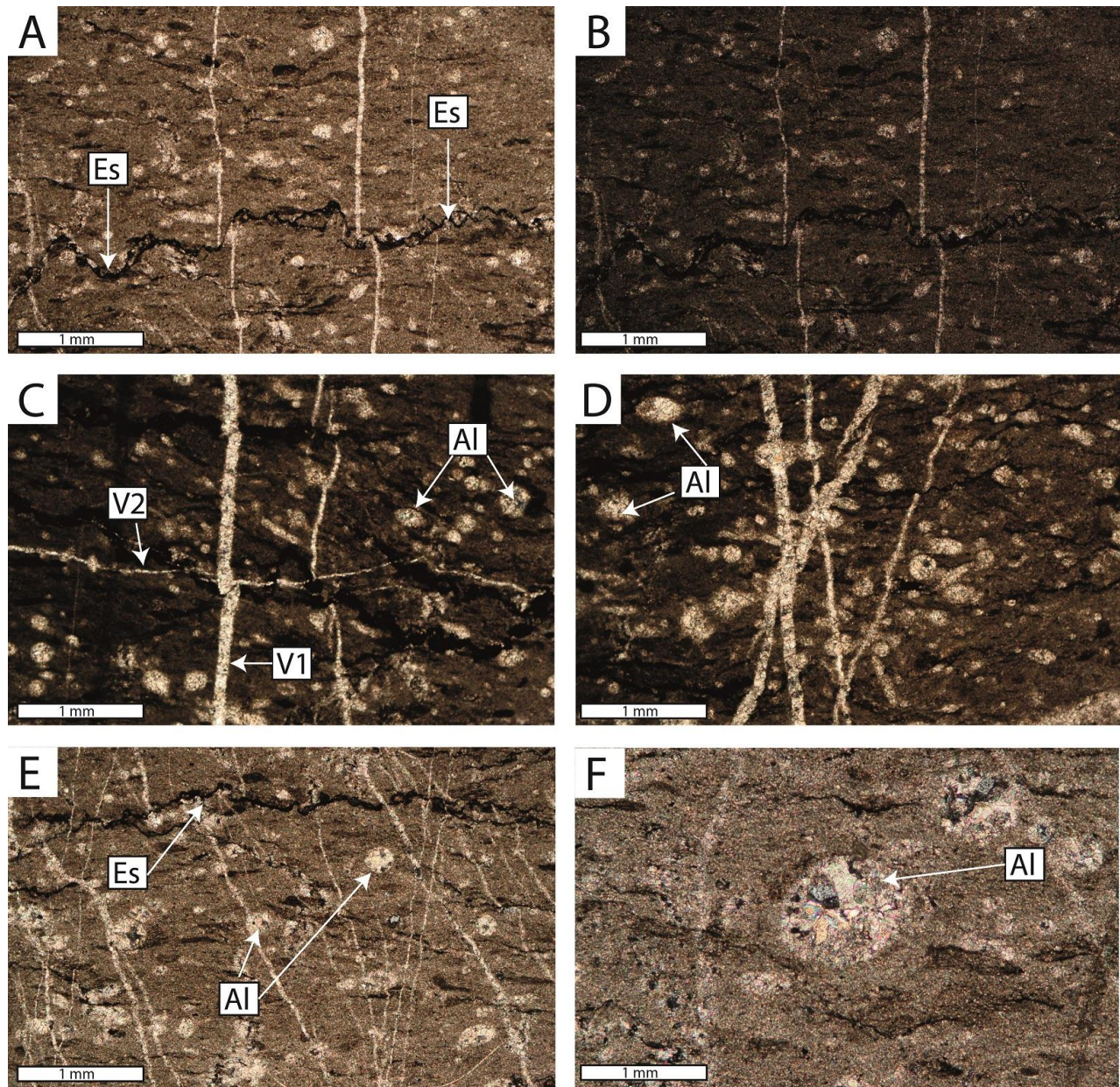


Figura 24. Descripción microscópica muestra Acb3.

A-B) Estilolitas (Es) son paralelas a la laminación. C-D) Se presentan varios sistemas de venillas (Vi), y granos de carbonato (alquemos-Al) redondeados y sub-redondeados (E-F).

- Acb7 (Formación Tamaulipas Superior - Extracaldera)

La principal característica en muestra de mano son algunas fracturas sinuosas que son perpendiculares a la laminación (Figura 25).

La roca se encuentra matriz-soportada (Esparita), el porcentaje de alquemos de aproximadamente de 10% a 12% (Figura 26). Hay granos carbonatados como también contenido fósil dado por gasterópodos. Los granos están distribuidos en varios tamaños siendo los más

grandes de 1 mm. La roca exhibe característica estructural secundaria dada por fracturas que están rellenas de carbonato con ángulo alto respecto a la laminación y en algunos casos cortan los aloquemos. Más aún, algunos minerales opacos con hábitos hexagonales y cúbicos se pueden observar.

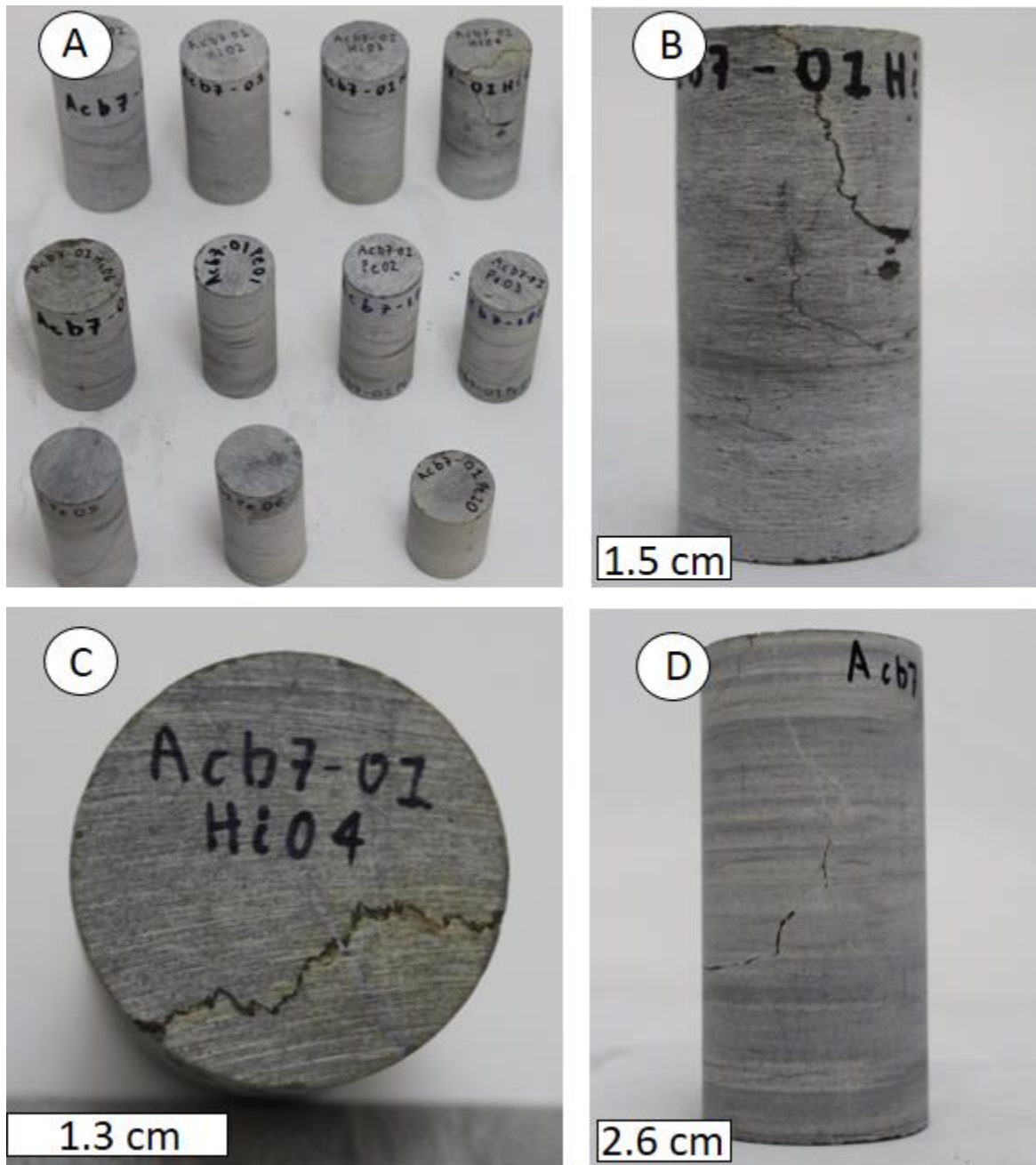


Figura 25. Características macro muestra Acb7.

A) Cilindros para pruebas de la caliza Acb7. B) Fracturas sinuosas, la mayor en la parte superior y en la parte media una del mismo tipo, pero más delgada. C) Corte transversal con fractura sinuosa. D) Fractura extendiéndose en varias direcciones.

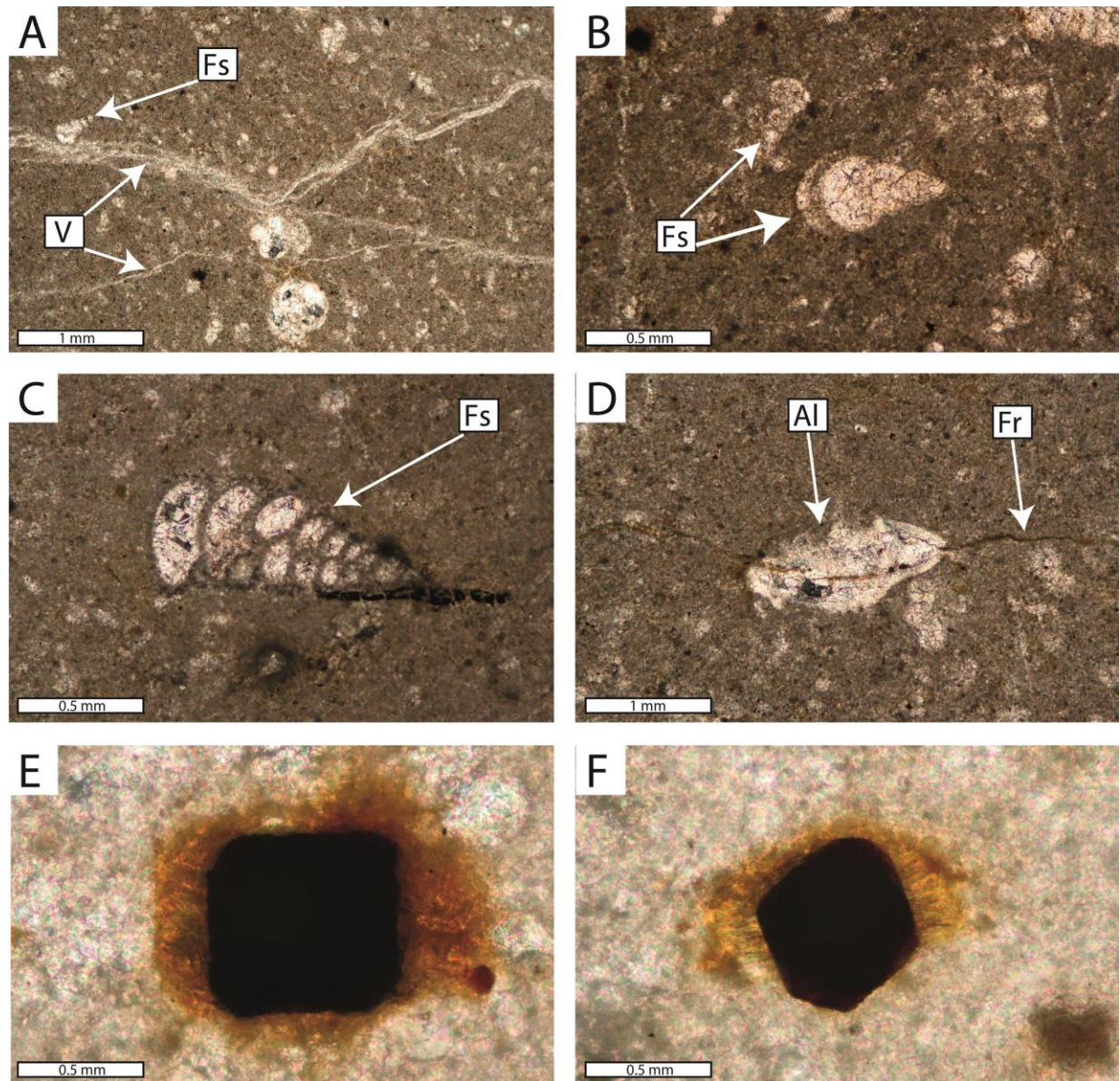


Figura 26. Descripción microscópica muestra Acb7.

A) Venillas de carbonato que están agrupadas y de característica sinuosa. B-C) Contenido fósil (Fs) dado por gasterópodos principalmente. D) Fracturas (Fr) pueden atravesar algunos granos de alóquemos (Al). E-F) Minerales opacos con hábito hexagonal y cúbico.

- AcP2 (Formación San Felipe - Extracaldera)

En las muestras preparadas, resaltan dos aspectos fundamentalmente. El primero asociado al color pues esta muestra un gris oscuro y por otra parte, contiene varios sistemas de venillas que se reconocen fácilmente (Figura 27).

En lámina delgada, se describe roca calcárea con matriz lodosa (de color café como en anteriores), sigue siendo matriz-soportada y con un porcentaje de aloquemos de aproximadamente 30% con un tamaño de 0.005 mm a 0.1 mm (Figura 28), van de redondeados a ovalados. Se ven 3 tipos de fracturas, sin relleno, parcialmente y totalmente llenos de carbonato de calcio e incluso pareciera en algunas partes que hay un porcentaje bajo de sílice (Cuarzo). El tamaño de los cristales en las venillas varía de 0.1 a 0.5 mm. Se aprecian algunos óxidos también en las fracturas. Algunas venillas muestran crenulación. El porcentaje es <1% de bioclastos, se observó lo que parece un corte de concha. Clasificación es Mudstone.

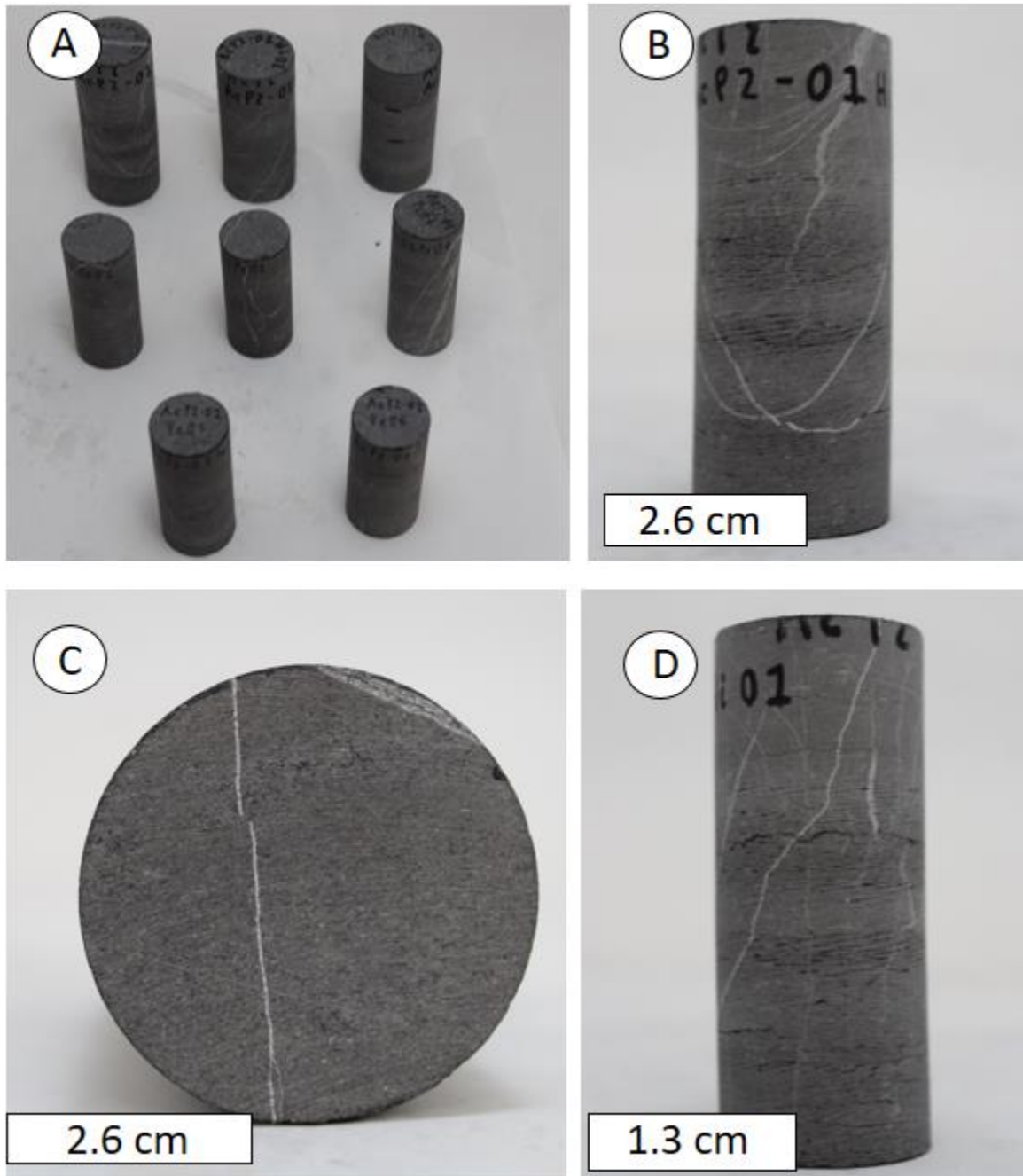


Figura 27. Características macro muestra AcP2.

A) Cilindros para pruebas de caliza AcP2. B) Tiene vetillas de carbonato de calcio. C) Corte transversal con vetilla desplazada por fractura. D) Hay un sistema principal de vetillas, haciendo un ángulo variable entre 30° a 60° de con la laminación.

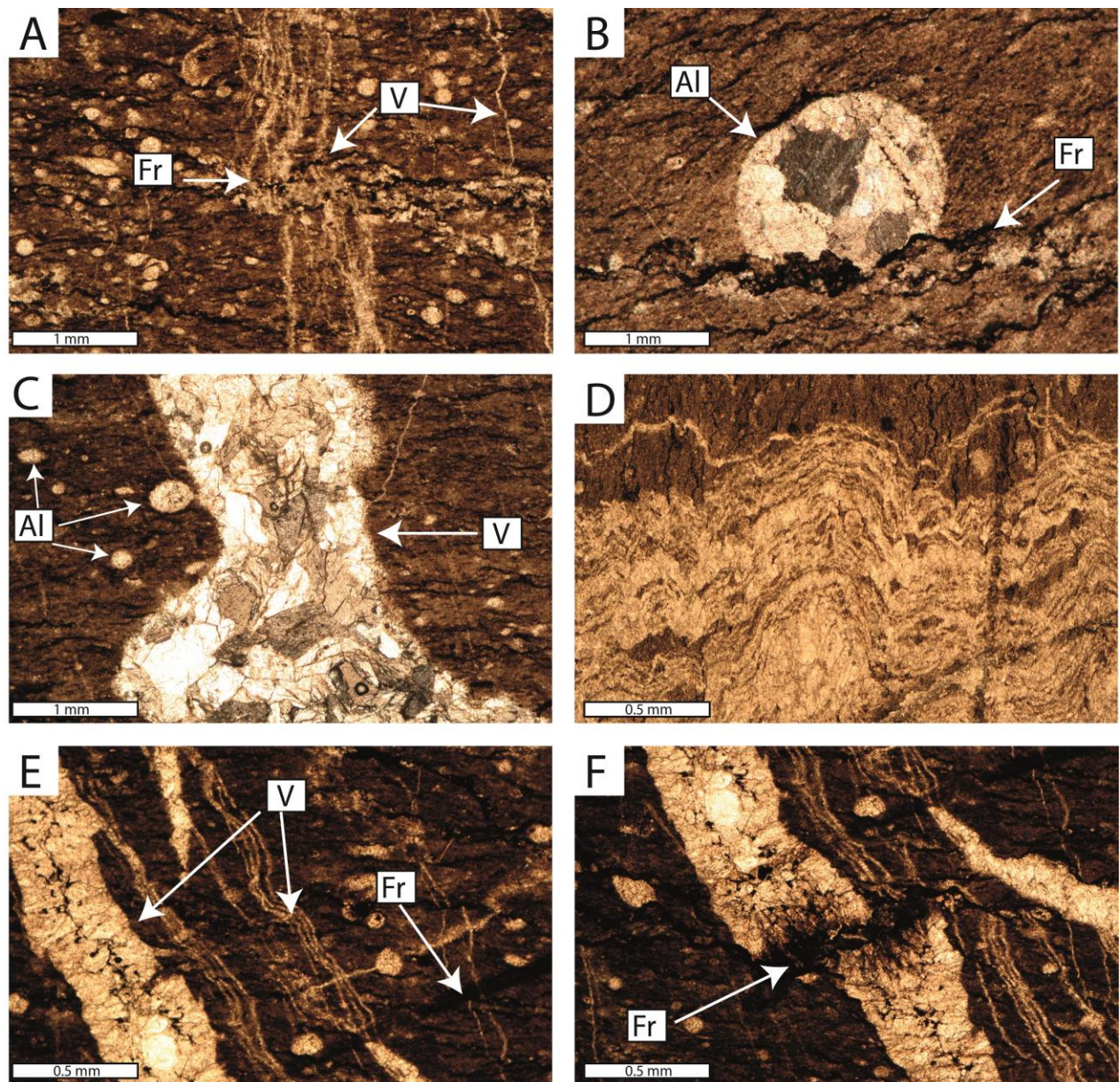


Figura 28. Descripción microscópica muestra AcP2.

A) Sistemas de venillas (V) y fracturas (Fr). B) Grano de carbonato (Al) afectado por fracturamiento. C) Granos de carbonato (Al) y venilla (V) de carbonato y cuarzo. D) Las venillas de carbonato se encuentran crenuladas. E-F) Fracturas que afectan venillas.

6.3 Coeficiente de Absorción de agua por Capilaridad

Dentro del grupo de las rocas volcánicas, los resultados para este coeficiente muestran una amplia diferencia, inicialmente se tiene para Ac31a ($C=173.0 \pm 34.25 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$), Ac50 ($C=95.35 \pm 15.43 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$) y Acb10 ($C=17.22 \pm 3.25 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$) y en segundo lugar, Acb2 ($C=1.63 \pm 0.26 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$) y Ac66 ($C=2.93 \pm 1.05 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$). Dentro del primer grupo de rocas volcánicas que está en un grado de alteración mayor, la muestra Ac31a tiene una desviación estándar muy alta lo cual indica una heterogeneidad muy alta en la cantidad y tamaño de poros en el rango capilar. Aunque se planteó en la metodología la ecuación con la que se calcula el coeficiente de capilaridad, no debe pasarse por alto que aunque la muestra Ac50 tiene un coeficiente menor a Ac31a, ha absorbido más agua pero en un periodo de tiempo mayor (Figura 29) lo cual explica la diferencia y atribuye mayor porcentaje de porosidad capilar. El tramo en el que se hace el cálculo de C, es la pendiente donde se da el mayor crecimiento, sin embargo hay una absorción capilar secundaria que se manifiesta en pendientes muy suaves que se ven especialmente en las rocas Ac50 y Ac31a. Para estas tres muestras resulta relevante sus coeficientes asociados a sistemas porosos capilares originados a partir de procesos secundarios. En cuanto a las siguientes muestras volcánicas que se aprecian en la parte inferior de la Figura 29 (Acb2 y Ac66), se comportan de manera similar en su coeficiente de capilaridad, ambos son muy bajos y toman aproximadamente el mismo tiempo para que la pendiente se estabilice, por lo tanto su sistema poroso capilar es muy pobre en porcentaje y está ligado a la porosidad primaria dada por los espacios entre minerales.

Para calizas ocurre algo particular, y es que para cada una de ellas hay una ganancia inicial de agua que se ve disminuida por efecto de la evaporación y luego predomina la absorción capilar (Figura 30) y es de este último tramo de donde se hace el cálculo del coeficiente de capilaridad: Acb3 ($C=0.32 \pm 0.10 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$), AcPc ($C=0.15 \pm 0.02 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$), Acb7 ($C=0.15 \pm 0.07 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$) y AcP2 ($C=0.34 \pm 0.06 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$). Estos resultados que son muy semejantes entre sí, indican una porosidad capilar muy pobre en las calizas y la dificultad del agua para introducirse en las muestras se ve en el tramo donde hay pérdida de masa pues la tasa de desorción es mayor a la de absorción capilar antes de darse el tramo donde se calcula el coeficiente para cada una de las calizas.

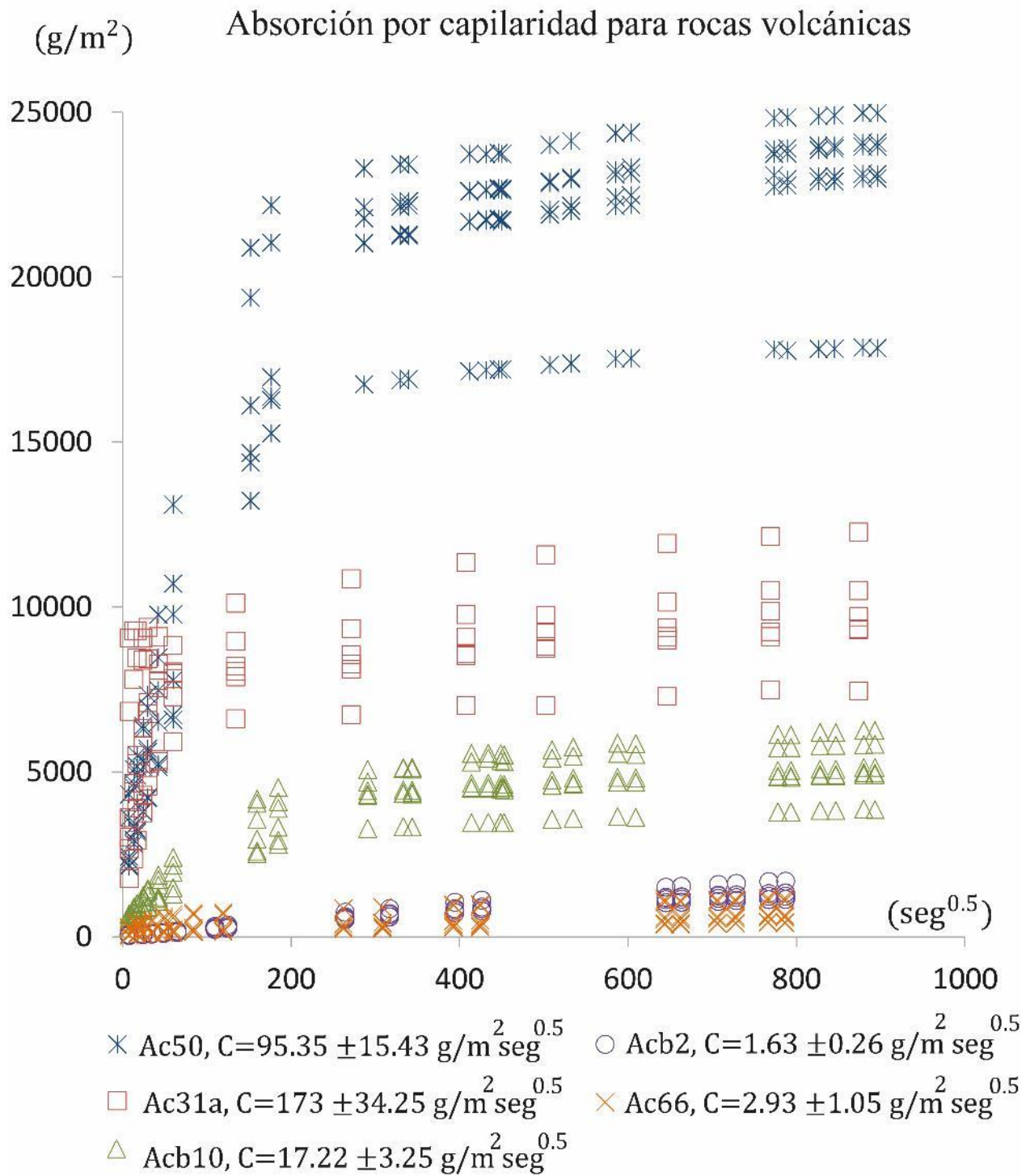


Figura 29. Coeficiente de absorción para las rocas volcánicas.

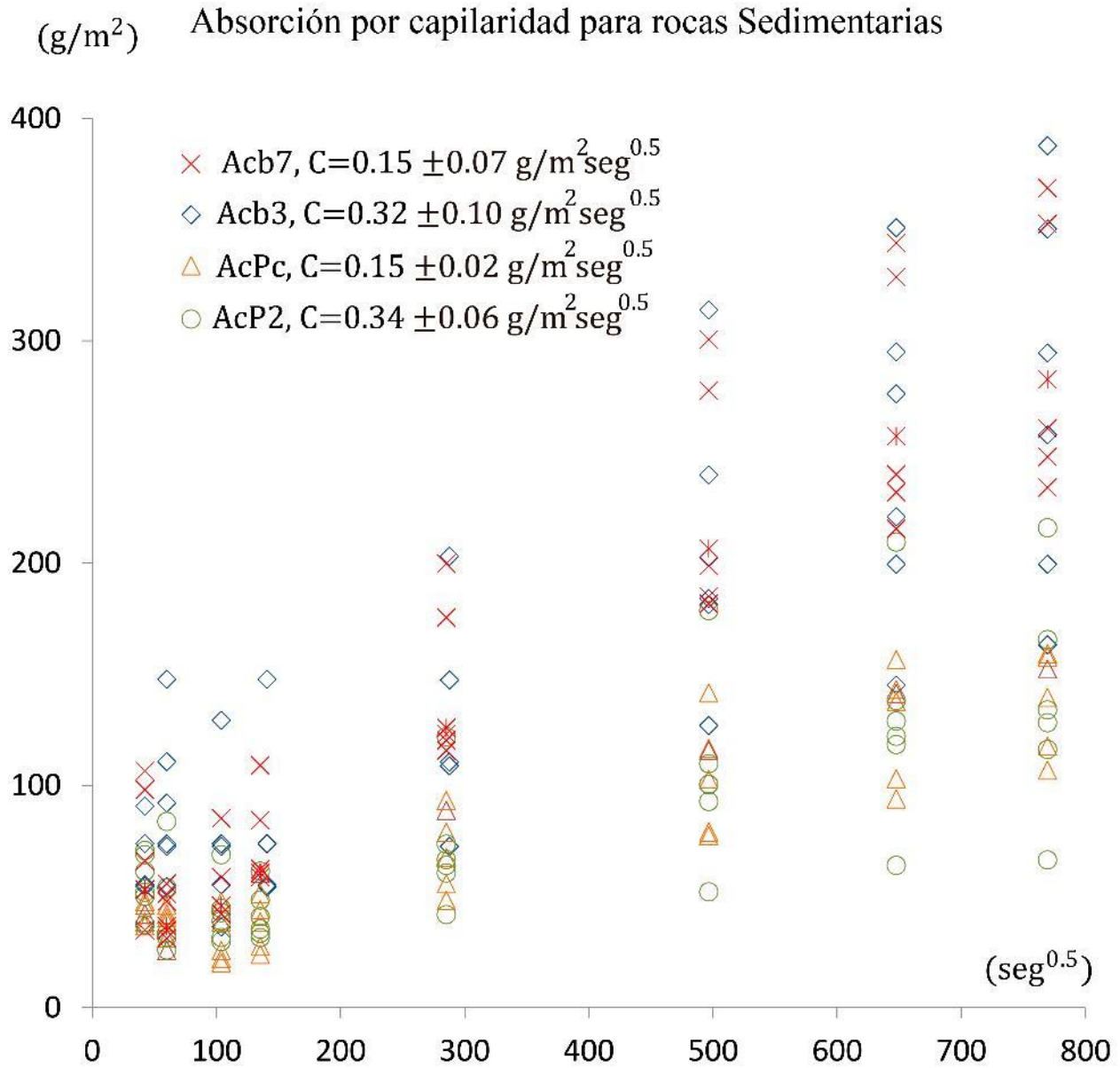


Figura 30. Coeficiente de absorción para las calizas.
 Estos sedimentos arrojaron coeficientes muy bajos indicando un radio de poro menor.

6.4 Absorción de agua

El grupo de rocas volcánicas nuevamente se separan en dos subgrupos dada la diferencia en los valores. En la Tabla 5 es claro que tanto para la absorción de agua a presión atmosférica (Ab) hay una importante diferencia de valores.

Observando los resultados para la absorción de agua a presión atmosférica (Tabla 5), se hace una división en un primer grupo con Ac50, Acb10, Ac31a, Ac31b y de otra parte, las lavas menos alteradas Acb2 y Ac66. En el primer grupo destaca el valor más alto que es de la muestra Ac50 con 31.05%, lo cual está relacionado con la absorción capilar (Figura 29) donde esta roca presentó la mayor ganancia de agua pero no el mayor coeficiente pues hay una relación con el tiempo. Analizando las siguientes rocas de este grupo con la siguiente absorción más alta, se tiene las muestras Ac31b (25.14%) y Ac31a (16.67%) que aunque corresponden a la misma unidad, muestran valores alejados entre sí lo cual valida el hecho de que sus estructuras porosas son diferentes. Luego se tiene la roca Acb10 que arroja una absorción menor que las anteriores. El segundo grupo constituido por las rocas Acb2 y Ac66 tiene valores de absorción de agua a presión atmosférica de alrededor del 1%, lo cual indica similitud en el porcentaje del sistema poroso abierto.

Tabla 5.

Coefficiente de absorción, porosidad abierta a presión atmosférica y vacío (52 kPa) para rocas volcánicas.

	Acb10	Ac50	Acb2	Ac66	Ac31a	Ac31b
Ab (%)	5.25±0.91	31.05±3.75	1.13±0.16	0.88±0.30	16.67±2.68	25.14±3.32

Nota: El grado de alteración hidrotermal define la capacidad de absorción de agua.

En concordancia con el capítulo previo de Absorción por capilaridad, los resultados para las calizas en su absorción a presión atmosférica (Ab), siguen confirmando que estas litologías casi no permiten la interacción con el agua por la falta de un sistema poroso considerable respecto a su volumen, dando cuenta de que es continua y casi homogénea en su distribución de masa. La absorción (Ab) para todas nunca excede 0.5 % (Tabla 6). Quiere decir esto en términos de

comportamiento hídrico que al tener estos valores tan bajos comenzando por su porosidad abierta, no tienen la capacidad ni de alojar ni de transmitir agua.

Tabla 6.

Coefficiente de absorción, porosidad abierta a presión atmosférica y vacío (52 kPa) para las Calizas

	Ac3	Ac7	AcP2	AcPc
<i>Ab (%)</i>	0.23±0.10	0.17±0.06	0.22±0.03	0.12±0.02

Nota: El sistema poroso conectado de las calizas es muy pobre.

6.5 Evaporación

Los valores de evaporación crítica para las rocas que muestran más alteración son Ac10 (-70%), Ac50 (-95%), Ac31a (-98%), Ac31b (-99%). Además de esto, las pendientes de cada muestra (Figura 31) son particulares. Inicialmente se da un comportamiento lineal aunque con diferente pendiente que obedece a la pérdida de agua en la superficie de cada espécimen a diferentes tasas. Las muestras Ac31a y Ac31b tienen una pendiente alta correspondiente a la velocidad de evaporación y no solo eso, sino que es el resultado de gran tamaño de sus poros donde se puede alcanzar el equilibrio con el exterior, llegan a un estado en que casi se han secado por completo. La siguiente muestra en tener una pendiente alta es la Ac10 que es mayor a la Ac50, lo cual indica que aunque Ac50 es más porosa, el tamaño de poro en la Ac10 es mayor o al menos está más distribuido lo que le atribuye la posibilidad de desorción con mayor velocidad.

Dentro de las lavas menos alteradas, y de paso notablemente menos porosas, cuyos valores de evaporación crítica fueron Ac66 (-45%) y para Ac2 (-20%), el hecho de que haya quedado un remanente importante de humedad en su interior indica que sus estructuras porosas ocupan porcentajes bajos del total de los especímenes y que la conexión con el exterior es a través de geometrías muy irregulares (alta tortuosidad).



Figura 31. Ensayo de evaporación para las rocas volcánicas. Los cambios de pendiente marcan sistemas de poro con diferente diámetro.

Para las calizas, las evaporaciones críticas son AcP2 (-60%), Acb7 (-40%), Acb3 (-41%), AcPc (-60%). Es adecuado mantener una relación entre la evaporación y el coeficiente de absorción pues como en este caso de las calizas, el agua que logra penetrar el interior de los especímenes es muy bajo e incluso en el coeficiente de capilaridad (Figura 30) se vio que la evaporación disminuye rápidamente la masa de agua absorbida. En general, las calizas muestran un comportamiento muy similar luego de estar sumergidas en agua y puestas a condiciones de desorción (Figura 32). Comparten estos sedimentos, una característica con las rocas volcánicas, y es el hecho que en el tramo inicial se da un comportamiento lineal y posteriormente se da un cambio de pendiente antes de alcanzar el equilibrio con una pendiente casi cero.

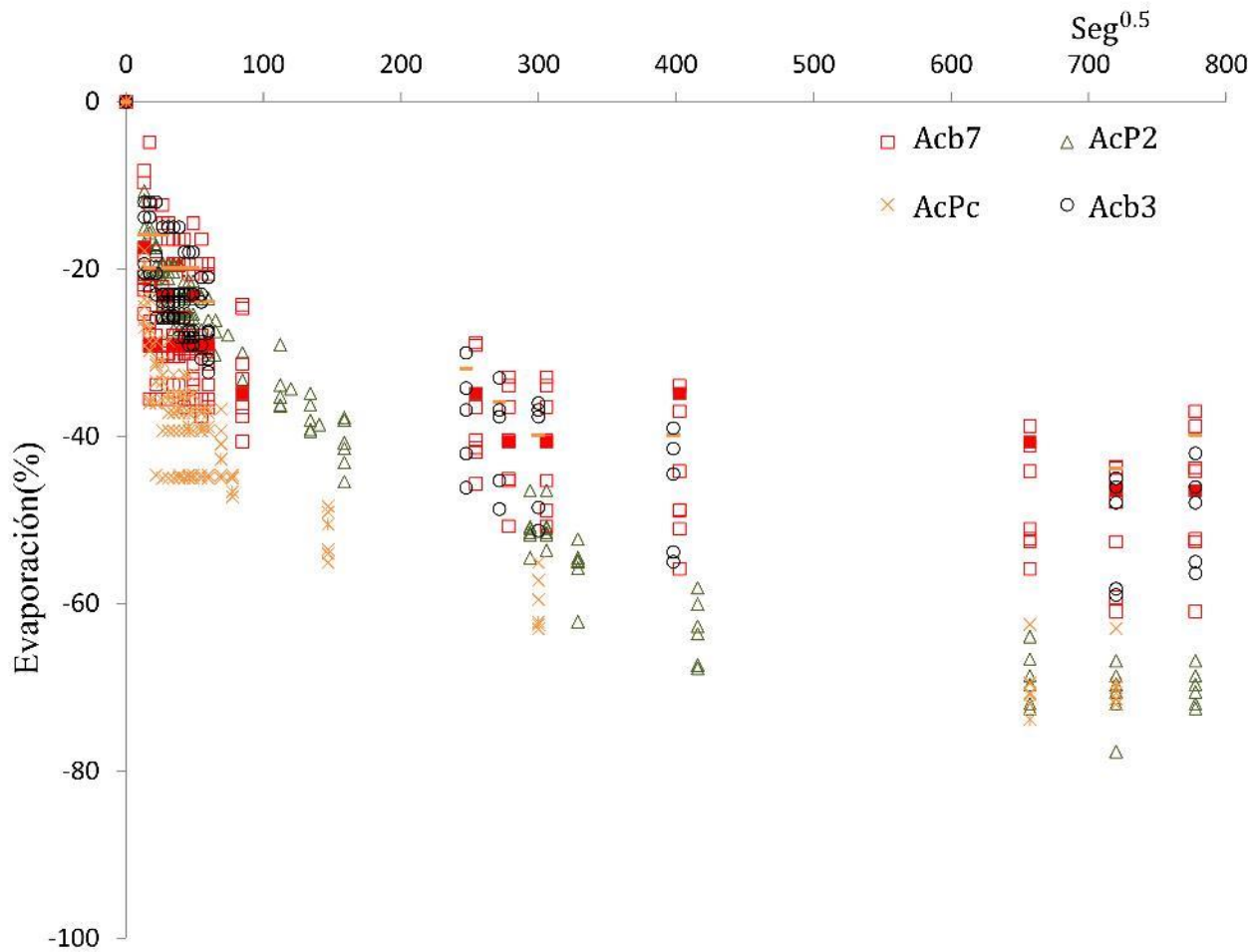


Figura 32. Ensayo de evaporación para las calizas.

En general se tiene una evaporación homogénea y sin sobresaltos.

6.6 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

Las imágenes obtenidas con esta técnica permitieron conocer la forma de la mayoría de los sistemas de poros de cada muestra. Cuando se ven este tipo de fotos, algunas veces se olvida de que es una visualización solo de dos dimensiones y se podría subestimar o sobreestimar la proyección en el tercer eje. Para las rocas volcánicas Ac66 y Acb2 se pudo establecer que las muestras como tal pueden mostrar porosidad asociada a la presencia de algunas fracturas pero que estas en vez de estar vacías, algunas veces contienen minerales secundarios. En la roca Acb2 se aprecia que algunos cristales de hábito tabular, probablemente un corte en Anfíbol presentan fracturas que atraviesan todo el mineral (Figura 33) y que el límite tanto con la matriz como con otros cristales pueden estar marcado por una discontinuidad de lo cual es razonable suponer que se extiende volumétricamente y no solo en las dos dimensiones de la imagen. Igualmente ha sido

posible establecer tamaños de diámetro tanto para la longitud de las fracturas que se toman equivalentemente como porosidad. Para la muestra Acb2 se lograron estimar diámetros de poro de aproximadamente 5 a 10 μm . La roca Ac66 similarmente exhibe fracturas con apertura (diámetro de poro) de entre 2 y 10 μm pero más importante aún, que la mayoría se encuentran rellenas por minerales secundarios como también la forma que toman algunas microfracturas donde se aprecia que cambia su apertura (Figura 34). Para el caso de la roca Ac31a, aunque la microporosidad es un factor secundario en el comportamiento hídrico dada la presencia de poros de escala centimétrica, es interesante observar el producto de la alteración hidrotermal de tipo silíceo a escala micrométrica. Lo primero es que a escala de 2 mm se puede observar los poros dominantes y además, la textura porfídica relictiva que se había descrito en Microscopía (Figura 35) pues se observan cristales tabulares a cúbicos inmersos en matriz fina. Aumentando la escala, se puede apreciar la forma de los poros que corresponden a espacios volumétricos donde estuvieron minerales que fueron afectados por los ácidos a alta temperatura y que aunque dejaron su forma, sus paredes se han llenado de minerales silíceos secundarios, incluso, se observa un hábito hexagonal. Además, se aprecia que hay fracturas que conectan esos poros donde estos tienen tamaños variables pero según se verificó para la microporosidad están en el orden de 30-50 μm .

Las muestras Acb10 y Ac50 exhiben características similares ya que hay fracturas de tipo sinuoso, algunas totalmente vacías y otras con algún mineral del grupo de las arcillas (Figura 36; Figura 37). En ambas, las fracturas varían de forma y tamaño, de 2 a 50 μm para Ac50 y de 10 a 50 μm para Acb10. Además son pervasivas en toda la roca y cuentan con una densidad estimada visualmente de forma aproximada y que permite establecer que cuentan tanto con porosidad cerrada como abierta.

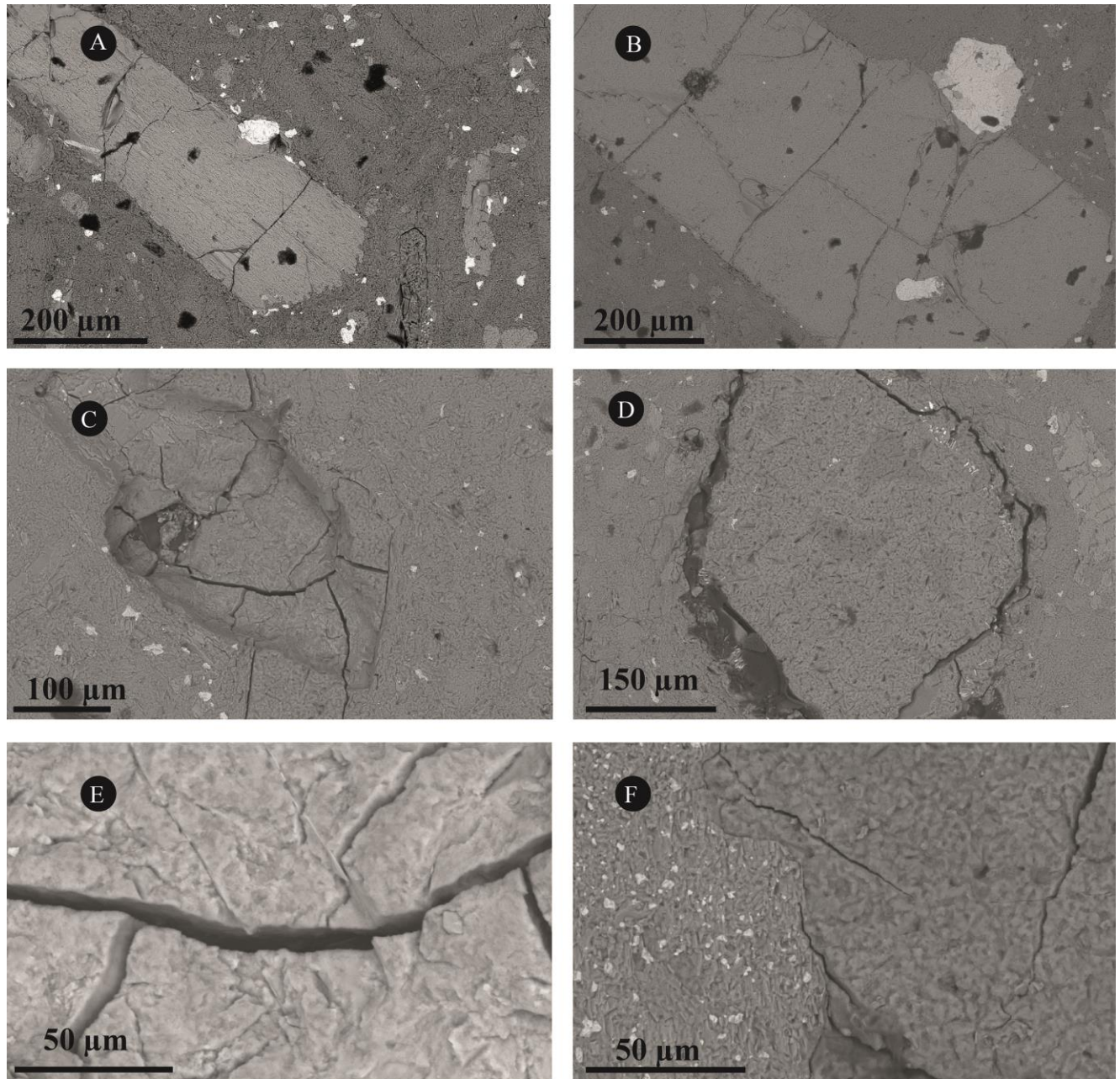


Figura 33. Imágenes de MEB para muestra Acb2.

Tiene en general dominancia de los poros en fractura y estas suelen presentarse dentro de los cristales (A, B, C), en límites de cristales (D, E, F).

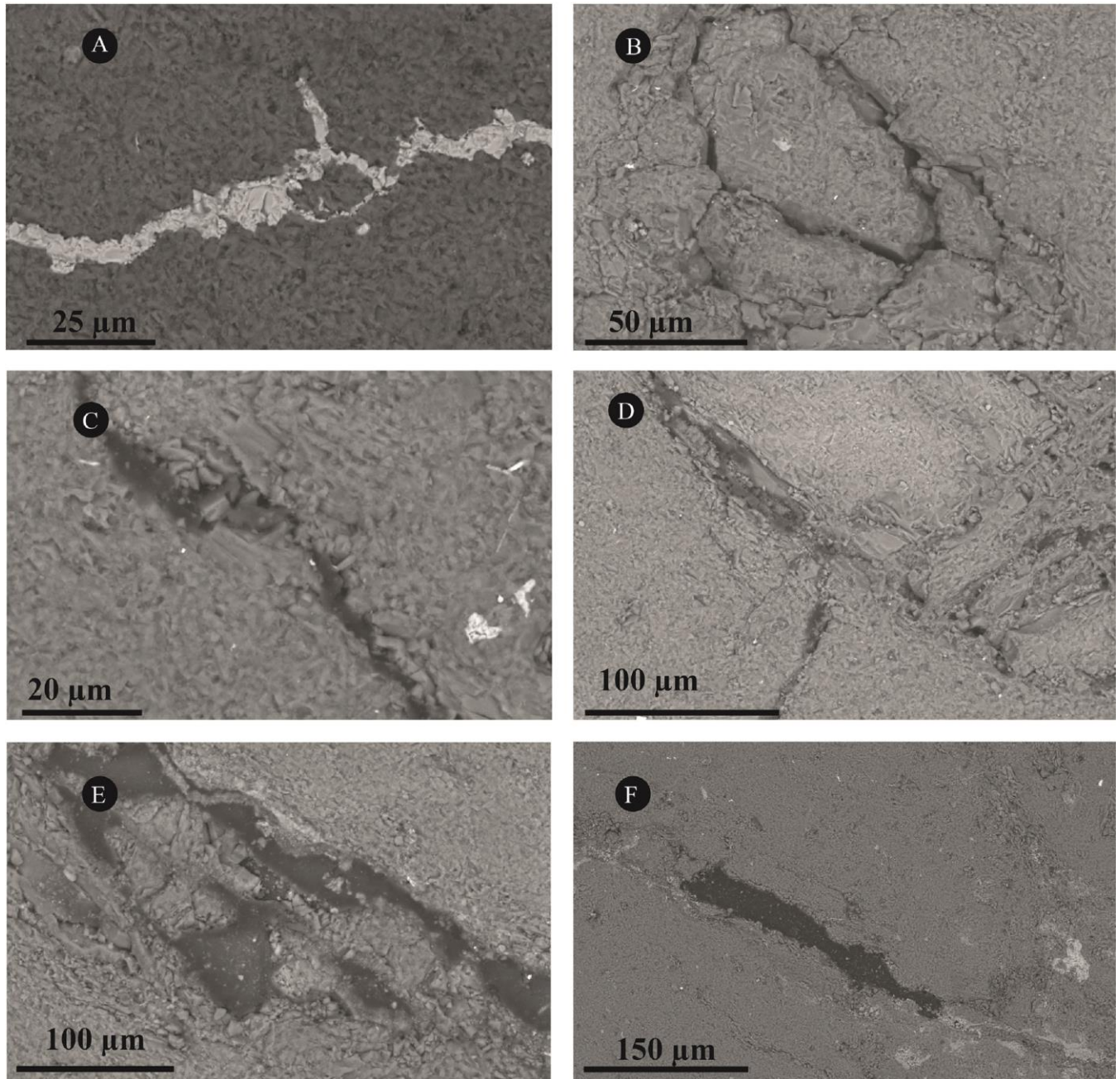


Figura 34. Imágenes de MEB para muestra Ac66.

A) En esta unidad, son pocos los poros en matriz y en fenocristales. Algunas fracturas se encuentran rellenas. B) Predominan fracturas. C-D). están aisladas. E-F) Formas heterogéneas

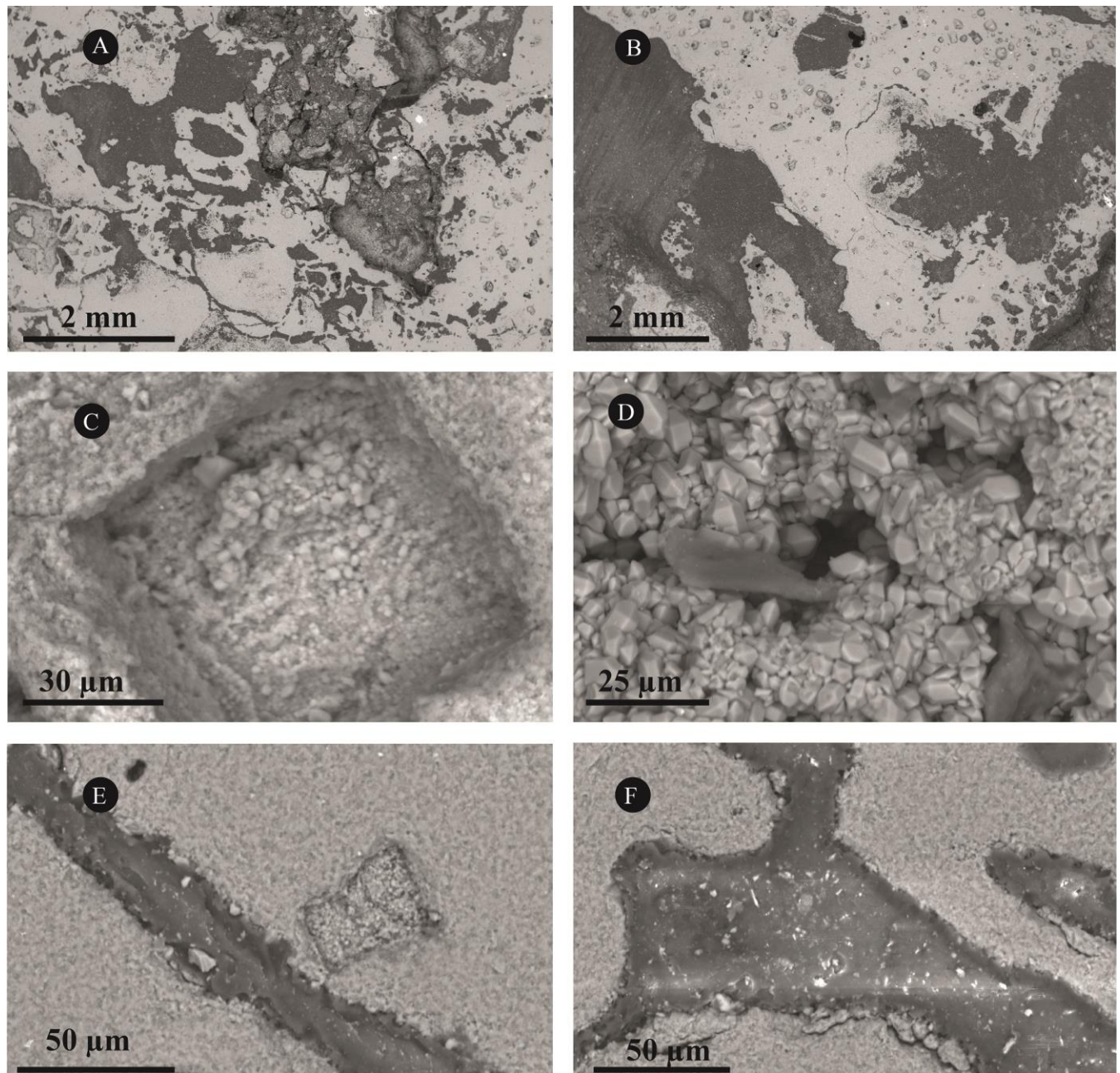


Figura 35. Imágenes de MEB para muestra Ac31a.

A) Formas y tamaños heterogéneos de los poros. B) Se observan cristales de hábito cúbico, es la textura porfídica relista. C) Forma cúbica de mineral que fue alterado totalmente y luego bordes silicificados. D) Hábitos hexagonales típicamente encontrados en Cuarzo. E) Fractura recta. F) Fractura con varias direcciones.

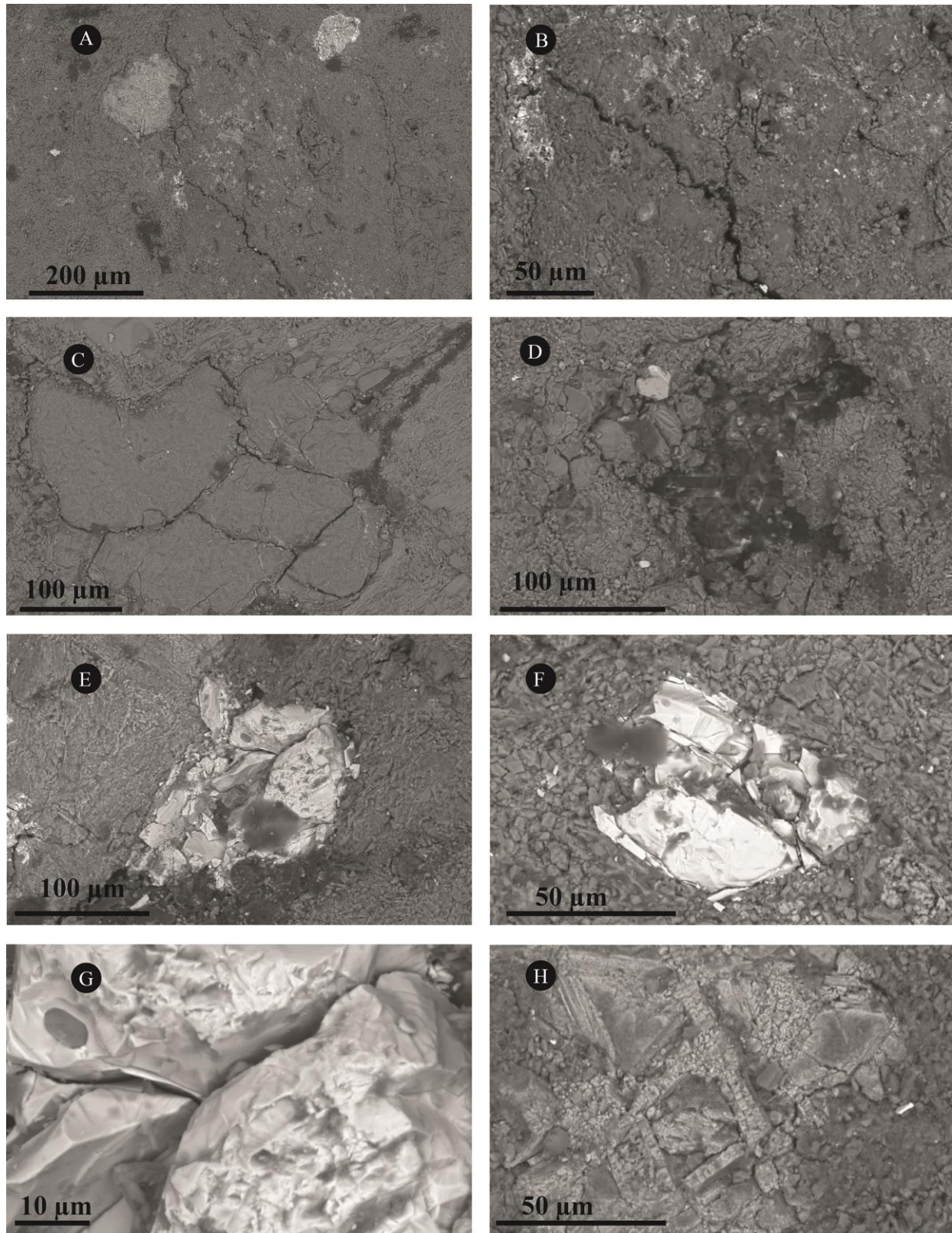


Figura 36. Imágenes de MEB para muestra Ac50.

A, B, C) Fracturas sinuosas y rectas. D) Límites de cristales generan discontinuidad. E, F, G) La porosidad también puede ser dentro del cristal. H) Clivaje de Anfíbol.

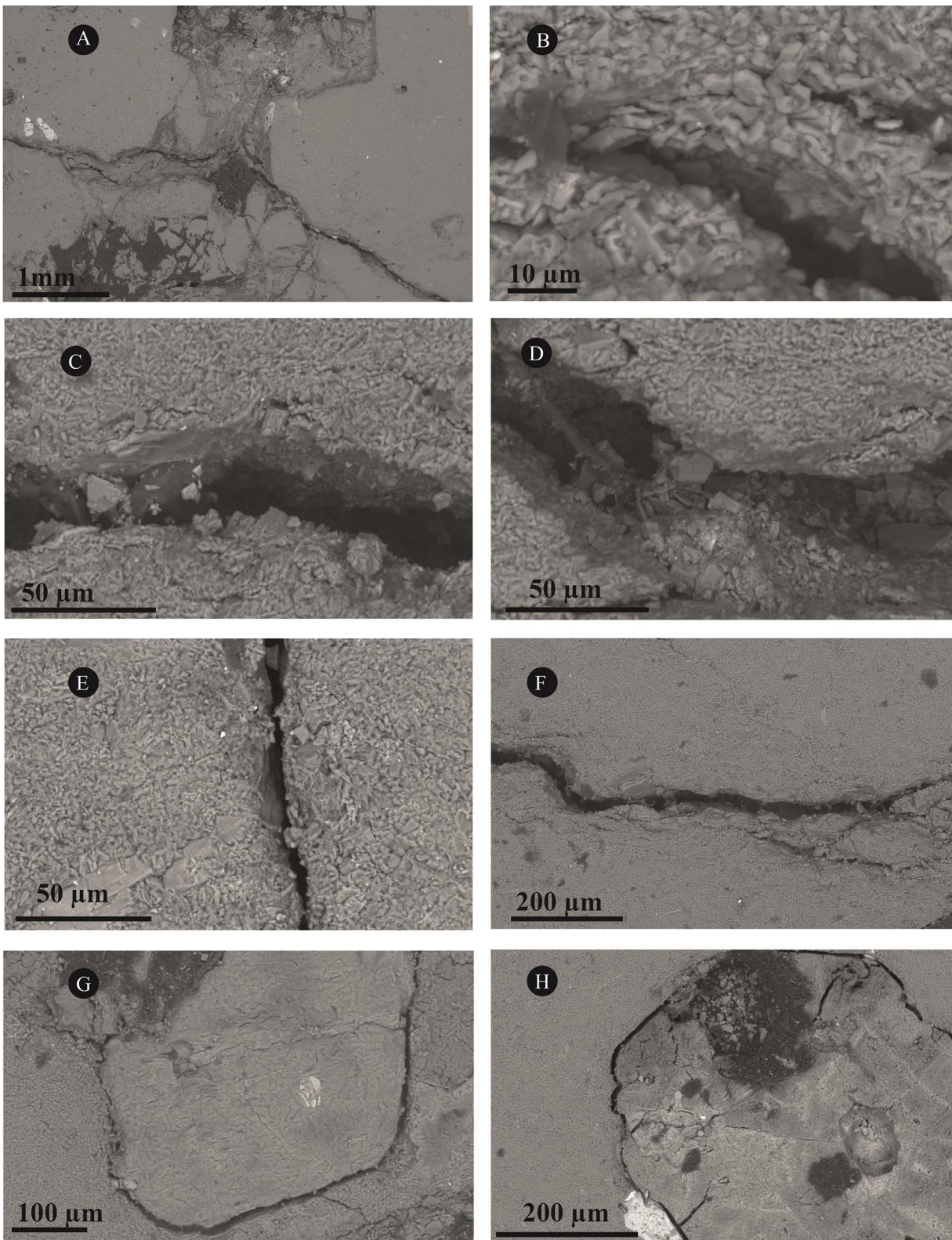


Figura 37. Imágenes de MEB para muestra Acb10.

A) La roca muestra estructuras tipo cuello y cámara. B, C, D) Los poros están parcialmente rellenos de minerales secundarios como arcillas en fractura. E, F) Las fracturas son rectas y sinuosas. G, H) Los bordes de los cristales generan fracturas

Analizando las imágenes de las calizas (Figuras Figura 38, Figura 39, Figura 40 y Figura 41), se puede concluir que estas rocas cuentan con algunas discontinuidades que han sido rellenadas con minerales secundarios y que en este caso no se otorga el nombre de fractura (poro) sino de venilla pues las cavidades que tuvieron lugar originalmente, ahora se encuentran ocupadas por otros materiales en procesos secundarios como arcillas y carbonatos.

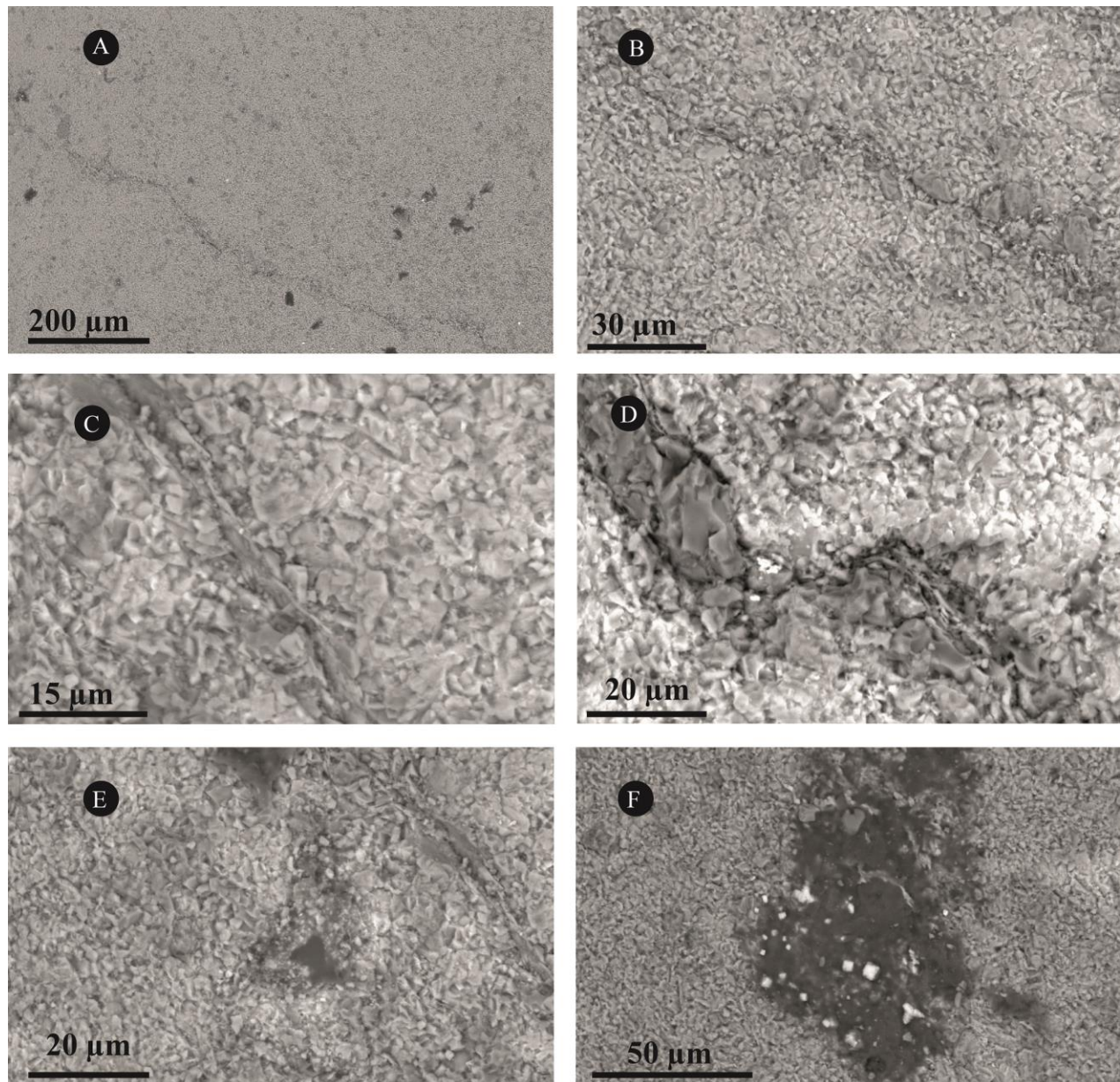


Figura 38. Imágenes de MEB para muestra AcPc.

En general, es poca la porosidad (A, B,) pero dentro de las características que esta tiene es que se encuentran rellenas de minerales arcillosos (C, D, E) y en escasos poros tienen relleno parcial (F).

Las imágenes de la muestra AcP2 revelan que se tienen poco fracturamiento (Figura 39) con algunos patrones de sinuosidad diferente e incluso con bifurcación, además de esto, hay cambios en la apertura de estas microfrazuras. Se observa el cambio en la forma de los poros, en un segmento se mantiene el radio de poro pero cambia súbitamente al tipo *chamber-throat*, además, se describen paredes de las microfrazuras que son totalmente irregulares.

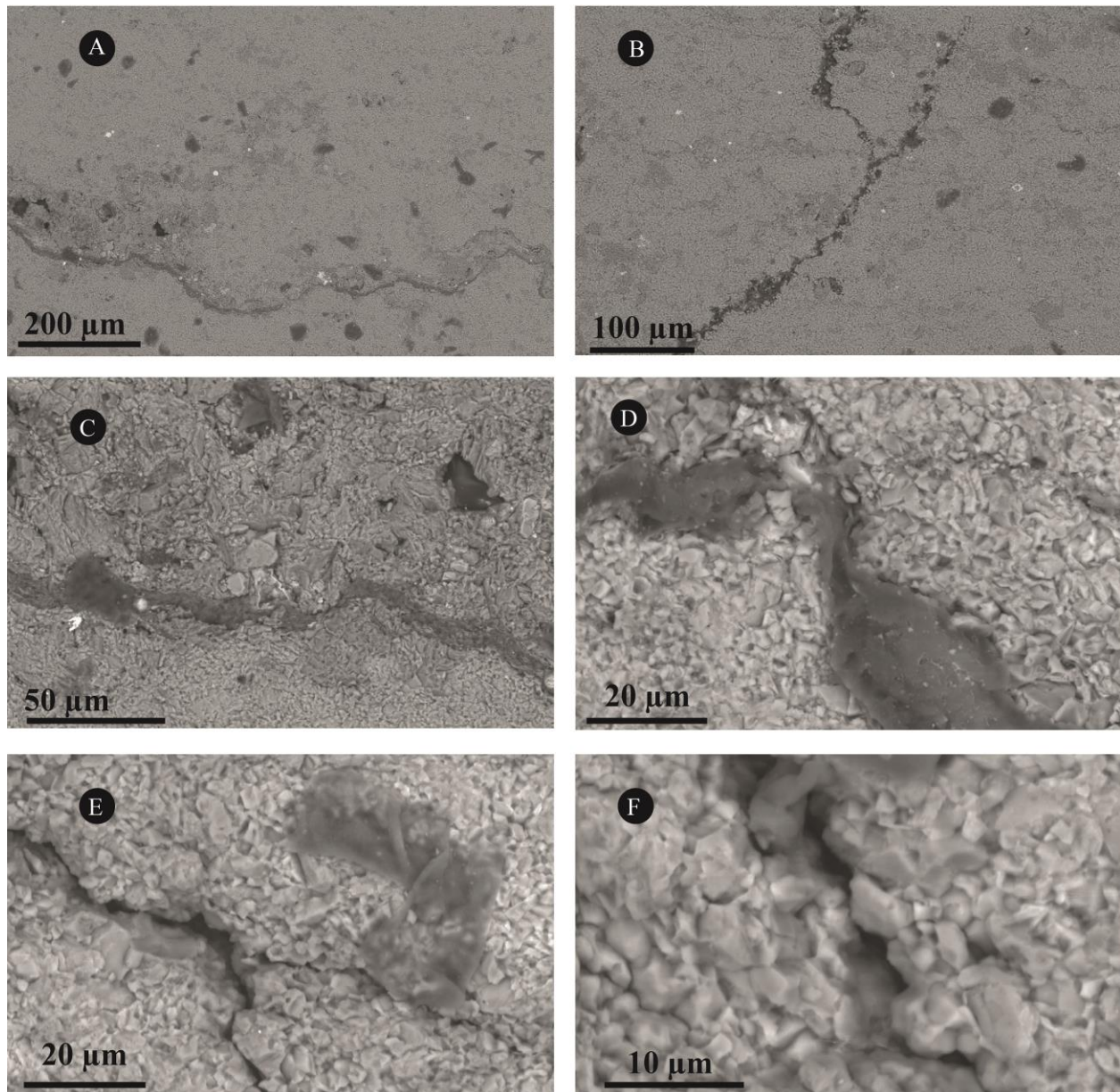


Figura 39. Imágenes de MEB para muestra AcP2.

A) Sinuosidad de fractura y B) unión entre fracturas. C, D, E) Fracturas cambian apertura dando paso a estructura tipo *chamber and throat*. F) Los cristales de matriz dejan espacios entre sí creando porosidad.

De acuerdo a las características observadas para la muestra Acb7, se puede determinar que los poros en su mayoría están constituidos por fracturas de diferente espesor y que tienen ramificaciones, algunas conectadas y otras cuyas terminaciones se hacen más finas y no tienen conexiones (Figura 40). Con un mayor acercamiento se confirma nuevamente la presencia de estructura de poro tipo *Chamber-Throat*. Como en otras rocas, también se presentan algunos cristales que pueden ser límite para fracturas.

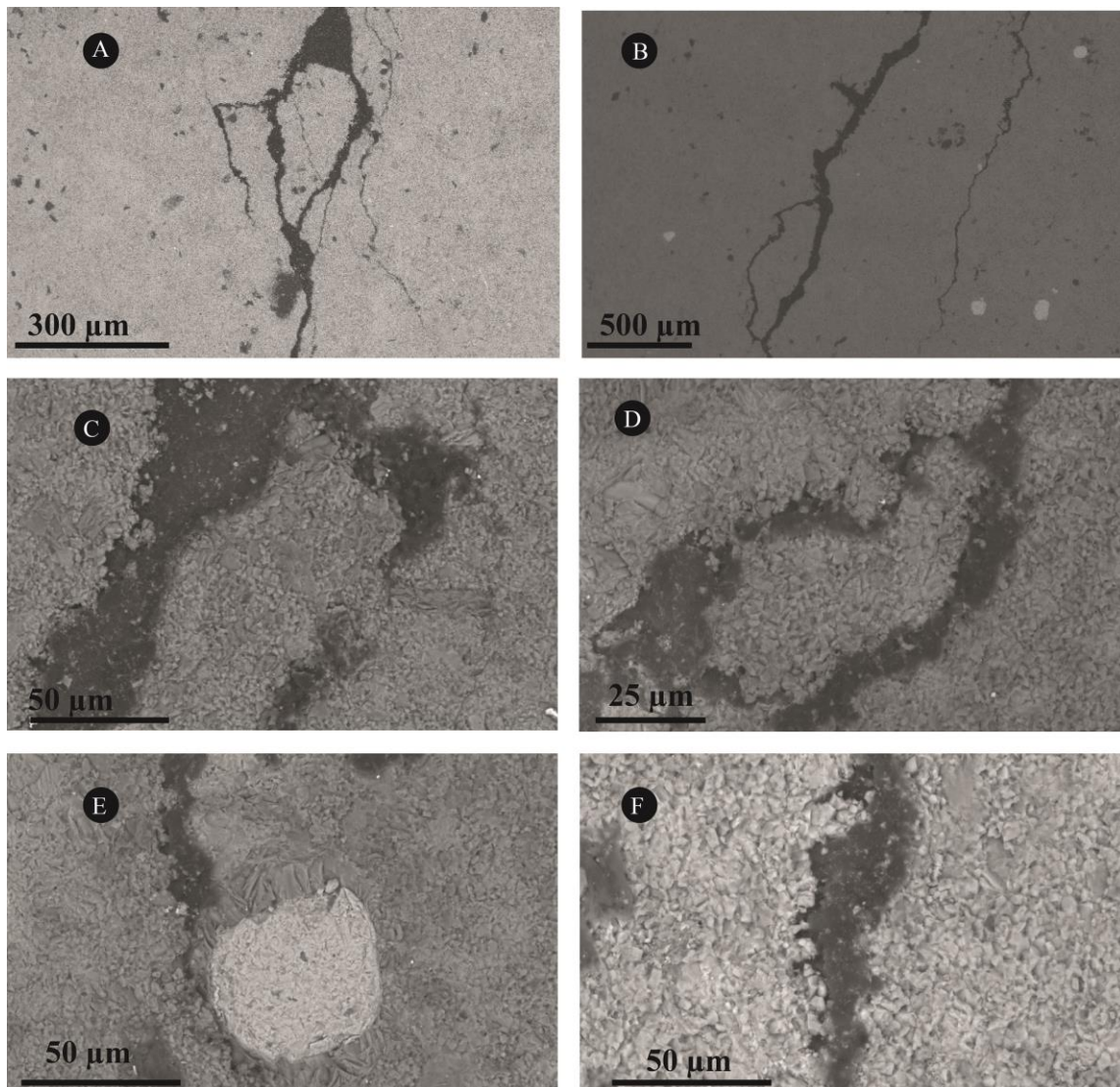


Figura 40. Imágenes de MEB para muestra Acb7.

Tiene una porosidad asociada a las fracturas que tienen bifurcaciones (A, B) e islas (C, D), además pueden estar en límites con cristales (E) y con aperturas variables (F).

La caliza Acb3 muestra que la forma de las pocas fracturas que tiene, tienden a ser muy sinuosas y con minerales secundarios relleno parcial y totalmente, además que hay convergencia de fracturas (Figura 41). De otra parte, en las imágenes con más aumento, se observa que en su mayoría, el material que rellena las fracturas son arcillas que se distinguen por su forma laminar. La forma de las fracturas igualmente como se ha venido registrando en las otras calizas tienen segmentos en lo que es del tipo *chamber-throat*. Quiere decir esto que además que es un sistema poroso en baja cantidad, el que hay se encuentra relleno de material y por lo cual tiene implicaciones en términos de densidad y de permeabilidad.

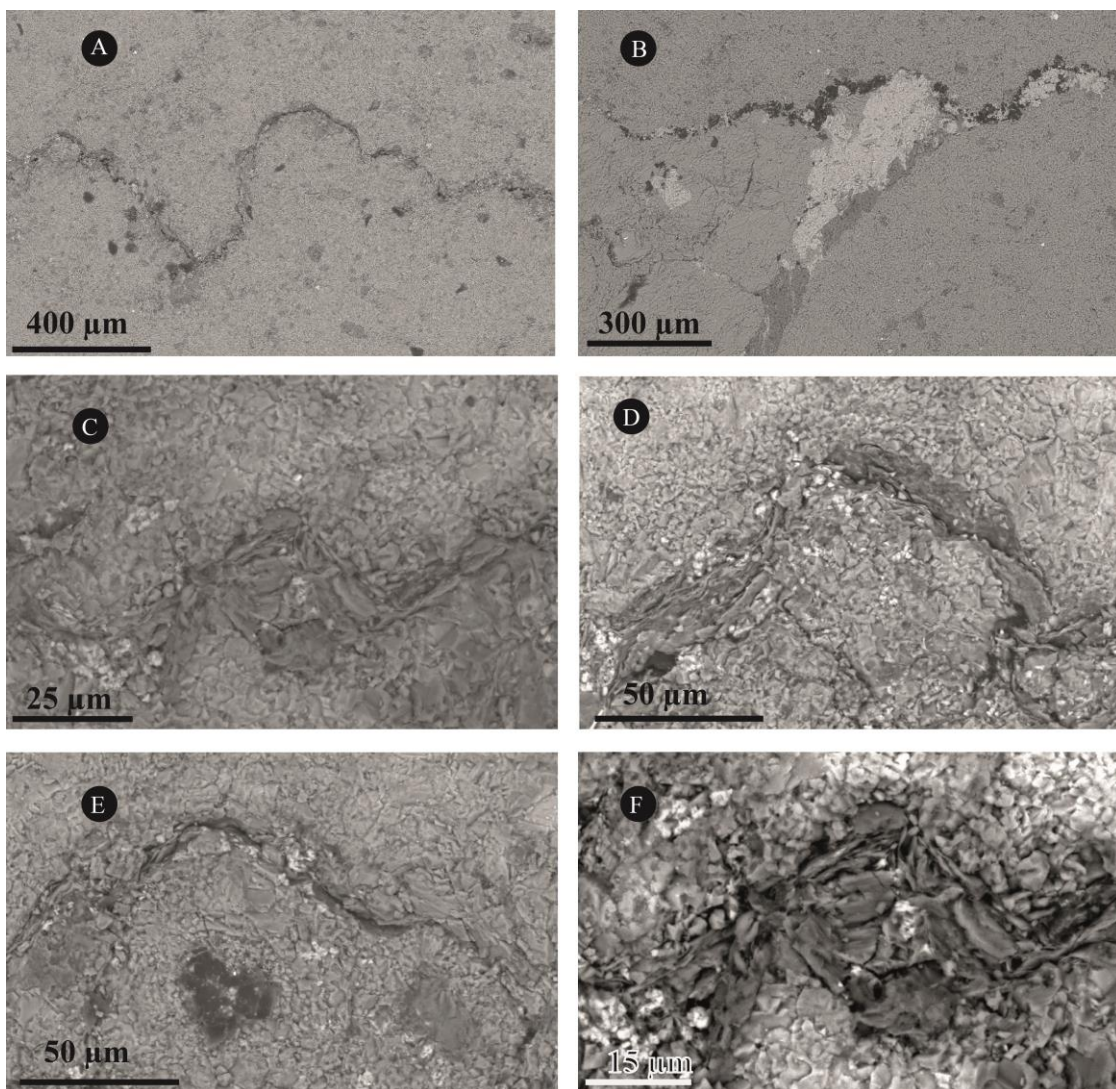


Figura 41. Imágenes de MEB para muestra Acb3.

La sinuosidad (A, B) de la porosidad y el relleno con minerales secundarios es dominante. Generalmente son arcillas (C, D, F) y más carbonatos (E) las que rellenan estas cavidades.

6.7 Difracción de Rayos X

La intensidad y el ángulo 2θ de la reflexión que se produce en la superficie de la muestra, son los dos parámetros fundamentales para la identificación de las fases minerales de las litologías que se analizan. Debe ser tenido en cuenta que la intensidad tiene una relación directa con la abundancia en la muestra pulverizada.

Una roca está constituida por minerales definidos de acuerdo a su génesis, sin embargo, procesos secundarios pueden afectar la roca y generar una transformación de un mineral hacia otro más estables según las condiciones, generalmente de presión y temperatura, también puede ocurrir que se adicionen componentes como por ejemplo en el metasomatismo. Los difractogramas obtenidos arrojan una importante herramienta para la distinción de la mineralogía presente pues hay una relación directa entre intensidad y abundancia.

El difractograma de la muestra Acb10 (Figura 42 A) da como resultado Cristobalita (SiO_2) y Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) en sus principales fases minerales; asimismo, para la roca Ac50 (Figura 42 B) las principales fases minerales son Cristobalita (SiO_2) y Sanidina $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, ambas de alta temperatura. De otra parte, las rocas Ac31a y Ac31b, cuya separación se explica por diferencias en los valores de las pruebas físicas e hídricas, que además muestran una fuerte textura de alteración hidrotermal (*Vuggy Silica*) y pertenecen a una misma unidad (Lava Riolítica El Pedernal), tienen difractogramas iguales (Figura 43), especialmente cuando se observa los ángulos $2\theta=20^\circ$ y $2\theta=27^\circ$ donde se presentan las más fuertes intensidades características del cuarzo, a raíz de esto se tiene certeza que la composición es igual aunque sus características hídricas asociadas a la estructura porosa son diferentes. De esta identificación mineral se tiene como consecuencia, que aunque las muestras Ac31a y Ac31b pertenecen a la misma unidad, sufrieron procesos hidrotermales en diferente grado.

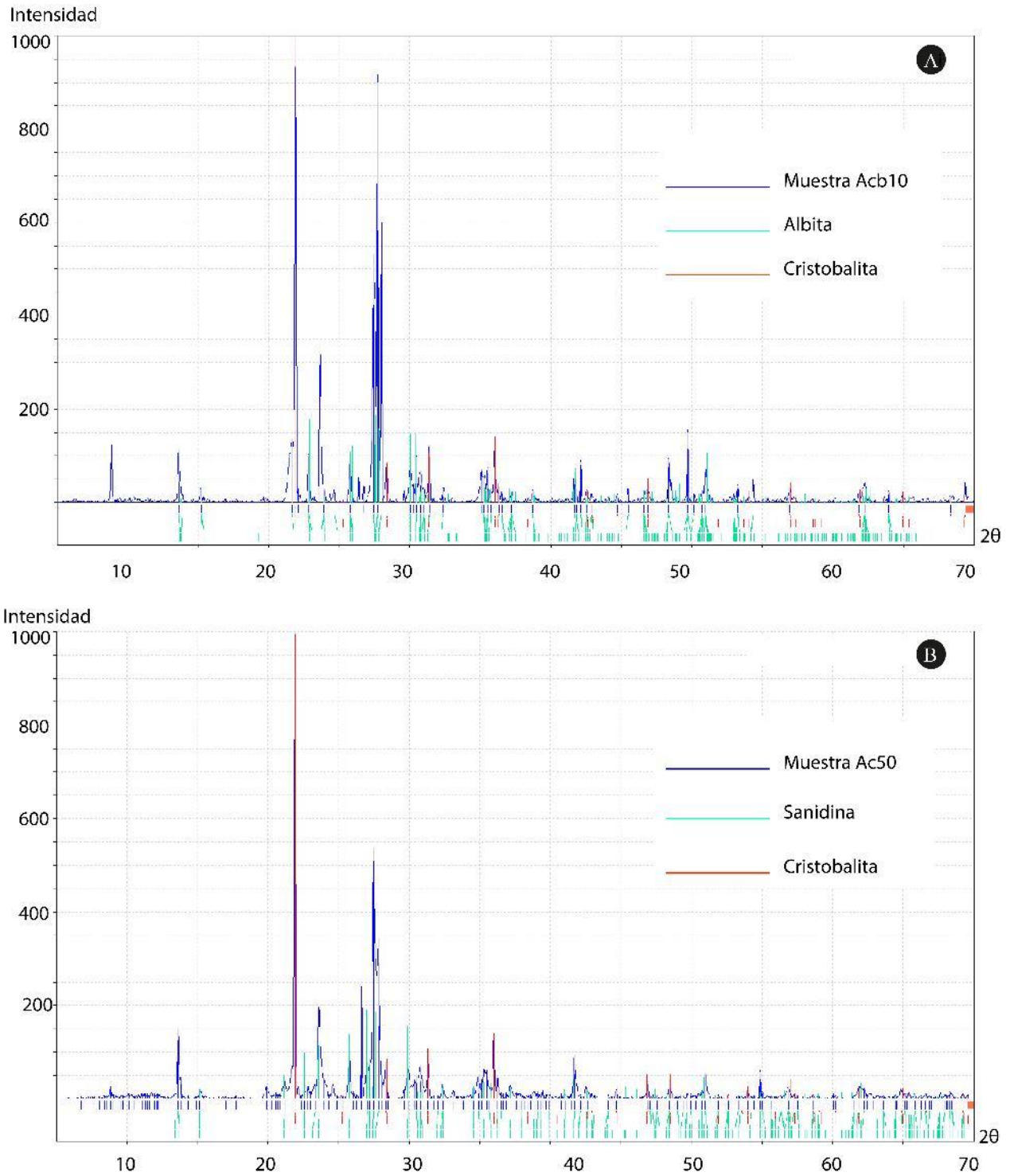


Figura 42. Difractogramas para las rocas Ac50 y Acb10.
 (A) Acb10 arroja Cristobalita y Sanidina, (B) Ac50 arroja Cristobalita, Albita

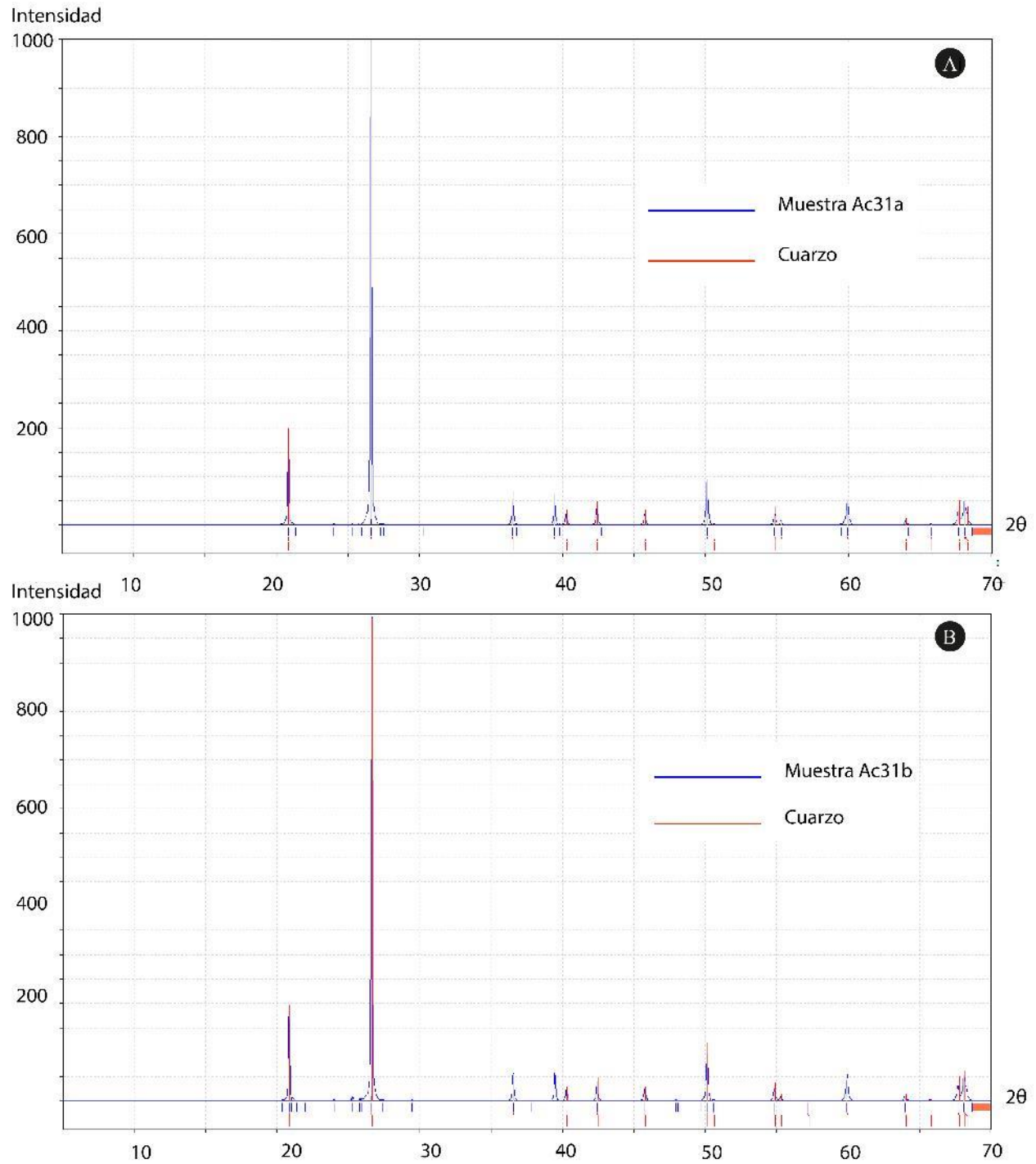


Figura 43. Difractogramas para las rocas Ac31a y Ac31b.

Las muestras Ac31a (A) y Ac31b (B) arrojaron difractogramas casi idénticos tanto para los ángulos 2θ como para las intensidades.

6.8 Densidad

Los resultados de densidad para los dos grupos de rocas (Calizas y Volcánicas) que hacen parte del CCA son importantes porque permiten saber en qué porcentaje se extiende el sistema poroso al interior de las muestras y en el caso de las rocas volcánicas, se puede establecer una relación con la alteración hidrotermal bien sea por cambio mineralógico o estructural. De acuerdo a los resultados para las Calizas, hay un ajuste muy similar para los valores de densidad aparente y real lo cual guarda relación con la decripción en las láminas delgadas que aunque dejaron ver microestructuras de venillas y estilolitas, no afectan considerablemente la densidad aparente de la roca. Vale agregar que se obtuvieron dos valores para la densidad aparente, la primera hecha a través de la relación entre masa y volumen (ρ_b) y la segunda hecha por el método de inmersión en agua (ρ_{b2}).

En lo referente a los valores obtenidos, el grupo de las rocas volcánicas exhibe apreciables diferencias entre sus valores para densidad real y aparente, especialmente para la Ac31a y Ac31b. En esta unidad hay una característica importante y es su textura *vuggy silica* dada por la sílice oquerosa por lixiviación ácida y el tamaño centimétrico de los poros. De acuerdo a los resultados obtenidos y mostrados para las rocas volcánicas (Tabla 7), se tiene que los valores de densidad aparente (ρ_b) para Ac31a y Ac50 son los más bajos y en ese orden se tiene la roca Ac31a y Acb10. Luego, para las rocas volcánicas menos alteradas se tiene que (ρ_b) de la Ac66 tiene un valor menor a la Andesita Acb2 explicado por la mayor cantidad de minerales máficos que tiene esta última, de hecho para estas dos litologías, sus densidades aparentes (ρ_b y ρ_{b2}) son muy similares entre ellas. Para los valores de densidad real ρ_r arrojados por los ensayos de picnometría de las rocas volcánicas hay un rango entre 2.40 g/cm³ y 2.60 g/cm³. En la densidad por inmersión de agua (ρ_{b2}), se ha visto que para las rocas más alteradas (Ac31a y Ac31b) hay una discrepancia amplia con el valor de ρ_b y la explicación está asociada a que los poros que sobrepasan 1 mm no pueden mantener el agua que los rellenaba mientras estaban bajo saturación dado que predomina el proceso gravitacional lo cual ocasiona la evacuación del líquido y por lo tanto al pesar el espécimen se está ignorando el mayor rango de poros.

Tabla 7.

Datos de densidad real y aparente para las rocas volcánicas.

	Ac b10	Ac50	Ac b2	Ac66	Ac31a	Ac31b
ρ_b (g/cm ³)	2.18±0.05	1.39±0.08	2.61±0.03	2.29±0.06	1.56±0.12	1.12±0.08
ρ_{b2} (g/cm ³)	2.23±0.04	1.42±0.08	2.63±0.02	2.34±0.02	1.71±0.10	1.44±0.09
ρ_r (g/cm ³)	2.59±0.01	2.75±0.04	2.66±0.02	2.40±0.02	2.66±0.02	2.68±0.01

Para el caso de las calizas los resultados son contundentes, en cada muestra, la diferencia entre su densidad real y aparente es muy poca por lo cual su porosidad es casi nula a pesar de las microestructuras que se describieron en las secciones delgadas, entre otras cosas porque si bien hay fracturas, estas se encuentran rellenas de carbonato (venillas) lo cual puede atribuir continuidad en términos de masa a los especímenes calcáreos.

Tabla 8.

Datos de densidad real y aparente para las calizas.

	Ac b3	Ac b7	AcP2	AcPc
ρ_b (g/cm ³)	2.66±0.02	2.66±0.009	2.66±0.01	2.69±0.003
ρ_r (g/cm ³)	2.69±0.007	2.69±0.006	2.69±0.007	2.71±0.004

6.9 Porosidad

6.9.1 Porosidad Total

La porosidad total (ϕ_t) entendida como todo el porcentaje de vacíos con que cuenta la roca (suma de porosidad conectada y no conectada), depende de las densidades real y aparente. En esta variable se sigue marcando una diferencia notable en cada grupo de rocas (Tabla 9). Para la roca con textura de mayor alteración (*Vuggy Silica*), se tiene que la media de porosidad total para Ac31a es de 41.26% y para Ac31b es de 58.69% de manera que aunque corresponden a la misma unidad,

cuentan con un porcentaje de porosidad total muy diferente. Sin embargo, los resultados para la porosidad total de la roca Ac50 también corresponde a un porcentaje muy alto con 48.41%, incluso que es mayor a la Ac31a, lo cual confirma que es posible encontrar una roca más porosa con un grado de alteración hidrotermal menor. Siguiendo en el grupo de las rocas volcánicas más alteradas, la muestra Acb10 arroja una porosidad total media de 16.22% que está bastante alejada de Ac31a, Ac31b y Ac50 pero no deja de ser un valor alto. Finalmente en el segundo subgrupo de las rocas volcánicas, la litología Acb2 tiene una media de 1.89% en su porosidad total lo cual es congruente con las pruebas que se le han hecho anteriormente y con los resultados obtenidos para la variables de densidad tanto aparente como real. Su similar (en grado de alteración), la lava andesítica Ac66 da una media de porosidad total de 4.32% que no deja de ser bajo respecto de las que ya se han mencionado.

En el siguiente grupo, el de las calizas (Tabla 10), los resultados para sus medias fueron de 1.4% en Acb3, 1.15% para Acb7, 0.96% para AcPc y 0.88% para AcPc, lo cual indica un sistema poroso casi nulo.

6.9.2 Porosidad por saturación de agua

En el aspecto de la porosidad abierta a presión atmosférica (\emptyset_{c-atm}) y la porosidad abierta a vacío (\emptyset_{c-v}) para el grupo de las rocas más alteradas, se siguen teniendo resultados determinantes (Tabla 9). En primer lugar, los valores mayores para ambas variables se han obtenido con la muestra Ac50 lo cual está estrechamente ligado a la absorción de agua a presión atmosférica (Ab) y a la absorción por capilaridad (C), vale añadir que los valores de \emptyset_{c-atm} y \emptyset_{c-v} son bastante cercanos. Luego, los valores de ambas porosidades para Ac31b son mayores a los hallados para Ac31a. Para la muestra Acb10, los valores para ambas porosidades son bastante similares. Para las siguientes rocas, Acb2 y Ac66, los valores de \emptyset_{c-atm} y \emptyset_{c-v} se sitúan entre 2% y 3%, lo cual va en concordancia con Ab y C anteriormente calculados.

En general, la aplicación de vacío resultó importante en las muestras Ac31a y Ac31b donde se tuvo una diferencia entre 8% y 15% con respecto a \emptyset_{c-atm} y que está enlazado a los poros de tamaño centimétrico y donde se aloja mayor cantidad de aire. Para el resto de muestras, independiente de la alteración, \emptyset_{c-atm} y \emptyset_{c-v} son muy similares.

En concordancia con el capítulo de Absorción por capilaridad, los resultados para las calizas en su porosidad conectada a presión atmosférica (\emptyset_{c-atm}), siguen confirmando que estas litologías

casi no permiten la interacción con el agua por la falta de un sistema poroso considerable respecto a su volumen, dando cuenta de que es continua y casi homogénea en su distribución de masa. La ϕ_{c-atm} para todas, nunca excede 0.5 % (Tabla 10). Quiere decir esto en términos de comportamiento hídrico que al tener estos valores tan bajos comenzando por su porosidad abierta, no tienen la capacidad ni de alojar ni de transmitir agua.

6.9.3 Porosimetría por intrusión de Mercurio

Son varias las clasificaciones de poros de acuerdo a su radio, de las más conocidas se encuentra la IUPAC ($<0.002 \mu\text{m}$ son microporos, entre $0.002 \mu\text{m}$ y $0.05 \mu\text{m}$ son mesoporos y $>0.5 \mu\text{m}$ definidos como macroporos) y aunque es bastante usada, no está hecha específicamente para rocas. De otra parte, y específicamente para rocas sedimentarias, se tiene la de Choquette y Pray (1970) $r > 4 \text{ mm}$ macroporos, mesoporos $4 \text{ mm} < r < 60 \mu\text{m}$ y microporos $r < 60 \mu\text{m}$. Por su parte, según Klopfer (1985), hace una separación de acuerdo con el radio de poro como microporos $< 0.1 \mu\text{m}$, mesoporos entre 0.1 y $1.0 \mu\text{m}$ y macroporos $> 1.0 \mu\text{m}$. Adicionalmente y la que se usará en este trabajo, de Fort (1996), donde propone una clasificación denominada como de Movilidad de agua y está determinada por el diámetro de poro ($d > 100 \mu\text{m}$ son megaporos, $1-100 \mu\text{m}$ macroporos, $1-0.01 \mu\text{m}$ llamados mesoporos y $< 0.01 \mu\text{m}$ son microporos). Hay que mencionar que el movimiento capilar se presenta en el rango de $10 \mu\text{m}$ a 1.0 mm (Siegesmund & Dürrast, 2001). El movimiento de agua por gravedad es más importante mientras más grande se hace el poro pues predomina el peso de la columna de agua mientras la fuerza capilar pasa a ser secundario (Benavente García, 2002).

En términos de la porosimetría de Mercurio, comenzando con el grupo de las rocas volcánicas, y analizando sus porosimetrías (la porosidad que se mide en el porosímetro está entre $0.0064 \mu\text{m}$ y $1100 \mu\text{m}$), tanto sus gráficas como valores arrojados (Figura 44, Tabla 9) se tienen resultados en los que se pueden ver comportamientos similares. Para la roca Acb10, el radio de poro en el cual entra el mercurio está entre 0.05 a $2 \mu\text{m}$ reflejando macroporosidad y mesoporosidad. La histéresis (diferencia entre curva de extrusión e intrusión) indica que se quedó mercurio alojado en los poros y que la caída de presión no fue suficiente para sacarlo ni en la totalidad ni en un porcentaje apreciable lo cual quiere decir que la forma de algunos poros es del tipo *Throat-Chamber*. En la roca Ac50, la intrusión de Mercurio se hace en dos familias de tamaño de poro diferente, la primera y más significativa en términos de capacidad de albergar volumen de

mercurio y equivalentemente, componiendo la mayor familia de poros con radio entre 0.2 y 1.1 μm (mesoporosidad y macroporosidad) con pico entre 0.8 y 0.9 μm lo cual quiere decir que los poros con estos radios generaron el mayor aporte, y en segundo lugar y con otra familia de poros con radio entre 20 y 70 μm (macroporos). En la extrusión, más del 90% del mercurio queda en los poros probablemente y mostrando que la porosidad tiene la característica de *Throat-Chamber*.

Para las lavas menos alteradas, Acb2 y Ac66 el comportamiento es ciertamente similar. La Ac66 tiene porosidad abierta en el rango de 0.02 a 0.8 μm (mesoporosidad y macroporosidad) y una segunda familia entre 10 y 70 μm (macroporosidad y megaporosidad). Más del 80% del mercurio intruido queda en el interior de los poros y su curva es suave lo cual indica un llenado casi homogéneo del sistema poroso. Continuando con las lavas en grado de alteración menor, se tienen los resultados para Acb2 donde las contribuciones al volumen de intrusión están hechas por tres familias de poros. La primera y más significativa entre 20 y 70 μm (macroporosidad y megaporosidad), 0.05 y 0.17 μm (mesoporosidad y macroporosidad), 0.004 a 0.008 μm (mesoporosidad y microporosidad). La curva de intrusión está suavizada en concordancia con la facilidad del mercurio para entrar a los poros al mismo tiempo que se está aumentando la presión. El remanente de mercurio en la caída de presión sobrepasa el 75%. Para la roca Ac31a se obtuvieron dos familias de poros fundamentalmente. La primera en un rango de radio de poro entre 0.1 y 1.5 μm (mesoporosidad y macroporosidad) y la segunda ubicada con un radio de poro entre 11 y 70 μm (macroporos y megaporos), lo cual indica que la porosidad conectada en estas rocas de textura tipo *Vuggy Silica* también pueden tener influencia en poros de tamaño pequeños en comparación con los centimétricos que dominan la muestra.

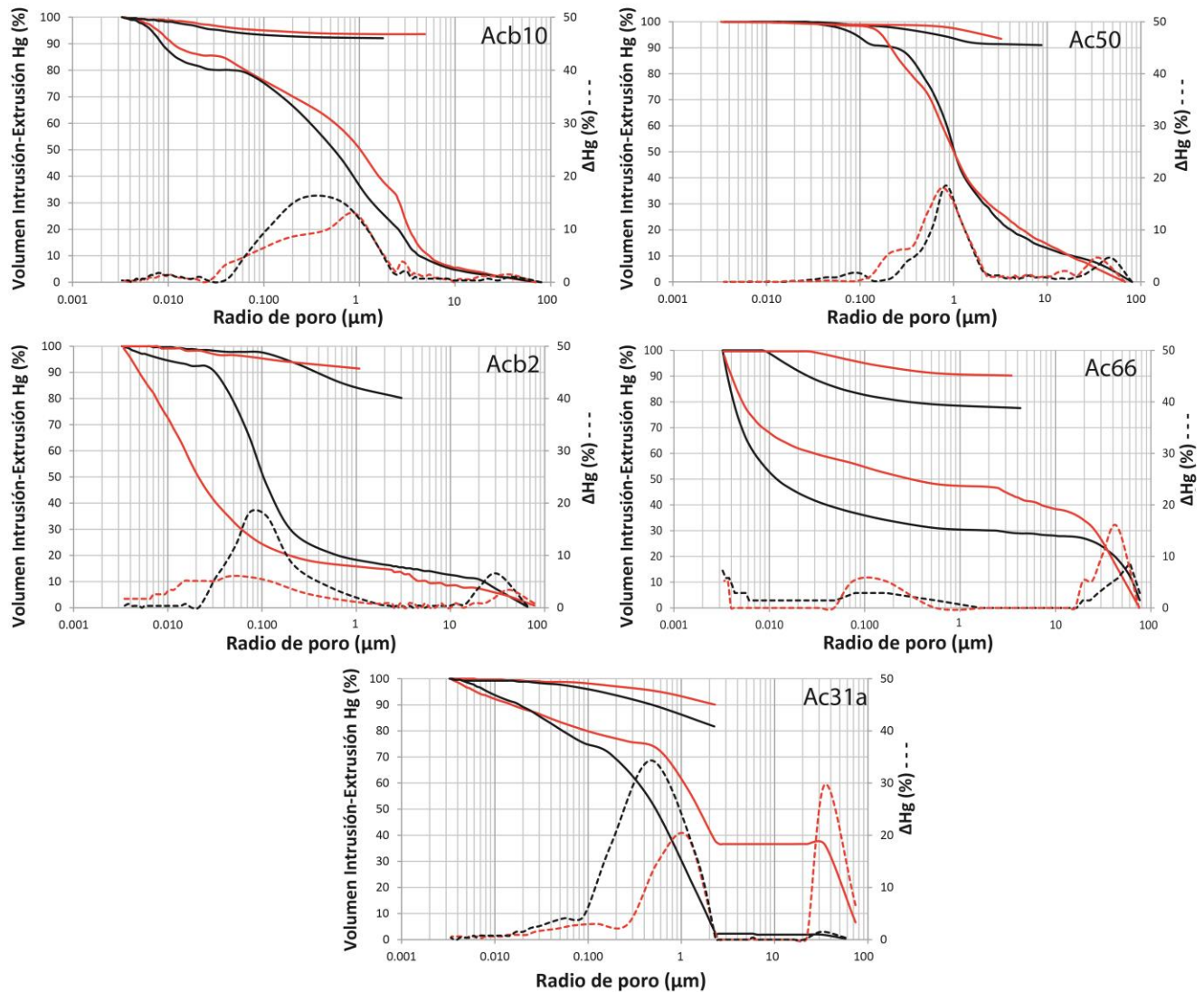


Figura 44. Porosimetría de mercurio para las rocas volcánicas.

Para estas rocas, en general los valores más altos de porosidad de mercurio (Φ_{Hg}) estuvieron para Ac50 y Acb10, y fuera de lo que se esperaba, la Ac31 arrojó un valor inferior al que podría haber mostrado teniendo en cuenta la porosidad total, pero esto explicado porque el rango del equipo está hecho para porosidades menores a las que esta muestra tiene, más teniendo en cuenta el tamaño de sus poros, producto de intensa alteración hidrotermal de tipo silícea. Específicamente para la muestra Ac66 y el valor de porosidad conectada de 6.02% se dio porque el espécimen tenía una microfractura y se hizo con el fin de verificar qué tanto puede aumentar la porosidad conectada a través de este tipo de microestructuras y efectivamente facilitan el paso de fluido. La Andesita Acb2 arrojó valores de 0.26% y 1.75%, coherente con otros ensayos.

Tabla 9.

Valores de porosidad total y conectada para las rocas volcánicas.

	Acbl0	Ac50	Acbl2	Ac66	Ac31a	Ac31b
ϕ_t (%)	16.03±1.281	48.41±3.15	1.89±0.77	4.32±2.26	41.26±4.31	58.69±3.03
ϕ_{c-atm} (%)	1.41±1.70	43.19±2.48	2.95±0.38	2.24±0.66	24.16±2.25	27.82±3.22
ϕ_{c-v} (%)	11.69±1.49	44.48±3.24	2.34±0.42	2.51±0.77	32.21±3.75	42.56±2.65
ϕ_{Hg} (%)	6.77±0.70	9.71±2.00	0.76±0.70	4.36±2.34	3.31±0.77	-

Para las calizas, el comportamiento en las gráficas de porosimetría (Figura 45) y los valores obtenidos en porosidad conectada indican la baja capacidad de interactuar con fluidos.

Se agrupan en este caso a las rocas Acb3 y Acb7, puesto que tienen gráficas muy similares. En este caso la escala para los ΔHg es de 100% en el eje derecho. La intrusión en escalón quiere decir que con el aumento de la presión hay entrada súbita en los poros, que el radio de estos es inferior al de la cavidad a la que dan entrada lo que además explica el hecho de que no hay salida de mercurio con la caída de la presión, es decir, los poros quedan rellenos. En ambos casos la familia de radio de poro más importante está dada entre los 20 y 80 μm (macoporosidad y megaporosidad), luego se dan familias más pequeñas pero cuyo aporte es casi nulo. De otra parte, las rocas AcP2 y AcPc también muestran comportamientos similares entre sí pero diferente a las muestras analizadas anteriormente. La curva de intrusión admite líquido en la primera parte de su trayectoria donde hay poros de radio entre 20 y 80 μm (macoporosidad y megaporosidad), y son los únicos, la curva de extrusión indica que nada del mercurio intruido sale, es decir, que probablemente la estructura porosa es del tipo *throat-chamber* como se ha mencionado antes. Al igual que con las dos calizas anteriores, estas arrojaron valores de porosidad total por debajo de 0.5% .

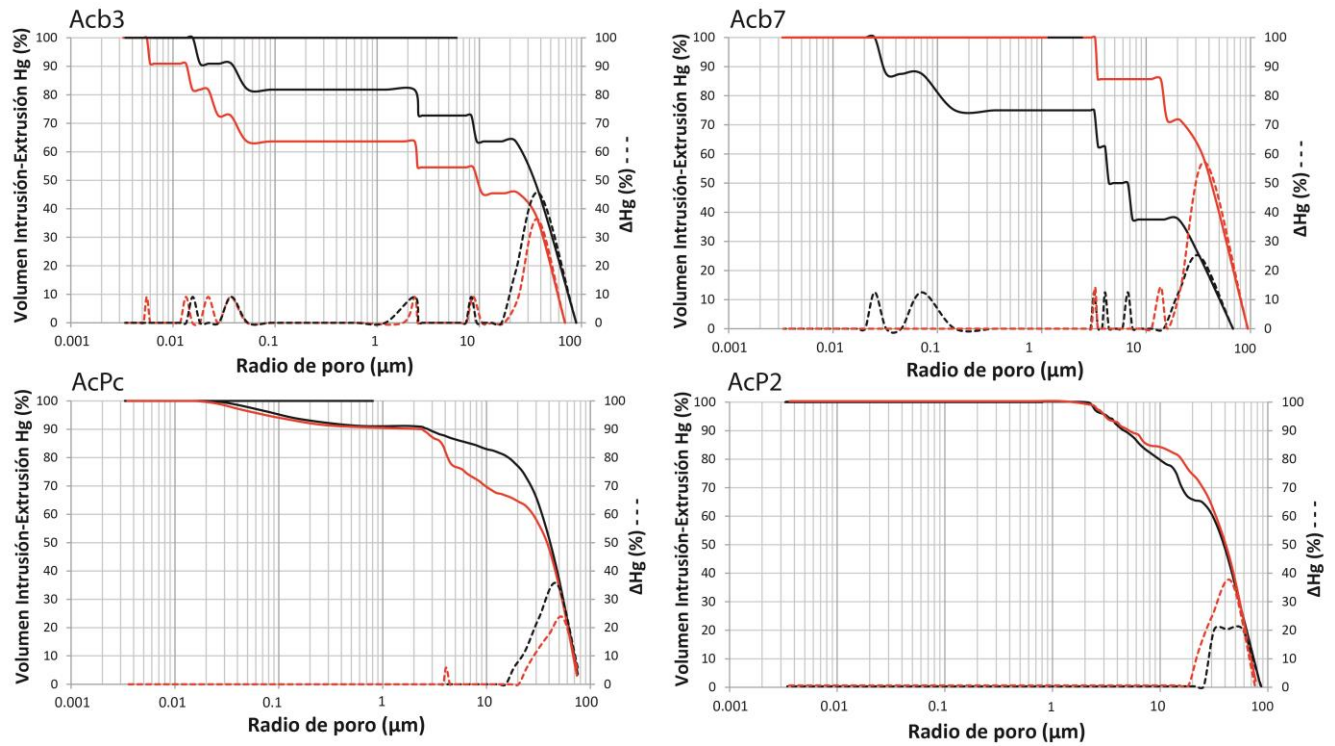


Figura 45. Porosidad de mercurio para las calizas.

Estructuras porosas similares para Acb3 y Acb7 (A, B) y equivalentemente para AcP2 y AcPc (C, D).

Tabla 10.

Valores de porosidad total y conectada y para las calizas.

	Acb3	Acb7	AcPc	AcP2
ϕ_t (%)	1.40±0.68	1.15±0.23	0.96±0.12	0.88±0.36
ϕ_{c-atm} (%)	0.61±0.26	0.46±0.14	0.46±0.19	0.33±0.03
ϕ_{Hg} (%)	0.29±0.007	0.20±0.01	0.18±0.06	0.44±0.003

6.10 Permeabilidad

Los resultados en términos de permeabilidad son categóricos para las calizas (Acb3, Acb7, AcPc, Acp2) y para las lavas en bajo grado de alteración (Ac66, Acb2). Estas litologías definitivamente se comportan como materiales impermeables dado que sus valores de permeabilidad están en el orden de 10^{-3} mD y que guardan una estrecha relación con las demás pruebas que se llevaron a cabo y especialmente con la porosimetría de mercurio (ϕ_{Hg}). Dentro de los resultados obtenidos, cabe destacar un valor anómalo atribuido a una característica estructural, esto ocurrió para el cilindro Acb7-01Pe07 cuya permeabilidad fue 0.027 mD que es levemente mayor al promedio y la explicación de esto es que se encuentran estilolitas y microfracturas lo cual ha sido reportado que estas estructuras incrementan la permeabilidad y sirven como caminos para el flujo (Heap, Reuschlé, Baud, Renard, & Iezzi, 2018). De otra parte y como se podía esperar de los resultados de las pruebas y técnicas usadas para las rocas más alteradas, las rocas Ac50 y Acb10 sí arrojaron valores diferentes de permeabilidad (Tabla 11) y donde se aprecia que hay una relación con su porosidad conectada ya que los resultados obtenidos en la porosimetría de mercurio (ϕ_{Hg}) con valores de 7.27% para Acb10 y de 11.13% para Ac50, hay coherencia en su comportamiento de permeabilidad ya que el sistema poroso conectado es, exclusivamente, el que permite la permeabilidad a través del medio. Estas rocas sí permitirían la interacción con los fluidos.

Tabla 11.
Valores de permeabilidad para unidades volcánicas.

	Ac31a	Acb10	Ac50	Acb2	Ac66
k (mD)	705.60±863.26	1.15±1.36	2.25±2.29	0.002±0.00	0.001±0.0007

Nota: Los valores para las lavas menos alteradas (Ac66 y Acb2) son contrastantes con las que han sufrido procesos de alteración hidrotermal más fuertes (Acb10 y Ac50).

Hay un caso especial que es el de la roca Ac31a, a esta se le realizaron 8 pruebas obteniendo un valor mínimo de 30.5 mD y un máximo de 2336.1 mD, lo cual pone de manifiesto la fuerte heterogeneidad que tiene la permeabilidad para esta roca como producto de su estructura porosa, aún así todo el rango es mucho mayor a las otras rocas Acb10 y Ac50. No fue posible recuperar cilindros de una pulgada para la roca Ac31b, por eso no se tiene información de su permeabilidad.

pero es de suponer que al tener más alta porosidad que Ac31a, pudiera ser posible que arrojara valores similares o aún mayores.

Como se dijo comenzando este capítulo, los resultados para las calizas fueron realmente pobres (Tabla 12) en términos de permeabilidad. Hay que decir que en las secciones delgadas en la técnica de MEB se describieron microestructuras como venillas, estilolitas, crenulaciones, poros (fracturas principalmente) estas no juegan un papel importante en términos de porosidad total sea porque no son abundantes o porque dichas estructuras están rellenas de minerales secundarios.

Tabla 12.
Valores de permeabilidad para las calizas.

	Ac63	Ac67	AcP2	AcPc
k (mD)	0.001±0.0005	0.003±0.008	0.002±0.0005	0.001±0.00

Nota: Matriz constituida por estos sedimentos no permite el paso de fluido

En la Figura 47 se ilustra la relación entre 3 variables importantes en la caracterización petrofísica e hídrica de cualquier tipo de roca, la porosidad total (ϕ_t), la permeabilidad (k) y la densidad aparente (ρ_b). De la Figura 47 A, se desprende que hay una relación estrecha entre la porosidad total y la densidad aparente donde se pueden identificar dos grupos principalmente, el primero correspondiente a las lavas que se han descrito como compactas, masivas y con poca alteración (Ac66 y Ac62), junto con estas aparece la Ac60 que está más alterada y tiene una mayor (ϕ_t) y por otra parte con valores mucho más altos de (ϕ_t) y valores bajos en (ρ_b) se tienen las lavas más alteradas Ac31a, Ac31b y Ac50, para estas dos últimas es para destacar que la textura *Vuggy Silica* donde se ven poros centimétricos de la Ac31a tienen levemente menor porosidad total que la Ac50.

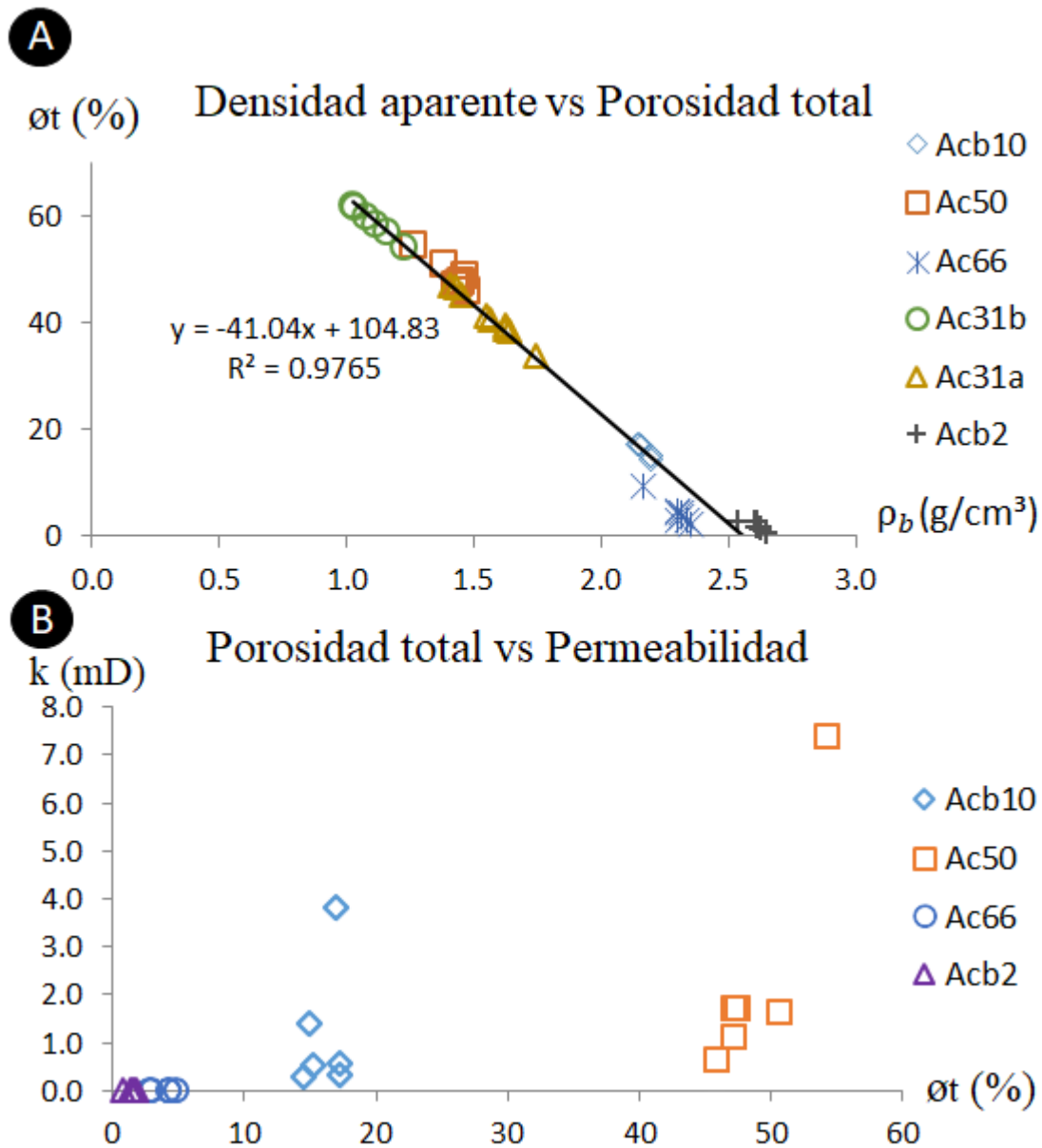


Figura 46. Gráfica de porosidad total contra densidad aparente y permeabilidad para las rocas volcánicas. Algunas de las muestras intracaldera son las que permiten paso de fluido.

6.11 Compresión Simple

La división de los cuatro tramos principales en la curva de esfuerzo-deformación, que se definieron como inelástico (cierre de poros y fracturas), elástico (tramo recto), aparición de fisuras y propagación inestable hasta la falla, se plantearon para una gráfica ideal y debe haber una interpretación cuidadosa de los resultados para las muestras ensayadas pues cada una tiene

características particulares en la respuesta mecánica, más, teniendo en cuenta que se trata de rocas volcánicas con diferente grado de alteración hidrotermal.

Para la roca Acb10 se tienen los valores de Resistencia a la Compresión Simple (RCS) y módulo de Young (E) más altos (Figura 47 A), además, la forma de las curvas de esfuerzo-deformación son aproximadamente homogéneas indicando una estructura similar de las muestras exceptuando un tramo de la muestra Acb10-Mc03 donde al final del primer tramo (inelástico) se aprecia lo que podría corresponder al cierre simultáneo de un sistema de poros o fracturas y se ve en el gráfico una caída momentánea en su RCS pero luego retoma la trayectoria de manera semejante a los otros especímenes hasta alcanzar la falla donde al revisar los cilindros después del ensayo se vieron varias fracturas verticales a subverticales, a diferencia de la roca Ac50 donde predominó una sola fractura (Figura 47 B) de alto ángulo y con RCS y módulo de Young menores e incluso en su curva de esfuerzo-deformación hay un cambio muy leve en la pendiente y se da en aproximadamente en 1.5 MPa probablemente correspondiendo al cierre de poros y/o fracturas que contiene la roca, se destaca que el rango de deformación axial para esta roca es de poco más del 1% antes de la falla. Adicionalmente a estas rocas, se tienen las muestras Ac31a y Ac31b cuya curva de esfuerzo-deformación dan los elementos para diferenciar sus estructuras porosas a pesar de que corresponden a una misma unidad geológica (lava riolítica El Pedernal). Ac31a se comporta con dos tramos iniciales con una diferencia de pendiente muy pequeña (casi imperceptible) que incluso pareciese que fuera una sola recta hasta 0.4% de la deformación axial, en este punto, a los dos especímenes les ocurre por una parte la máxima RCS y por otra, una caída transitoria en la pendiente, coincidencia que debe estar asociada al sistema poroso de la roca que atribuye una respuesta mecánica similar. Para la roca Ac31b, la curva de esfuerzo-deformación es totalmente diferente principalmente por la característica oscilatoria dominante lo cual está vinculado no solo a mayor porosidad sino también a que el diámetro de poro es mayor pero aún así, esta roca tiene un comportamiento más cercano al ideal pues es posible distinguir tramos, el primero es una línea recta, luego adquiere la característica oscilación y se dan dos concavidades separadas por un cambio abrupto de pendiente en 0.4% de deformación axial que coincide con falla y reacomodo en los dos especímenes Ac31a, posteriormente la muestra sufre deformaciones hasta de 1.3% antes de llegar a la falla. Los especímenes de ambas litologías (Ac31a y Ac31b) después del ensayo mostraron la falla a través de las paredes de los poros pre-existentes lo cual indica que estos actúan como facilitadores en el reacomodo de la estructura y sirven para generar la fractura de falla.

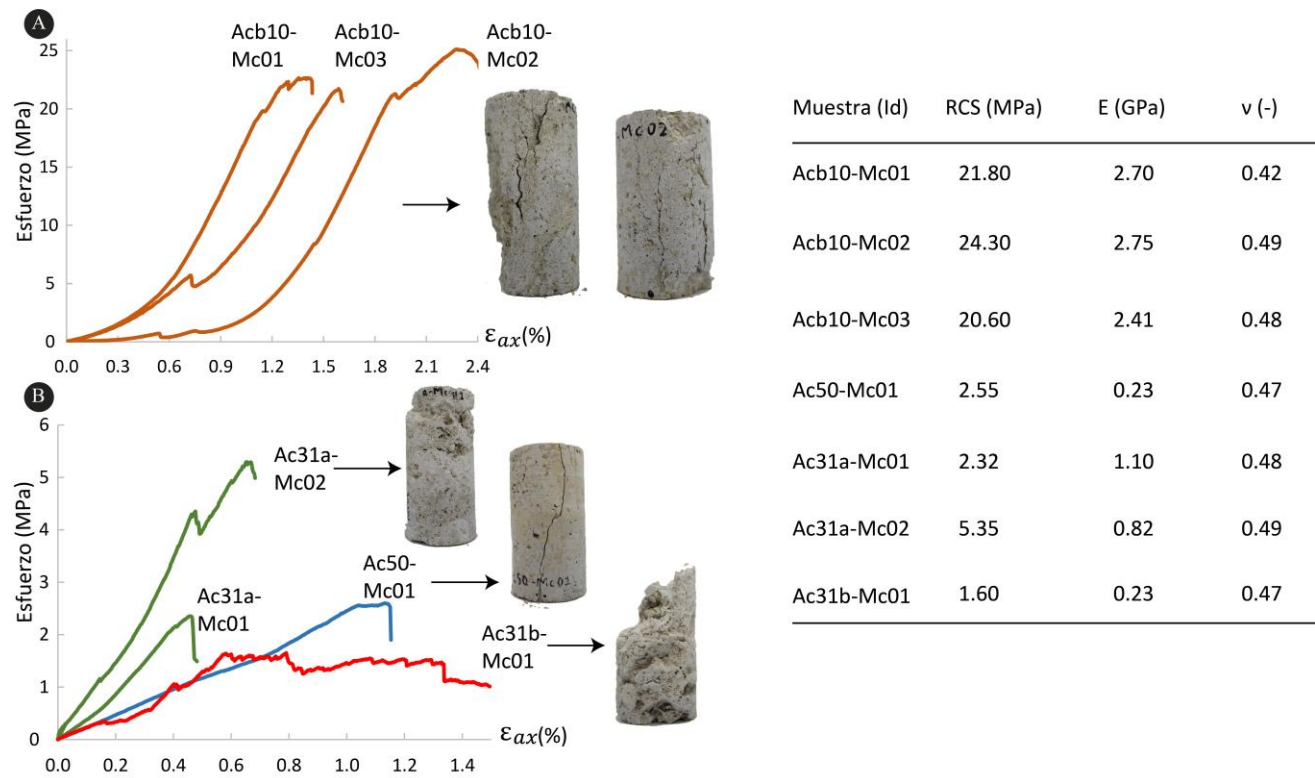


Figura 47. Curvas esfuerzo deformación para las rocas volcánicas alteradas. RCS= Resistencia a la Compresión Simple, E= Módulo de Young, v= Coeficiente de Poisson.

7 Discusión

Los dos aspectos a través de los cuales se presenta flujo de agua son tratados. En primer lugar, las características de las fracturas principalmente descritas en zona de la SMO. Seguidamente, los resultados de las pruebas y análisis aplicadas a las 9 litologías (5 volcánicas y 4 sedimentarias) recolectadas en campo en la zona del Complejo Caldérico de Acoculco (CCA) y en la parte de la Sierra Madre Oriental en la zona comprendida entre Chignahuapan, Zacatlán y Tetela de Ocampo sirven para entender el comportamiento físico e hídrico de estas rocas de acuerdo a su génesis y evolución, y las posibilidades que plantea en el Complejo Caldérico de Acoculco.

7.1 Discontinuidades

Se habla de unidad bloque-matriz a aquel bloque separado por fracturas y cuya forma depende de la orientación de las mismas y puede dar como resultado una unidad cúbica, prismática o tabular, o incluso alguna otra como en el caso de algunos afloramientos que mostraron hasta 4 familias de discontinuidades (AcPc, Acb14) (Figura 9). La densidad de fracturamiento está totalmente asociada al espaciamiento entre discontinuidades y en los afloramientos descritos, el rango fue de 2 cm a 400 cm lo que arroja heterogeneidad alta en esta variable. Hay una característica importante en los resultados obtenidos en cuanto a los afloramientos donde se reconocieron 4 familias de discontinuidades y está relacionado a la persistencia pues estas muestran los rangos más altos de entre 1 y a 20 metros y una rugosidad alta, además de que ambas en alguna de las familias (k_i), mostraron algún relleno. En cuanto al coeficiente de rugosidad JRC, los valores que se obtuvieron como promedio de las mediciones llevadas a cabo para cada una de las familias identificadas, es probable que dado sus valores altos en la mayoría de grupo de fracturas, el flujo de agua a través de esta se haga de forma turbulenta. Igualmente, la variable de rugosidad ocupa un importante lugar dentro del flujo de agua a través de un macizo fracturado pues mientras más alto es su valor se da una reducción en la conductividad hidráulica (K) (Singhal & Gupta, 2010), además debe ser tenido en cuenta que la permeabilidad permanece casi constante en profundidad pues si bien hay cambios de apertura de la discontinuidad, no ocurre igual en la intensidad del fracturamiento (Scesi & Gattinoni, 2010).

De acuerdo a los diagrams de contorno, se tiene que la parte de la SMO adyacente a la zona del CCA en la que se tomaron datos de orientación, siguen un patrón donde en general la estratificación k_1 muestra una tendencia NW muy marcada y las otras familias en general tienen una dirección NW y NE. Quiere decir que ya hay establecidas direcciones preferenciales para el flujo de agua a través de estas unidades. Sin embargo, la razón por la que se hizo el levantamiento de datos en esta zona está asociado a dos razones principalmente. La primera es porque tanto el Marmol como el Skarn que han sido descritos en las perforaciones, tienen como protolito, las rocas sedimentarias de la SMO y en segundo lugar, porque las rocas volcánicas producto del CCA constituyen cientos de metros e impiden el acceso a afloramientos a estas rocas metamorfizadas. Adicionalmente, es necesario discutir los datos de fracturamiento extracaldera en el contexto del CCA. Las rocas de la SMO son mesozóicas y el CCA tiene origen en el neógeno, de manera que si se considera que antes de comenzar el CCA, allí se extendía la SMO con el patrón de fracturamiento que se describió, probablemente, los patrones estructurales posteriores hayan atribuido orientaciones y características de discontinuidad diferentes, más aún si se consideran los fluidos hidrotermales que han causado la alteración tanto de estructura porosa como mineralogía original que han incentivado la aparición de arcillas y que probablemente no solo se han instalado en los sistemas porosos sino también en los sistemas de fracturas lo cual puede reducir su permeabilidad.

7.2 Sistema Poroso de la matriz

De las rocas intracaldera (Ac10, Ac66, Ac50 y Ac31) se tiene que el grado de alteración hidrotermal determina en gran medida la eficiencia del sistema poroso. Generalmente, las rocas sin alterar cuentan con un sistema poroso primario, pero como es común en unidades de roca, procesos de origen tectónico, hidrotermal, meteorización entre otros, dan al sistema inicial, unas características secundarias que son decisivas en cuanto a las propiedades físicas, hídricas y mecánicas.

En primer lugar, la roca Ac31 presenta un grado de alteración bastante alto, y se definieron dos sublitologías Ac31a y Ac31b dado que en los análisis primarios se vieron características diferentes como color y tamaño de poro. Esta roca presenta una porosidad total alta, pero con un valor bajo de porosimetría de mercurio debido a que la mayoría de su sistema poroso es de mayor

tamaño al que se mide con esta prueba (0.0064-1100 μm) además los valores de permeabilidad para la roca Ac31a estuvieron entre 41 mD hasta 2200 mD, lo que indica que el proceso de alteración silíceo da características bastante heterogéneas a la roca. Las otras pruebas realizadas y las técnicas a las que se recurrió como rayos X donde mostraron composición igual los bloques Ac31a y Ac31b, permitieron establecer que ambas son de la misma unidad pero que las diferencias en los resultados de los ensayos vienen justificadas por los procesos a los que se vieron sometidas ambas, es acá donde el ensayo de compresión simple ha arrojado información valiosa porque la roca Ac31b es más porosa y efectivamente tiene menos resistencia que Ac31a (porosidad menor). Además, las curvas esfuerzo-deformación confirman la diferencia no solo del porcentaje de porosidad sino también la diferencia en su estructura pues ambas curvas son muy diferentes (Figura 47), la curva de la Ac31b va mostrando colapsos sucesivos de los poros de mayor diámetro. Particularmente, estas rocas cuentan con el mejor sistema poroso para transmitir fluidos pues es muy permeable y desde el punto de vista de las propiedades de las rocas cumple con una de las tres condiciones para que se pueda pensar en un proyecto geotérmico (buena permeabilidad). Además, es de gran interés pensar en si esta característica porosa se extiende a profundidad pues ha sido descrito que en general hay una disminución de la permeabilidad con el aumento de dicha profundidad (Stober & Bucher, 2007).

En cuanto a la roca Ac50, mostró una alta porosidad total, de más de 48.0% pero no tiene la permeabilidad tan alta como sí posee la litología Ac31a. En este sentido, la roca Acb10 es menos porosa y con una permeabilidad similar, se convierte en una unidad que igualmente podría interactuar con los fluidos dadas sus características hídricas.

Es de notoria importancia el ensayo donde se obtiene el coeficiente de absorción de agua por capilaridad (tamaño de poro en rango capilar: 10 μm -1000 μm) pues este es proporcional a la raíz de la permeabilidad ($k^{1/2}$) (Zimmerman & Bodvarsson, 1991) y efectivamente, ilustra bien los valores esperados para la prueba en permeámetro. Particularmente para la roca Ac31, por el tamaño de poro tan grande (centimétrico), es importante anotar que se presenta una relación entre las características de los poros y la cantidad de agua que puede ser alojada en ellos teniendo en cuenta la tensión superficial y dando por hecho que la superficie de la roca es hidrofílica. Los capilares (poros) con un diámetro más pequeño tendrán una capacidad de succión más alta pero una más baja tasa de succión, y contrariamente, los capilares de diámetro más grande, mostrarán velocidad de succión más alta pero una baja capacidad de hacerlo (Benavente, 2005), lo cual otorga a las rocas

diferentes atributos de acuerdo su sistema poroso y toma especial relevancia al momento de ver los resultados para las rocas sedimentarias y las volcánicas alteradas.

En concordancia con la separación que se estuvo haciendo en cada apartado y aunque Ac66 es intracaldera y Acb2 es extracaldera localizada cerca de Chignahuapan, tienen todas sus propiedades con un comportamiento similar, probablemente indicando que otra lava independiente de su ubicación y con una alteración muy leve pudieran tener esas características en sus variables de porosidad, permeabilidad, absorción y evaporación por mencionar solo algunas.

Con respecto a las calizas (Acb3, AcPc, Acb7, AcP2), el comportamiento en sus variables es totalmente distinto respecto de las rocas volcánicas alteradas. De especial interés es el hecho de que su absorción capilar sea tan pobre y que su porosidad conectada y permeabilidad también muestren valores cercanos al cero, y esto es porque en consideración de un macizo rocoso estas unidades actuarían como barreras al flujo de líquidos siempre y cuando las características de las rocas de superficie se extendieran en profundidad, lo cual puede ponerse en entredicho ya que los carbonatos son susceptibles a procesos de disolución y consecuentemente alterar los sistemas porosos. De acuerdo a los resultados obtenidos, la única posibilidad de flujo estaría dada por fracturas y en donde en general se registraron 3 familias de fracturas e incluso hasta 4 en dos afloramientos. En todas las calizas, las imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) dejaron ver que en todos los casos, los poros son microfracturas y difícilmente se ajustan a los modelos convencionales de considerar un poro como un tubo de determinado radio y longitud, más bien, la complejidad es mayor con microestructuras variando tanto en espaciamiento, apertura, sinuosidad y conexión con otros poros y fracturas. Sin embargo, para todas las calizas, los valores arrojados por el porosímetro de mercurio ($\phi_{Hg} < 1.0\%$) se ajustan bien cuando se comparan con sus porosidades a presión atmosférica y total ($\phi_{c-atm} < 1.0\%$, $\phi_t < 2.0\%$) y también con la capilaridad ($< 1.0 \text{ g/m}^2\text{s}^{0.5}$). Particularmente para la permeabilidad de estas calizas, todas tienen valores iguales o menores a 0.003 mD, de ahí que desde el punto de vista geotérmico, se necesitaría un mejoramiento hidráulico porque cuando la permeabilidad es menor a 1.0 mD, se hace difícil la producción económica del reservorio (Hofmann et al., 2014). A partir de la descripción de las rocas de los pozos EAC-1 y EAC-2, se ha determinado que las rocas sedimentarias han sufrido procesos metamórficos (térmico y metasomatismo) al punto de clasificarlas como Mármol y Skarn. Un ejemplo que se encuentra al sureste del CCA es el campo geotérmico Los Humeros donde el basamento está constituido por rocas sedimentarias (Carrasco-Núñez, López-Martínez, Hernández,

& Vargas, 2017), con permeabilidades entre 0.001 mD en aproximadamente 1100 metros de profundidad hasta 3.83 mD a 2800 metros de profundidad (Aragón-Aguilar, Izquierdo-Montalvo, López-Blanco, & Arellano-Gómez, 2017), además El Skarn hace parte de las 3 zonas minerales reconocidas en el campo geotérmico Los Humeros (Martínez-Serrano, 2002), esto muestra que es posible el desarrollo de proyectos de este tipo en estas litologías. En cuanto a los datos obtenidos, las calizas arrojan en su mayoría porosidades de mercurio $\phi_{Hg} < 1.0\%$, sin embargo se han reportado para Skarn porosidades totales de hasta 8.0% (Kim, Shin, Shin, Nam, & Park, 2015) y para mármoles, menores al 2.0% (Wahab, Gouda, & Ibrahim, 2019). De manera que lo que se ha denominado mármol bajo la caldera de Acoculco puede tener valores similares a los obtenidos, sin embargo no se pudiera decir lo mismo de las unidades definidas como Skarn.

8 Conclusiones

- Las alteraciones hidrotermales que han afectado las rocas volcánicas estudiadas, particularmente las que corresponden a la lava riolítica El Pedernal (Ac31a y Ac31b) y la lava andesítica de Cuatlolulco (Ac50), han alterado sus sistemas porosos (conectados y no conectados) favoreciendo los valores de permeabilidad, razón por la cual puede afirmarse que a través de ambas unidades puede darse interacción con el agua (paso de fluido o almacenamiento).
- A pesar de que la Sierra Madre Oriental ha sido definida como *fault and thrust belt*, los procesos descritos en las secciones delgadas de las rocas carbonatadas como crenulación y fracturamiento, sumado a los resultados de las pruebas de laboratorio, se considera que no hay tanta repercusión sobre las propiedades físicas e hídricas de las rocas estudiadas puesto que procesos secundarios como precipitación han llevado a que todas estas microestructuras sean rellenadas con otros minerales (en su mayoría carbonatos o arcillas).
- Cuando se habló de unidad bloque-matriz durante el capítulo de descripción de fracturamiento en macizo rocoso se llegó a hablar de permeabilidad (k) y conductividad hidráulica (K) de las fracturas. Con los resultados de las calizas de Chignahuapan, se ha verificado que la validez de este modelo sí aplica pues dichas rocas sedimentarias, efectivamente son impermeables y la única forma de flujo a través sería por las fracturas, en ningún momento a través de la matriz o equivalentemente, a nivel de poros. Adicionalmente, esto indica que a pesar de que las formaciones del área tengan algunas edades diferentes comprendidas entre el Jurásico y Cretácico, sus propiedades físicas e hídricas no dependen de la génesis ni de la edad sino más bien de los procesos posteriores que han tenido lugar.
- La técnica de Microscopía por Barrido Electrónico permite saber la morfología de los poros como también el radio. Sin embargo, se puede afirmar de acuerdo con las imágenes obtenidas que las características que dominan en el macizo rocoso tienen su similar en microescala porque se presentan patrones de apertura (radio de poro-fractura), forma de la fractura (sinuosa, recta, conectada entre otras), espaciamiento, persistencia, relleno (que en el caso de las calizas juega un papel fundamental para atribuir porosidad casi nula). De manera que estas características continúan, aunque cambia la escala.

-
- Los datos estructurales que se tomaron y su posterior representación en diagramas de contorno, significan un patrón de fracturamiento dominante lo cual fue bastante claro en la zona extracaldera ya que allí se tomaron muchas más orientaciones de fracturas (más de 250). La familia de fractura tomada como estratificación k_1 arrojó una dirección preferencial NW-SE, como también se vieron preferencias en las demás familias con lo cual puede sostenerse que dadas las condiciones de apertura (principalmente) habrá un flujo preferencial a través de las unidades calcáreas.
 - Para definir más apropiadamente las características hídricas de una unidad, en este caso las de más interés que son las intracaldera (Ac50, Acb10, Ac31), lo indicado sería tener datos de superficie y profundidad, como se mencionó en la discusión la presión litostática e incluso la alteración hidrotermal puede cambiar de forma considerable a escala local (metros) y modificar el sistema poroso.
 - La investigación sobre las propiedades de las rocas que hacen parte del CCA y fuera de él pueden ser un valioso aporte en términos de Geotermia pues las propiedades estudiadas ya fueran físicas e hídricas, juegan un papel determinante en los reservorios geotérmicos porque se sabe la característica fundamental que es la permeabilidad y cómo va a ser la interacción con el agua y con los gases en el caso de que el comportamiento de la roca en superficie sea similar mientras aumenta la profundidad.

Referencias

- American Society for Testing and Materials -ASTM-. (2013). *ASTM D4525-13e2: Standard Test Method for Permeability of Rocks by Flowing Air*. West Conshohocken, Pennsylvania: ASTM.
- American Society for Testing and Materials -ASTM-. (2014). *ASTM D7012 - 14: Standard Test Methods for Compressive Strength and Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens under Varying States of Stress and Temperatures*. West Conshohocken, Pennsylvania: ASTM.
- Aragón-Aguilar, A., Izquierdo-Montalvo, G., López-Blanco, S., & Arellano-Gómez, V. (2017). Analysis of heterogeneous characteristics in a geothermal area with low permeability and high temperature. *Geoscience Frontiers*, 8(5), 1039–1050. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.10.007>
- Asociación Española de Normalización y Certificación -AENOR-. (1999). *UNE-EN 1925: métodos de ensayo para piedra natural: determinación del coeficiente de absorción de agua por capilaridad*. Madrid: AENOR.
- Asociación Española de Normalización y Certificación -AENOR-. (2002). *UNE-EN 13755: métodos de ensayo para piedra natural: determinación de la absorción de agua a presión atmosférica*. Madrid: AENOR.
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., ... Benowitz, J. (2019). Geology of the late Pliocene – Pleistocene Aocolco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8–18. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1531075>
- Barton, N., & Choubey, V. (1977). The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. *Rock Mechanics*, 10(1–2), 1–54. <https://doi.org/10.1007/BF01261801>
- Barton, N., & Freitas, E. (1997). Joint aperture and roughness in the prediction of flow and groutability of rock masses. *Rock Mechanics & Mining Sciences*, 34(3–4), 252.e1-252.e14. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(97\)00081-6](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(97)00081-6)
- Benavente, D. (2005). Propiedades físicas y utilización de rocas ornamentales. In Sociedad Española de Mineralogía (Ed.), *Utilización de Rocas y Minerales Industriales* (1st ed., pp. 125–153). Alicante: Universiadd de Alicante-Laboratorio de Petrología Aplicada.
- Benavente García, D. (2002). *Modelización y estimación de la durabilidad de materiales pétreos porosos frente a la cristalización de sales*. (Tesis doctoral). Universidad de Alicante, Facultad de Ciencias, Alicante.
- Bourbie, T., & Zinszne, B. (1985). Hydraulic and acoustic properties as a function of porosity in Fontainebleau Sandstone. *Journal of Geophysical Research*, 90(B13), 11524–11532. <https://doi.org/10.1029/JB090iB13p11524>

- Browne, P. (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229–250. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.06.050178.001305>
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R. M., Franco, S. I., ... López-Hernández, A. (2010). A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(1–2), 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.01.010>
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., ... Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*, 53, 154–165. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.05.012>
- Canet, C., Trillaud, F., Prol-Ledesma, R. M., González-Hernández, G., Peláez, B., Hernández-Cruz, B., & Sánchez-Córdova, M. M. (2015). Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.019>
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., & Vargas, V. (2017). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.001>
- Choquette, P., & Pray, L. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54(2), 207–250.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks; a symposium* (pp. 108–121). Tulsa, United States: American Association of Petroleum Geologists.
- Eguiluz, S., Aranda, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26.
- English, J. M., & Johnston, S. T. (2004). The Laramide Orogeny : What Were the Driving Forces? *International Geology Review*, 46(9), 833–838. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.833>
- Farquharson, J., Heap, M. J., Varley, N. R., Baud, P., & Reuschlé, T. (2015). Permeability and porosity relationships of edifice-forming andesites: A combined field and laboratory study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297, 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.016>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>

- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Fort, R. (1996). El agua en los materiales pétreos: comportamiento hídrico. In F. Mingarro (Ed.), *Degradación y conservación del patrimonio arquitectónico* (1st ed., pp. 237–248). Madrid: Editorial Complutense.
- Frolova, J., Ladygin, V., Rychagov, S., & Zukhubaya, D. (2014). Effects of hydrothermal alterations on physical and mechanical properties of rocks in the Kuril–Kamchatka island arc. *Engineering Geology*, 183, 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.10.011>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., ... Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 240–255. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.005>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133–150.
- García-Tovar, G., Martínez-Serrano, R., Solé, J., Correa-Tello, J. C., Núñez-Castillo, E. Y., & Guillou, H. (2015). Geología, geocronología y geoquímica del vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Apan-tecomulco. Faja Volcánica Trans-Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 100–122.
- Geyer, A., & Martí, J. (2009). Stress fields controlling the formation of nested and overlapping calderas: Implications for the understanding of caldera unrest. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(3–4), 185–195. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.018>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227–283.
- Griffiths, L., Heap, M. J., Wang, F., Daval, D., Gilg, H. A., Baud, P., ... Genter, A. (2016). Geothermal implications for fracture-filling hydrothermal precipitation. *Geothermics*, 64, 235–245. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.06.006>
- Gudmundsson, A. (2011). *Rock Fractures in Geological Processes* (1st ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Heap, M. J., Kennedy, B. M., Farquharson, J. I., Ashworth, J., Mayer, K., Letham-Brake, M., ... Dingwell, D. B. (2017). A multidisciplinary approach to quantify the permeability of the Whakaari/White Island volcanic hydrothermal system (Taupo Volcanic Zone, New Zealand). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 332, 88–108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.12.004>
- Heap, M. J., Reuschlé, T., Baud, P., Renard, F., & Iezzi, G. (2018). The permeability of stylolite-bearing limestone. *Journal of Structural Geology*, 116, 81–93.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.08.007>

- Hofmann, H., Blöcher, G., Börsing, N., Maronde, N., Pastrik, N., & Zimmermann, G. (2014). Potential for enhanced geothermal systems in low permeability limestones - stimulation strategies for the Western Malm karst (Bavaria). *Geothermics*, *51*, 351–367. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.03.003>
- International Society for Rock Mechanics -ISRM-. (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, *15*, 319–368.
- International Society for Rock Mechanics -ISRM-. (1981). *Rock characterization, testing & monitoring: ISRM suggested methods*. (T. Brown, Ed.) (1st ed.). Oxford: Pergamon Press.
- Jones, J. M. R., & Kretzschmar, T. G. (2017). The Mexican Center of Innovation in Geothermal Energy, CeMIE-Geo: Challenges and Opportunities. *Procedia Earth and Planetary Science*, *17*, 905–908. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2017.01.013>
- Kim, E. J., Shin, D., Shin, S., Nam, H. T., & Park, S. (2015). Skarn zonation and rock physical properties of the Wondong Fe-Pb-Zn polymetallic deposit, Korea. *Geosciences Journal*, *19*(4), 587–598. <https://doi.org/10.1007/s12303-015-0017-2>
- Le Maitre, R. W. (2002). *Igneous Rocks, a classification and glossary terms*. (R. Le Maitre, Ed.) (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Lee, C., & Farmer, I. (1993). *Fluid Flow in Discontinuous Rocks* (1st ed.). London: Springer Netherlands.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., & Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acocolco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, *38*(3), 279–293. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.05.001>
- Martínez-Serrano, R. G. (2002). Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Geothermics*, *31*(5), 579–612. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(02\)00015-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(02)00015-9)
- Melgarejo, J., Proenza, J., Galí, S., & Lovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, *62*, 1–23.
- Mordensky, S. P., Villeneuve, M. C., Kennedy, B. M., Heap, M. J., Gravley, D. M., Farquharson, J. I., & Reuschlé, T. (2018). Physical and mechanical property relationships of a shallow intrusion and volcanic host rock, Pinnacle Ridge, Mt. Ruapehu, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *359*, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.05.020>
- Pasquare, G., Vezzoli, L., & Zanchi, A. (1987). Morphological and Structural Model of Mexican

- Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(2), 159–175.
- Peiffer, L., Bernard-Romero, R., Mazot, A., Taran, Y. A., Guevara, M., & Santoyo, E. (2014). Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂-CH₄-H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.019>
- Scesi, L., & Gattinoni, P. (2010). *Water Circulation in Rocks* (1st ed.). Dordrecht: Springer.
- Siegesmund, S., & Dürrast, H. (2001). Physical and Mechanical Properties of Rocks. In S. Siegesmund & R. Snethlage (Eds.), *Stone in Architecture* (4th ed., pp. 97–225). Berlin: Springer.
- Singhal, B., & Gupta, R. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks* (2nd ed.). Heidelberg: Springer.
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau, M., & Pérez, J. (2018). The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 288–306. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.002>
- Stober, I., & Bucher, K. (2007). Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal*, 15(2), 213–224. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0094-4>
- Streckeisen, A. (1978). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie*, 134, 1–14.
- Toth, A., & Bobok, E. (2015). *Flow and Heat Transfer in Geothermal Systems: Basic Equations for Describing and Modelling Geothermal Phenomena and Technologies* (1st ed.). Amsterdam: Elsevier.
- Viggiano-Guerra, J. C., Flores Armenta, M., & Ramírez, G. (2011). Evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Pue., México: un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones. *Geotermia*, 24, 14–21.
- Wahab, G. M. A., Gouda, M., & Ibrahim, G. (2019). Study of physical and mechanical properties for some of Eastern Desert dimension marble and granite utilized in building decoration [in press]. *Ain Shams Engineering Journal*, 10(4), 907–915. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2019.07.003>
- Witherspoon, W., Wang, J., Iwai, K., & Gale, J. (1980). Validity of Cubic Law for Fluid Flow in a Deformable Rock Fracture. *Water Resources Research*, 16(6), 1016–1024. <https://doi.org/10.1029/WR016i006p01016>
- Zarrouk, S. J., & McLean, K. (2019). *Geothermal Well Test Analysis: Fundamentals, Applications and Advanced Techniques* (1st ed.). London: Elsevier.

Zhang, L. (2017). *Engineering Properties of Rocks*. (A. Wolff, Ed.) (2nd ed.). Cambridge: Elsevier.

Zimmerman, R., & Bodvarsson, G. (1991). A Simple Approximate Solution for Horizontal Infiltration in a Brooks-Corey Medium. *Transport in Porous Media*, 6(2), 195–205. <https://doi.org/10.1007/BF00179281>