



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Características de las Brechas
Hidrotermales del Prospecto
Mineralizado Diatrema Zacatlán,
Puebla, México.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Juan Daniel Pérez Bravo

DIRECTORA DE TESIS

Mtra. Edith Fuentes Guzmán



Ciudad Universitaria, CD. MX., 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

AGRADECIMIENTOS

Mi más sincero agradecimiento a mi directora de tesis, M. en C. Edith Fuentes Guzmán, por sugerirme este tema, por su paciencia, conocimiento y calidez humana para guiarme en la elaboración de este trabajo.

A los Ingenieros Alfredo Victoria Morales, Marco Antonio Rubio Ramos; los doctores Augusto Antonio Rodríguez Díaz y Enrique Alejandro González Torres, por el tiempo que dedicaron a revisar mi trabajo, por sus comentarios y observaciones.

Al Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por su tiempo y ayuda en el procesamiento de las imágenes, realizadas a partir del microscopio óptico.

Al Instituto de Geología por el soporte técnico que me permitió desarrollar este trabajo en sus instalaciones.

A la UNAM, mi segunda casa, por las enseñanzas, por el crecimiento personal, por los momentos vividos y los sueños. A la Facultad de Ingeniería de la UNAM, a mis profesores, por la formación profesional transmitida.

A mis amigos, por las memorias, las risas y su apoyo, por los que aún están y por los que partieron.

A mis hermanas, por su cariño, apoyo y por nunca dejarme solo.

A mi madre por su apoyo a pesar de las dificultades, por darme la oportunidad, de continuar este camino ¡¡Gracias!!

Y ti papá, sé que te hubiera encantado verme finalizar este objetivo, gracias, algún día nos volveremos a ver y podré abrazarte de nuevo.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	4
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	5
OBJETIVOS.....	5
<i>Generales</i>	5
<i>Específicos</i>	5
LOCALIZACIÓN	5
<i>Fisiografía</i>	5
<i>Localización del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán</i>	7
ANTECEDENTES.....	7
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.....	9
TERMINOLOGÍAS	9
DEFINICIÓN.....	11
PROCESOS DE FRAGMENTACIÓN	11
TERMINO COLOQUIAL	15
TERMINO DESCRIPTIVO.....	17
<i>Componentes</i>	17
<i>Granulometría</i>	20
<i>Organización Interna</i>	21
<i>Alteración</i>	23
<i>Geometría</i>	25
TERMINOLOGÍA GENÉTICA.....	26
<i>Clasificación Primaria</i>	26
<i>Clasificación secundaria</i>	28
CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO.....	57
GEOLOGÍA REGIONAL	57
<i>Paleozoico</i>	
<i>Pérmico</i>	58
<i>Mesozoico</i>	
<i>Triásico</i>	58
<i>Jurásico</i>	58
<i>Cretácico</i>	61
<i>Paleógeno</i>	64
<i>Cenozoico</i>	
<i>Neógeno</i>	64
<i>Cuaternario</i>	65
MARCO TECTÓNICO	67
GEOLOGÍA LOCAL.....	68
CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA DE CLASIFICACIÓN DE BRECHAS.....	78

CAPÍTULO V. RESULTADOS.....	83
PETROGRAFÍA.....	83
DISCUSIÓN.....	99
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES.....	101
REFERENCIAS	103
ANEXO A.....	109
ANEXO B.....	130

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. COMPARACIÓN DE CLASIFICACIONES, MODIFICADO DAVIES (2002)	10
TABLA 2. PROCESOS DE FRAGMENTACIÓN. (DAVIES,2002).....	12
TABLA 3. CLASIFICACIÓN DE ROCAS GENERADOS POR FALLAS (SIBSON,1986)	56
TABLA 4. CLASIFICACIÓN DE BRECHAS, PRIMARIA, SECUNDARIA Y PROCESOS DE FRAGMENTACIÓN (MODIFICADO DAVIES, 2005).80	
TABLA 5. COMBINACIÓN IDEAL PARA OBTENER UN NOMBRE DE CLASIFICACIÓN DE BRECHA	81

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. PROVINCIAS FISIGRÁFICAS DE MÉXICO Y UBICACIÓN DE ZACATLÁN, PUEBLA. ADAPTADO DE INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA, GEOGRAFÍA E INFORMÁTICA (INEGI, S.F)	6
FIGURA 2. A) BRECHA DE TEJAS O LAJA. B) BRECHA CRAQUELADA O CON GRIETAS, C) BRECHA DE MOSAICO/ROMPECABEZAS, D) BRECHA FLUIDA, E) BRECHA DIQUE DE GUIJARROS, F) BRECHA DE CLASTOS FLOTANTES. G) BRECHA DE CONTACTO O ARRASTRE, H) BRECHA DE MATRIZ MOLIDA, I) BRECHA DE RELLENO (CORBETT, 2017).....	16
FIGURA 3. RELACIÓN ENTRE RELLENO CLÁSTICO, QUÍMICO E ÍGNEO (JACKSON, 2008).	19
FIGURA 4. PROPORCIÓN DE FRAGMENTOS, RELLENO CLÁSTICO Y RELLENO QUÍMICO (WOODCOCK ET AL., 2006) MODIFICADO. ..	22
FIGURA 5. ORGANIZACIÓN INTERNA CRAQUELADO-MOSAICO-CAÓTICO (WOODCOCK ET AL., 2006) MODIFICADO.	23
FIGURA 6. ALTERACIÓN PRE, SIN Y POST BRECHA. A) VETILLAS QUE SE TRUNCAN EN LOS MÁRGENES DEL CLASTO, B) DIFERENTES TIPOS DE ALTERACIÓN YUXTAPUESTOS, C) MÁRGENES ROTOS DE CLASTOS ALTERADOS, D) CLASTOS CON HALOS DE ALTERACIÓN, E) CLASTOS RECUBIERTOS DE MINERALES HIDROTERMALES, F) ALTERACIÓN QUE MODIFICA EL RELLENO CLÁSTICO, G) CORTES TRANSVERSALES POR VETILLAS, H) MINERALES HIDROTERMALES QUE OCUPAN ESPACIO ABIERTOS, I) CLASTOS DE BRECHAS O FRAGMENTOS DE VETAS EN BRECHA. (JACKSON, 2008).	24
FIGURA 7. CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE BRECHAS (DAVIES ET AL., 2000).	27
FIGURA 8. MODELO CONCEPTUAL PARA BRECHAS MAGMÁTICAS-HIDROTERMALES (CORBETT AND LEACH, 1998).	33
FIGURA 9. A) BRECHA DE TEJAS CARACTERIZADA POR CLASTOS ALARGADOS PARALELOS CON RELLENO DE TURMALINA, MT TERRIBLE, AUSTRALIA. B) BRECHA DE TEJAS DIVIDIDA A MEDIDA QUE LOS CLASTOS SE SEPARAN CON UN MAYOR RELLENO DE MATRIZ DE TURMALINA, MT TERRIBLE, AUSTRALIA. (CORBETT AND LEACH, 1998).....	34
FIGURA 10. MODELO CONCEPTUAL DE DIATREMA, BRECHA FREATOMAGMÁTICA (CORBETT AND LEACH, 1998)	38
FIGURA 11. DIBUJO ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA LA EVOLUCIÓN DE UN VOLCÁN MAAR-DIATREMA MEDIANTE EL CONTROL DE LA PRESIÓN DE CONFINAMIENTO, SUPONIENDO UNA DISPONIBILIDAD RESTRINGIDA DE AGUA SUBTERRÁNEA Y, POR LO TANTO, LA FORMACIÓN DE UN CONO DE DEPRESIÓN DURANTE LA ACTIVIDAD FREATOMAGMÁTICA (LORENZ, 1986).....	39
FIGURA 12. ESQUEMA DE LAS ZONAS DE UNA DIATREMA, MODIFICADO DE WHITE AND ROSS, (2011).....	41

FIGURA 13. REPRESENTACIÓN IDEALIZADA DE UNA ESTRUCTURA DE TUBERÍA DE BRECHA FREATOMAGMÁTICA. SE OBSERVAN DIFERENTES TIPOS DE BRECHAS Y SU ÁREA DE DISTRIBUCIÓN. MODIFICADO DE TĂMAŞ AND MILÉSI, (2002).	44
FIGURA 14. BOCETOS QUE MUESTRAN VARIAS "ASPECTOS" DEL CUERPO DE DIATREMA. (1-BRECHAS CRAQUELADAS CON ESPACIOS ABIERTOS; 2-BRECHAS DE ROMPECABEZAS Y BRECHAS ROTACIONALES; 3- BRECHA DOMINADO POR FRAGMENTOS GRUESOS; 4-BRECHAS SOPORTADO POR RELLENO CLÁSTICO; 5) DEPÓSITOS DE OLEADAS PIROCLÁSTICAS. MODIFICADO DE TĂMAŞ AND MILÉSI, (2002).....	45
FIGURA 15. CONTROL MINERAL INDUCIDO POR ESTRUCTURAS DE BRECHAS FREATOMAGMATICAS, DIATREMA. MODIFICADO DE BAKER ET AL., (1986).	46
FIGURA 16. MODELO CONCEPTUAL DE LA FORMACIÓN DE BRECHAS FREÁTICAS (CORBETT & LEACH, 1998).....	47
FIGURA 17. RELACIÓN DE CLASIFICACIONES DE BRECHA FREÁTICAS.....	49
FIGURA 18. RELACIÓN ENTRE LAS BRECHAS FREÁTICAS Y FREÁTICAS RELACIONADAS A PÓRFIDOS. OBSÉRVESE EL SECTOR PROSPECTIVO IMPORTANTE QUE QUEDA POR FUERA DE LA BRECHA EN EL CASO QUE ESTA SEA POSTMINERALIZACIÓN. (SILLITOE, S.F).....	51
FIGURA 19. MODELO ROCAS DE FALLA (SIBSON, 1977).	53
FIGURA 20. SISTEMA DE FALLAS MARCADO POR TRAMOS RECTOS (DESGASTE), MOVIMIENTOS QUE RESTRINGEN (APLASTAMIENTO) Y MOVIMIENTOS QUE SE LIBERAN (IMPLOSIÓN). (SIBSON, 1986)	54
FIGURA 21. UNIDADES GEOCRONOLÓGICAS DEL PALEOZOICO AL MESOZOICO, DE LOS ALREDEDORES DE LA ZONA DE ESTUDIO (YÁÑEZ-GARCÍA Y GARCÍA-DURÁN, 1982).	57
FIGURA 22. TABLA GEOCRONOLÓGICA DEL CENOZOICO DE LOS ALREDEDORES DE LA ZONA DE ESTUDIO (YÁÑEZ-GARCÍA Y GARCÍA-DURÁN, 1982).	63
FIGURA 23. MAPA REGIONAL, ZACATLÁN PUEBLA. ADAPTADO DE LA CARTA GEOLÓGICO-MINERA, ZACATLÁN E14-B14 (SGM, 1998).....	66
FIGURA 24. PROSPECTO MINERALIZADO DIATREMA ZACATLÁN, PUEBLA. TOMADO DE FUENTES GUZMÁN, (2018).	68
FIGURA 25. CALIZAS Y LUTITAS EN BANDAS, CORRELACIONADAS CON LA FORMACIÓN AGUA NUEVA, (PARRILLA, 2010).	69
FIGURA 26. LIMOLITA Y LUTITA PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN MÉNDEZ, CON DIQUE DE DIORITA ENTRE ESTRATOS, (URIBE LUNA, 2010).	70
FIGURA 27. PLIEGUE ASIMÉTRICO, ISÓPACO Y PARALELO. CALIZAS Y LUTITAS LAMINARES, CORRELACIONADAS CON LA FORMACIÓN AGUA NUEVA, (URIBE LUNA, 2010).....	71
FIGURA 28. BRECHA Y TOBA LÍTICA DACITICA DE LA ZONA DE POTLAXCO, (URIBE LUNA, 2010).	72
FIGURA 29. BRECHA EN LA ZONA DE POTLAXCO, (PARRILLA, 2010).	73
FIGURA 30. BRECHA Y TOBA LÍTICA DACITICA CON FRAGMENTOS DE ARENISCA, CALIZA, LIMOLITA, PEDERNAL Y TOBA RIODACITICA, PARCIALMENTE PIROCONSOLIDADA Y CON OXIDACIÓN DE LA MATRIZ VITROCRIALINA. LOCALIDAD DE POTLAXCO, (PARRILLA, 2010; URIBE LUNA, 2010).....	73
FIGURA 31. BRECHA Y TOBA LÍTICA DACITICA DE LA ZONA DE POTLAXCO, (URIBE LUNA, S.F.)	74
FIGURA 32. GRANODIORITA DE BIOTITA CON FRACTURAMIENTO INTENSO, SUB PARALELO Y SISTEMÁTICO, (URIBE LUNA, 2010).74	
FIGURA 33. PEÑA DEL ÁGUILA, (PARRILLA, 2010).	75
FIGURA 34. GRANODIORITA DE BIOTITA, ALTERACIÓN POTÁSICA, (URIBE LUNA, 2010).	75
FIGURA 35. TOBA LÍTICA RIODACITICA, (URIBE LUNA, 2010).....	76
FIGURA 36. TOBA DE LAPILLI CON RESTOS DE PLANTAS.....	77
FIGURA 37. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO.	77
FIGURA 38. MICROSCOPIO PETROGRÁFICO ZEISS-PRIMOTECH	82
FIGURA 39. A) MUESTRA PRZ-001-15-01, CLASTOS DE DACITA (DAC), CUARZO (Qz), PLAGIOCLASAS (PLG); CON ALTERACIONES DE SERICITA (SER) Y CARBONATOS (Cb) B) MUESTRA PRZ-001-15-02, CON CLASTOS DE CALIZA(CAL), DACITA (DAC), GRANODIORITA (GRD), CUARZO (Qz), PLAGIOCLASAS (PLG), CON ALTERACIONES DE CLORITA (CHL), SERICITA (SER) Y CARBONATOS (Cb). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.....	84

FIGURA 40. MUESTRA PRZ-003-16-01, CALIZA(CAL), CALCITA (Cb), CLASTO RE-BRECHADO (RBRCH), CLASTO CON DESTRUCCIÓN TEXTURA (CDST), PASTA MICROLÍTICA (PM). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.....	86
FIGURA 41. MUESTRA PZR-03-16-02 CON CLASTOS DE DACITA (DAC), CALIZA (Cz), SE OBSERVA VETILLAS TRUNCADAS (PRE-BRECHAMIENTO) DE CARBONATOS, ASÍ COMO DOLOMITIZACIÓN. IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.	88
FIGURA 42. MUESTRA PZR-03-16-02 CON HALOS DE ALTERACIÓN PROPILITICA, CRISTALOCLASTOS DE CUARZO (Qz), CLASTOS DE CALIZA TIPO MUDSTONE, CLASTOS CON REEMPLAZAMIENTOS DE CARBONATOS. IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.....	89
FIGURA 43. MUESTRA PRZ-003-19-01 CON CRISLALOCLASTOS DE CUARZO (Qz), CLASTOS ÍGNEOS Y CLASTOS CON REEMPLAZAMIENTOS DE CARBONATOS. IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.....	90
FIGURA 44. MUESTRA PRZ-003-19-02 CON CRISLALOCLASTOS DE CUARZO (Qz), CLASTOS DE TOBA (Tb) Y CLASTOS CON REEMPLAZAMIENTOS DE CARBONATOS. (Cz). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.	91
FIGURA 45. MUESTRA PRZ-004-15-02 CON CRISLALOCLASTOS DE Qz Y PLG, CLASTOS DE DACITA (DAC), CLASTOS DE CALIZA (Cz) Y CLASTOS CON REEMPLAZAMIENTOS DE CARBONATOS. (Cz). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS JUNTO A UN DIAGRAMA DE LA MUESTRA.	93
FIGURA 46. MUESTRA PRZ-004-18-01 CON CRISTALOCLASTOS DE CUARZO (Qz) Y PLAGIOCLASAS (PLG), CLASTOS DE DACITA (DAC), ANFIBOL (Am), CLASTOS CON REEMPLAZAMIENTOS DE CARBONATOS (Cz). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS Y DIAGRAMA DE LA MUESTRA.....	94
FIGURA 47. MUESTRA PRZ-004-18-03 CON CRISLALOCLASTOS DE CUARZO (Qz), FELDEPATOS POTÁSICOS (FELD) Y PLAGIOCLASAS(PLG), CLASTOS DE DACITA (DAC), CLASTOS ALTERADOS(Cz). IMÁGENES DE MICROSCOPÍA PETROGRÁFICA DE LUZ TRANSMITIDA CON, NICOLES PARALELOS, NICOLES CRUZADOS.....	95
FIGURA 48. UBICACIÓN DEL GRUPO I EN ESQUEMA DE DIATREMA.	96
FIGURA 49. UBICACIÓN DEL GRUPO II EN ESQUEMA DE DIATREMA	97
FIGURA 50. UBICACIÓN DEL GRUPO III EN ESQUEMA DE DIATREMA	98

RESUMEN

El estudio de brechas hidrotermales de asociación ígnea representa un tema complejo dada la variedad de formas, procesos de formación y su papel en la mineralización de yacimientos magmático-hidrotermales. Su identificación, descripción e interpretación permiten descubrir y delimitar zonas de interés para finalmente extraer minerales de valor económico. El sistema actual de clasificación de brechas hidrotermales genera cierta confusión, debido a una combinación de términos genéticos, descriptivos, morfológicos y texturales.

Este trabajo se basa en la recopilación de información descriptiva no genética, junto con un esquema de clasificación genética general y puntualiza un enfoque sistemático para describir e interpretar muestras de brechas hidrotermales. Se identifican los diferentes tipos de brechas a través de sus procesos de formación y se explica su papel en la génesis de determinados depósitos minerales. La clasificación propuesta se basa de un sistema de cuatro pasos: 1) Descripción en términos de geometría, tamaño de grano, componentes (clastos, tipo de relleno y espacios abiertos), organización interna y alteración, 2) Definición de facies, 3) Asociación de facies y, 4) Clasificación genética. La clasificación genética se basa en el mecanismo principal de fragmentación para generación de clastos (tectónico, hidrotermal, magmático o volcánico).

Un formato de descripción se creó, como una herramienta de enfoque sistemático, el cual se implementó en muestras del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán, Puebla. El área de estudio se ubica en la parte norte del estado de Puebla, en los límites de la Sierra Madre Oriental, provincia fisiográfica que se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias del Jurásico-Cretácico, intrusionadas por diques, stocks y cuellos volcánicos de composiciones intermedias a ácidas del sector oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Con base en la metodología antes mencionada, esta tesis proporciona las características descriptivas de cada brecha, sus asociaciones de facies, distribuciones espaciales e interpretación de su origen. En consecuencia, se interpreta que la asociación de facies de brecha tiene un origen freatomagmático. A partir de los datos obtenidos se propusieron tres facies, correlacionadas con la parte central de la Diatrema Zacatlán, en la zona inferior. Esta zona se caracteriza por la mezcla de clastos de diversos orígenes y una organización

caótica. De la misma manera, las facies muestran un cambio gradual a clastos solo de origen ígneo.

ABSTRACT

The study of hydrothermal breccias poses a complex problem, considering the variety of forms, the processes of formation, and their role in the mineralization of magmatic-hydrothermal deposits. The identification, description, and interpretation allow the discovery, delimitation, and extraction of minerals of economic interest. However, the classification of hydrothermal breccias is confusing, due to a combination of genetic, descriptive, textural, and morphological terms.

This document presents a systematic approach to describing and interpreting breccia samples, based on the collection of nongenetic descriptive information, as well as a general genetic classification scheme. The aim is to identify the various types of breccias through their formation processes and thus explain their role in mineral deposits. The classification involves a four-step system: 1) Describe in terms of geometry, grain size, components (clasts, open spaces, and fill), internal organization and hydrothermal alteration, 2) Definition of facies, 3) Facies association, and 4) Genetic classification. Genetic classification is based on the primary rifting mechanism (tectonic, hydrothermal, magmatic, or volcanic), although breccias may be attributed to one or more of these processes.

A descriptive format was developed as a tool and applied to samples from Zacatlán mineral deposit in Puebla. The study area is northern to the state of Puebla, in Sierra Madre Oriental, is characterized by Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks, intruded by dikes, stocks, and volcanic pipes of intermediate to acidic compositions, with the limits of Transmexican Volcanic Belt.

This thesis provides the descriptive features of each breccia, their facies associations, their spatial distributions, and the interpretation of their origin, according to the above methodology. Therefore, the origin of the breccia facies association is interpreted as phreatomagmatic. Based on the data obtained, three facies were suggested, corresponding to the central part of the Diatreme Zacatlán, in the lower diatreme zone. This area is characterized by a mix of clasts of diverse origins and chaotic organization. In the same way, the facies show a gradual change to clasts only of igneous origin.

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

Las brechas hidrotermales se consideran una guía para la exploración minera, dado que sus características espaciales y geométricas proporcionan sitios preferenciales para una potencial mineralización de alta ley. Esto es debido a que, en parte, su alta permeabilidad, es propicia para la circulación progresiva de fluidos mineralizantes y por ende a la precipitación y concentración de iones metálicos (Sillitoe, 1985), o también, suelen ser barreras que causan la acumulación de fluidos mineralizantes, dependiendo de la génesis, ambiente y tiempo en relación con la mineralización (Burnham, 1979, 1985; Bushnell, 1988; Serrano *et al.*, 1996; Sillitoe, 1985). La caracterización, descripción e interpretación correcta de brechas puede ser primordial para el descubrimiento, delineación y extracción minerales de interés económico (Cooke and Davies, 2000) y dado que cada localidad aloja litologías, fracturas, fuente de metales y mecanismos de transporte y precipitación particulares, deberán caracterizarse en cada sitio estudiado y posteriormente realizar analogías de entornos geotectónicos similares.

Las brechas hidrotermales son un tema enigmático para muchos geólogos, por su variedad de formas, asociación espacial y temporal en gran parte de yacimientos magmático-hidrotermales (Corbett and Leach, 1998; Sillitoe, 1985). A pesar de la abundancia de literatura sobre brechas y procesos de rotura, no ha surgido una clasificación descriptiva general acordada. Actualmente existen términos para brechas que cubren aspectos importantes en varias escalas, y toman diversos criterios para su clasificación, ya sean genéticos, descriptivos, texturales, morfológicos. Se han propuesto varios esquemas para su clasificación, como los de Baker *et al.* (1986); Corbett and Leach (1998); Laznicka (1988); Sillitoe (1985); Taylor (2009); Taylor and Pollard (1993), lo que ha generado cierta confusión (Cerpa, 2006). Lo importante al estudiar estos fenómenos no son las brechas en sí, sino más bien los procesos que generan las brechas asociadas a la mineralización, determinar su ambiente de formación, conocer las características que distinguen a cada tipo y describir su rol en la formación de yacimientos minerales (Sillitoe, 1985).

Simultáneamente en el presente trabajo se abordará como caso de estudio y mediante el empleo de una metodología sistemática, la caracterización petrológica de muestras de brechas del Proyecto Mineralizado Diatrema Zacatlán. Las muestras de esta área permitirán

obtener datos como sustento y a la vez, para complementar el conocimiento de la estructura geológica mencionada.

Planteamiento del problema.

Las brechas tienen una clasificación desde diversos aspectos, por características texturales, fragmentación, localización o por términos coloquiales. Actualmente no existe una clasificación descriptiva general que incluya los procesos que generan las brechas asociadas a la mineralización, su ambiente de formación, rol en la formación de yacimientos minerales. El problema en la generación de un esquema de clasificación es determinar el factor con cual debe clasificarse.

Objetivos

Generales

Identificar los principales modelos e interpretaciones sobre los mecanismos de formación de las brechas hidrotermales utilizando diversas clasificaciones previas, y determinar una metodología de clasificación como herramienta de exploración minera con base a sus características petrográficas, e implementarlo en muestras del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán, Puebla.

Específicos

- Conocer los mecanismos de formación de brechas hidrotermales
- Recopilar las principales características descriptivas de brechas hidrotermales.
- Establecer una relación entre las características petrológicas con su origen.
- Implementar un formato para la descripción de muestras.
- Clasificar laminas delgadas de brechas mineralizadas del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán, Puebla.

Localización

Fisiografía

El área de estudio se localiza en la parte suroriental de la Sierra Madre Oriental (SMO), cerca del límite de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), (figura 1). La Sierra Madre Oriental es paralela a la costa del Golfo de México, se sitúa en el oriente de la República

Mexicana, desde la frontera norte del país hasta su límite fisiográfico con la Faja Volcánica Transmexicana. Se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias del Jurásico-Cretácico, intensamente plegadas, entre las que predominan calizas, aunque existen afloramientos importantes de rocas terrígenas, representadas por areniscas y lutitas. Los afloramientos de rocas ígneas volcánicas son menos extensos y cubren discordantemente a las rocas Mesozoicas plegadas; dentro de esta provincia también existen rocas ígneas intrusivas, diques, stocks y cuellos volcánicos de composiciones intermedias a ácidas del Cretácico – Neógeno que sobreyacen a la secuencia Mesozoica. (Fitz *et al.*, 2018).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico que se desarrolla sobre la margen suroccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000). Tiene una orientación general W-E y atraviesa la parte central del país, desde Nayarit hasta la costa del Golfo de México (Figura 1). La FVTM se suele dividir en tres sectores: occidental, central y oriental, por sus diferencias respecto a la edad de emplazamiento, al tipo de volcanismo y su composición química.

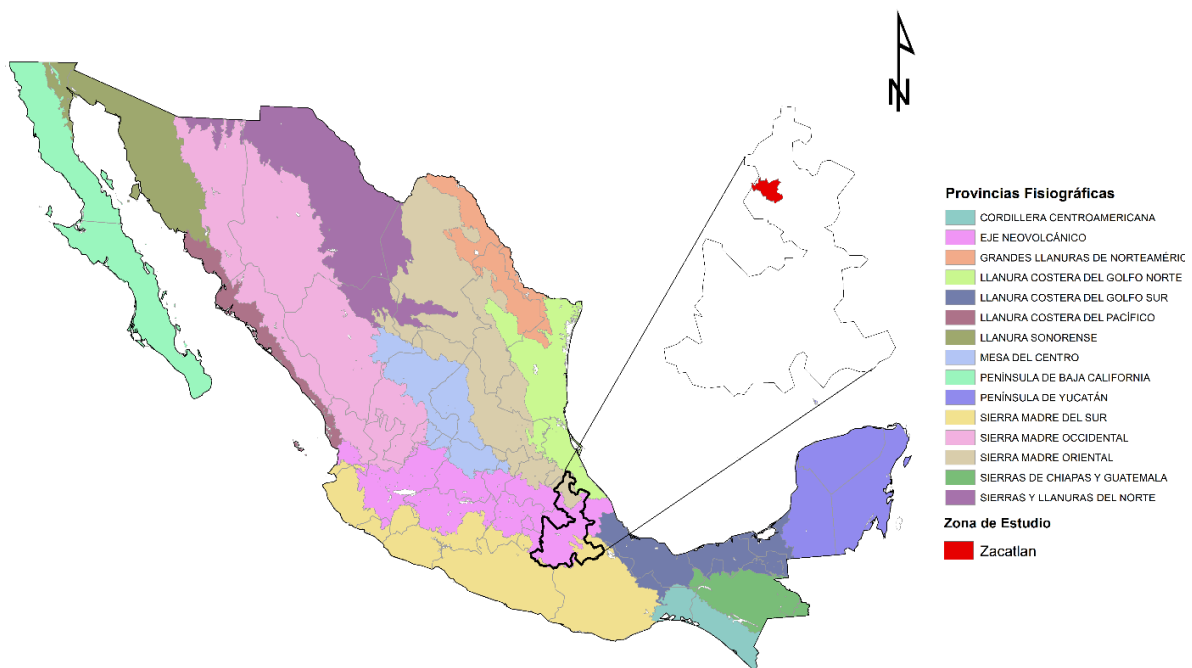


Figura 1. Provincias Fisiográficas de México y ubicación de Zacatlán, Puebla. Adaptado de Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, s.f).

En el sector oriental, (donde se encuentra la región de estudio) gran parte del volcanismo se sitúa en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica; la mayoría alineados a lo largo de profundas estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado en fases tardías del vulcanismo Cuaternario. En este sector, el extremo oriental del arco volcánico se construye sobre una corteza de edad Precámbrica, presumiblemente de tipo cratónico correspondiente al Terreno Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1996).

Localización del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán

El proyecto Zacatlán se localiza en la parte norte del estado de Puebla, a 130 km al este de la Ciudad de Pachuca. Hidalgo y 180 km al norte de la Ciudad de Puebla, en el municipio de San Miguel Tenango. El proyecto se ubica al NE de dicho poblado y a 10 km al NW del Poblado de Zacatlán.

Antecedentes

En el área de Zacatlán se encuentran algunas pequeñas obras mineras antiguas sobre la zona de brecha, como es el caso de la Mina Potlaixco, desarrollada sobre brecha volcánica y la Mina La Planilla, obra realizada sobre una veta argentífera ubicada en el borde de la brecha (Parrilla, 2010).

La mineralización se presenta de forma diseminada en brechas de diferentes composiciones, en una estructura de diatrema, cuyo diámetro es aproximadamente de dos kilómetros. Dentro de la misma brecha también se detecta un sistema de vetas mineralizadas con valores de plata y diseminado de oro y zinc. Por las características geológicas se puede considerar la posibilidad de encontrar a profundidad cuerpos de reemplazamiento tipo skarn (Fuentes Guzmán *et al.*, 2019).

Además, existen dos posibles conductos de la mineralización de composición diorítico-dacítica (Peña del Águila y el stock Carbonerías), que desarrolla en superficie una fuerte alteración tanto propilítica, fílica y una leve alteración potásica, con abundante piritita diseminada por segmentos y evidencias de mineralización de oro y plata (Mina la Planilla) (Ponce Abad, 2006).

Durante el año de 2008-2010 la empresa Geomaqpro realizó un muestreo sistemático de esquistos y roca en las zonas oxidadas de la diatrema. Con este muestreo se definieron zonas con anomalías de oro, plata, plomo, zinc y cobre, entre ellas la zona de Brecha Potlaixco con valores de muestreo de 10 a 259 ppb de Ag y de 100 a 825 ppb de Au en roca; y la Brecha San Antonio con valores de muestreo de canal de: 0.5- 2.94 gr/ t de Au; 41-133 gr/ t de Ag; 0.06-1.9% de Pb y 0.18-1.59% de Zn, con un ancho de 15 m. (Parrilla, 2010). Con base a los resultados de geología, geofísica y geoquímica, se realizó un programa de barrenación para entender la ocurrencia y grado de mineralización. Se cortaron diferentes litologías entre ellas brechas, que fueron descritas y clasificadas por Parrilla (2010) de la siguiente forma:

Brecha Mixta (Bxm): Roca constituida por fragmentos angulosos a redondeados con tamaño de 1 a 5 cm. de rocas sedimentarias y de rocas ígneas cementados por polvo de roca molida de sedimentos e intrusivos.

Brecha sedimentaria (Bxs): Roca constituida por fragmentos angulosos a redondeados con tamaños de 1 a 10 cm. Rocas sedimentarias 95% y ocasionales clastos ígneos 5% cementados por una matriz sedimentaria molida.

Brecha Ígnea (Bxi): Roca constituida por fragmentos angulosos a redondeados, ígneos principalmente y algunos clastos sedimentarios en una matriz ígnea molida.

Intrusivo Brechado (Ibx.): Compuesto por clastos de intrusivo en matriz de este intrusivo molido.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

Se han discutido diferentes tipos de nomenclaturas de brechas, en busca de una forma eficiente de mapear brechas, comprender su estructura y entender los mecanismos responsables de su génesis; clasificándolas ya sea por términos coloquiales, descriptivos o genéticos, lo cual ha generado cierta confusión. (Cerpa *et al.*, 2006; Tămas and Milési, 2002).

Terminologías

Terminología coloquial.

Son términos desarrollados a través del uso común mencionados por primera vez por Norton (1917) y recopilados por Corbett and Leach (1998) y Taylor (2009).

Terminología descriptiva.

Se basa en la apariencia de la brecha utilizando características establecidas por McPhie *et al.* (1993) para brechas volcánicas, aplicadas por Davies *et al.* (2000) a pórfidos y depósitos epitermales. Taylor and Pollard (1993) cubren aspectos importantes de la descripción de brechas en varias escalas, aunque la génesis está implícita en su clasificación.

Terminología genética.

Existen numerosos esquemas de clasificación genéticas que se apoyan en el origen de formación, por ejemplo: Taylor and Pollard (1993) se basan en la dirección de transporte de la brecha ya sea por impulso, caída o rotura, (*Push-up, fall-down, or break-apart*), Corbett and Leach (1998) usan una combinación de términos descriptivos y genéticos. Sillitoe (1985) enfatiza en la superposición entre procesos volcánicos, intrusivos e hidrotermales y divide las brechas basándose en su relación con el magma y/o fluidos acuosos. Davies *et al.* (2000), por su parte, se apoya en los estudios de Sillitoe (1985), pero agrega la fragmentación tectónica, como un proceso fundamental en la formación y/o localización de brechas en los sistemas de pórfido y sistemas epitermales. En la tabla 1, se muestra una comparación de las clasificaciones más reconocidas de brechas.

Tabla 1. Comparación de Clasificaciones, modificado Davies (2002)

Sillitoe (1985)		Corbett and Leach (1998)		Jebrak (1997)	Taylor and Pollard (1993)	
Brechas hidrotermales	Brechas Magmático-Hidrotermales. • Conductos relacionadas con intrusiones. • Depósitos tipo pórfido	Brechas hidrotermales relacionadas depósitos minerales	Brechas magmático-hidrotermales • Brecha de intrusión • Brecha de colapso • Brecha de descompresión • Pebble dyke • Brecha de losa • Brecha rota (shatter) Brechas de inyección magmático-hidrotermal • Brecha rotacional • Brecha de mosaico o rompecabezas • Brecha de craquelada tipo mosaico, también denominada brecha hidráulica • Brecha fluidizada • Brecha de craquelada fluidizada	• Expansión de volumen • Brecha asistida por fluido (hidráulica) • Impacto • Desgaste corrosivo	• Impulso • Caída • Ruptura (Break-up)	
	Brechas hidromagmáticas		Brechas Freáticas • Depósitos epitermales de metales preciosos. • Depósitos de tipo pórfido y otros relacionados con la intrusión. • Depósitos de sulfuros masivos tipo Kuroko.	Brechas Freáticas • Brechas de erupción	• Brecha asistida por fluido (hidráulica) • Brecha asistida por fluidos (crítica) • Reducción de volumen • Impacto	
	Brechas Freatomagmáticas		Brechas Freatomagmáticas • Depósitos de metales preciosos de tipo pórfido y epitermal	Brechas Freatomagmáticas	• Expansión de volumen • Brecha asistida por fluido (hidráulica) • Impacto	
Brechas Magmáticas (volcánicas) • Depósitos de pórfido y otros depósitos de metales preciosos y base		Brechas primarias no hidrotermales	Brechas Volcánicas			
Brechas de Intrusión • Cualquier depósito relacionado con intrusiones			Brechas magmáticas • Intrusivo • Contacto • Colapso			
Brechas tectónicas • Cualquier tipo de depósito de mineral		Brechas hidrotermales relacionadas depósitos minerales	Brechas de dilatación	Brechas hidrotermales en vetas • Trituración tectónica • Desgaste abrasivo • Brechamiento asistida por fluidos (hidráulico)		
			Brechas hidrotermales de colapso			
			Brechas de disolución	Desgaste corrosivo		
Justificación de la clasificación						
Orientado a procesos y jerárquico; subdivisión por tipo de depósito de mineral asociado		Combinación de procesos orientados, profundidad, ambiente de formación y alteración.		Orientado a procesos, propuesto en el contexto de brechas hidrotermales en vetas, pero relacionado con otras categorías de brechas hidrotermales	División basada en la dirección de transporte del clasto; asociado principalmente con depósitos hidrotermales y relacionados con la intrusión	

Definición

Definir ¿Qué es una brecha?, sigue siendo algo difícil y parte de la confusión en la literatura es consecuencia de su inicial definición en términos predominantemente sedimentológicos (Davies, 2002). Se define a una brecha como una roca constituida fragmentos/clastos frecuentemente angulares que son girados y cementados. Si bien la definición es aceptable, en algunos casos, en depósitos descritos como "brechas" hay variaciones graduales hacia fragmentos que no muestran ninguna rotación, la distancia de separación entre clastos es menor de un milímetro y/o los clastos no son totalmente angulares o muestran gradaciones redondeadas (Atkinson *et al.*, 2007; Davies, 2002).

Bryner (1968) sugirió el término "hidrotermal" para distinguir estas rocas de aquellas formadas por procesos sedimentarios. Asimismo, propuso denominar, a los depósitos clásticos subsuperficiales e hipogénicos que consistan en clastos predominantemente redondos o subredondos como conglomerados, aunque este último término no fue muy aceptado. Sillitoe (2010), definió a las brechas hidrotermales como rocas fragmentadas, con cavidades rellenas de minerales hidrotermales post-brechamiento, creadas en ambientes subsuperficiales, donde el agua y gradiente térmico juega un papel importante en su génesis.

A partir de estas aportaciones, en este trabajo se considera a las brechas hidrotermales como: rocas fragmentadas constituidas por clastos, relleno (ya sea clástico, químico y/o ígneo) y espacios abiertos, los cuales derivan de una interacción de procesos hidrotermales-estructurales-magmáticos-volcánicos.

Procesos de fragmentación

Un factor relevante en ciertos entornos de formación es el mecanismo desencadenante de la brecha. Existe una superposición considerable de procesos, configuraciones y terminología entre las brechas volcánicas y las relacionadas con depósitos minerales. Las brechas volcánicas según McPhie *et al.*, (1993) se dividen en las producidas por fragmentación explosiva y fragmentación no explosiva. Adicionalmente se subdividen por la interacción o no de agua externa en el proceso de fragmentación (seco o húmedo). Por lo tanto, hay erupciones "secas" explosivas (magmáticas) y "húmedas" (freáticas y freatomagmáticas). Y

no explosiva "húmeda" (hialoclastita) y no explosiva "seca" (autobrecha) (McPhie *et al.*, 1993).

Davies, (2002) adopta un enfoque similar para las brechas subsuperficiales, aunque existe una ambigüedad en las condiciones explosivas y no explosivas, húmedas y secas, por una falta general de texturas, interacción compleja entre procesos explosivos y no explosivos, y sobreimpresión por alteración hidrotermal. La clasificación de brechas se basa principalmente en el mecanismo general de fragmentación y la implicación inferida de agua, magma o tectónismo en el proceso de fragmentación (Davies, 2002; Sillitoe, 1985). Las características primarias de la brecha registran la energía responsable de fracturar y reorganizar la masa rocosa (Laznicka, 1988). Muchos depósitos serán producto de más de un proceso de fragmentación, ya sea operando de manera independiente o simultánea. Los principales procesos de fragmentación (tabla 2), que recopila Davies (2002) son:

Tabla 2. Procesos de Fragmentación. (Davies,2002).

Procesos de fragmentación no explosivos.	Procesos de fragmentación explosiva
<p><i>No explosivo "seco"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Intrusión de magma: detención • Auto-brechamiento • Colapso gravitacional 	<p><i>Explosivo "seco"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Fragmentación magmática explosiva (primera y segunda ebullición)
<p><i>No explosivo "húmedo"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Fragmentación por enfriamiento • Desgaste corrosivo • Fractura hidráulica 	<p><i>Explosivo "Húmedo"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Agua a vapor intermitente • Fractura hidráulica
<p><i>No explosivo "seco" y / o "húmedo"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Tectónica: conminución tectónica, desgaste por abrasión 	<p><i>Explosivo "seco" y "húmedo"</i></p> <ul style="list-style-type: none"> • Segunda ebullición y descompresión

Intrusión de magma

La intrusión de magma puede resultar en fragmentación mecánica e incorporación de fragmentos de la roca huésped en el magma (Sillitoe, 1985; Wright and Bowes, 1963).

Fragmentación autoclástica o autobrechamiento

El autobrechamiento resulta de una fractura frágil de la corteza viscosa externa de una lava o intrusión en respuesta al estrés generado por el flujo continuo del interior plástico de la lava o intrusión (McPhie *et al.*, 1993).

Colapso gravitacional

Existe colapso en espacios abiertos generados por eventos tectónicos (Corbett and Leach, 1998), explosivos (Burnham, 1985), magmáticos (Baker *et al.*, 1986; Norton and Cathles, 1973) o procesos químicos (Corbett and Leach, 1998; Taylor and Pollard, 1993).

Desgaste corrosivo

La alteración hidrotermal puede dar como resultado la disolución mineral y el desarrollo de huecos y / o espacios de poros secundarios. En entornos de carbonato cálcico, la disolución puede ser el resultado de la circulación subterránea de aguas meteóricas, y el desarrollo consecuente de karst (Esteban and Klappa, 1983; Hall, 1990).

Fractura hidráulica.

La fractura hidráulica puede ocurrir si la presión del fluido es mayor que la suma de la presión de confinamiento y la resistencia de la roca (Jébrak, 1997; Nelson and Giles, 1985; Norton, 1984; Sillitoe, 1985).

Evaporación intermitente (Flashing)

La despresurización del fluido hidrotermal da como resultado la evaporación intermitente (flashing), el cual produce una mezcla vapor-líquido que libera energía; ocasionando la fragmentación (Hedenquist and Henley, 1985; Muffler *et al.*, 1971; Nelson and Giles, 1985). Existe una continuidad entre la fractura hidráulica, fluidos intermitentes, hasta el flashing que libera suficiente energía para causar fragmentación explosiva significativa y en ocasiones salir a la superficie (Nairn and Wiradirdja, 1980; Nelson and Giles, 1985).

Primera y Segunda ebullición

La fragmentación explosiva del magma es causada por la disolución y expansión de los compuestos volátiles magmáticos. La disolución volátil es el resultado de dos procesos: primer punto de ebullición y segundo punto de ebullición. A condiciones de alta presión y temperatura, un magma posee una alta solubilidad del agua, la cual decrece con el descenso de temperatura y más fuertemente con el descenso de presión. La pérdida de solubilidad de

un magma y la consecuente partición de agua desde la fase magmática es denominada "primera ebullición", fenómeno gradual y de poca injerencia (Cas and Wright, 1987; Townley, 2005).

La segunda ebullición ocurre durante la cristalización de un magma producto de exsolución de agua, se le denomina segunda ebullición porque ocurre durante enfriamiento adiabático. Este proceso será más rápido y violento a mayor velocidad de cristalización. La separación masiva y violenta de una fase hidrotermal comprenderá una fase vapor y una fase de hidrosalmuera salina, con altos contenidos de Na y Cl. Será capaz de secuestrar metales antes de que entren a formar parte de minerales formadores de roca, esto implica que mientras menos cristalizado este un magma antes de que comience cristalización masiva y rápida, mejor probabilidad de extraer altos contenidos de metal existen (Burnham, 1979; Townley, 2005). El proceso de fragmentación involucra continuos ciclos repetidos de exsolución y descompresión de fluidos acuosos (Burnham, 1985).

Fragmentación tectónica

La fragmentación tectónica es el resultado de la rotura frágil de rocas sometidas a esfuerzos de tensión, cizallamiento o compresión que generalmente se concentran a lo largo de fallas u otras discontinuidades estructurales en la corteza.

Termino Coloquial

En la terminología coloquial se utilizan nombres de uso común desarrollados durante muchos años por geólogos de todo el mundo. Esta terminología proporciona un medio rápido para comparar diferentes brechas en el campo. Algunos términos coloquiales recopiladas por Corbett (2017) son:

Brecha de tejas o lajas (Shingle breccia)

Con clastos tabulares típicamente formadas por colapso o liberación de presión, son comunes dentro de conductos donde brechas con relleno turmalina, son predominantes, (Corbett, 2017) (figura 2A).

Brecha craquelada o con grietas (Crackle breccia)

Roca con grietas aleatorias y/o diaclasas que se rellenan de minerales hidrotermales. (Corbett, 2017) (figura 2B).

Brecha de mosaico o rompecabezas (Mosaic or jigsaw breccia)

Se caracterizan por una simple separación de los clastos con relleno clástico (como un mosaico) y, por lo tanto, si se quitara la matriz, los clastos encajarían nuevamente (como un rompecabezas). Se forma en entornos extensionales o por dilatación (Corbett, 2017) (figura 2C).

Brecha fluida (Fluidised breccia)

Clastos de la roca huésped con transporte mínimo y poca redondez. Esta roca tiene un relleno clástico e indica una entrada importante de fluido hidrotermal (Corbett, 2017) (figura 2D).

Brechas de dique de guijarros (Pebble dykes)

Dominados por clastos transportados redondeados con poco relleno clástico y ocurren en entornos de pórfido a niveles profundos, actúan como vectores para la mineralización (Gustafson and Hunt, 1975; Corbett, 2017) (figura 2E).

Brecha de clastos flotantes (Floating clast or cockade breccia)

Comúnmente halladas dentro de vetas alojadas en fallas, comprenden clastos de roca o veta (a menudo redondeados) suspendidos en una matriz (comúnmente de bandas polifásicas) de tal manera que los clastos están completamente soportados por un relleno clástico o químico. La presión del fluido que va hacia superficie dentro de la falla es suficiente para

soportar los clastos mientras el relleno se emplaza (o precipita) alrededor de ellos y, en algunos casos, se observa un re-brechamiento (Corbett, 2017) (figura 2F).

Brecha de contacto o arrastre (Contac or Crumple breccia)

Se forman en los márgenes de domos especialmente endógenas que se ventilan a la superficie y comprenden en su mayoría, clastos de domo monolíticos angulares con menor relleno clástico. También son llamadas brechas de intrusión. (Corbett, 2017) (figura. 2G).

Brecha de matriz molida (Milled matrix)

Son dominadas por un relleno clástico (< 1mm) a menudo alterada y con clastos de roca redondeados (por conminución) molidos durante el transporte. El término es usado para las brechas freatomagmáticas (Corbett, 2017) (figura 2H).

Brecha de relleno (Stope fill breccias)

Tienen la apariencia de estructuras sedimentarias formadas por la deposición de relleno de escombros dentro de fallas abiertas. (Corbett, 2017) (figura 2I).

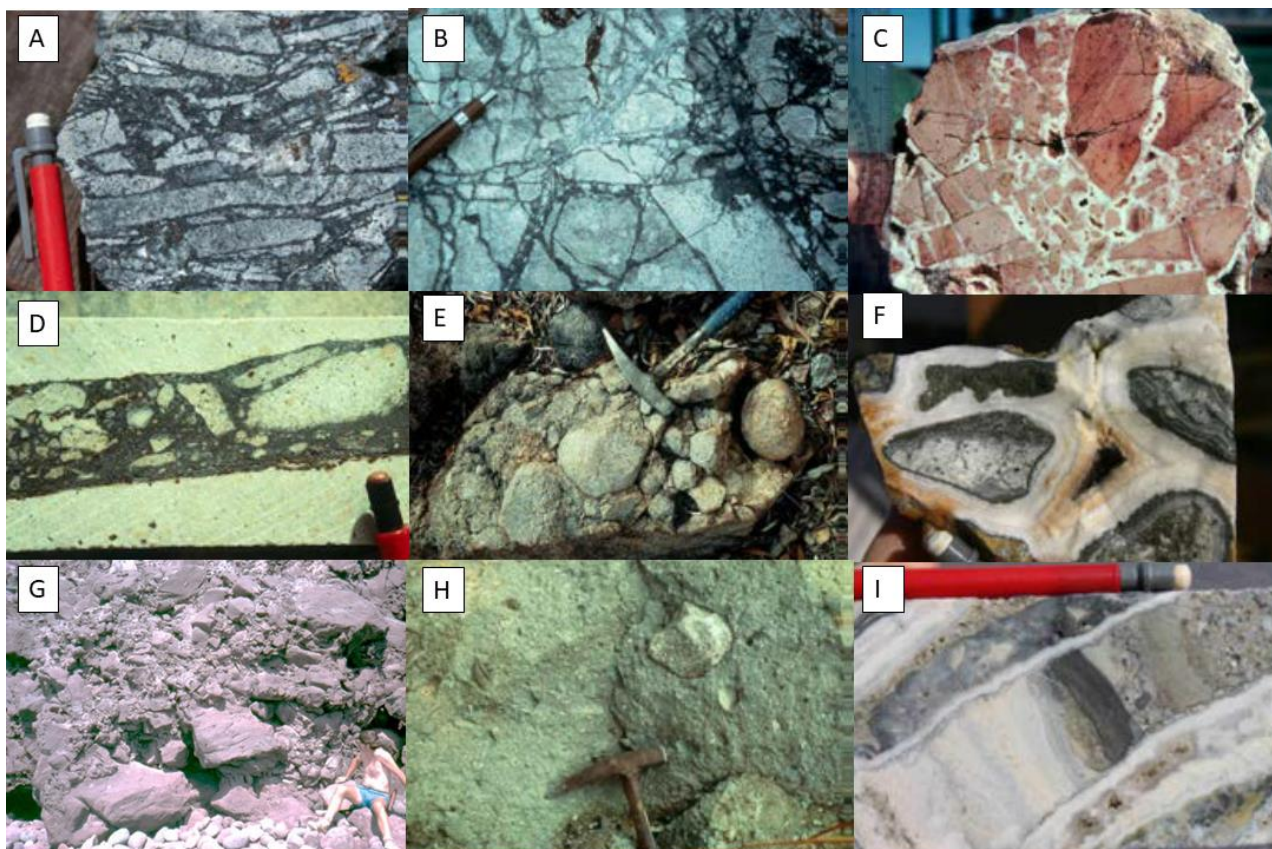


Figura 2. A) Brecha de tejas o laja. B) Brecha craquelada o con grietas, C) Brecha de mosaico/rompecabezas, D) Brecha fluida, E) Brecha dique de guijarros, F) Brecha de clastos flotantes. G) Brecha de contacto o arrastre, H) Brecha de matriz molida, I) Brecha de relleno (Corbett, 2017)

Termino descriptivo

La terminología busca proporcionar un nombre que describa la apariencia general de la roca para luego ser comparada con otras y ser agrupadas en un modelo geológico. Davies, (2002) describe las brechas utilizando cinco elementos:

- *Componentes*: La cual incluye clastos, relleno clástico, ígneo, químico y espacios abiertos.
- *Granulometría*: Involucra tanto el rango de tamaño y su distribución.
- *Organización interna*: Incluye soporte, textura y porcentajes
- *Alteración*: Se clasifica en alteración pre, sin y post brecha.
- *Geometría del cuerpo*: Describe tanto la forma del cuerpo general de la brecha como la distribución dentro de ese volumen y contactos.

Las observaciones deben ser lo más objetiva posible, para interpretaciones y correlaciones futuras; por lo que una descripción correcta debe hacerse a varias escalas. Las muestras de afloramientos, núcleos de perforación y/o las observaciones petrográficas son útiles para describir detalles de los componentes: relleno, formas de clastos y relaciones paragenéticas. Las observaciones a escala de afloramiento son esenciales para determinar la organización interna del cuerpo de la brecha, su relación con las litologías cercanas y tipos de contacto (Davies, 2002). Debe prestarse atención a las texturas pseudo o aparentes de brechas en todas las escalas.

Componentes

Los componentes se subdividen en clastos, relleno y espacios vacíos. La descripción de los componentes brinda una visión crucial de los procesos que formaron la brecha.

Clastos

Los clastos se describen en función del número de litologías (monomícticos o polimíctico), composición (ya sea clastos de rocas, vetas, clastos re-brechados, clastos mineralizados y alterados (Davies, 2002; McPhie *et al.*, 1993) y morfología, que muestra el grado de redondeo del clasto durante el transporte, que va desde un carácter angular, hasta clastos redondeados ampliamente molidos, esto influenciado por la dureza de la roca (Corbett,

2017). Entre este espectro de formas se pueden encontrar clastos particulares como tabulares o curvilíneos en forma de capas de cebolla redondeados el centro.

Las observaciones permiten interpretar la magnitud de mezcla, transporte y abrasión involucrado en el proceso de brecha. Cuando se comprende la estratigrafía de la roca circundante, puede usarse para definir el movimiento de los clastos dentro de la brecha y la distribución original de las rocas perturbadas por este proceso (Bryant, 1968; Jackson, 2008).

Hay tipos de clastos inusuales que son útiles para la interpretación genética. El lapilli acrecional, el cual indica un flujo de gas a alta velocidad; clastos magmáticos juveniles identificados por sus formas de clastos globulares, peperíticos o fluidas, indican la entrada magmática juvenil en la brecha (Davies, 2002; McPhie *et al.*, 1993).

Relleno

Se hace referencia al relleno como "matriz" sin importar su composición u origen. Baker *et al.*, (1986); Bryner, (1961, 1968); Davies *et al.*, (2008b); Laznicka, (1988); Sillitoe, (1985) utilizan el término "matriz" para el relleno clástico, y el término "cemento" para denotar el relleno precipitado químicamente. Los términos "matriz" y "cemento" pueden crear confusión, con procesos sedimentarios, por lo cual se sugiere los términos, espacio abierto, relleno clástico, relleno químico y relleno ígneo (Jackson, 2008). Utilizar estos términos también evita la confusión en situaciones en las que hay una mezcla de fragmentos líticos, fragmentos de vetas y fragmentos de cristales (Jackson, 2008).

El relleno clástico refiere al material con un tamaño de grano menor a 2 mm entre clastos. Este material se conoce en otros trabajos como matriz de harina de roca, matriz molida, arenisca hidrotermal o 'lodo' (Baker *et al.*, 1986; Bryner, 1961, 1968; Corbett and Leach, 1998; Davies, 2002; Laznicka, 1988; McPhie *et al.*, 1993; Serrano *et al.*, 1996; Sillitoe, 1985; Taylor and Pollard, 1993). Mientras mayor sea el grado de fracturamiento (brechamiento), mayor es el retrabajo por procesos de abrasión (Atkinson *et al.*, 2007). El relleno clástico puede mostrar texturas laminadas, graduadas, con bandas o drapeadas (con pliegues) (McPhie *et al.*, 1993). Puede estar bien o mal clasificado, o ser masivo (Davies, 2002; McPhie *et al.*, 1993). El tamaño de grano del relleno clástico es importante, pero problemático cuando no hay una distinción clara de tamaño entre los clastos y el material

de relleno (Jackson, 2008). La mezcla del relleno clástico con vapor provoca que el relleno se comporte como un fluido, el cual puede pasar a través de fracturas, incluso de estratificaciones. A este proceso se le llama “fluidización” (Atkinson *et al.*, 2007) y en algunos casos este proceso puede redondear débilmente al clasto durante el transporte.

El relleno químico, también llamado cemento, cemento hidrotérmico o precipitado (Davies, 2002; Davies and Cooke, 2000; McPhie *et al.*, 1993), involucra cualquier mineral precipitado por soluciones hidrotermales en los espacios vacíos entre clastos asentados o en superficies de clastos en suspensión (Jackson, 2008). El relleno químico se describe por mineralogía, textura, tamaño de grano, paragénesis, etc., tal como lo sería para una veta.

La distinción entre el tipo de relleno es fundamental para resaltar el papel de los fluidos hidrotermales en el evento de brecha, la dirección de fluido a través de la roca fragmentada y/o el papel de los fluidos en la modificación posterior a la brecha. Para ello se encontró útil considerar a los tres tipos de relleno como miembros finales de un sistema ternario (figura 3), separando así el relleno ígneo en su propia categoría en lugar de incluirlo dentro de una categoría más amplia (Jackson 2008).

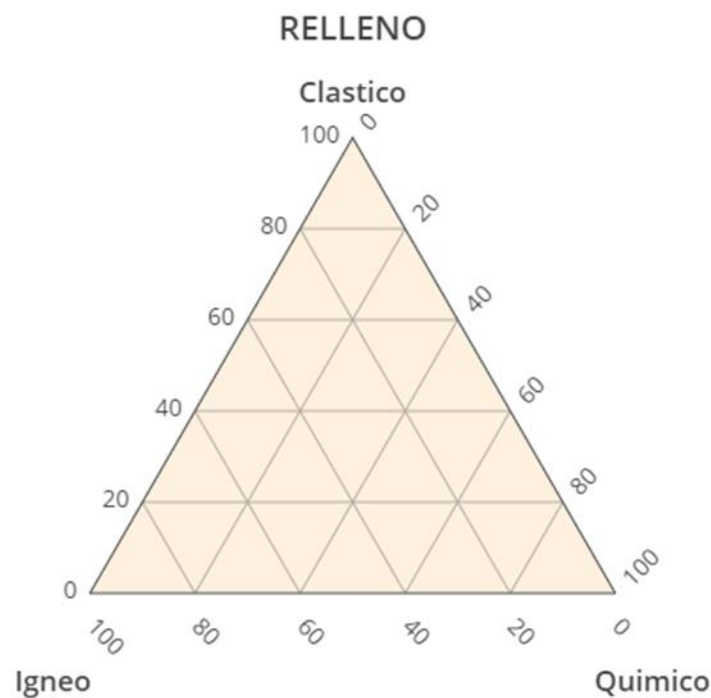


Figura 3. Relación entre relleno clástico, químico e ígneo (Jackson, 2008).

No existe consenso en la literatura con respecto a los métodos para distinguir el relleno mineral de la alteración (McPhie *et al.*, 1993). El relleno clástico puede modificarse por alteración pre, sin o post brecha. Las modificaciones del material clástico y el relleno químico, por la interacción de fluidos en la brecha pueden estar relacionados con los mismos fluidos que formaron la brecha o por otros diferentes, por lo que deben considerarse alteraciones, en lugar de características primarias de la brecha (Barnes & Chinner, 1997; Gifkins *et al.*, 2005; Sillitoe, 1985).

Espacio Vacío

El proceso de fragmentación deriva en la creación de espacios abiertos que suelen rellenarse de minerales hidrotermales durante o después de la mineralización, y es responsable de depósitos muy ricos. Una brecha favorable es cuando los espacios abiertos son mineralizados (Atkinson *et al.*, 2007). El espacio abierto dentro de las brechas se describe en función del tamaño, porcentaje, forma de huecos (vugs) y/o crecimiento de cristales. La localización de estos espacios (en clastos, en el relleno o ambas) ayuda a indicar la edad relativa de brechamiento respecto a otros eventos de alteración o mineralización.

Granulometría

La distribución y diferencia en el tamaño entre diferentes litologías brindan información sobre los procesos de brecha (Jackson, 2008). La dureza variable influye en el grado de conminución (trituration), durante la fragmentación (Corbett and Leach, 1998).

La primera división que se utiliza es la separación en dos categorías: brechas (clastos > 2mm) y microbrechas (clastos < 2mm). Las subdivisiones de tamaño que se utilizan para las brechas son: de grano fino (2 - 4 mm), de grano medio (4 - 64 mm), de grano grueso (64 - 256 mm) y de grano muy grueso (> 256 mm). Estos términos son equivalentes en rangos de tamaño a gránulos, guijarros, adoquines y bloques, respectivamente (Davies, 2002). La distribución del tamaño de clasto se determina por estimación visual o por medios cuantitativos.

Organización Interna

Davies, (2002) define la organización interna como una serie de características secundarias que describe la organización relativa de clastos y relleno; características que pueden indicar la magnitud de transporte y por lo tanto la dimensión del proceso de fragmentación.

Las características encierran la abundancia de clastos (clastos mayores o menores que el relleno), distribución (in situ, rotados o caóticos), con gradación o no, con estratificación o sin estratificación. Un aspecto importante para determinar el origen de una brecha es el modo de soporte, ya sea por clastos o por relleno (Atkinson *et al.*, 2007). Otro factor importante es la existencia de imbricación o dirección de movimiento de clastos, un movimiento abajo puede ocurrir como colapso y/o un movimiento hacia arriba puede surgir por el impulso de fluidos (Atkinson *et al.*, 2007).

En este trabajo se propone una versión modificada por (Woodcock *et al.*, 2006) del diagrama de Loucks (1999), basada en la proporción de fragmentos y la proporción de cemento a matriz en karst (figura 4). Las esquinas del nuevo diagrama triangular son: clastos o fragmentos, relleno químico y relleno clástico. Las vetas se trazan en o cerca de la esquina del relleno químico (Woodcock *et al.*, 2006).

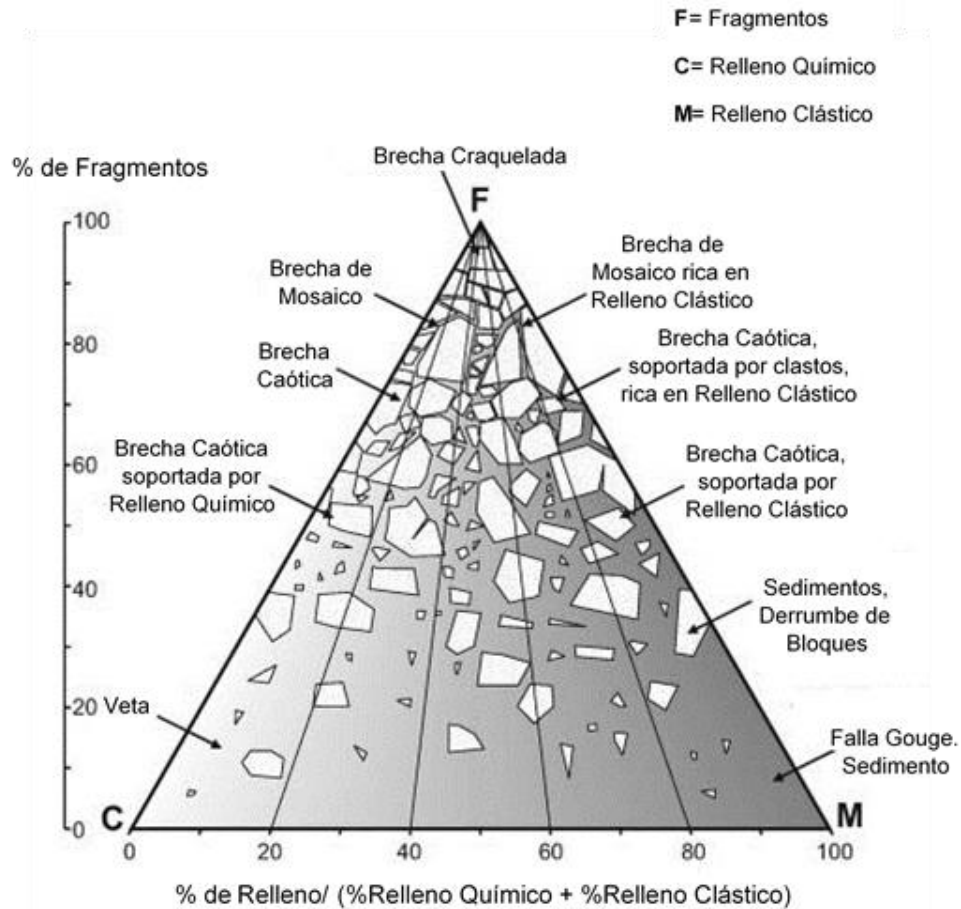


Figura 4. Proporción de fragmentos, relleno clástico y relleno químico (Woodcock et al., 2006) modificado.

Mort and Woodcock, (2008) sugieren un indicador para cuantificar el porcentaje del área total, proporcionando un espectro de brecha (craquelado-mosaico-caótico) con límites de clastos del 75% y 60% (figura 5). Este espectro de brecha simplemente refleja el aumento de la desagregación de la roca huésped y, por lo tanto, la disminución del porcentaje de clastos grandes (> 2 mm) en el volumen total de roca. La gradación de brechas in situ, constituye poderosa herramienta de exploración (Guerrero Sanz, 1999).

La brecha craquelada y de mosaico tienen clastos angulares con una textura *fitted-fabric* (granos suturados), separación y rotación limitadas por clastos. En la brecha craquelada, la abundancia de relleno y espacio abierto, entre clastos grandes (> 2 mm) es inferior al 25% del volumen de roca, mientras que en la brecha de mosaico es aproximadamente del 25 a 40%. Al margen de las zonas de brecha caótica. La brecha craquelada y de mosaico se pueden intercalar en una escala demasiado fina como para distinguirlos por separado.

La brecha caótica tiene clastos angulares a subredondeados, los clastos se han rotado y trasladado lo suficiente como para ocultar cualquier coincidencia entre ellos. Al igual que en las brechas de mosaico, la porosidad en las brechas caóticas puede llenarse con relleno químico y/o clástico o permanecer sin rellenar.

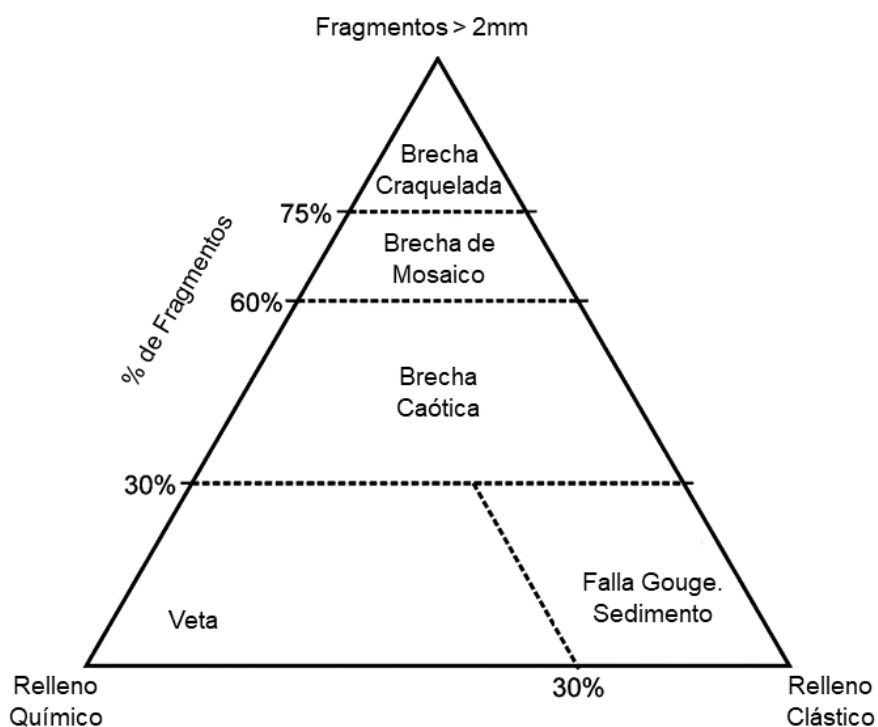


Figura 5. Organización interna craquelado-mosaico-caótico (Woodcock et al., 2006) modificado.

Alteración

La alteración en relación con las etapas del desarrollo de brecha registra una evolución química del fluido hidrotermal pre, sin o post brecha (Gustafson and Hunt, 1975) (figura 6). La alteración suele tomar formas distintas en clastos y en el relleno. En rocas coherentes, la alteración puede ser estable con respecto a algunas fases minerales y destructiva con respecto a otras (Barnes & Chinner, 1997; Gifkins et al., 2005). Las características primarias de la brecha registran la energía y química del flujo hidrotermal responsable de fracturar y reorganizar la masa rocosa (Laznicka, 1988).

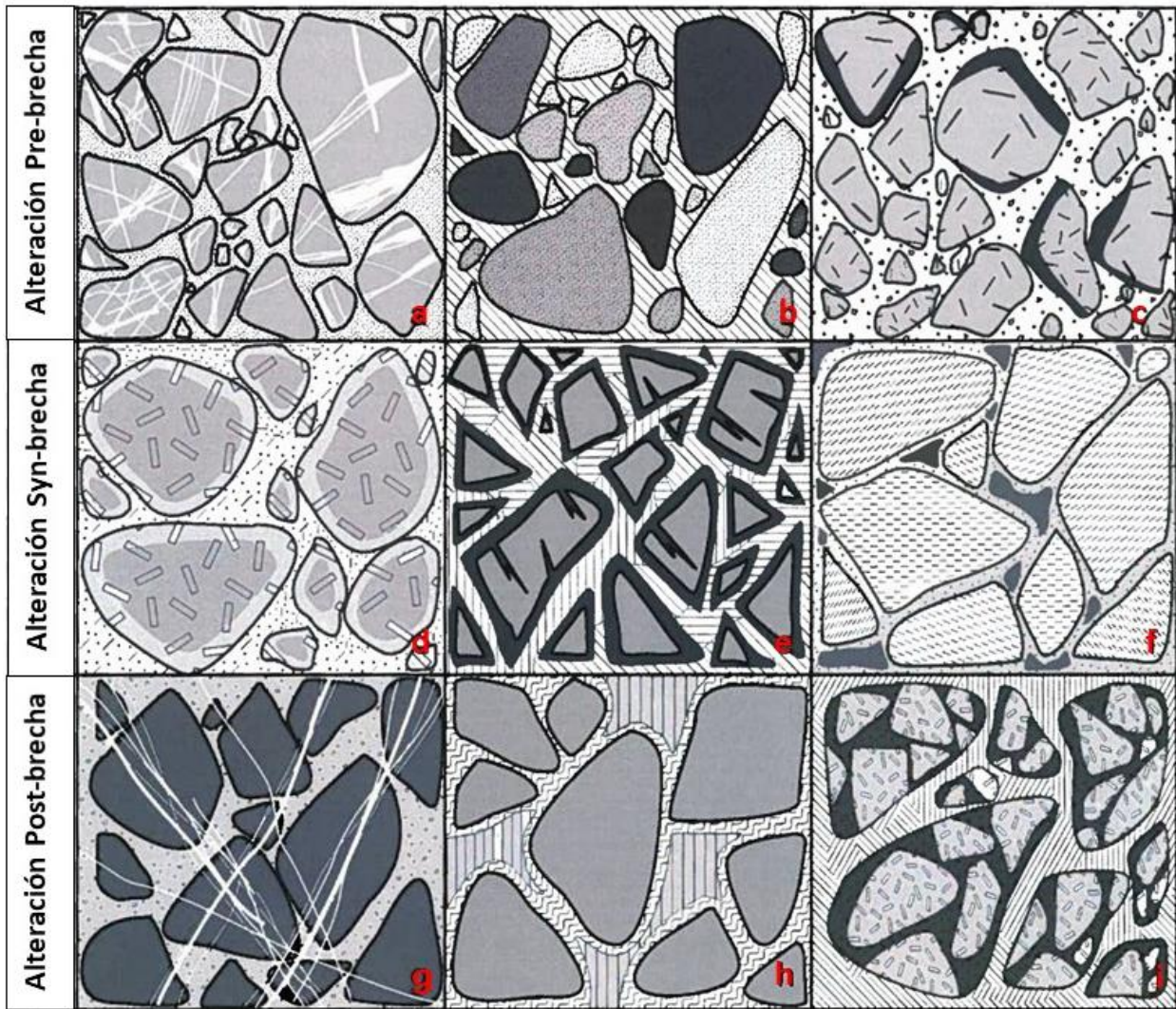


Figura 6. Alteración pre, sin y post brecha. a) Vetillas que se truncan en los márgenes del clasto, b) Diferentes tipos de alteración yuxtapuestos, c) Márgenes rotos de clastos alterados, d) Clastos con halos de alteración, e) Clastos recubiertos de minerales hidrotermales, f) Alteración que modifica el relleno clástico, g) Cortes transversales por vetillas, h) Minerales hidrotermales que ocupan espacio abiertos, i) clastos de brechas o fragmentos de vetas en brecha. (Jackson, 2008).

Alteración previa (Pre-)

Se reconoce por clastos con una alteración uniforme, vetas y vetillas que se truncan en los márgenes del clasto (figura 6a) y por diferentes tipos de alteración yuxtapuestos en la brecha (figura 6b) y márgenes de clastos alterados rotos (figura 6c) (Jackson, 2008).

Alteración durante (Sin-)

Es reconocida por halos de alteración en clastos (figura 6d), clastos recubiertos de minerales hidrotermales y vetillas que se originan en el relleno químico, pero penetran en clastos (figura 6e), y por alteración que modifica el relleno clástico, pero no los clastos en sí (figura 6f). (Jackson, 2008).

Alteración Posterior (Post-)

Hay una alteración de manera uniforme, cortes transversales por vetillas (figura 6g), minerales hidrotermales que ocupan espacio abiertos, entre clastos (figura 6h), clastos de brechas o fragmentos de vetas en brechas (figura 6i), y una posible destrucción textural de la brecha (Jackson, 2008).

Asignar una clasificación de alteración única a una brecha puede ser, por lo tanto, impreciso y poco informativo, por lo tanto, se debe considerar las cantidades relativas, tanto en clastos y relleno (Jackson, 2008).

Geometría

Davies, (2002) enfatiza en comprender la geometría de un cuerpo de brecha para determinar su génesis, aunque no siempre sea evidente al principio de la investigación. La geometría se presenta en forma masiva, tabular, irregular, cónica, en forma de vetas o diques (Bryant, 1968; Bushnell, 1988; Jébrak, 1997; Sillitoe, 1985). De forma concordante o discordante, horizontal o vertical. Cuando se conserva la parte superior de un cuerpo de brecha, su límite suele ser gradual o abrupta, domo, cónica, convexa, cóncava o plana (Norton and Cathles, 1973; Sillitoe, 1985). El escape de fluidos puede emanar desde la parte superior de las brechas en forma de vetas, redes de fracturas radiales o concéntricas, "diques de brechas" o "diques de guijarros (pebble dyke) (Baker *et al.*, 1986; Gustafson and Hunt, 1975). O en la parte inferior estar en contacto con una veta o un cuerpo intrusivo (Bushnell, 1988; Gustafson and Hunt, 1975; Norton and Cathles, 1973). Los contactos laterales suelen ser graduadas, abruptas, controladas por fallas, irregulares o planas. (Ver Anexo B).

Terminología genética

Para estudios de investigación, la génesis de brecha es un aspecto importante dado que permite comprender la evolución y la formación del sistema hidrotermal asociado. Para la exploración minera, se le suma, que ciertos mecanismos de brecha son favorables para la formación mineral y se discrimina entre brechas potencialmente mineralizadas y no mineralizadas mediante la comprensión de mecanismos de transporte, enriquecimiento y formación (Davies, 2002).

La clasificación genética de Davies *et al.*, (2000), se divide en 4 categorías: tectónico, hidrotermal, magmático y volcánico. La asignación de una brecha a una de estas categorías generales adopta un enfoque de clasificación similar a las rocas volcánicas. Esta se basa principalmente en la determinación del proceso de fragmentación general (explosivo vs no explosivo) y la implicación inferida de agua (externa o magmática), magma o tectónica en el proceso de fragmentación. Independientemente de la profundidad de la formación, la mayoría de las brechas se pueden atribuir a un proceso o más frecuentemente a una combinación de estos procesos (Davies *et al.*, 2000). Una de las dificultades para determinar el origen de una brecha es el reconocimiento de la interacción entre procesos en las etapas de activación, durante y post brecha.

Clasificación Primaria

La clasificación primaria genética es una clasificación muy general. En la figura 7 cada uno de los vértices representa un proceso de fragmentación y tipo de brecha final (brechas magmáticas, hidrotermales, volcánicas y tectónicas). Entre cada vértice se forman un espectro de diferentes rocas, por lo cual cada miembro final se subdivide en una clasificación secundaria.

Brechas magmáticas

Presentan clastos angulosos, poco transporte y un relleno ígneo. Pueden formarse mediante una variedad de procesos, que incluyen, el emplazamiento e inyección de magma en rocas fracturadas o zonas de fallas preexistentes, lo que generan brechas explosivas "secas" y no explosivas "secas" (Davies *et al.*, 2000).

Brechas hidrotermales

Se propone este término general para cualquier roca fracturada formada o cementada por procesos hidrotermales (por ejemplo, expansión de gases, corrosión, deposición mineral), independientemente de la fuente de fluido (meteórico, magmático-hidrotermal, agua de mar, etc.), fase del fluido (líquido, vapor, fluido supercrítico) o composición del fluido (salina, hipersalina) (Davies *et al.*, 2000).

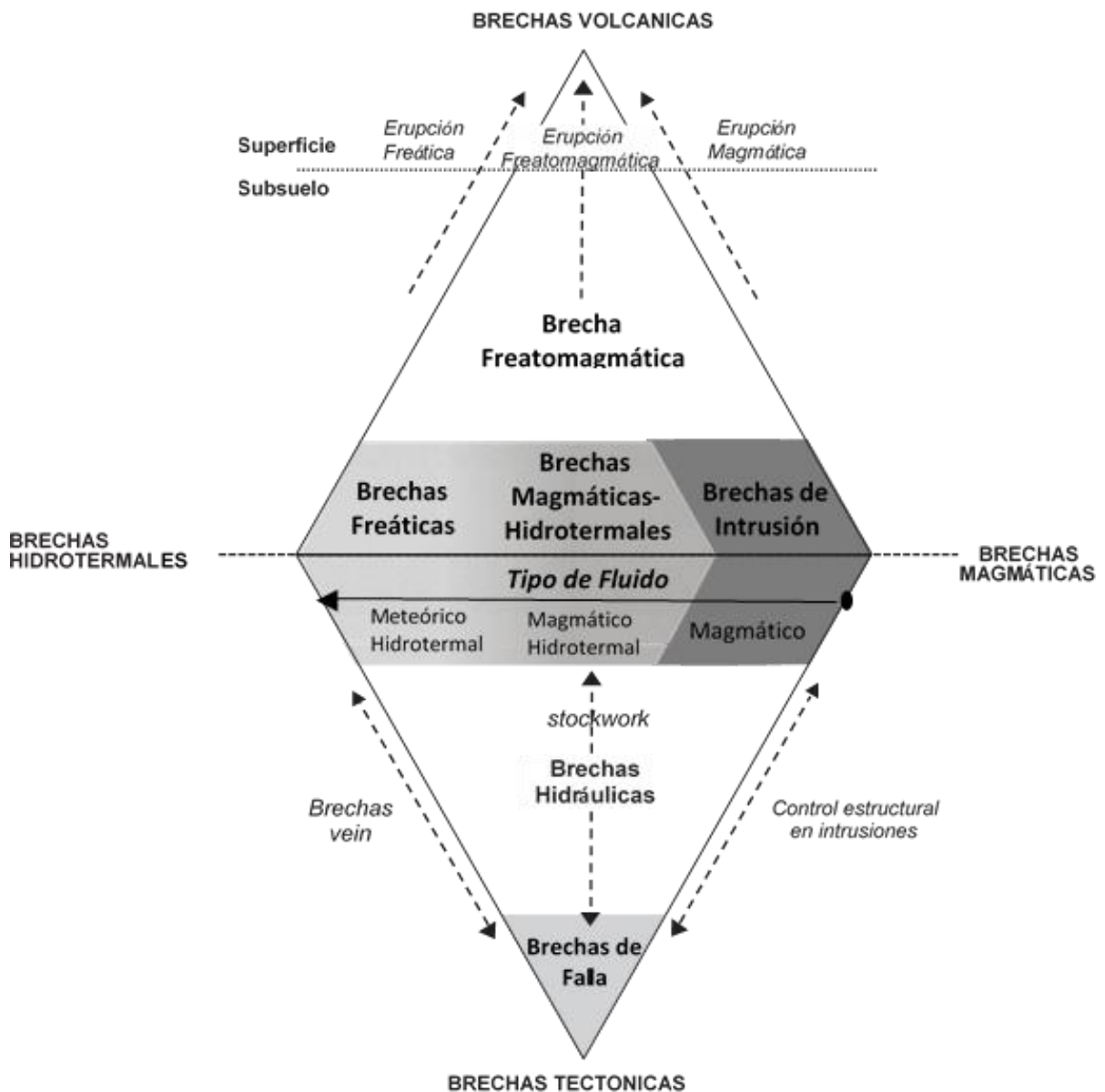


Figura 7. Clasificación genética de brechas (Davies *et al.*, 2000).

El uso en este sentido general permite a los geólogos aplicar una etiqueta genéticamente amplia a las brechas con un relleno químico y evita muchos de los problemas asociados con la distinción entre los procesos de fragmentación y cementación (relleno); solo transmite información sobre la modificación por fluidos hidrotermales (Davies *et al.*, 2000).

La subdivisión de este término se hace sobre la base de los tipos de fluidos o componentes químicos. Otras subdivisiones de esta clase de brechas incluyen brechas freáticas, magmáticas-hidrotermales y brechas de colapso por disolución (Sillitoe, 1985).

Brechas volcánicas

Esta categoría incluye rocas volcánicas superficiales (magmáticas e hidroclásticas, explosivas y no explosivas) detalladas por McPhie *et al.* (1993). La superposición entre brechas volcánicas e hidrotermales se produce cuando las explosiones hidrotermales salen a la superficie (p.ej. erupciones freáticas), o cuando se produce explosiones y erupciones freatomagmáticas. Algunos trabajos clasifican a las brechas hidrotermales superficiales o eruptivas como rocas volcánicas, ya que al entrar en erupción se produce depósitos volcánicos. Sin embargo, las brechas hidrotermales pueden formarse en una variedad de ambientes, que pueden o no, estar relacionados con el volcanismo (Davies *et al.*, 2000).

Brechas tectónicas

Estas brechas son generadas en rocas por fallas frágiles de roca bajo esfuerzos de tensión, compresión o corte. Puede haber una superposición significativa entre la brecha tectónica, hidrotermal y magmática; ya que la estructura puede desempeñar un papel clave en el emplazamiento del magma y el flujo de fluidos en la corteza superficial. La combinación más obvia se manifiesta como brechas de vetas (*vein breccia*), donde el movimiento de fallas promueve la migración de fluidos hacia zonas dilatantes y el desprendimiento de rocas en el espacio abierto. El relleno hidrotermal posterior puede sellar parcial o completamente la falla (Davies *et al.*, 2000).

Clasificación secundaria

La clasificación genética secundaria se define por procesos de fragmentación, tipo de depósito asociado, profundidad de emplazamiento, dirección de transporte de clastos,

composición del fluido y tiempo con respecto a la mineralización. Sillitoe (1985) enfatizó la probable superposición entre procesos volcánicos, intrusivos, hidrotermales y tectónicos, entre las causas de fragmentación basadas en el rol del magma. fluidos acuosos y/o fuerzas tectónicas, que se combinan potencialmente para generar un solo depósito de brechas.

Las subcategorías de brechas se basan en una progresión desde brechas dominadas por magma a nivel de la corteza frágil con fluidos magmáticos y poco componente de agua meteórica, a brechas dominadas por aguas meteóricas de nivel superficial. Mediante una combinación de texturas y proceso de fragmentación, las subcategorías se agrupan de acuerdo con Davies, (2002) de la siguiente manera:

- Brechas magmáticas:
 - De contacto
 - De Intrusión
 - Magmáticas-explosivas
- Brechas hidrotermales:
 - Freatomagmáticas
 - Freáticas
 - Magmático-hidrotermal
 - Disolución
 - Hidráulicas
- Brechas tectónicas:
 - De falla
 - Superposición de brechas hidráulicas en el grupo hidrotermal.

Brechas magmáticas

Brechas de Contacto

Igual llamados autobrechas o *crumple*, se desarrollan en el contacto entre una intrusión magmática y la roca huésped. Se localizan al margen de la intrusión y se caracteriza por clastos angulares monomícticos dominados por clastos de intrusión. Las brechas son relativamente competentes, clasto-soportados con poco relleno. Ocurre debido a la falla frágil del magma solidificado en respuesta a los esfuerzos de corte inducidos por el flujo

continuo de los dominios plásticos internos de la intrusión (Davies, 2002). Algunas brechas de contacto pueden sufrir algún transporte durante el emplazamiento de la intrusión y dentro de sus características, se observan un relleno de grano fino y clastos menos angulares (Corbett, 2017).

Brechas de intrusión

Las brechas de intrusión consisten en fragmentos colocados en un relleno ígneo cristalino, muestran un carácter monomíctico a polimícticos (Sillitoe, 1985; Wright and Bowes, 1963) Presentan alteración potásica, cuarzo-sericítica, y suelen ser estériles (Sillitoe, 1985). Son generadas por la fragmentación mecánica de la roca huésped durante el emplazamiento previo o sin-genética de una intrusión ígnea sin cortar la paleosuperficie.

La progresión de brechas de contacto a brechas de intrusión se manifiesta con un aumento de transporte de clastos magmáticos y la mezcla con múltiples tipos de clastos de la roca huésped que se alejan de la intrusión. La transición a brechas magmáticas-hidrotermales, está marcada por una mayor entrada de material hidrotermal y transporte de clastos, además de una mayor permeabilidad lo que ayuda a la mineralización en esas brechas (Corbett, 2017).

Brechas magmáticas explosivas

Los productos primarios de las explosiones magmáticas son generalmente expulsados y depositados en la superficie e incluyen flujos piroclásticos, depósitos de caída (McPhie *et al.*, 1993). Sillitoe, (1985) describe a las brechas magmáticas (volcánicas) como el producto de brechas magmática-hidrotermales que fueron lo suficientemente enérgicas para romper la paleosuperficie o una potencial litocapa o sinter producto de hidrotermalismo previo (Rubio-Ramos, com. pers.). Se interpreta que la presencia de clastos tanto densos como vesiculares en los productos de estas brechas indican la liberación volátil inducida por cristalización (segunda ebullición) y que la descompresión por sí sola, no es responsable de la formación de brechas (Sillitoe, 1985). Se infiere que la erupción fue lo suficientemente violenta para interrumpir también la cámara magmática vesiculante y desencadenar una erupción explosiva provocada por la primera ebullición (Burnham, 1972, 1985; Sillitoe, 1985).

Brechas hidrotermales

Brechas Magmáticas-Hidrotermales (Magmáticas)

La formación de brechas magmáticas-hidrotermales se infiere en términos generales como el producto de la generación de fluidos durante la segunda ebullición, la descompresión del fluido liberado, la consiguiente fractura hidráulica y, en muchos casos, la brecha hidrotermal magmática explosiva (Burnham, 1985; Sillitoe, 1985).

Norton and Cathles, (1973) proponen que el magma se emplaza en la roca huésped en una condición de sub-saturación, donde burbujas de agua empiezan a subir por la columna de magma, para formar una cavidad llena de agua salina, probablemente supercrítica, que empuja el magma hacia abajo, creando un espacio del tamaño de la intrusión. Después de un tiempo, la roca no pueda soportarse, y empieza a colapsar, creando una brecha. La fragmentación suele ser hidráulica (por sobrepresión hidráulica). El agua salina está saturada con iones (cationes y aniones), y empieza a mineralizar la brecha.

En resumen, hay una secuencia típica de eventos:

- Inyección inicial de material de intrusión y/o desgasificación de volátiles
- Presión acumulada en el techo
- Erupción, desgasificación de la intrusión subyacente y formación de fracturas.
- Colapso y desarrollo continuo de fracturas.
- Mineralización en el espacio abierto a medida que los fluidos dominantes líquidos salen de una fuente magmática más profunda.

En cuestión textural, el relleno es clástico y químico (minerales hidrotermales). La turmalina suele ser uno de los primeros minerales en precipitar actuando como sello, cerrando el paso a la mineralización, re-presurizando el sistema (Rubio- Ramos, com. pers.) y generando brechas estériles. En el caso de que en el relleno sea solo piritita indicaría que la mineralización todavía está focalizada en algún sector del sistema y esas brechas en general indicarían un sector marginal del pórfido (Corbett, 2017).

En ambiente de pórfidos, se observa una gradación de temperatura según sus minerales que va de: turmalina – cuarzo – sulfuros (calcopirita/bornita o piritita) – carbonatos. Los sulfuros suelen depositarse a temperaturas más bajas que los silicatos formadores de roca. Las

inclusiones fluidas indican fluidos de alteración salinos y calientes (soluciones ricas en Cl y con temperaturas entre 300 y 600 °C). Hay mayor transporte de clastos, mineralización consistente y alteración intensa, que suele afectar tanto a la matriz como a los clastos (Sillitoe, 1985). La alteración hidrotermal depende del ambiente, pero suele ser potásica que puede migrar a sílice-sericita-clorita-pirita y arcilla local como alteración filo-argílica, (Atkinson *et al.*, 2007).

En Pórfidos las brechas magmáticas-hidrotermales suelen tener dos ubicaciones principales:

- Adentro del mismo pórfido, cortándolo y constituyendo menas: Los sulfuros son difíciles de reconocer ya que la brecha contiene clastos monolíticos del mismo ambiente.
- Afuera del mismo, dispuestos como halos en torno al pórfido, en el halo sericítico o propilítico. Los sulfuros en este último caso suele ser pirita o pirrotina. Al estar en un halo más externo suelen estar más oxidados y por ende más fácil de reconocer.

En cuanto a la geometría, presentan cuerpos lenticulares, ovoides o circulares con forma de chimeneas o variadas como diques, cuerpos irregulares o anulares que muestran un buzamiento vertical, controlado estructuralmente, siguiendo fracturas (Atkinson *et al.*, 2007; Sillitoe, 1985). También es posible encontrar conductos a modo de anillo en torno al pórfido, por la disipación de energía. En este caso la mineralización también se disipa y es posible que ninguna de las brechas sea económicamente rentable (Sillitoe, 1985).

Las brechas magmático-hidrotermales pueden presentar contactos gradacionales o netos con el pórfido asociado. En la base, los cuerpos de brecha usualmente presentan una rápida transición a pórfido fracturado o stockwork, mientras el techo se caracteriza porque disminuye el tamaño de la brecha (figura 8). La mayor parte de estas brechas no alcanzan la paleosuperficie en su formación (Sillitoe, 1985). En la génesis de brechas hidrotermales magmáticas, no hay una textura tipo ni un solo proceso de fragmentación, lo cual genera distintos tipos de brechas que se pueden subdividir dependiendo del evento (Corbett, 2017).

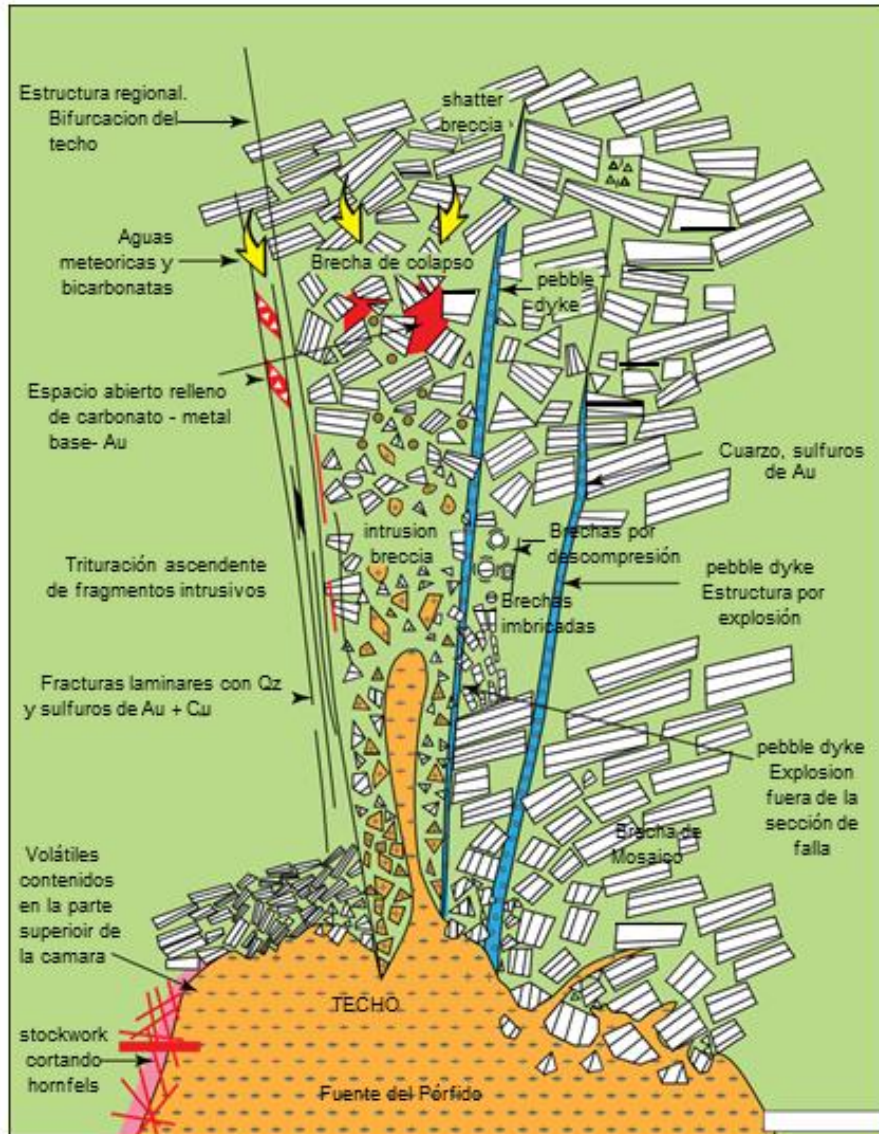


Figura 8. Modelo conceptual para brechas magmáticas-hidrotermales (Corbett and Leach, 1998).

1) Brechas por descompresión

La despresurización rápida de un cuerpo de roca puede dar lugar a la formación de brechas de estilo de piel de cebolla caracterizadas por un núcleo ovoide central y clastos exfoliados curvilíneos en forma de hoz, denominados brechas de descompresión (Baker *et al.*, 1986). Los clastos pueden sufrir una reducción de la presión mediante el transporte rápido a entornos elevados o la eliminación rápida del techo. Estas brechas se presentan con un relleno de turmalina o en otros casos se vuelve a brechar por el movimiento y transporte posterior, especialmente si hay colapso posterior (Corbett and Leach, 1998).

2) Brechas por Colapso

Las brechas colapsadas en los sistemas de mineral hidrotermal comúnmente presentan forma de bloques con una orientación sub-horizontal, varían de un metro a muchas decenas de metros de tamaño. Si bien se propone una variedad de mecanismos para explicar el desarrollo de brechas de colapso, se prefiere el escape de volátiles desde la parte superior de la cámara de magma y el colapso posterior (Corbett and Leach, 1998).

3) Brechas de Tejas

Las brechas de tejas (también llamadas 'brechas de dominó' (Sillitoe, 1985) o 'brechas imbricadas', (Baker *et al.*, 1986) se presentan principalmente como clastos alargados angulares apilados similares a las tejas, generalmente de unos pocos centímetros de grosor y hasta un metro de largo (figura 9). Como hay poco transporte de clastos, las brechas son generalmente monomícticas, excepto donde se reconocen contactos de intrusión cercanos y colapso significativo. La mayoría de las brechas muestran un relleno fluidizado compuesto de relleno clástico y turmalina-sílice + sulfuro que proporciona una separación variable entre clastos y también contribuye a la alteración de los clastos (Corbett and Leach, 1998).

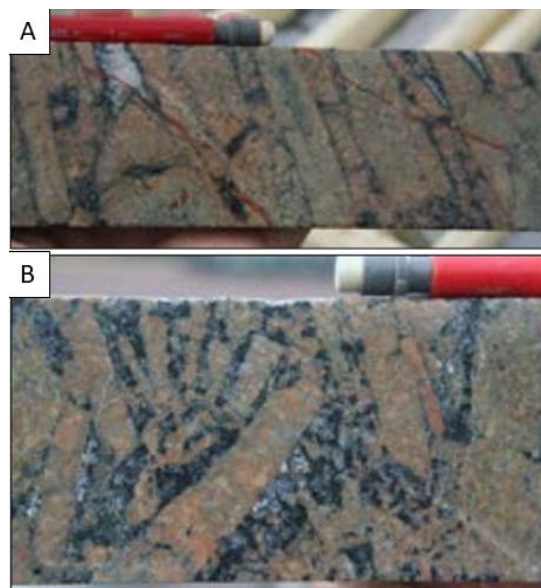


Figura 9. A) Brecha de Tejas caracterizada por clastos alargados paralelos con relleno de turmalina, Mt Terrible, Australia. B) Brecha de Tejas dividida a medida que los clastos se separan con un mayor relleno de matriz de turmalina, Mt Terrible, Australia. (Corbett and Leach, 1998).

Brechas Freatomagmáticas

También catalogadas como brechas hidromagmáticas (Sillitoe, 1985) o como brechas hidroclásticas (Davies *et al.*, 2008a). Son creadas a partir de la fragmentación por la energía mecánica liberada durante el flashing de agua a vapor (Hedenquist and Henley, 1985). El *flashing* de los fluidos hidrotermales es causado por una despresurización que ocurre si:

- 1) La presión de confinamiento (litoestática o hidrostática) se reduce a valores por debajo de la presión del fluido hidrotérmico, o si, por el contrario, aumenta la presión del fluido hidrotérmico excediendo la presión de confinamiento (Burnham, 1985).
- 2) La interacción directa de magma y agua, lo cual genera una reacción tipo combustible – refrigerante, provocando la expansión de vapor que impulsa la fragmentación explosiva produciendo brechas freatomagmáticas (Sheridan and Wohletz, 1981).

Es importante tener en cuenta que la interacción magma-agua no necesariamente tiene como resultado una fragmentación explosiva, se infiere que ocurre un espectro completo de fragmentación no explosiva a explosiva (Morrissey *et al.*, 2000 en Tămaş & Milési, 2002). El evento de fragmentación ocurre dentro de la zona de transición entre los niveles subvolcánico y volcánico. Están relacionadas con intrusiones magmáticas de alto nivel (pórfido), o diques de alimentación (Corbett and Leach, 1998; Lorenz, 1986).

Las brechas de origen freatomagmatico están soportadas por un relleno clástico (50 - 90%), el cual muestra textura fluidizada, masiva o con estratificación. Los clastos sufren una intensa mezcla, en forma, dimensión, composición, alteración, dirección y distancia de transporte (Baker *et al.*, 1986; Sillitoe, 1985; Tămaş and Milési, 2002). Las formas varían de angulares a bien redondeados, pero prevalecen comúnmente aquellos con una forma más redondeada como resultado del trabajo intenso (molienda y abrasión) durante la génesis de la brecha (Baker *et al.*, 1986; Sillitoe, 1985; Tămaş and Milési, 2002) Los clastos más pequeños (menos de unos pocos centímetros) ocurren con frecuencia, principalmente en las áreas fluidizadas de las brechas. Los fragmentos pueden mostrar información sobre la dirección y la amplitud del movimiento, desplazamientos ascendentes y/o descendentes de

cientos o incluso miles de metros de distancia de su área de origen (Tămaş and Milési, 2002).

Las brechas freatomagmaticas son distintivas por contener componentes de tipo magmático juvenil o tobáceos, líticos finos angulares a subredondeados. Los elementos considerados como componentes juveniles son:

- Fenocristales quebrados sueltos en la matriz.
 - reacción química acida, se observará ojos (cristales) de cuarzo sueltos.
 - reacción química más básica, podrán observarse plagioclasas o fragmentos de estas.
- Fragmentos deformados tipo liga
- Fragmentos de pómez
- Lapilli acrecional

La presencia de pómez indica una condición de deshidratación y alta temperatura, donde el magma este supersaturado en volátiles, resultando en vesículas por la expansión del gas disuelto. Típico de un ambiente más magmático que freático, su presencia se interpreta como una transición entre el ambiente freatomagmático y el magmático. Dentro del conducto, las pómez están alineados paralelo a la dirección de aplastamiento, y a su vez paralelo a las paredes del conducto.

El lapilli acrecional es un producto casi exclusivamente generado en ambientes relacionados a las brechas freatomagmáticas, derivado de erupciones polifásicas que sugieren un proceso de fluidización intenso y generalizado. En las rocas a menudo se muestra gradación inversa, ya que el lapilli más grueso se deposita después de la toba fina (Corbett, 2017). Entre los fragmentos de tipo exótico, se encuentran sedimentos ricos en materia orgánica, o incluso madera carbonizada, representan remanentes de un ambiente lacustre en el cráter maar.

En cuanto a la mineralización, ocurre antes, durante y posterior a la brecha. En pórfidos, suelen ser estériles porque son posteriores a la etapa de mineralización. Los depósitos de pórfido de cobre/molibdeno son los tipos más frecuentes de depósitos de mineral relacionados con los conductos de brechas freatomagmáticas compuestas principalmente por un relleno clástico de grano fino (canal de fluidización) (Tămaş and Milési, 2002). En

ambientes epitermales de baja y alta sulfuración, son mena o estériles dependiendo del momento de la explosión respecto a la etapa de mineralización (Corbett, op. cit). Estas brechas se pueden utilizar como guía de exploración y ser una herramienta hacia la mineralización. En diatremas (figura 10), el alto grado de conminución y la abundancia de arcillas dentro del canal de fluidización crean baja porosidad y permeabilidad, lo que inhibe el flujo de fluidos mineralizados, los cuales migran hacia las áreas con mayor porosidad inducida a lo largo/alrededor de los sectores marginales de la brecha (Baker *et al.*, 1986).

Las estructuras tubulares de brechas freatomagmáticas estériles o mineralizadas muestran alteraciones intensas. La alteración de las brechas podría ser hipógena, anterior a la deposición del mineral, o un proceso supergénico posterior, que puede sobreimprimir los productos de alteración primaria y también puede afectar la mineralización primaria. Los depósitos de mineral de cobre epitermal (alta y baja sulfuración) y de pórfido generalmente están alojados en brechas freatomagmáticas y, por lo tanto, las alteraciones que las acompañan pueden tocar selectivamente los componentes de la brecha (relleno, fragmentos de roca) así como las rocas huésped. La alteración de este tipo de brechas suele ser argílica intermedia a argílica avanzada, (Sillitoe, 2010).

1) Diatrema

La expresión superficial de un conducto de brecha freatomagmática consiste en una depresión semicircular o elíptica, rodeada por un anillo granulométricamente diferenciado de productos de eyección, denominado maar. Esta depresión fisiográfica puede rellenarse con depósitos lacustres (sedimentos detríticos o biogénicos), mientras que su segmento subterráneo (el cuerpo del conducto de brecha) se conoce como diatrema (Baker *et al.*, 1986; Lorenz, 1973). Las diatremas también llamadas, columnas o tuberías, se caracterizan por una morfología regular de cono invertido. Para niveles medio e inferior, la forma de las diatremas es similar a un cilindro, que a menudo muestran protuberancias o incluso ramificaciones (figura 10). Las secciones horizontales van desde contornos semi-circulares y/o elípticos hasta irregulares (Hawthorne, 1975). Estas estructuras están íntimamente relacionadas con intrusiones magmáticas (pórfido) de nivel alto o diques alimentadores (Corbett and Leach, 1998; Lorenz, 1986).

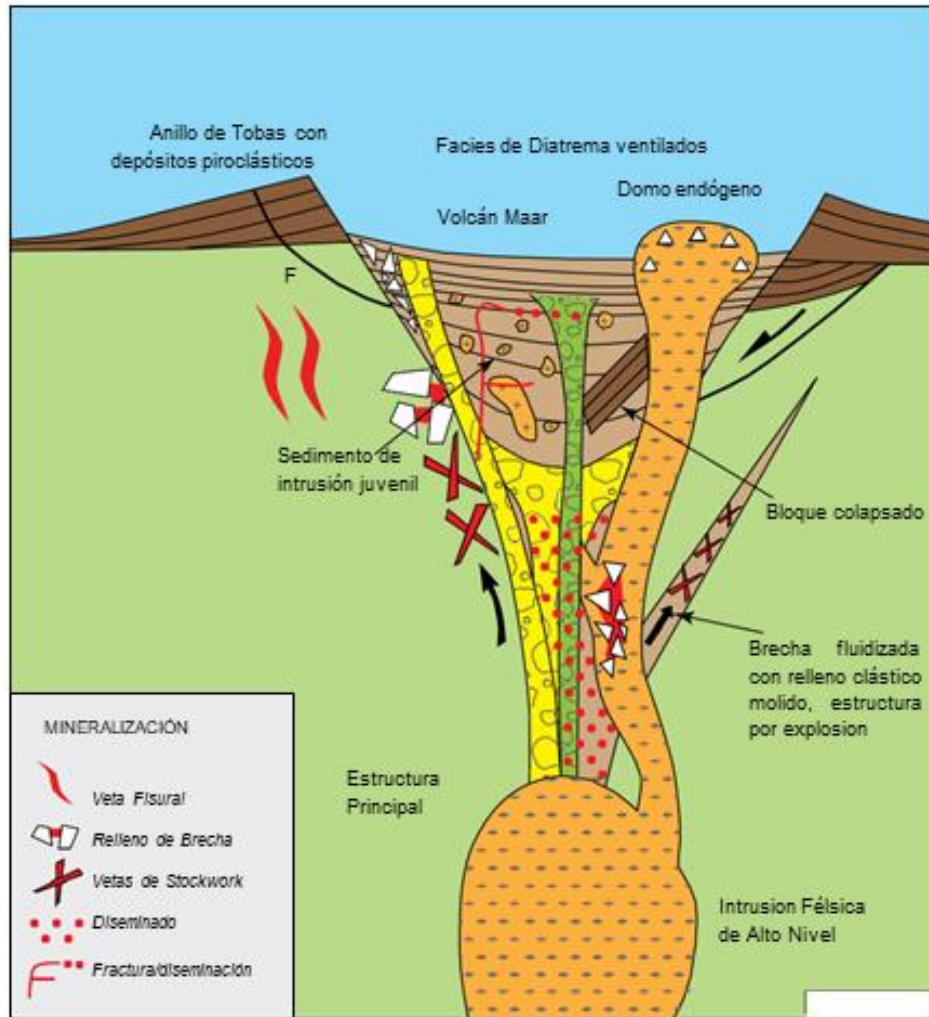


Figura 10. Modelo conceptual de Diatremo, Brecha Freatomagmática (Corbett and Leach, 1998)

Las estructuras Maar-Diatremo son producidos por erupciones explosivas, a niveles subvolcánicos y volcánicos que cortan el basamento profundo, alcanzando la superficie debido al cortejo de fallas anulares que propician tal tipo de vulcanismo. Las explosiones están controladas por cambios súbitos de presión y la liberación de una interacción directa entre un cuerpo de magma y una fuente externa de agua y, en menor medida, por la composición del magma involucrado (silícico, intermedio, máfico o ultramáfico) (White and Ross, 2011).

Durante la interacción explosiva entre el magma ascendente y el agua subterránea, una cierta cantidad de agua subterránea participa en las erupciones, y abandona el sistema en forma de vapor a elevadas temperaturas (circa 100°C). Si el agua subterránea no se repone

rápida, se forma un cono de depresión dentro del agua subterránea y la superficie isobárica de 20-30 bar desciende a una profundidad ligeramente mayor, el magma puede entonces interactuar explosivamente con el agua subterránea a una profundidad ligeramente mayor que antes y, la raíz de diatrema en consecuencia, penetra hacia abajo por fragmentación y expulsión de nuevas rocas de la pared (figura 11). Después de que cesan las erupciones en etapas tardías de magmatismo, la capa freática puede restaurarse a los niveles originales, lo que generalmente conduce a la formación de un lago maar. Las explosiones magmáticas secas y/o posiblemente freáticas (vapor) también pueden contribuir a la formación de la estructura, pero en forma aislada no forman diatremas (Lorenz, 1986).

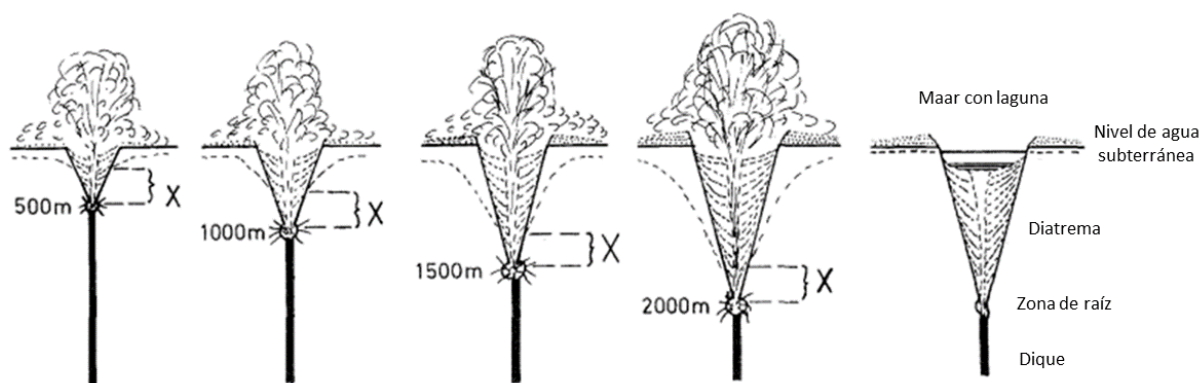


Figura 11. Dibujo esquemático que muestra la evolución de un volcán maar-diatrema mediante el control de la presión de confinamiento, suponiendo una disponibilidad restringida de agua subterránea y, por lo tanto, la formación de un cono de depresión durante la actividad freatomagmática (Lorenz, 1986).

Los tamaños de las diatremas pueden alcanzar valores impresionantes, tanto en escalas verticales como horizontales. Comúnmente su altura supera los 1000 m (Sillitoe, 1985), pero a menudo tienen un mayor desarrollo vertical, hasta los 2500 – 3000 m (Lorenz, 1986; Sillitoe, 1985). En cuanto a las dimensiones horizontales, los diámetros de las diatremas freatomagmáticas suelen superar cientos de metros, pero pueden alcanzar hasta más de 1 km (Lorenz, 1986; Sillitoe, 1985).

En un esquema típico de diatrema las formaciones superficiales incluyen varias unidades genéticas y espaciales (McPhie *et al.*, 1993): flujos piroclásticos, depósitos de oleada piroclástica (surge) y, por supuesto, depósitos de caída. Las secuencias de piroclastos pueden contener fragmentos juveniles (piroclastos, escorias pobremente vesiculares,

angulares y pómez), lapilli acrecionario y, a menudo, estructuras de hundimiento de bomba (McPhie *et al.*, 1993). Las formaciones de piroclastos bien desarrolladas pueden cubrir varios km² alrededor del respiradero, hasta una distancia de 10 a 15 km del área de escape. Cerca del respiradero, se identifican dos tipos separados de depósitos piroclásticos: cono de toba y anillo de toba (Heiken, 1971). Un anillo de toba es un respiradero circular extenso con un perfil topográfico bajo y suaves pendientes externas construidas con escoria y ceniza "seca", con material piroclástico bandeado, que inclina hacia adentro y hacia fuera con aproximadamente el mismo ángulo. A diferencia de esto, un cono de toba es una ventilación circular más pequeño que los anillos de toba, con un perfil topográfico alto y pendientes externas empinadas construidas con ceniza cohesiva "húmeda", desarrollando un bandeo que buza tanto hacia adentro del cráter, como hacia fuera. Los anillos de eyección brindan información invaluable sobre los procesos y la secuencia de erupciones, pero son registros incompletos de la formación de diatremas (Heiken, 1971).

Dentro de la estructura de diatrema ocurren importantes cambios que se puede dividir en diferentes facies, en relación con la descripción de brechas. De acuerdo con Tămaş and Milési, (2002) se divide en: área marginal, zona central, diatrema superior, diatrema inferior y zona de raíz (figura 12).

Área marginal

En el área marginal, la roca huésped está en contacto discordante verticalizado con la diatrema, por lo regular rodeado por un cortejo de fallas radiales en donde prevalecen los espacios abiertos (a menudo llenos de mena y ganga si ocurren procesos de mineralización) (Baker *et al.*, 1986; Sillitoe, 1985). Se presenta facies más gruesas, los fragmentos son más grandes y angulares, el relleno es clástico y menos importante cuantitativamente. Prevalecen brechas clasto-soportadas y espacios abiertos, así como transiciones normales desde la roca huésped a brechas craqueladas, brechas en mosaico o en rompecabezas y brechas con clastos rotados. Los diques de brechas hidráulicas (o llamadas brechas de inyección) pueden estar presentes alrededor de las tuberías. Estas estructuras generalmente irradian hacia afuera del cuerpo principal de la brecha hacia la roca huésped (Corbett and Leach, 1998). También están presentes cuerpos tipo dique, compuestos por matriz de

brecha fluidizada a veces con abundantes clastos imbricados bien redondeados de pequeño tamaño (también llamados diques de brecha de guijarros).

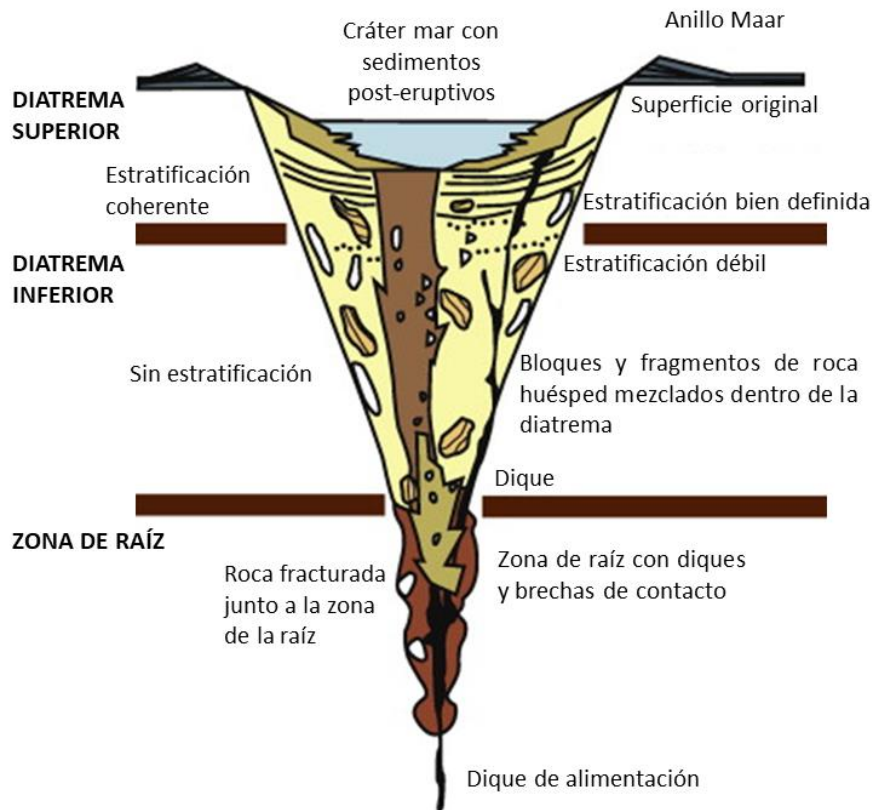


Figura 12. Esquema de las zonas de una diatrema, modificado de White and Ross, (2011).

Dependiendo de la intensidad y repetición de los procesos a lo largo de las paredes (borde marginal) de la columna de brecha, el movimiento descendente de grandes bloques de la roca huésped es más evidente los cuales pueden desprenderse y generar brechas de colapso (Tămaş and Milési, 2002). Las paredes pueden volverse inestables y permitir que porciones del anillo de toba colapsen en el tubo de brecha, la cantidad de bloques que se desploman desde la superficie hacia el interior del cráter pueden ser dictadas por la naturaleza de las rocas de la pared (White and Ross, 2011).

Zona central

Consiste principalmente de brechas soportadas por un relleno clástico con clastos más redondeados, de un tamaño considerablemente menor. Los fragmentos de roca muestran un mayor procesamiento por la fluidización. El canal de fluidización generalmente se ubica en la parte axial de la tubería, pero también hay evidencia que sugiere que podría estar ubicado fuera del centro (Tămaş and Milési, 2002). El movimiento en esta área es mixto: el flujo con los clastos más pequeños es empujado hacia arriba y asciende, mientras que los fragmentos más grandes, caídos accidentalmente en el canal de fluidización, se mueven hacia abajo, especialmente durante los períodos de relajación del proceso de fluidización (Tămaş and Milési, 2002).

Los cambios de facies ocurren no solo en una escala horizontal sino también en una vertical. Las variaciones verticales fueron enfatizadas por Baker *et al.*, (1986), quienes identificaron dos niveles principales de interés: diatrema superior y diatrema inferior.

Diatrema Superior

Se caracteriza por la mezcla extrema de clastos de roca con varios orígenes (distintas edades), de niveles profundos (de cientos a miles de metros de profundidad) junto con fragmentos de secuencias piroclásticas, material juvenil (no siempre, pero por lo general) o con restos de componentes orgánicos dentro del maar. La proporción depende de una variedad de factores, por ejemplo, la energía de la explosión, el grado de material eliminado y la cantidad de magma involucrado en la erupción. Estos depósitos por lo general se encuentran bien estratificados, y son atravesados por zonas no estratificadas de material volcanoclástico (White and Ross, 2011).

Las diatremas no necesariamente tienen que contener depósitos de diatrema superior, en algunos casos, la energía de la erupción es suficiente para causar un grado significativo de fragmentación y eliminación permanente de material de la zona de diatrema superior, dejando solo depósitos sin estratificación similares a la diatrema inferior. White and Ross (2011) distinguen entre dos tipos de depósitos de diatremas superiores:

Tipo I. Depósitos creados por subsidencia, se forman durante los procesos explosivos que ocurren durante la secuencia de erupción. Anillo de fallas, pandeo y

buzamiento hacia el interior de la diatrema, apuntan hacia el hundimiento de la pared y roca huésped. Estos depósitos son un indicador de procesos de depósito de alta energía.

Tipo II. Se forman después de la erupción, y no parecen estar impulsados por el hundimiento, sino por procesos de depósito de baja energía. El cráter sufre sedimentación fluvial y, en algunos casos, deteniendo la formación de un cráter maar posterior a la erupción.

Diatrema inferior.

White and Ross (2011), describen depósitos bien mezclados que carecen de estratificación y representan una mezcla caótica de una variedad de fragmentados de toba estratificada, toba lapilli y de roca huésped de varias fuentes aisladas dentro de depósitos piroclásticos, pero con una amplia textura y consistencia litológica (Clement and Reid, 1989). En esta zona es frecuente, el hundimiento de bloques por gravedad, que proviene de las paredes de la roca huésped, así como cortes de roca de superficie curva paralela a un plano de falla (fault slices). Los márgenes son difusos entre las zonas la diatrema inferior y superior. A menudo se emplazan flujos poco consolidados de masa granulares. El hundimiento de la zona de diatrema inferior, posterior a la formación, es más probable que en la zona de diatrema superior, principalmente debido a la naturaleza altamente fragmentada y no consolidada de los depósitos.

Zona de raíz

Es el nivel más profundo, la zona de raíces representan la transición diatrema-dique. Las dimensiones del cuerpo de brecha disminuyen gradualmente, muestran una gradación desde brechas freatomagmáticas a brechas magmáticas o un dique magmático enriquecida con xenolitos (Corbett and Leach, 1998).

Tămaş and Milési, (2002) proporcionó varias representaciones gráficas de diferentes tipos de brechas y de su área de ocurrencia dentro de un cuerpo de tubería de brecha freatomagmática (figuras 13 y 14). La mineralización puede ocurrir dentro de la estructura de brecha, como reemplazo de fragmentos y/o en el relleno clástico, pero representan una baja ley mineralizada. El alto grado de trituración y la abundancia de arcillas dentro del

canal de fluidización provocan baja porosidad y permeabilidad que inhiben el flujo de fluidos mineralizados. En estas condiciones, los fluidos migran hacia áreas de mayor porosidad a lo largo/alrededor de los sectores marginales de estas brechas (Baker *et al.*, 1986), (figura 15). Las concentraciones de metales más importantes ocurren como relleno en espacios abiertos entre fragmentos de roca en zonas marginales del conducto, particularmente de alta ley hacia niveles superiores, relacionado con estructuras de fallas que limitan la tubería, formando un anillo mineral relacionado con brechas de colapso, abundante en espacios abiertos; generalmente indican un historial de brechas multifásicas (Sillitoe, 1985; Tămaş and Milési, 2002). Alrededor del cuerpo de la brecha, pueden ocurrir vetas de relleno con buzamiento pronunciado albergadas por los sistemas de fisuras laminadas inducidas por la brecha, o por el hundimiento de la roca huésped en la diatrema. La zona de intersección entre las vetas de sobreimpresión y el cuerpo de la brecha suele albergar importantes manifestaciones de mineral. Fuera del cuerpo principal de la tubería de brecha, la mineralización consiste en reemplazos y depósitos de fluidos mineralizados atrapados debajo de capas impermeables (Tămaş and Milési, 2002).

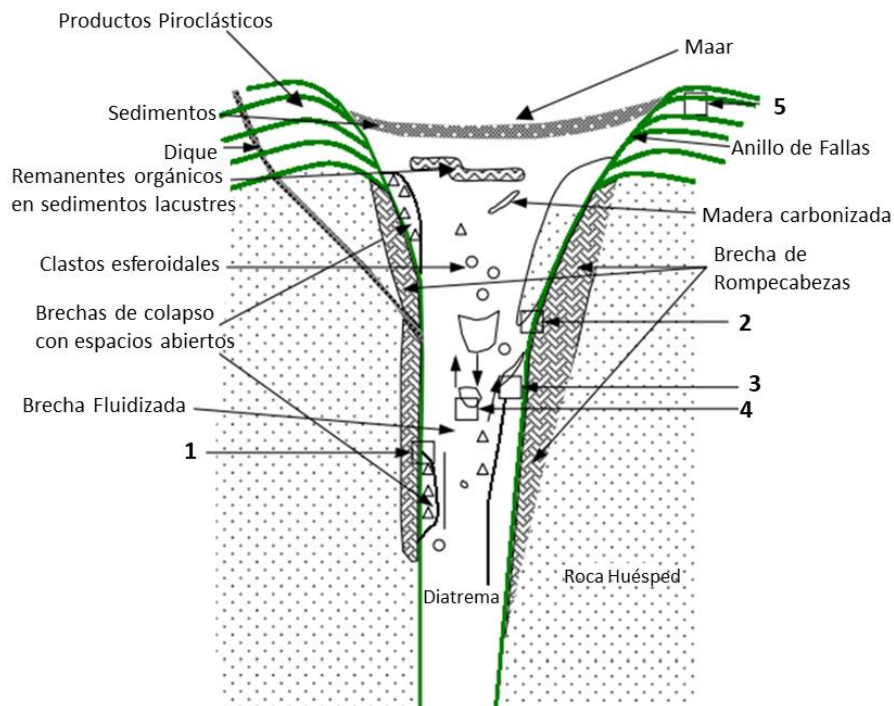


Figura 13. Representación idealizada de una estructura de tubería de brecha freatomagmática. Se observan diferentes tipos de brechas y su área de distribución. Modificado de Tămaş and Milési, (2002).

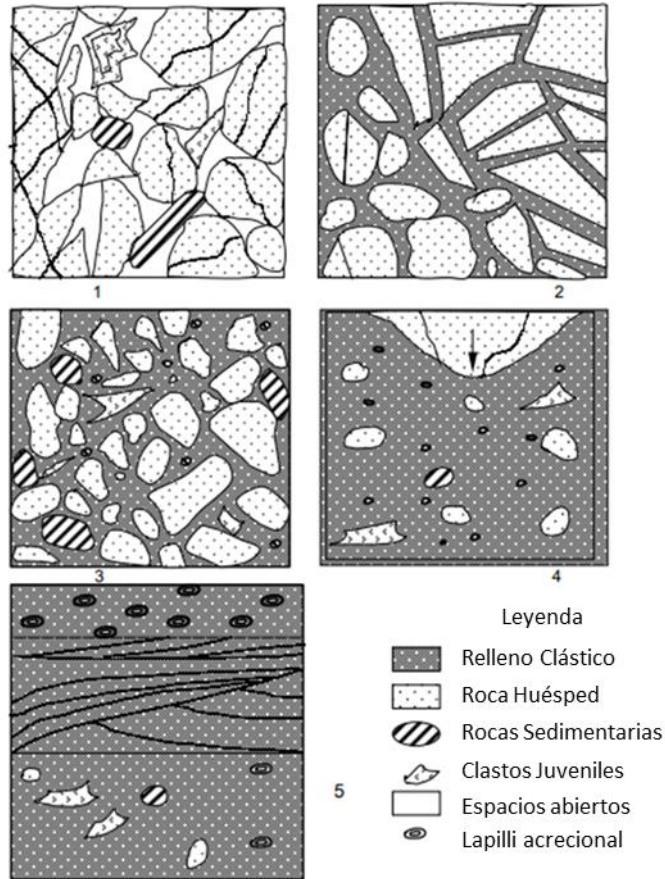


Figura 14. Bocetos que muestran varias "aspectos" del cuerpo de diatrema. (1-brechas craqueladas con espacios abiertos; 2-brechas de rompecabezas y brechas rotacionales; 3- brecha dominado por fragmentos gruesos; 4-brechas soportado por relleno clástico; 5) depósitos de oleadas piroclásticas. Modificado de Tămaş and Milési, (2002).

Se deben enfatizar las relaciones entre la edad de la brecha y aquella donde se favorece la deposición del mineral. Puede ocurrir mineralización pre-, sin- y post- desarrollo de la brecha. Las impregnaciones, los rellenos de los espacios abiertos y el reemplazo de la matriz y/o los fragmentos de roca caracterizaron los sistemas mineralizados sin y post-brechificación. Es posible que se presenten eventos tardíos, lo que aumenta la ley general del mineral del sistema en forma de vetas que sobreimprimen brechas o enjambres de vetas que cortan el canal de fluidización de la tubería (Tămaş and Milési, 2002). La actividad freatomagmática puede ser prolongada por erupciones freáticas (brechas freáticas), que podrían reconstruir el edificio de la diatrema diatrema y también pueden inducir una entrada adicional de metales. Por último, pero no menos importante, el enriquecimiento supergénico también podría ser importante en algunos casos (Tămaş and Milési, 2002).

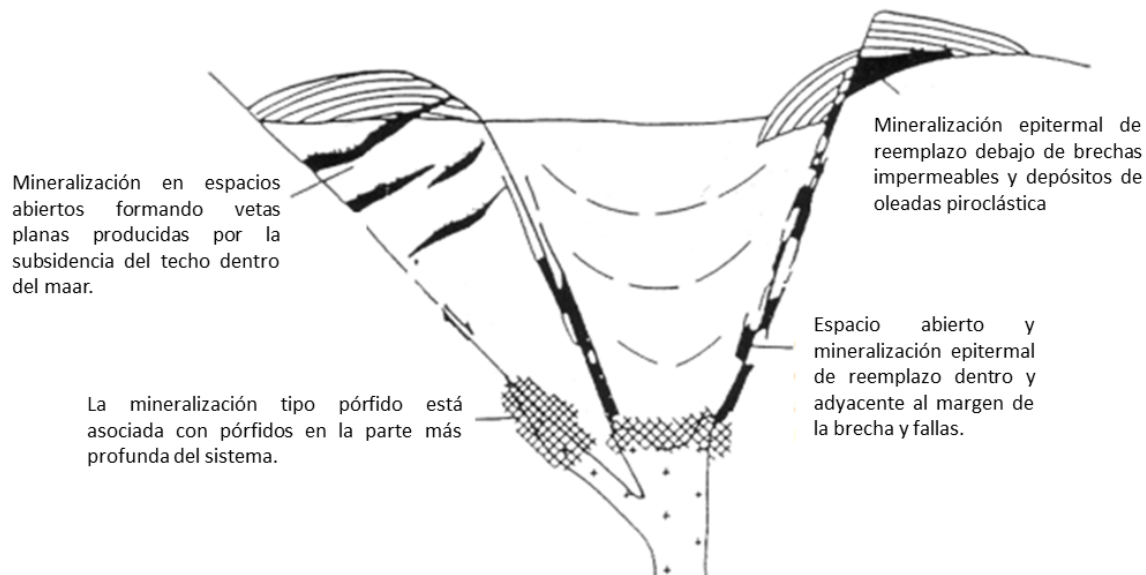


Figura 15. Control mineral inducido por estructuras de brechas freatomagmáticas, diatrema. Modificado de Baker et al., (1986).

Brechas freáticas o eruptivas

Las erupciones freáticas son explosiones impulsadas por vapor sin interacción directa de magma como fuente de calor, temperatura o composición de fluido (Barberi *et al.*, 1992; Cas and Wright, 1987). La actividad freática libera menos energía y, en consecuencia, las dimensiones de las brechas son más pequeñas. Las explosiones forman conductos de brecha que varían de diámetro desde pocos metros hasta varios metros, llegando a dimensiones de 350 m (Hedenquist and Henley, 1985) o 500 m (Sillitoe, 1985) a niveles poco profundos en entornos volcánicos y geotérmicos (Corbett y Leach, 1998).

El desarrollo vertical es menor y está controlada por el nivel de ebullición de la solución hidrotérmica, que comúnmente no supera los 300 m de profundidad (Hedenquist and Henley, 1985). Las estructuras pueden o no alcanzar la superficie; cuando tales estructuras de brechas alcanzan la superficie, su altura pasa más allá de 300 m, hasta 850-1,000 m (Sillitoe, 1985). Las estructuras ocurren en forma de cono invertido, a veces de forma columnar o diques (figura 16), usualmente de forma irregular, con pequeñas vetas, vetillas y con frecuentes estructuras de ramificación (Baker *et al.*, 1986; Sillitoe, 1985).

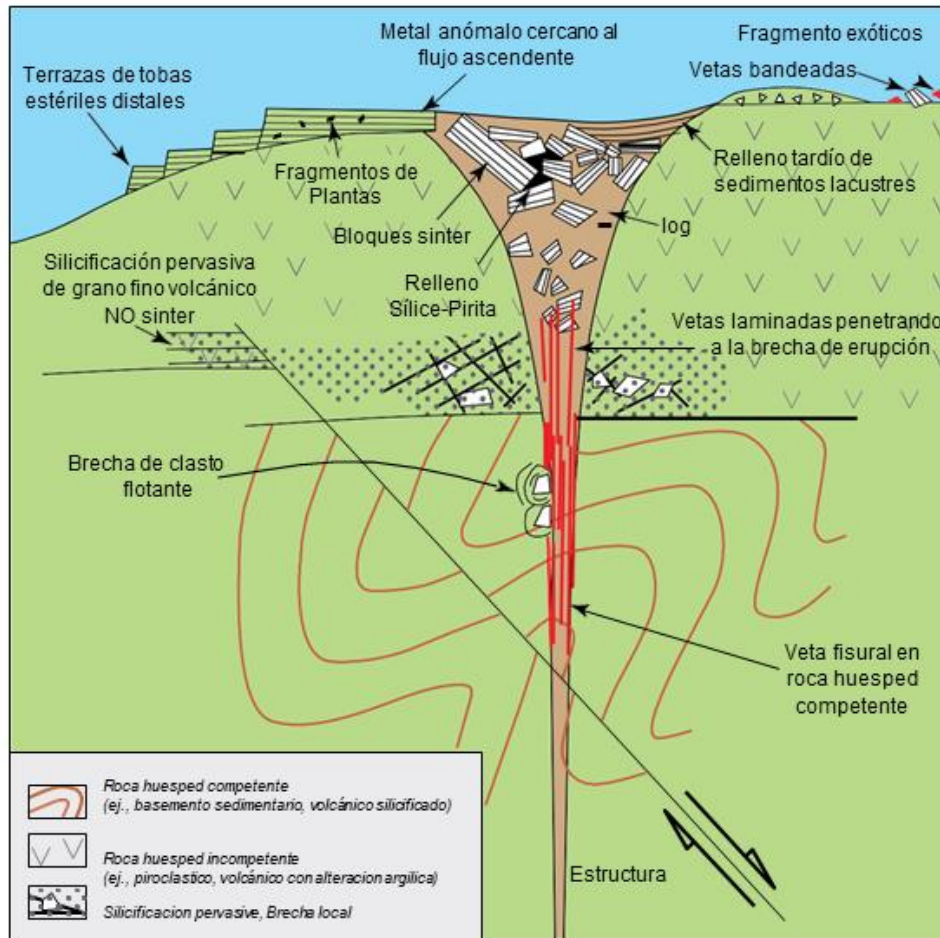


Figura 16. Modelo conceptual de la formación de brechas freáticas (Corbett & Leach, 1998)

El contacto con la roca huésped suelen ser discordante, irregular, con múltiples interpenetraciones, de forma dactilar (Baker *et al.*, 1986; Nelson and Giles, 1985). La roca huésped se fractura intensamente, y a menudo hay desarrollo de facies hacia brechas con clastos angulares de roca (brechas de mosaico, brechas de tejas o *shingle*, brechas craqueladas, etc.) (Baker *et al.*, 1986; Tămaş and Milési, 2003).

En cuanto a los clastos, éstos son angulares, por menor transporte y mezcla, y varían desde centímetros hasta metros (Tămaş and Milési, 2002). Un patrón particular de estas brechas es la ausencia de fragmentos juveniles (Baker *et al.*, 1986; Sillitoe, 1985). El porcentaje de clastos es mayor al relleno y hay contacto directo entre sí, por lo tanto, son clastos-soportados, preservando muchos espacios abiertos entre ellos. La aparición de grandes espacios abiertos, llenos de minerales bien cristalizados (cuarzo, sulfuros, oro, plata, etc.) o

masas compactas de minerales arcillosos es específica para las brechas freáticas. El relleno clástico tiene una participación menor, menos del 50%, en comparación con los clastos y está compuesto por detritos de fragmentos de la roca huésped, minerales arcillosos depositados directamente de soluciones hidrotermales, así como minerales triturados y/o minerales de ganga previamente depositados (Sillitoe, 1985). El relleno clástico es reemplazado frecuentemente por sílice o sulfuros. Por lo tanto, en el interior se pueden encontrar fragmentos de relleno clástico de etapas de brecha más antiguas en un relleno clástico o químico más joven (Sillitoe, 1985).

Debido a los múltiples eventos de deposición, se pueden formar brechas con clastos flotantes (*cockade*) o secuencias de minerales de mena y ganga en capas polifásicas. En este caso, el análisis secuencial de inclusiones fluidas en los bordes sucesivos de minerales hidrotermales precipitados permite comprender la historia de evolución de los fluidos responsables de la brecha y mineralización (Tămaş and Milési, 2003).

La alteración más importante es la silicificación, generalmente bien desarrollada, como sílice masiva o en capas depositada en los espacios abiertos (Muffler *et al.*, 1971; Sillitoe, 1985). Otros conjuntos de alteración comunes son: potásica, fílica, argílica (intermedio y avanzado) y propilítica. La alteración puede ser un evento previo, durante o posterior a la brecha. Puede afectar tanto a clastos como al relleno. En esta última situación, el cuerpo de brecha está desempeñando el papel de una roca huésped para las vetas posteriores (Tămaş and Milési, 2003).

La cantidad de porcentaje de relleno clástico, químico y sus diversos tipos genéticos amplía las facies de brechas que podrían ocurrir dentro de una estructura freática, es decir, tener un espectro de distintas brechas que van desde, soporte de relleno clástico, soporte por clastos, brechas de espacio abierto, brechas de rompecabezas, etc. (Tămaş and Milési, 2003). En muchos casos, las brechas freáticas (diques de brecha y tubos de brecha) tienen una transición descendente hacia una estructura de veta clásica (Baker *et al.*, 1986).

La mineralización tiene lugar como impregnaciones en el relleno clástico y / o fragmentos de roca, así como relleno en espacios abiertos. La relación de deposición de mineral - tiempo de brecha, se contempla en varios casos:

- Previa a la brecha: en este caso, los fragmentos de mineral se encuentran dentro del cuerpo de la brecha.

- Durante: relleno de mineral masivo.
- Posterior a la brecha: rellenos de oquedades o vugs (relleno químico), bordes de mineral alrededor de los fragmentos de brecha, o incluso estructuras de vetas superpuestas, que cortan el cuerpo de la brecha.

La actividad freática subterránea puede generar una brecha superficial equivalente, concentrada cerca del respiradero de erupción hidrotérmica, compuesto por fragmentos de rocas angulares que reflejan con precisión la litología somera del área afectada por la brecha freática (Muffler *et al.*, 1971) Las dimensiones de clastos son de centímetros a decímetros, hasta 2-3 m. Los depósitos de brechas se encuentran alrededor del respiradero hidrotermal en un radio de decenas a cientos de metros y solo excepcionalmente hasta 1-2 km. (Nairn and Wiradiradja, 1980)

En la clasificación de brechas freáticas, se han hecho diferentes subdivisiones, ya sea por profundidad (Hedenquist and Henley, 1985), mecanismo de fragmentación (Sillitoe, 1985) o por componentes texturales (Corbett and Leach, 1998), pero a pesar de las diferentes clasificaciones, estas tienen mucha relación entre sí (figura 17).

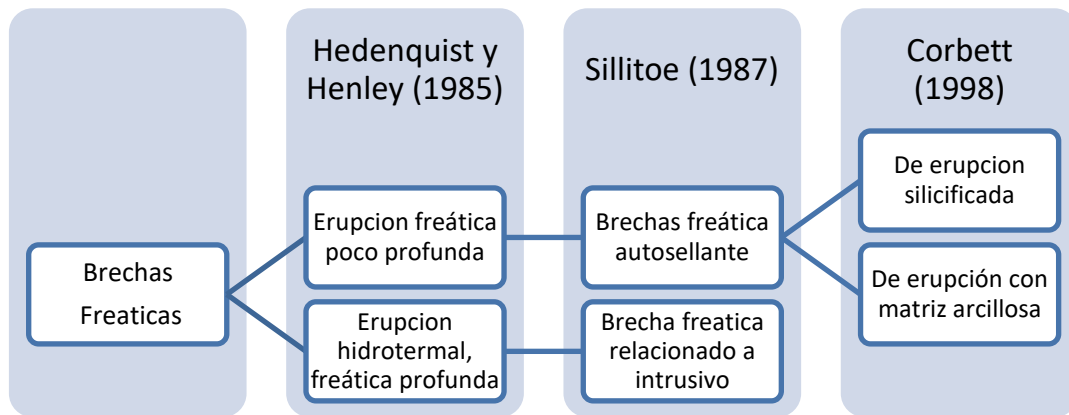


Figura 17. Relación de Clasificaciones de brecha freáticas.

1) Brechas freáticas autosellante

Se desarrollan por la liberación violenta de vapor presurizado de baja a media entalpia, en niveles corticales poco profundos, dentro de un sistema geotérmico activo. En ocasiones el depósito de sílice es significativo y puede tapar los conductos de vetas epitermales de baja

sulfuración (sinter), actuando como una barrera impermeable. El sello no permite la pérdida de temperatura, generando acumulación de gas y transmitiendo presión a la roca suprayacente. Los fluidos predominantemente son meteóricos muy diluidos, con bajo contenido de Cl. El 95% de los fluidos sigue una permeabilidad secundaria (fracturas) y suelen tener una temperatura entre 200 y 300 °C (Sillitoe, 2010).

La alteración de estas brechas suele ser de alteración argílica débil a moderada, y se genera un tipo particular de cráteres (estructuras de colapso), que no superan los 20 m de profundidad, debido a la disolución de componentes minerales durante la alteración argílica avanzada. Dichas estructuras de colapso freático indican que se produjo un episodio de ebullición dentro del sistema hidrotérmico debajo y, por lo tanto, su aparición proporciona evidencias adicionales de la actividad de exploración (Hedenquist and Henley, 1985; Tamaş and Milési, 2003).

a) Relleno de Sílice

Estas brechas tienen un relleno clástico finamente molido alterada con pirita y sílice, con clastos de minerales hidrotermales (como calcedonia gris o negra, si no está oxidada). Los clastos pueden ser monomícticos, angulosos, sin mucho transporte ni rechazo estratigráfico; o ser polimícticos, con clastos silicificados y silíceos (opalinos) lo cual da evidencia de al menos un sello roto, de un sector, nivel o estructura silicificada. Si se presenta sílice residual con textura vuggy u oquerosa, los fluidos mineralizados serían posteriores a su formación. Al presentar textura vuggy limpio, sin restos de óxidos ni arcillas, es posible que la acidez de los flujos no haya permitido el depósito de jarosita en ese cuerpo hasta el cambio de pH, en zonas algo más alejadas, periféricas, donde los fluidos comiencen a neutralizarse con la roca huésped (Sillitoe, 1985).

b) Relleno de Arcilla

Estas brechas tienen la misma formación, pero sin el flujo pronunciado de aguas dominantes meteóricas saturadas de sílice como para proporcionar silicificación y depósitos de sílice. Muchos tubos individuales varían de arcilla a porciones ricas en sílice. Ocurren localmente dentro de depósitos epitermales de baja y alta sulfuración como eventos explosivos cercanos a la mineralización. Las brechas freáticas o de erupción varían de sílice a alteración de argílica, como cuerpos pequeños poco profundos, comúnmente con molienda de clastos limitada y generalmente sin ninguna influencia magmática. Algunos

contienen clastos mineralizados y, por lo tanto, muestran cierta actividad postmineral. (Corbett and Leach, 1998)

2) Brechas freáticas (relacionadas a intrusiones)

La transferencia de energía –calor- (no de masa –magma-) asciende y los fluidos superficiales descendentes se mezclan produciéndose un cambio de fase, provocando el flashing (paso violento de agua a vapor con roca molida). Se encuentran en ambientes de pórfidos profundos, hacia el final de la actividad magmática, que al ir disipando su temperatura y bajando su presión interna, ingresa agua externa al sistema. No suelen estar mineralizadas, son destructoras de mineralización preexistente, en algunos casos puede contener clastos mineralizados incorporados. El evento genera conductos de brechas que representan las principales vías de acceso del flujo hidrotérmico hacia la superficie y responsable de la génesis de los cuerpos minerales de alta ley mineral (Tămaş and Milési, 2003) (figura 18).

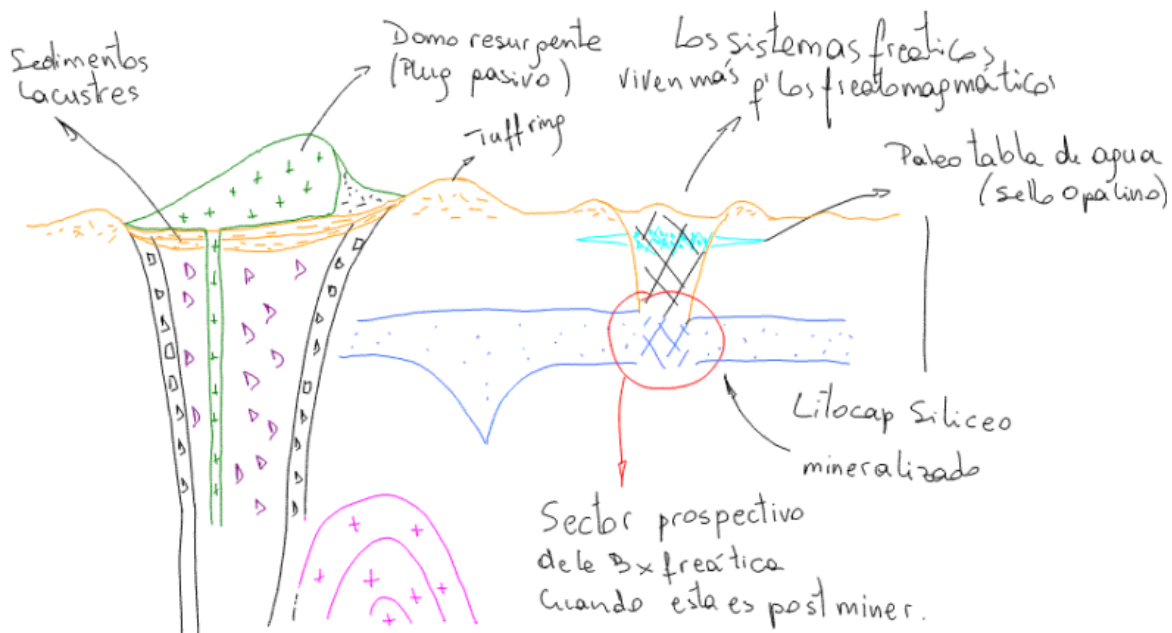


Figura 18. Relación entre las brechas freáticas y freáticas relacionadas a pórfidos. Obsérvese el sector prospectivo importante que queda por fuera de la brecha en el caso que esta sea postmineralización. (Sillitoe, s.f)

Brechas de disolución

Las brechas de disolución son producto del desgaste corrosivo, mediante la eliminación de un material soluble que comúnmente se forman en rocas hospedantes de carbonato cálcico (Davies, 2002). Los procesos químicos responsables de la generación de espacios abiertos por la eliminación de cantidades sustanciales de carbonato conducen al colapso, originando brechas *in situ* a brechas con clastos rotados. Se debe hacer una distinción entre brechas de disolución hidrotermal y karst (fluidos meteóricos a baja temperatura) (Corbett, 2017). Hall (1990) sugirió que las brechas de disolución hidrotérmica podrían distinguirse del karst por la falta de 'sedimentos' alóctonos (es decir, relleno siliciclástica transportada a los huecos de las brechas por el agua), presencia de arena dolomítica y presencia de cementos hidrotermales.

Brechas hidráulicas

Existe un continuo intercambio entre la fractura hidráulica no explosiva y la fractura explosiva impulsada por un cambio de fase (brecha freática) o por descompresión (brecha magmática-hidrotermal). La transición entre estos miembros finales se infiere en función de la energía en el fluido hidrotermal (Nelson and Giles, 1985).

La brecha hidráulica se utiliza para describir aquellas formadas en el extremo de energía más bajo de este espectro, donde hay evidencia de fragmentación *in situ* o implosión, pero no fragmentación y transporte explosivos (*ex situ*, p. ej., texturas caóticas masivas, matriz abundante, clastos fresados). Los productos de fractura hidráulica incluyen vetas, brechas de vetas, y quizás, zonas de brecha *in situ* que rodean las tuberías de brecha freática. Las brechas hidráulicas presentan texturas de rompecabezas a texturas rotadas en clastos, con una falta de relleno abundante y clastos angulares.

Dado que el desarrollo del espacio abierto está controlado en parte por la presión de confinamiento, es probable que exista un fuerte control estructural sobre el desarrollo de brechas hidráulicas. Sin embargo, estas brechas no necesitan ocurrir en zonas de falla y, por lo tanto, no se agrupa con las brechas tectónicas o de falla (Sibson, 1986).

Brechas tectónicas o de falla

Las brechas de falla forman cuerpos tabulares o lenticulares mineralizados dentro de las zonas de falla, entre las principales superficies de desplazamiento o en la pared de desplazamiento vertical o sub-vertical (Davies, 2002). El relleno químico se presenta como

material cristalino en espacios vacíos o reemplazamiento de clastos o matriz (Woodcock and Mort, 2008). El crecimiento de cristales equivalentes, en lugar de alargados, refleja altas tasas de nucleación de los fluidos hidrotérmicos, probablemente debido a su sobresaturación, que surgen de la retención de una masa creciente de adición iónica (Woodcock and Mort, 2008) o por una rápida caída en presión de fluido durante la fractura hidráulica a medida que se abren las fracturas (Phillips, 1972). El relleno clástico se presenta en forma de laminación visible donde los vacíos son más anchos (pocos centímetros) y presenta colores en rojo por hematita o marrón por limonita. Cuando el relleno clástico y químico ocurren juntos dentro de un vacío, el sedimento es el relleno previo. El sedimento ocupa la parte inferior de los huecos o se acumula por encima de los clastos tabulares, el contacto suprayacente forma un indicador geopetal, lo que sugiere que las zonas de brecha no se han rotado significativamente desde que se formaron, (Woodcock *et al.*, 2006). Según el modelo de rocas de falla de Sibson (1987) (figura 19), las brechas se forman exclusivamente en la zona de deformación elástico-friccional.

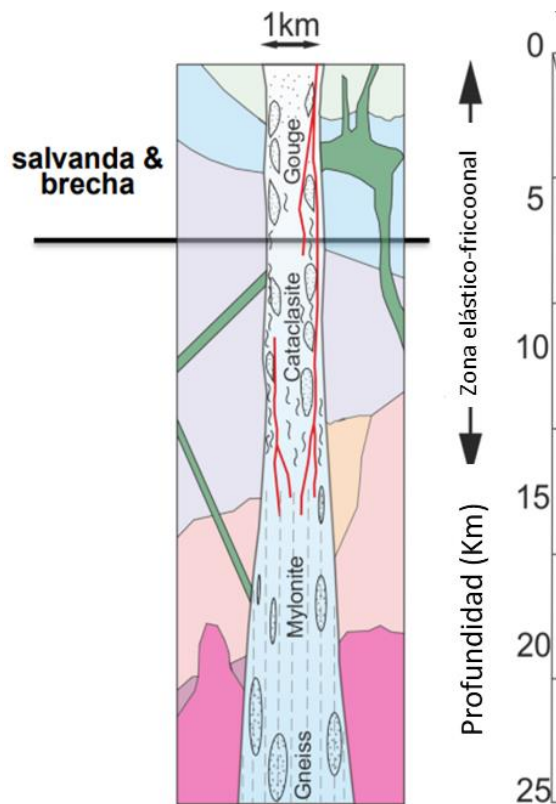


Figura 19. Modelo Rocas de falla (Sibson, 1977).

Sibson (1986) las clasifica según el proceso mecánico que originan la fragmentación y las divide en tres tipos: de atrición, aplastamiento e implosión (figura 20).

Las brechas por atrición -desgaste- (*Attrition brecciation*) se forman por una molienda de la roca huésped producto de la destrucción por fricción progresiva a lo largo de las superficies de falla.

Texturalmente las brechas por desgaste presentan esquirlas (*chips*) y clastos de la roca huésped que muestran formas de haber sido enrollados. Los clastos individuales están marcados por una alta deformación interna, especialmente microfracturación. También se suele encontrar salvanda o gouge de falla (*fault gouge*) con matriz no cohesiva que comúnmente tienen una organización interna definido por alineación de clastos, bandas o foliación (Sibson, 1986).

Brechas por aplastamiento (*Crush brecciation*) se produce cuando obstáculos y desplazamientos en las zonas de falla provocan el bloqueo de la falla, la roca en ambos lados de la falla se atascará entre sí. Los clastos están marcados por microfracturas generalizadas.

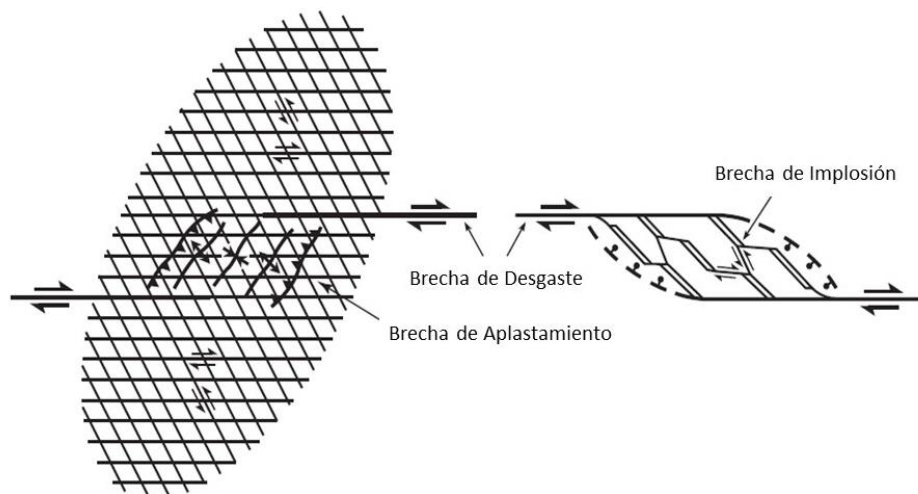


Figura 20. Sistema de fallas marcado por tramos rectos (desgaste), movimientos que restringen (aplastamiento) y movimientos que se liberan (Implosión). (Sibson, 1986)

En cuanto a las brechas por Implosión (*implosion brecciation*), se produce cuando se abre un volumen de espacio en una fracción de segundo, durante un deslizamiento rápido y las paredes de la abertura colapsan. Se observan texturas de rompecabezas y fábricas de tejido ajustado (*fitted fabric*). No hay molienda o rodamiento de los fragmentos, y los fragmentos carecen de deformación interna. Las aberturas que rodean los fragmentos de brecha de implosión tienden a llenarse con minerales depositados de las soluciones hidrotermales, ya que la dilatación repentina absorbe los líquidos en el volumen y la caída de presión hace que se reduzca la solubilidad de la solución y los minerales precipiten (Sibson, 1986).

Por otro lado, Woodcock and Mort, (2008) describen a la brecha de falla principalmente por el tamaño de grano, con al menos el 30% de volumen en clastos >2 mm de diámetro, en combinación con clastos pequeños (0.1 a 2 mm), con relleno clástico de grano fino (< 0.1 mm) o relleno químico cristalino en cualquier proporción relativa. La clasificación de Woodcock and Mort (2008) se basa en el tamaño de clastos como criterio principal y la proporción de clastos como criterio secundario en lugar de diferenciar por naturaleza cohesiva y porcentaje de matriz, importante cuando existe combinación de cohesión, relleno, foliación y / o tamaño de clastos variable. El modelo se subdivide, según cuán bien encajen los clastos, en craquelado, mosaicos y brechas caóticas. Los límites de estas clases corresponden aproximadamente a porcentajes de clastos (> 2 mm) del 75% y 60% (Tabla 3).

1) Brechas de veta (*Vein-breccias*)

Dentro de esta categoría, se coloca las brechas de veta (*Vein-breccias*), las cuales se caracterizan por vetas dominadas por texturas de brechas, en lugar de formas bandeadas o masivas. Se desarrollan por el fracturamiento repetido de las vetas existentes y el llenado de espacio abierto por la nueva matriz mineral hidrotermal a medida que una fractura dilatante continúa abriéndose, combinada localmente con el transporte de clastos dentro de la estructura existente. Son más comunes dentro de vetas delimitadas por fracturas y pueden contener clastos fluidizados, en mosaico o flotantes.

Tabla 3. Clasificación de Rocas generados por fallas (Sibson,1986)

			No foliado	Foliado	
>30% de grandes clastos (>2mm)	75-100% clastos (>2mm)	Brecha de Falla	Brecha craquelada		
	60-75% clastos (>2 mm)		Brecha de Mosaico/Rompecabezas		
	30-60% clastos (>2 mm)		Brecha Caótica		
< 30% de grandes clastos (>2mm)	Incohesivo (Presente en el Afloramiento)		Falla gouge (Salvanda)		
	Cohesivo	Vidrio o vidrio desvitrificado		Pseudotaquilita	
		(0-50%) Matriz (<0.1mm)		Protocataclasita	Protomilonita
		(50-90%) Matriz (<0.1mm)		(meso)cataclasita	(meso)milonita
		(90-100%) Matriz (<0.1mm)		Ultracataclasita	Ultramilonita
		crecimiento pronunciado del grano			Blastomilonita (Granoblastos) Porfiridico

CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO

Geología regional

En la zona de estudio el registro geológico abarca desde el Pérmico hasta el Cenozoico. Las rocas más antiguas son rocas ígneas y metamórficas que comprenden desde el Pérmico hasta el Triásico (Ángeles-Moreno y Martínez-Sánchez, 2002; Gutierrez-Trejo, 2019) (figura 21). El Mesozoico está representado por rocas sedimentarias formadas durante los eventos transgresivos y regresivos; que sufrieron un plegamiento provocado por el evento compresivo, de la Orogenia Larámide (Valencia-Moreno y Ortega, 2011) El Cenozoico está representado por rocas volcánicas de la Faja Volcánica TransMexicana (FVTM) y aluvión del Cuaternario. La geodinámica de la zona es compleja, ya que existen diversos eventos tectónicos ocasionando plegamiento-fallamiento y actividad volcánica (Ponce Abad, 2006).

ERA SIS- TEMA	PERÍODO	CUENCA DE LIBRES ORIENTAL	Río Lexaxalpa y Plan de Arroyos
MESOZOICO	CRETÁCICO	Formación Méndez Formación Mexcala Formación San Felipe Formación Guzmantla Formación Agua Nueva Formación Maltrata	Formación Méndez
		Formación Tamaulipas Superior Formación Orizaba	Formación Tamaulipas Superior
		Formación Tamaulipas Inferior	Formación Tamaulipas Inf.
	JURÁSICO	Formación Pimienta	Formación Pimienta
		Formación Tamán	Formación Tamán
		Formación Cahuadas	Formación Cahuadas
	INFERIOR	Formación Huayacocotla	Formación Huayacocotla
	TRIÁSICO	Formación Huizachal	Formación Huizachal
		Formación Huizachal	Formación Huizachal
		Formación Huizachal	Formación Huizachal
PALEOZOICO		Rocas ígneas intrusivas y metamórficas (Granito, granodiorita y esquistos) (Macizo de Teziutlán)	Rocas ígneas intrusivas de composición granítica y rocas metamórficas

Figura 21. Unidades geocronológicas del Paleozoico al Mesozoico, de los alrededores de la zona de estudio (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

Pérmico

Ochoa-Camarillo (1996) observó que las litologías más antiguas de la región están constituidas por rocas ígneas y metamórficas del Macizo de Teziutlán los cuales se definen como dos complejos Miloníticos: La Soledad y Xucayucan. El complejo milonítico La Soledad está constituido por milonitas cuarzo-feldespáticas, intercaladas tectónicamente con bandas de esquistos de cuarzo y biotita, y relictos de diques básicos. Toda la secuencia presenta un bandeamiento gnéisico y una deformación que varía de proto a ultramilonita. El Complejo Xucayucan está formado lutitas y areniscas cuarzosas en la base, intercaladas con unidades volcanosedimentarias, y a la cima por rocas ígneas basáltico-andesíticas (lavas almohadilladas, diques y cuerpos intrusivos hipabisales). Toda la secuencia está intensamente deformada, variando de protomilonitas a ultramilonitas (Ángeles-Moreno y Martínez-Sánchez, 2002). Ruiz Sainz (1978, en Ángeles-Moreno, 2002) realizó fechamientos isotópicos por K-Ar a una granodiorita de biotita-hornblenda y esquistos de moscovita, obteniendo edades de 246 ± 7 Ma (Pérmico) a 207 ± 17 Ma (Triásico Tardío) respectivamente. Los complejos metamórficos están cubiertos discordantemente por rocas Mesozoicas y Cenozoicas, la unidad de cobertura más antigua es la Formación Huayacocotla del Jurásico inferior (Ángeles-Moreno y Martínez-Sánchez, 2002).

Triásico.

Formación Huizachal.

Carrillo-Bravo (1961) describe una secuencia en ocasiones de más de 2000 m de espesor de lutita, lutita arenosa, arenisca y conglomerado de color rojo, verde y gris-verdoso (predominando el color rojo), con flora del Triásico Superior. Sobreyace a rocas metamórficas pre-Mesozoicas y subyace discordantemente a la Formación La Joya. El ambiente de formación es de cuenca tipo rift durante la apertura del proto-Golfo (Ochoa-Camarillo et al., 1998)

Jurásico

Formación Huayacocotla

Carrillo-Bravo (1965), señala que la formación Huayacocotla de base a cima está constituida por un conglomerado basal de aproximadamente 20 m de espesor, compuesto por fragmentos de diferentes tamaños de areniscas y lutitas, cementadas por material arcillo-arenoso de color gris oscuro, arriba de este conglomerado se hallan más de 40 m calizas arenosas y areniscas calcáreas de grano medio y en capas de espesor medio a

grueso, sobre el cuerpo de calizas se hallan 500 m de lutitas de color gris oscuro y negro, carbonosas, que alternan con lechos medianos y delgados de areniscas de color gris oscuro. El espesor de esta formación varía entre los 500 y 1000 m (Pemex, 1968). Sus contactos inferior y superior son en general discordantes con las formaciones Huizachal y Cahuasas, respectivamente (Carrillo-Bravo, 1965; Pemex, 1968). Con respecto al ambiente, considerando la presencia de fauna relativamente variada de amonites y pelecípodos, se sugiere condiciones de depósito marinas someras, de baja energía, en zonas de plataforma cercanas al continente (Pemex, 1968).

Formación Cahuasas.

La formación consiste de estratos de arenisca, conglomerado, limolita y lutita de color predominantemente rojo; el conglomerado es más común hacia la base; esta pobremente clasificado, es de estratificación gruesa y formado por clastos subangulares de cuarzo y varias clases de arenisca; al igual que clastos de rocas ígneas, reportados por Ochoa, 1996; la estratificación cruzada es común en areniscas y conglomerados (Salvador, 1991). El espesor varía entre 450 y 650 m. (Suter, 1990). La Formación Cahuasas descansa en discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Por la composición litológica, la ausencia de fósiles, la distribución geográfica, el abrupto cambio de espesor y las relaciones estratigráficas, se sugiere que los lechos rojos del Jurásico medio fueron acumulados como abanicos aluviales y como depósitos fluviales y lacustres; asimismo, los lechos rojos sobreyaciendo a la Formación Huayacocotla (marina), es indicativo de una regresión durante la parte temprana del Jurásico medio (Salvador, 1991).

Formación Tepéxic

Erben (1956) menciona que la formación está constituida por calizas impuras de color gris a gris oscuro, de grano grueso, con bastantes granos de cuarzo; asimismo, se presenta calcarenita de color gris oscuro hasta casi gris negruzco. Suter (1990) reporta un espesor aproximado de 20 m. El límite inferior de la Formación Tepéxic es concordante con la Formación Huizachal (Erben, 1956); mientras que en otras áreas es discordante a las formaciones Cahuasas y Huayacocotla (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998; Pemex, 1988; Suter, 1990). Ochoa-Camarillo *et al.* (1998) interpreta que la Formación Tepéxic se depositó en

un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa, con sedimentos marinos que indican el inicio de la sedimentación de carbonatos.

Formación Santiago

Está representada por lutitas negras a gris oscuro, muy fracturadas, con nódulos calcáreos, gris oscuros, además de intercalaciones de lutitas negras, carbonosas y capas de caliza; la formación tiene un espesor de 160 m (Cantú-Chapa, 1971). El límite inferior es transicional y concordante con la Formación Tepexic (Cantú-Chapa, 1969). El límite superior es transicional y concordante con la Formación Tamán (Cantú-Chapa, 1971). Pedrazzini y Basáñez (1978) señalan que esta secuencia se depositó en condiciones marinas reductoras en facies tranquilas (baja energía) de cuenca.

Formación Tamán

Pessagno *et al.*, (1987) mencionan que el miembro inferior está constituido de caliza micrítica gris oscuro a negra de estratificación media a gruesa, con interlechos delgados de lutita negra; mientras que el miembro superior consiste en caliza micrítica negra de estratificación delgada, con interlechos de lutita negra y limolita; estos autores agregan que se observan nódulos de caliza, que varían de 7.6 a 9 cm de diámetro en la mitad superior y en casi todo el miembro superior. Suter (1990) registra espesores de 150 a 200 m. Cantú-Chapa (1969) menciona que esta unidad muestra un contacto superior concordante con la Formación Pimienta. Pessagno *et al.* (1987) mencionan que la asociación de radiolarios, *aptychus* de amonites, pectínidos (*Aulacomyella*) y calpionelidos, sugieren que esta unidad se depositó en profundidades que van de abisal a batial por arriba de los niveles de compensación de aragonito.

Formación Pimienta

En general consiste en mudstone y wackestone arcilloso, de color negro a gris oscuro, carbonoso, dispuestos en capas, con los que se intercalan lutitas calcáreas y lutitas laminares negras ricas en materia orgánica. Además, son comunes lentes y nódulos de pedernal negro, lutitas bentónicas y lechos de bentonita de color gris a verde (Pemex, 1988). Los espesores en superficie varían desde unos 60 m hasta 300 y 500 m. (Pemex, 1988). El ambiente de depósito fue reductor, relativamente profundo con aporte de material terrígeno y materia orgánica (Tapia-Crespo, 2001).

Cretácico

El Cretácico inferior está constituido fundamentalmente por una secuencia carbonatada con algunos horizontes terrígenos (lutitas y areniscas) hacia la base, ya que la transición del Jurásico superior y el Cretácico inferior es gradual. El ambiente de depósito de las rocas que constituyen este periodo es de ambiente de plataforma.

Formación Tamaulipas Inferior

Se constituye por mudstone y wackestone de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos planctónicos dispuestas en capas gruesas, con niveles de estratificación lenticular, lentes y bandas de pedernal gris oscuro a negro y ocasionalmente con intercalaciones de lutitas negra laminares (Pemex, 1988). Se reporta un espesor entre 300 a 500 m de manera general (Pemex, 1988). Sobreyace concordantemente a la Formación Pimienta y subyace en contacto transicional con la Formación Tamaulipas Superior (Pemex, 1988). La presencia de carbonatos finos indica un ambiente de mar abierto con subsidencia lenta y continua (Echanove-Echavone, 1986).

Formación Otates

Consiste principalmente de mudstone a wackestone arcilloso, de color gris oscuro a negro, con intercalaciones de lutita café oscuro, laminares y calcáreas; se presentan capas de pedernal. En la cima de esta formación además se tienen intercalaciones de bentonita de color gris y gris claro y verde (Pemex, 1988). Comprende espesores de unos cuantos centímetros hasta 25 metros (Bello, 1978; Castro and Martínez, 1977). Esta unidad yace en forma concordante y nítida sobre la Formación Tamaulipas Inferior, y subyace de igual manera por la Formación Tamaulipas Superior. Con base en las microfacies y tipo de la formación, constituye un depósito de mares de baja energía y fauna pelágica, en un ambiente de cuenca intraplataforma (Bello, 1978; Castro and Martínez, 1977).

Formación Tamaulipas Superior

Está constituida por mudstone-wackstone de color gris claro a crema, y pedernal de color gris a negro en forma de nódulos, bandas y lentes. Alterna con calizas arcillosas y margas de capas laminares; en algunos casos presenta intercalaciones de lutitas (Manjarrez-Hernández and Hernández De la Fuente, 1989; Pemex, 1988; Santamaría *et al.*, 1991). El espesor varía de 60 a 400 m (Pemex, 1988). Su contacto inferior es concordante con las formaciones Tamaulipas Inferior, Agua Nueva y Otates. Por otro lado, se ha encontrado

sobreyaciendo a las formaciones Méndez y San Felipe, por medio de la falla inversa de Zacatlán (Manjarrez-Hernández and Hernández De la Fuente, 1989; Pemex, 1988). La formación se asocia a facies de cuenca, con escaso aporte de terrígenos finos y de material bentónico y tobáceo, derivado de la actividad volcánica temprana del arco magmático del occidente del país (Pemex, 1988).

Formación Agua Nueva

Pemex (1988) menciona que esta unidad consiste en una alternancia de mudstone a wackestone con nódulos y bandas de pedernal, con mudstone y wackestone arcillosos, e intercalaciones de lutita laminar carbonosa y mudstone carbonoso, así como de cuerpos de margas bentónicas y de lechos de bentonita; la estratificación es en capas delgadas a medias en la base y laminares en la parte media y superior. Santamaría *et al.*, (1991) reporta espesores de 25 a 280 m. López-Ramos (1979) reporta que esta unidad yace en forma gradual con las rocas de la Formación Tamaulipas Superior, y en contacto superior con la Formación San Felipe, también de forma gradual. Se interpreta que estos sedimentos se depositaron en ambientes que varían de plataforma externa a cuenca; con presencia de material bentónico, por el vulcanismo contemporáneo del lado Pacífico correspondiente al arco magmático (Pemex, 1968).

Formación San Felipe

La unidad se caracteriza por una alternancia de calizas, lutitas grises, calizas arcillosas, margas grises y verdes (López-Ramos, 1979) y lutitas bentónicas, (Pemex, 1988), así como escasos nódulos de pedernal y nódulos de pirita y materiales tobáceos (Pemex, 1988; Sohl *et al.*, 1991). Se registran espesores de 20 a 380 m. (Manjarrez-Hernández and Hernández De la Fuente, 1989). El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Agua Nueva, mientras su contacto superior es transicional con la Formación Méndez (López-Ramos, 1979; Sohl *et al.*, 1991). Suter (1990) interpreta que el ambiente de depósito fue en una margen de cuenca epicontinental.

Formación Méndez

Carrillo-Bravo (1971) describe esta unidad como lutita y marga de color gris y gris verdoso, en capas medianas y gruesas, que con frecuencia alternan con capas delgadas de bentonita blanca. El espesor de la formación varía de 500 a poco más de 1000 m. El límite inferior de manera general es transicional y concordante con la Formación San Felipe

(Pemex, 1988). Carrillo-Bravo (1971) indica que los sedimentos de esta unidad fueron depositados en mares abiertos, con profundidades considerables.

Cenozoico

Durante el Cenozoico se formaron distintas secuencias volcánicas producto de la actividad distal de la Faja Volcánica Transmexicana (figura 22), y que yacen discordantemente sobre las formaciones sedimentarias Mesozoicas. El Paleógeno está representado por la Formación Cruz Blanca, la Andesita Alseseca y la Formación Teziutlán y el Cuaternario se conforma por la Ríolita Oyameles, la Ignimbrita Xaltipán y la Formación San Antonio (Yáñez-García and García-Durán, 1982; Cavazos *et al.*, 2022).

CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Aluvión		
		Pleistoceno	Formación Tenamastepic	Miembro Arenas (andesitas y dacitas)	Materiales de las calderas de explosión
				Miembro El Limón (andesitas basálticas y basaltos)	
				Lahares de las Derrumbadas	
				Pómez y tobas	
				Sedimentos Lacustres	
			Formación San Antonio	Miembro La Viola (andesitas basálticas vítreas)	Escoria y basaltos
			Miembro Orilla del Monte (andesitas Basálticas)		
			Riolita Oyameles	Ignimbrita Xáltipán	
			Brecha de la caldera de explosión Buenavista		
	Neógeno	Plioceno	Formación Teziutlán (andesitas, andesitas basálticas y basaltos)		
		Mioceno	Andesitas Alseseca		
			Formación Cruz Blanca (Cg, arenas y arcillas)		
Rocas ígneas intrusivas					
Paleógeno		Oligoceno			
	Eoceno				
	Paleoceno				

Figura 22. Tabla geocronológica del Cenozoico de los alrededores de la zona de estudio (Yáñez-García y García-Durán, 1982).

Paleógeno

Formación Cruz Blanca

La unidad está constituida por conglomerados, arenas y arcillas; mal clasificada en la base, hacia el centro los terrígenos gradúan a gravas, en tanto la cima únicamente se encuentra arenas volcánicas y arcillas intercaladas con sedimentos lacustres pómez y cenizas (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982). Esta unidad descansa indistintamente sobre calizas, rocas ígneas intrusivas y/o rocas de las formaciones San Felipe, Agua Nueva, Tamaulipas Superior y Tamaulipas Inferior. Esta secuencia se originó por la erosión y el intemperismo intenso al que estuvieron expuestos el paquete emergido de rocas sedimentarias del Mesozoico e ígneas intrusivas del Paleógeno (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982).

Neógeno

Andesita Alse seca

Se reportan rocas de color gris oscuro, con fenocristales tabulares de plagioclasa sódica, principalmente por oligoclasa y andesina, así como cristales de piroxenos, biotita y magnetita (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982). La Andesita Alse seca descansa sobre la Formación Cruz Blanca. Yáñez-García y García-Durán (1982) reportan una edad de 11 Ma, datación obtenida de una muestra de roca entera a través de un análisis radiométrico utilizando el método de K-Ar. La formación se origina por una serie de rocas intrusivas que se emplazaron en las rocas sedimentarias, causando un metamorfismo de bajo grado, y representadas por skarns y mármoles (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982).

Formación Teziutlán

La unidad está constituida principalmente por andesitas y, en menor grado, basaltos de color gris oscuro a negro, con textura porfídica, donde la matriz es microlítica, algunas veces subofítica. La composición química varía de andesítica a andesítico-basáltica y en algunas ocasiones se encontraron rocas dacíticas (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García, 1980). Sobreyace a las calizas Mesozoicas y las formaciones Cruz Blanca y Alse seca. Subyace a la Ignimbrita Xaltipan (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García, 1980).

El espesor máximo de esta unidad supera los 1000 m en los alrededores del Complejo Volcánico de Los Humeros y el mínimo es de 300 m en los márgenes del Río Xucayacan (Ángeles-Moreno and Martínez-Sánchez, 2002). La edad calculada por Ruiz-Sainz (1965

en Casique *et al.*, 1982) por el método K-Ar en una andesita porfídica de augita dio una edad de 5 ± 0.7 Ma.

Cuaternario

Riolita Oyameles

La unidad está constituida por brecha dacítica, dacítica-andesita y piroclastos, de composición riolítica caracterizada por derrames esferulíticos, vitrificados riolíticos, traquíticos y riodacíticos, así como tobas riolíticas y derrames fluidales de textura holohialina. El espesor se estima de 100-150 m. (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982). La formación sobreyace discordantemente a la Formación Teziutlán y es cubierta de manera discordante por rocas de la Formación San Antonio (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García, 1980; Yáñez-García and García-Durán, 1982). A través de fechamiento radiométrico se calculó una edad de 1.0 ± 0.2 Ma (Yáñez-García and García-Durán, 1982). Esta unidad es producto de explosiones magmáticas de tipo caldéricas, que se emplazaron en una serie de domos riolíticos (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982).

Igímbrita Xaltipán

La ignimbrita es casi completamente vítrea y la parte vesicular está hematizada, compuesta por fragmentos líticos de composición riolíticas (Casique *et al.*, 1982). Sánchez-Rojas y Rosales-Franco, 1996; Cavazos *et al.*, 2022) registran un espesor de 200 m a lo largo de la mesa volcánica Zacatlán. Ferriz and Manhood (1984) reportan fechamientos realizados a muestras de biotita y plagioclasa, las cuales arrojan una edad de 0.46 ± 0.13 y 0.46 ± 0.02 Ma., respectivamente. La unidad descansa sobre la Andesita Alseseca (Yáñez-García, 1980). La ignimbrita Xaltipán es producto de grandes erupciones volcánicas, que depositaron gran cantidad de material ígneo que relleno valles, por medio de avalanchas y flujos piroclásticos impulsados y controlados principalmente por la gravedad (Sánchez-Rojas and Rosales-Franco, 1996).

Formación San Antonio

La unidad se divide en dos miembros: Orilla del Monte y La Viola. El primero está compuesto por derrames de andesitas y basaltos con textura porfídica. En la parte superior del miembro, las rocas cambian gradualmente a derrames y abundantes conos de escoria. La Viola está conformado por rocas de composición andesítico-basáltica con una textura

vítrea, con fenocristales de feldespatos, augita, hornblenda y magnetita. El espesor varía de 200 a 250m. (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982). El fechamiento radiométrico de las rocas determinó una edad de 2.1 ± 0.2 Ma para el miembro Orilla de Monte, mientras que para La Viola, se estableció una edad de 1.1 ± 0.4 Ma (Casique *et al.*, 1982; Yáñez-García and García-Durán, 1982).

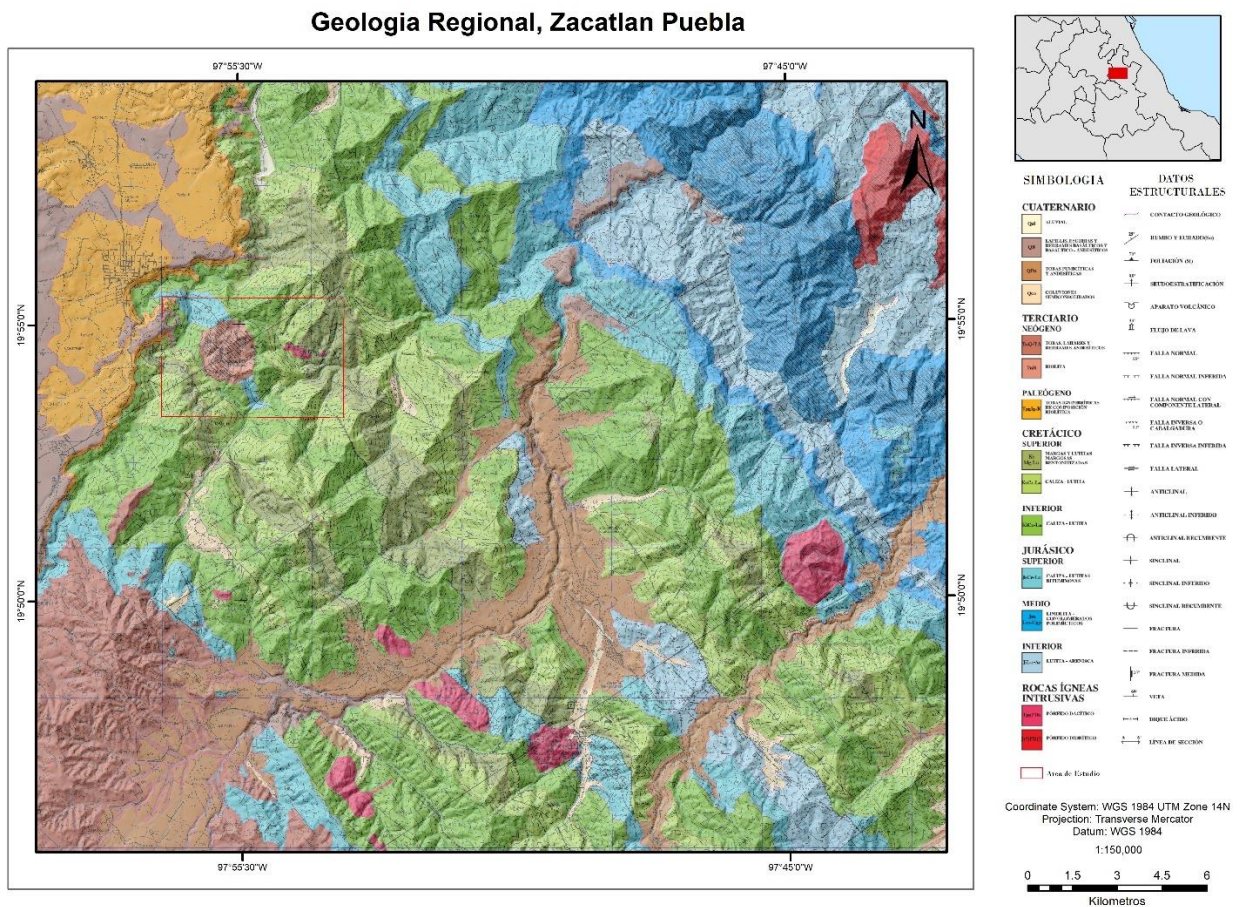


Figura 23. Mapa Regional, Zacatlán Puebla. Adaptado de la Carta Geológico-Minera, Zacatlán E14-B14 (SGM, 1998).

Marco Tectónico

Durante el Triásico se originaron depresiones debido a un proceso distensivo, donde se depositaron sedimentos continentales de las formaciones Huizachal y Huayacocotla. En el Jurásico temprano se inició una fase de extensión, que propició la formación de pilares y fosas tectónicas limitadas por fallas normales de orientación NNW-SSE y N-S. La deformación distensiva continuó hasta finales del Jurásico medio (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1992; Pindell *et al.*, 2022). En el Jurásico tardío se inició un extenso lapso transgresivo que produjo una sedimentación marina, originando las formaciones Tamán, Pimienta, Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior.

El evento compresivo (Orogenia Larámide) inició a fines del Cretácico, provocó una regresión marina, dando origen a las formaciones sedimentarias San Felipe, Agua Nueva y Méndez. Las rocas fueron deformadas, formando un complejo de pliegues y cabalgaduras regional llamado Anticlinorio de Huayacocotla. Los esfuerzos de compresión fueron en dirección NE-SW, los ejes de los pliegues se orientaron en forma perpendicular a la dirección de los esfuerzos compresivos Laramídicos y de un modo general, paralelos al rumbo principal de la Sierra (Yáñez-García y García-Durán, 1982; Fitz *et al.*, 2018).

En el Paleoceno terminó el evento compresivo de la Orogenia Larámide, responsable de la formación de la Sierra Madre Oriental. Desde el Oligoceno hasta el Mioceno comenzó el emplazamiento de cuerpos ígneos intermedios dentro de la secuencia sedimentaria; en el Oligoceno, sienitas y, en el Mioceno medio cuerpos de granito y granodiorita. Discordantemente sobre la secuencia sedimentaria se encuentran tobas ignimbríticas y la meseta basáltica de Zacatlán. En el Mioceno tardío comenzó la actividad ígnea efusiva con derrames de composición andesítica, que sirvieron de basamento a un grupo de rocas volcánicas posteriores, representadas por andesitas, andesitas basálticas, basaltos y en ocasiones dacitas que corresponden al Plioceno medio (Yáñez-García y García-Durán, 1982). Desde el Plioceno tardío hasta el Cuaternario, la actividad volcánica continuó desarrollando varios centros de emisión de material volcánico. Por ejemplo, el basalto perteneciente a la caldera de Acoculco, que varía en edad desde el Plioceno hasta el Holoceno, expuesto al noroeste del área de estudio. (Gomez-Caballero *et al.*, 2010).

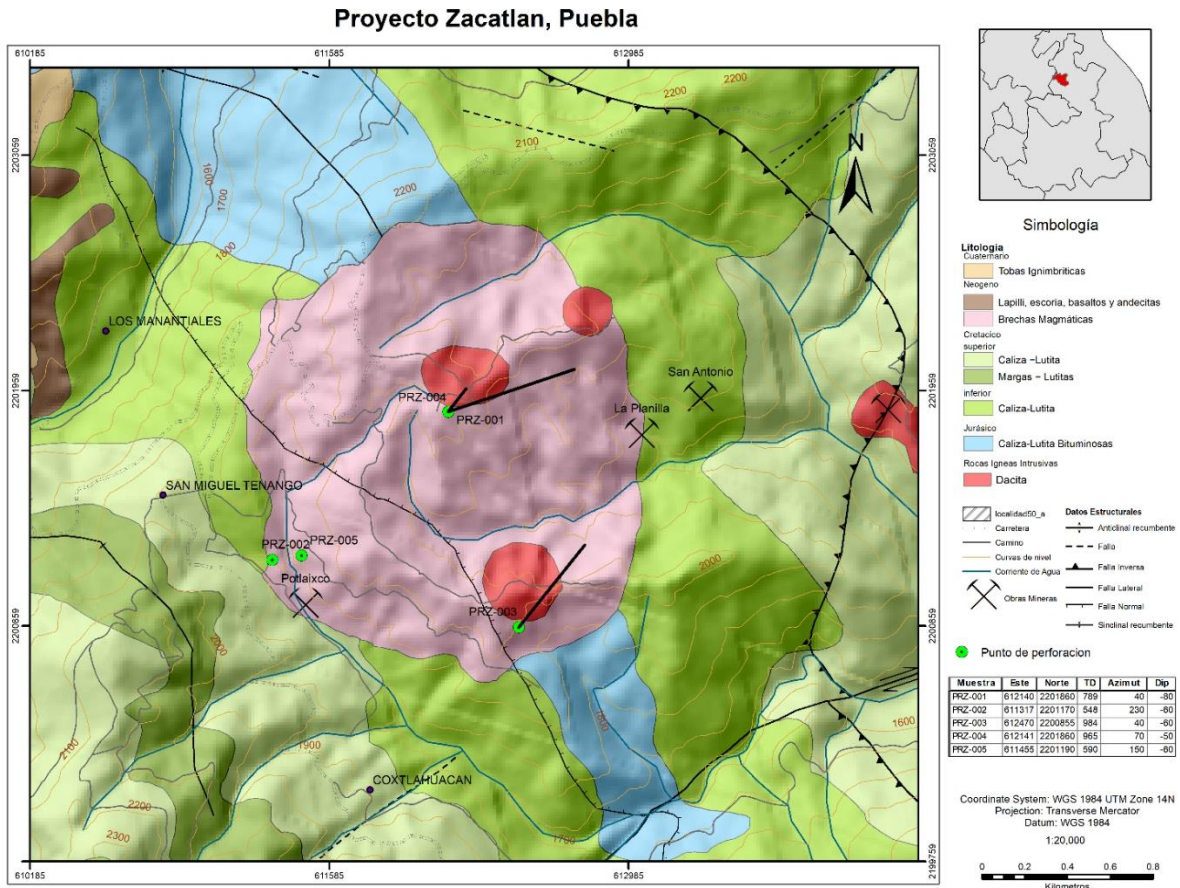


Figura 24. Prospecto Mineralizado Diatrema Zacatlán, Puebla. Tomado de Fuentes Guzmán, (2018).

Geología Local

La geología del área de estudio lo constituyen calizas grises claro con areniscas calcáreas ocre en estratos medios entre 30 y 60 cm de espesor, con pocas superficies de estilolitas y escasos lentes de pedernal negro, en el límite norte de Peña del Águila; se correlaciona con la Formación Pimienta (Kimmeridgiano). Sobreyaciendo existe caliza arenosa negra con granos de cuarzo y gránulos de pirita, veces oxidada y rodeada de hematita, de estratos delgados menores a 40 cm. Con estratos muy finos de limolita ocre, también oxidada, menores a 5 cm y láminas de lutita negra carbonosa, menos de 2 cm., con estructuras primarias de carga y de oleaje (Uribe Luna, 2010).

Sobreyaciendo concordantemente y de forma transicional existe una alternancia de caliza arenosa gris oscuro, de espesor de 50 a 10 cm y limolita ocre, con pedernal negro en estratos o en bandas, así como algunas láminas de lutita negra y limolita carbonosa, menor a 5 cm (figura 25). En la zona de Potlaxco y hacia la zona del Río Atenco, la unidad de

caliza y limolita se presenta con oxidación sobre la limolita, con presencia de hematita y también de goethita. Se correlaciona con la Formación Agua Nueva del Cretácico superior (Turoniano), (Parilla, 2010, Uribe Luna 2010).



Figura 25. Calizas y lutitas en bandas, correlacionadas con la Formación Agua Nueva, (Parrilla, 2010).

Afloramientos de arenisca de grano fino de color verde claro con espesores menores a 20 cm y limolita verde claro a ocre en estratos finos o muy finos, de 5 cm hasta 1 cm, con ligera oxidación, por la presencia de hematita, se correlacionan con la Formación San Felipe (Santoniense) (Uribe Luna, 2010).

El Cretácico superior está representado por estratos de limolita delgados de color verde claro, oxidación muy marcada con espesores menores a 10 cm y lutita ocre y café rojizo, con ligera oxidación. Presenta un intenso fracturamiento. Se encuentra en posición normal en las barrancas de Tinanco y Huayatlaco. Se correlaciona con la Formación Méndez (Figura 26).



Figura 26. Limolita y lutita pertenecientes a la Formación Méndez, con dique de diorita entre estratos, (Uribe Luna, 2010).

Las formaciones sedimentarias se encuentran deformadas en forma de un anticlinorio (varios pliegues anticlinales); y un sinclinorio (varios pliegues sinclinales) con ejes orientados preferencialmente $N40^{\circ}W$ y recumbentes hacia el NE (Parrilla, 2010) (figura 27). Los pliegues son cerrados, asimétricos, paralelos e isópacos, los planos axiales están ligeramente inclinados hacia el suroeste y con una vergencia hacia el noreste. En los estratos de limolita o lutita se presenta estrías por flexión y también escalones de corrimiento entre planos lo que indica la deformación dúctil intensa y desprendimiento entre planos de estratificación. Los planos de estratificación tienen un rumbo $NW 40^{\circ} SE$ con inclinaciones al $NE 50^{\circ} SW$.



Figura 27. Pliegue asimétrico, isópaco y paralelo. Calizas y Lutitas laminares, correlacionadas con la Formación Agua Nueva, (Uribe Luna, 2010).

La columna litoestratigráfica es afectada por varias intrusiones del Paleógeno que varían desde graníticas, riolíticas, dacíticas y cuarzo monzonítico, con textura equigranular y porfídicas, con alteración potásica y presencia de hematita. Las intrusiones son diques y sills de poco espesor emplazados en capas de caliza y arenisca calcárea; comúnmente entre los planos de estratificación, muy fracturado por el emplazamiento y enfriamiento rápido (Uribe Luna, 2010).

El Oligoceno está representado por un depósito de material volcánico piroclástico y sub volcánico que consiste en brechas y tobas. Se encuentran dentro de una forma de cuello volcánico colapsado, con intrusiones de granodiorita, diorita y diques de granito en una estructura compleja de tipo diatrema (figura 28).

La toba dacítica se compone de plagioclasas euhedrales, feldespatos potásicos subhedrales, biotita, cuarzo e ilmenita. Su textura es lítica de matriz vitro cristalina, presenta diferentes tipos de alteración mineral. La alteración más común es la oxidación derivada en parte a la presencia de ilmenita y en parte a fluidos hidrotermales que penetraron por múltiples fracturas (figura 28).



Figura 28. Brecha y toba lítica dacítica de la zona de Potlaxco, (Uribe Luna, 2010).

La brecha y toba lítica presentan una variedad de granulometría y de fragmentos de minerales y rocas de 1 a 30 cm de caliza, limolita, arenisca, pedernal, con minerales de calcita, cuarzo y ocasionalmente de toba dacítica, con bordes sub angulosos y angulosos dentro de una matriz fina piroclástica parcialmente piroconsolidado con diferentes grados de alteraciones de argilización, sericitización y oxidación como se observa en la región de Potlaxco (figura 29). Cerca de la mina La Planilla se observa en superficie una fuerte alteración propilítica, fílica y una leve alteración potásica, con abundante pirita diseminada por segmentos y evidencias de mineralización de oro y plata (Parrilla, 2010) (figuras 30 y 31). La edad asignada es del Oligoceno.

Las principales expresiones que afloran son los intrusivos Tlalixtac o Carbonería y el Pico del Águila. Las alteraciones que presenta son principalmente argílica y potásica. Localmente presenta oxidación y sericitización cerca del intrusivo Tlalixtac. La edad reportada por Uribe Luna, (s.f.) es del Oligoceno. Los intrusivos se encuentra con fracturas verticales subparalelas, sistemáticas que corresponden al emplazamiento y las fracturas subhorizontales por el enfriamiento (Parrilla, 2010).



Figura 29. Brecha en la zona de Potlaxco, (Parrilla, 2010).

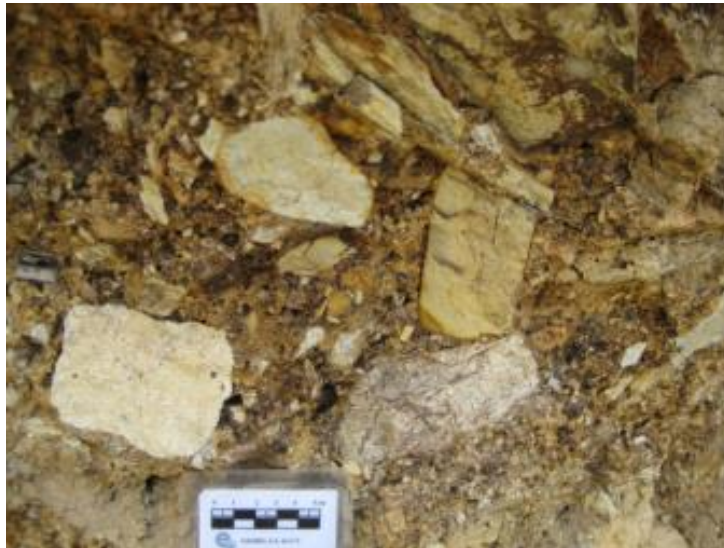


Figura 30. Brecha y toba lítica dacítica con fragmentos de arenisca, caliza, limolita, pedernal y toba riodacítica, parcialmente piroconsolidada y con oxidación de la matriz vitrocrystalina. Localidad de Potlaxco, (Parrilla, 2010; Uribe Luna, 2010).

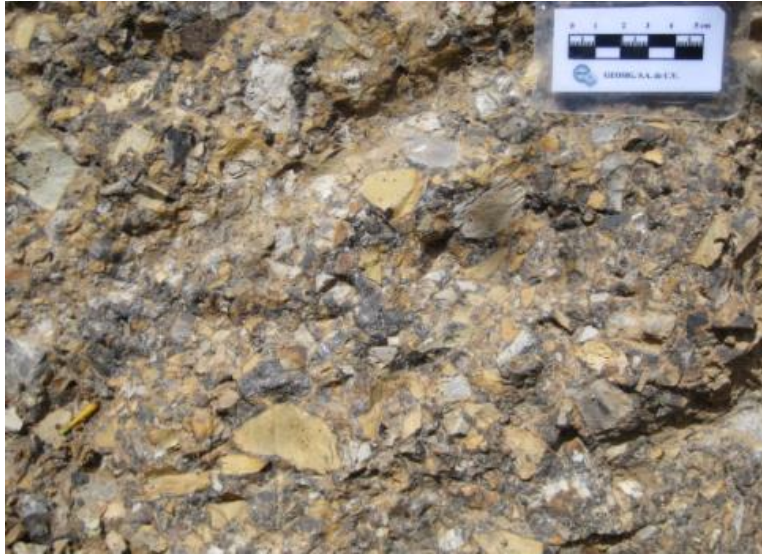


Figura 31. Brecha y toba lítica dacítica de la zona de Potlaxco, (Uribe Luna, s.f.)

El Neógeno está representado por intrusiones granodioríticas de plagioclasas, feldespatos potásicos, augita, hornblenda, cuarzo y biotita (figuras 32, 33 y 34). La textura varía de equigranular a porfídica.



Figura 32. Granodiorita de biotita con fracturamiento intenso, sub paralelo y sistemático, (Uribe Luna, 2010).

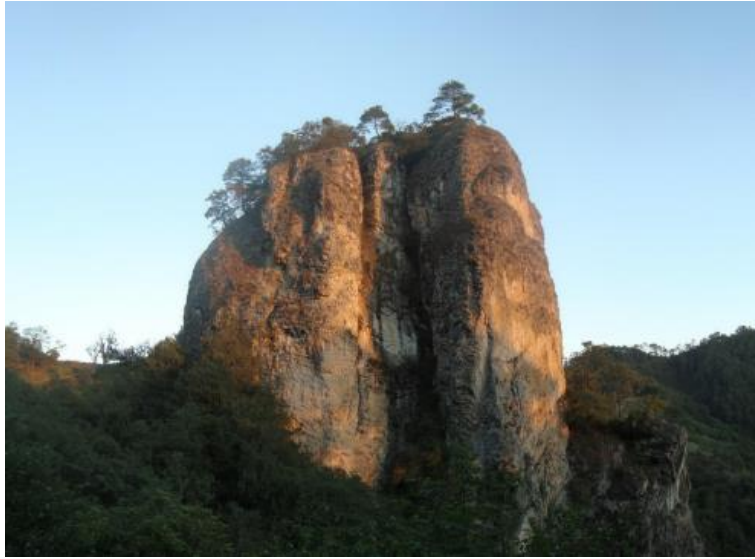


Figura 33. Peña del Águila, (Parrilla, 2010).



Figura 34. Granodiorita de biotita, alteración potásica, (Uribe Luna, 2010).

También se observa una toba lítica riódacítica de grano fino, soldada con feldespatos potásicos, cuarzo, piroxeno, plagioclasas y ligera alteración de sericita y clorita, con fragmentos de caliza gris arcillosa, pedernal negro y pórfido diorítico. Presenta fracturas rellenas de arcilla y hematita por oxidación (figura 35). Representa las últimas etapas sub volcánicas de la estructura de la diatrema. Se encuentra de forma aislada ya sea por su depósito como material piroclástico o bien por la erosión intensa en la región y solo se le encuentra sobre la brecha y toba lítica dacítica del Oligoceno.



Figura 35. Toba lítica riódacítica, (Uribe Luna, 2010).

Al igual existe un derrame de basalto y toba basáltica que se presenta en una amplia superficie de la zona de Zacatlán y que desarrolló grandes mesetas aisladas intensamente erosionadas y cortadas por profundas barrancas. Consiste en basalto en estructura de derrame en bloque con toba basáltica que presenta paredes casi verticales que en la base se presenta como derrame en bloque y hacia la cima como derrame columnar. Su textura es poiquilítica a pilotaxítica, donde los cristales de piroxeno se presentan con bordes alterados y la hornblenda en cristales euhedrales, la plagioclasa reconocida por su color oscuro labradorescente corresponde a una composición próxima a labradorita. Por su expresión superficial y la altura de los afloramientos, el espesor estimado es cercano a los 400 m. También existe un depósito de material piroclástico, toba de lapilli basáltico retrabajado en capas de arenisca sin consolidar con restos de tallos de plantas carbonizadas (figura 36) con espesores de 5 a 10 m., y travertino en capas finas a gruesas, con calcita, hematita y cuarzo. La edad corresponde posiblemente al Cuaternario (Uribe Luna, s.f.)



Figura 36. Toba de lapilli con restos de plantas

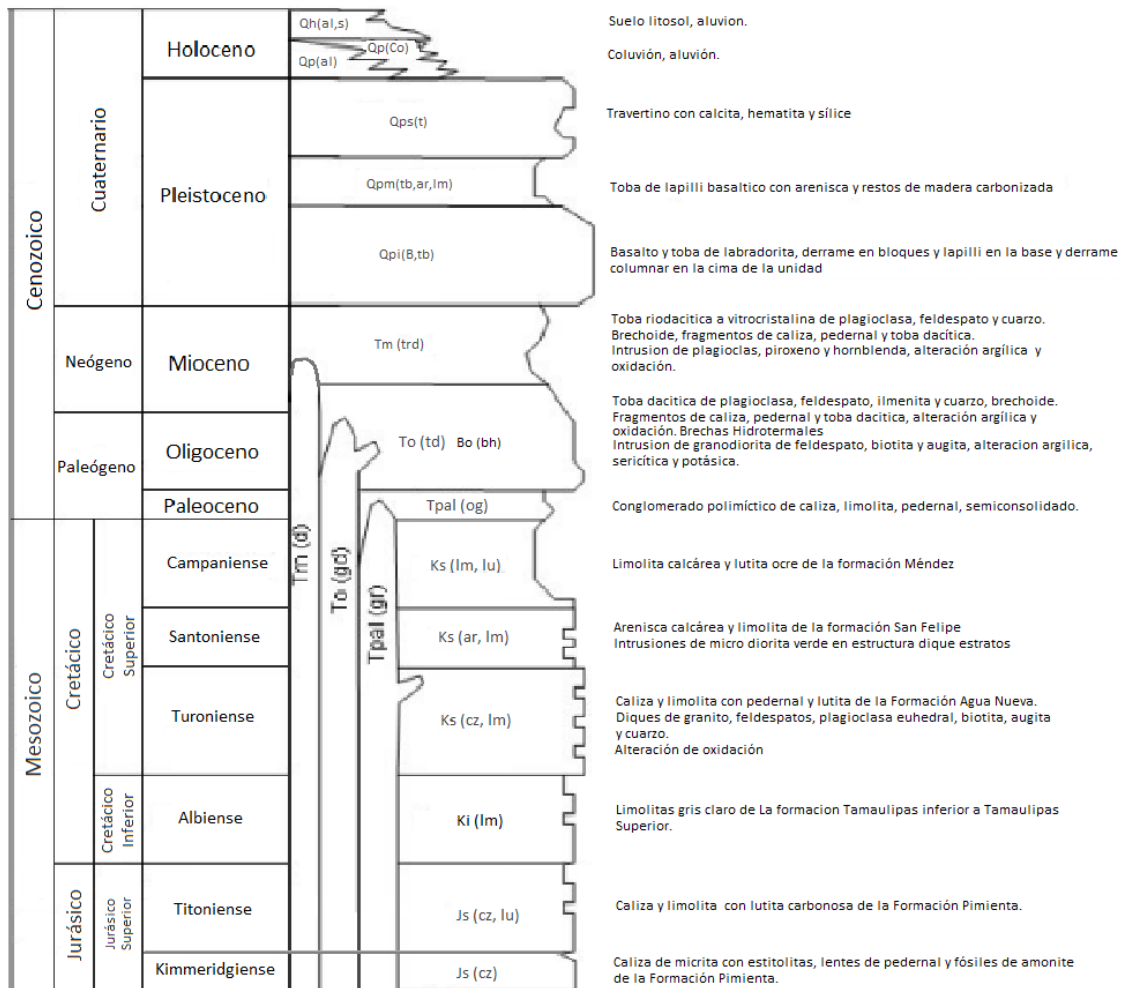


Figura 37. Columna Estratigráfica de la zona de estudio.

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA DE CLASIFICACIÓN DE BRECHAS

La metodología de clasificación corresponde a un enfoque sistemático para la descripción e interpretación de brechas. Se basa en un esquema de clasificación descriptivo no genético junto con un esquema modificado de clasificación genético general de Sillitoe (1985) y propuesto por Davies (2000). La metodología e interpretación de brechas es un proceso de cuatro pasos:

Paso 1: Descripción de la brecha

Las observaciones deben hacerse a varias escalas para poder describir e interpretar correctamente las brechas. Se elaboró un formato detallado e interpretativo el cual es una modificación al propuesto por McPhie *et al.* (1993) para la descripción de rocas volcánicas, en donde prevalecen los términos texturales como componentes, organización interna, geometría, granulometría y alteración. El formato tiene como objetivo ser utilizado tanto a nivel de campo, muestras de mano o en caso de este trabajo, para su uso en láminas delgadas. (Ver Anexo B).

En primer lugar, en la parte superior del formato se encuentran los datos de referencia de la muestra, como son el número o nombre de muestra, localización, coordenadas, clasificación, facies e imagen de la muestra de mano o bosquejo de la lámina delgada.

La segunda parte del formato es dedicado a las principales características de descripción, organización interna, granulometría y componentes, este último se subdivide en fragmentos, relleno y espacio vacíos, descritos de manera individual. Esta sección es acompañada de dos diagramas ternarios, uno de ellos, se utiliza para cuantificar la abundancia de los fragmentos en donde cada vértice representa el origen de los fragmentos / clastos, ya sea ígneo, químico y / o clástico, tomado y modificado de Jackson (2008). El siguiente diagrama ternario ejemplifica la organización interna de la roca, cada vértice representa el porcentaje de fragmentos, relleno clástico y relleno químico. Este diagrama refleja la energía de desagregación de la roca huésped, y el tipo de relleno por lo cual se obtiene una primera clasificación. Este diagrama es tomado de Loucks (1999) modificado por Woodcock *et al.*, (2006).

En la tercera parte del formato se contempla la documentación visual de mineralización y la alteración que afecta la roca. Las descripciones son en un mismo espacio y se realizan de la misma como se describen vetas, es importante plasmar secuencias paragenéticas, pero varía dependiendo la muestra. En cuanto a la alteración, como se indicó anteriormente es posible identificarla en diferentes etapas, pre, syn o post genético. En la última parte del formato se propone la geometría, en este apartado se contempla una descripción a nivel de afloramiento; puede o no contarse con el dato, así que es información libre de omitirse, hasta contar con investigación más detallada. El formato va acompañado de una lista que enumera los principales aspectos interpretativos por cada sección del formato principal como apoyo para la descripción (Ver Anexo B).

Paso 2: Asignación de facies

Dentro de un cuerpo de brecha, puede haber una variación considerable en las características de los componentes, selección y la organización interna. Por lo cual es útil el uso de facies para describir cuerpos de brecha. Se emplea para caracterizar fases particulares de brecha, cuerpos de brecha y / o procesos de fragmentación, transporte y depósito. Se pueden definir facies dependiendo de los objetivos específicos de la evaluación. En los sistemas hidrotermales es importante reconocer las variaciones en las facies de brechas y determinar su distribución, lo que ayuda a vectorizar congruentemente hacia zonas prospectivas dentro del sistema de brechas. Para el caso de estudio se asignaron facies a partir de la variación de los componentes, la composición de clastos dominantes, las relaciones de contacto, tipo de relleno y la ausencia de relleno químico, observadas en la petrografía.

Paso 3: Asociación de facies

Las facies determinadas en el Paso 2 se pueden agrupar en asociaciones de facies basadas en características espaciales, texturales, mineralógicas o económicas. Las relaciones entre facies de brecha y circundantes (por ejemplo, roca huésped, configuración estructural); y datos analíticos (por ejemplo, alteraciones, inclusiones fluidas, isótopos) pueden contribuir a la delimitación de las facies y ser útiles para determinar los orígenes genéticos (Davies, 2005).

Tabla 4. Clasificación de brechas, primaria, secundaria y procesos de fragmentación (Modificado Davies, 2005).

Clasificación de Brechas		Procesos de Fragmentación		
Primaria	Secundaria	General	Específico	
Brechas Volcánicas	Brechas Volcánicas-Magmáticas	Autobrecha	No Explosivo ('seco')	Autobrechamiento
		Flujo piroclástico, depósitos de caída	Explosivo ('seco')	Exsolución de volátiles magmáticos
	Brechas Hidroclásticas	Hialoclastita y peperita	No explosivo ('Húmedo')	Autoclastico – fragmentación rápida
		Depósitos de caída freatomagmáticos	Explosivo ('Húmedo')	Expansión de vapor y enfriamiento rápido
		Brechas de erupción freática		Expansión de vapor
↑SUPERFICIE – Afinidad magmática/ Hidromagmática (volcánico)				
↓SUBSUELO – Afinidad magmática/Hidromagmática o no magmática (Volcánica o Plutónica)				
Brechas Magmáticas (Subsuelo)	Brecha de intrusión	No Explosivo ('Seco')	Intrusión pasiva	
	Brecha de contacto		Autoclastico-mecánico	
	Brechas magmáticas-explosiva	Explosivo ('Seco')	Exsolución de volátiles magmáticos	
Brechas Hidrotermal	Brechas freatomagmáticas	Explosivo a no explosivo ('húmedo')	Expansión de vapor y fragmentación por enfriamiento	
	Brechas freáticas (meteórico- hidrotermal)		Expansión de vapor ± fractura hidráulica	
	Brechas magmáticas-Hidrotermales		Exsolución de volátiles magmáticos durante la segunda ebullición, descompresión de fluidos ± colapso gravitacional	
	Brechas de disolución	No explosivo ('húmedo')	Desgaste corrosivo ± colapso gravitacional	
	Brechas hidráulicas	No explosivo ('húmedo')	Hidráulico ± expansión de vapor por implosión	
	Brechas Tectónicas	Brechas de falla	No explosivo ('húmedo o seco')	Desgaste por abrasión, Trituración distribuida, Implosión

Paso 4: Clasificación genética

La génesis es un aspecto importante para comprender la formación, evolución del sistema hidrotermal asociado y los mecanismos de formación de brechas potencialmente mineralizadas y no mineralizadas. Las interpretaciones genéticas solo deben hacerse una vez que el marco no genético tenga la mayor cantidad de información. Se debe considerar el contexto geológico, la configuración morfológica y la combinación de procesos de fragmentación, transporte, depósito y modificación posterior (por ejemplo, alteración/intemperismo). La recopilación sistemática de datos descriptivos es la base para la clasificación de brechas, ya que las interpretaciones genéticas pueden cambiar a medida que se disponga de nueva información (Davies *et al.*, 2000). Para este ámbito se propone un esquema modificado de clasificación genético general de Sillitoe (1985) y propuesto por Davies (2005) (tabla 4).

A partir de los datos recabados al describir cada muestra, es posible proporcionar una clasificación. Tomando el método propuesto por McPhie *et al.* (1993) para rocas volcánicas, cada aspecto descriptivo se le asigna un número, como se muestra en la tabla 5. El nombre para clasificar a la roca es el resultado de la suma de cada categoría, siendo la combinación ideal la suma de todos, y la mínima la combinación de 3.

Tabla 5. Combinación ideal para obtener un nombre de clasificación de brecha

1	2	3	4	5
Geometría	Tamaño de grano	Componentes A + B + C	Organización Interna	Alteración

A modo de ejemplo, una posibilidad mínima de combinación de clasificación sería 4 + 3 + 2. Por lo tanto, el nombre quedaría de la siguiente forma:

Brecha de Andesita cementada con cuarzo de grano medio.

Brecha de rompecabezas, por la organización interna; de andesita cementada con cuarzo, referente a los componentes y de grano medio por el tamaño de grano.

Para este trabajo se realizó un estudio petrográfico de la diatrema caso de estudio de 10 muestras de brechas, en lámina delgada obtenidas de 3 testigos de barrenación de la empresa Geomaqpro (PRZ-001, PRZ-003 y PRZ-004) del proyecto Zacatlán, Puebla, las cuales fueron descritas utilizando un microscopio petrográfico ZEISS-Primotech (figura 38) a cargo del Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo, dentro de las instalaciones del Instituto de Geología de la UNAM.



Figura 38. Microscopio petrográfico ZEISS-Primotech

CAPÍTULO V. RESULTADOS

La descripción de muestras se realizó siguiendo la metodología de brechas ya mencionada y se utilizó el formato de descripción propuesto. Se procedió, con la caracterización de 10 muestras en lamina delgada.

Petrografía

Lámina PRZ-001-15-01

Se observa clastos de origen ígneo, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas y cuarzo, posible dacita (30%); en algunos clastos solo se observa la pasta microlítica (12%), los clastos son rectangulares, subredondeados y con fracturación importante; el tamaño de los clastos ígneos varia de 0.2 mm a más de 1 mm. Asimismo, se presentan solo cristaloclastos de cuarzo (15%), que varían de 0.1 mm a 0.5 mm. En la parte izquierda de la muestra, destaca un posible clasto de toba con una alteración intensa (20%), mayor a 2 mm, con bordes redondeados. En cuanto a la organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, con gran transporte, y rotación. El relleno, es de origen clástico, masiva, de color pardo claro, debido a una mayor molienda de litologías sedimentarias (limolitas y calizas); su abundancia varia en un 20%. En menor proporción se observa minerales opacos con abundancia estimada del 3%. Es posible identificar posibles eventos en algunos de los clastos ígneos, ya que hay alteración pre-brechamiento, como el reemplazamiento y sobrecrecimiento de carbonatos en clastos ígneos. En la parte izquierda de la muestra se detecta un posible clasto de toba, también con sobrecrecimiento de carbonatos. El siguiente evento es la alteración presente en el relleno que afecta levemente a los clastos, con alteración a sericita y carbonatos (figura 39A).

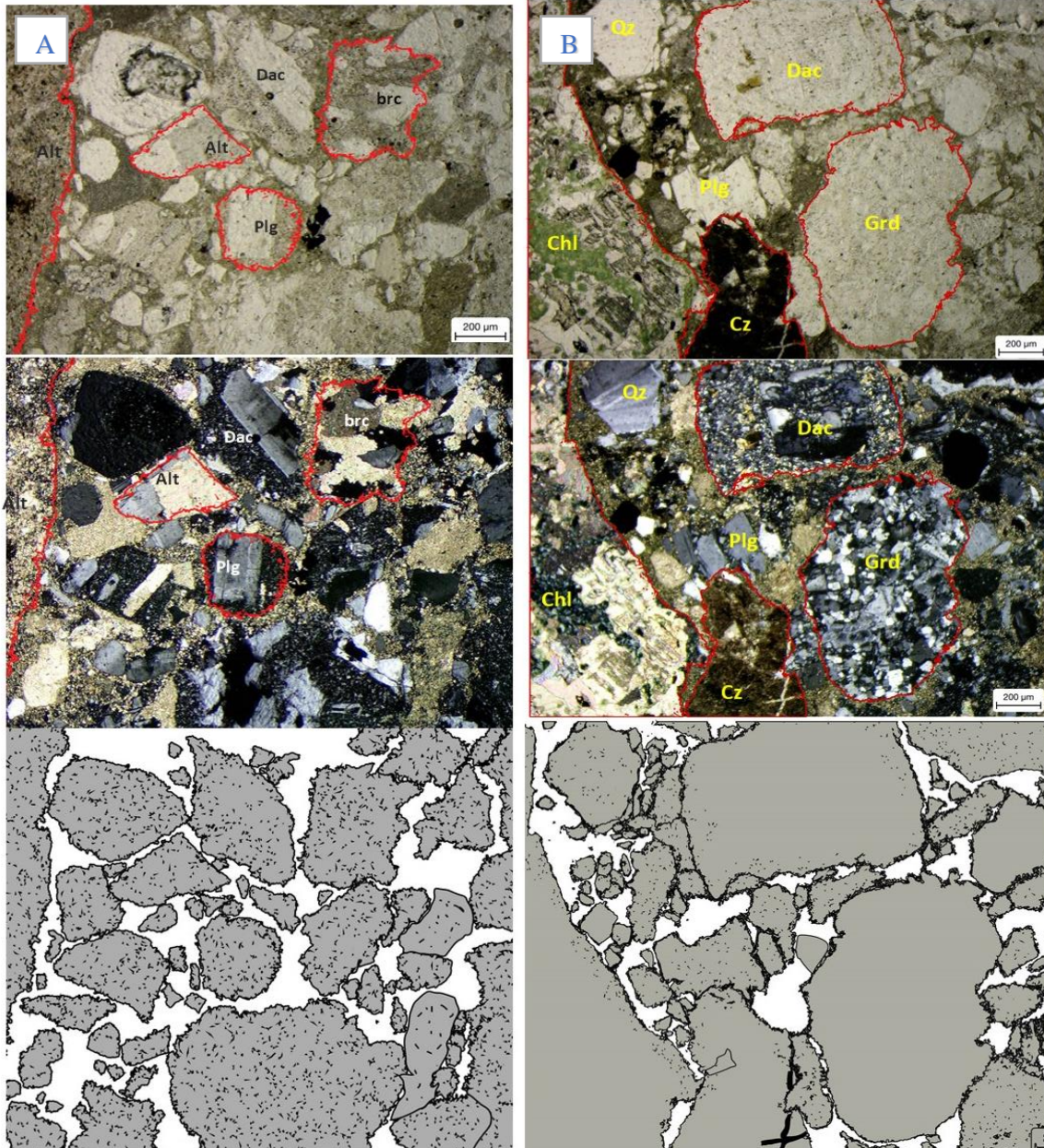


Figura 39. A) Muestra PRZ-001-15-01, clastos de dacita (Dac), cuarzo (Qz), plagioclasas (Plg); con alteraciones de sericita (Ser) y carbonatos (Cb) B) Muestra PRZ-001-15-02, con clastos de caliza(cal), dacita (Dac), granodiorita (Grd), cuarzo (Qz), plagioclasas (Plg), con alteraciones de clorita (Chl), sericita (Ser) y carbonatos (Cb). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicols paralelos, nicols cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-001-15-02

Se notan clastos que corresponden a rocas ígneas, particularmente se observan un clasto de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas totalmente fracturado en una pasta microlítica de plagioclasas y biotita, posible dacita (20%); al igual se observan clastos de textura equigranular, de plagioclasas y cuarzo; posible granodiorita (20%). También se observan cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas muy fracturados (15%). En la parte inferior de la muestra sobresale un clasto sedimentario, de caliza tipo mudstone, lodo calcáreo con vetillas truncadas, con recristalización de carbonatos y leve dolomitización (10%). Por último, existen fragmentos alterados de manera pervasiva, los cuales no es posible identificar su procedencia (20%) y minerales opacos (3%). El relleno, es clástico de origen sedimentario, masivo, de color pardo claro, su abundancia varía en un 15%.

La forma de los clastos ígneos es tabular con bordes subredondeados, su tamaño varía de 0.2 mm a de 1 mm. Los cristaloclastos varían de 0.2 a 0.4 mm, con bordes subangulosos. Los clastos sedimentarios varían de 0.1 mm a 0.8 mm en tamaño. El fragmento alterado tiene un tamaño superior de 2 mm. En cuanto a la organización interna, hay una distribución caótica, con gran transporte y rotación. Por el tipo de litología, los clastos sedimentarios llegan a deformarse y tener contactos cóncavos con clastos de origen ígneo.

Se observan varios eventos antes del proceso de brecha, por ejemplo, vetillas de calcita truncadas y la recristalización de carbonatos en clastos de caliza. En clastos ígneos, figuran fracturas que afectan solo al clasto, con un relleno sericitico. Destaca un fragmento con alteración pervasiva, lo que resulta en las limitaciones para identificar la textura primaria. El clasto presenta minerales como clorita-epidota, posible sericita y reemplazamiento de calcita, posible alteración propilitica. El relleno clástico muestra una leve alteración sericitica, que no afecta a clastos. (figura 39B).

Lámina PRZ-003-16-01

En la muestra se observan clastos que corresponde a rocas ígneas, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, pero predominan los clastos de pasta microlítica sin los fenocristales (20%), con formas tabulares con bordes subredondeados, los tamaños varían de 0.2 mm a más de 1.5 mm. Se presentan cristaloclastos de cuarzo plagioclasas y calcita (10%). También hay una mezcla de clastos de caliza de tipo mudstone (15%), de forma irregular, con bordes subredondeados, que varían de 0.1 mm a 0.8 mm en tamaño. Además, se observan fragmentos alterados mayores de 1 mm, con el 10%. Por último, se observa minerales opacos (10%). El relleno, es de origen clástico, de forma masiva, de color pardo claro, debido a su procedencia a una mayor molienda de litologías sedimentarias (limolitas y calizas), su abundancia varia en 40%.

En cuanto a su organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, ya que muestran un transporte y rotación importante. Hay eventos previos a la formación de la brecha, en los clastos sedimentario existen pequeñas vetillas, que son truncadas, de igual forma hay clastos rebrechados, los cuales están alterados, con un reemplazamiento de carbonatos, epidota-clorita y sericita. Del mismo modo, hay reemplazo de minerales opacos en un clasto, lo que ocasiona una destrucción textural. El relleno clástico también muestra una débil alteración a sericita (figura 40).

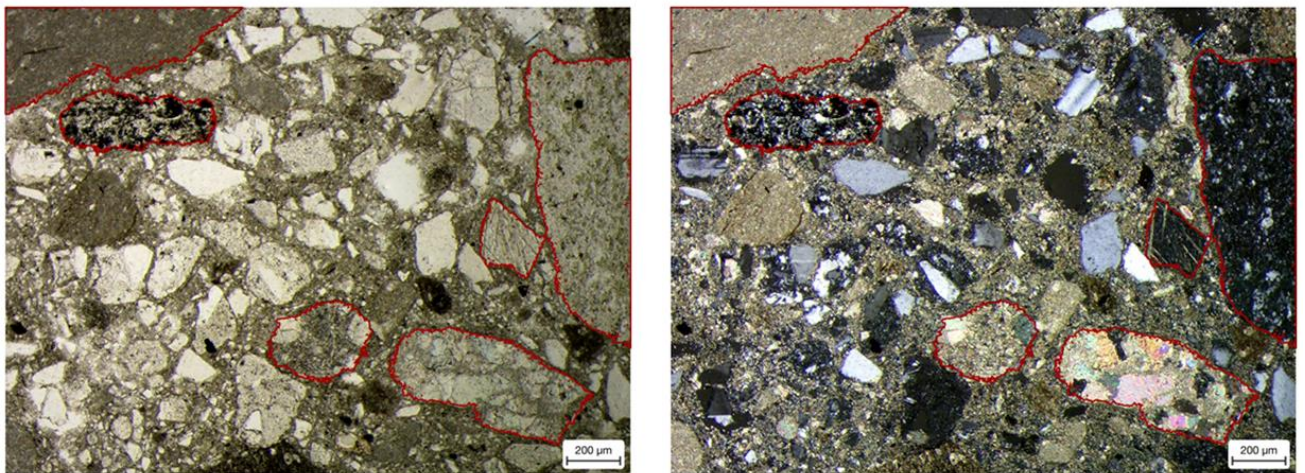


Figura 40. Muestra PRZ-003-16-01, caliza(cal), calcita (Cb), clasto re-brechado (RBrch), clasto con destrucción textura (Cdst), pasta microlítica (Pm). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicoles paralelos, nicoles cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Destaca una mezcla de clastos de distintas litologías, se observan clastos que corresponden a rocas ígneas, particularmente clastos de pasta microlítica sin fenocristales, de forma irregular, con bordes subredondeados a redondeados (25%), el tamaño de los clastos ígneos varía de 0.3 mm a más de 1 mm. En menor cantidad (15%) se observan cristaloclastos de cuarzo fracturados. Los clastos sedimentarios representan el 25%, se notan clastos de lodo calcáreo con recristalización de calcita y múltiples vetillas de calcita, clasificados como caliza tipo mudstone. Su tamaño varía de 0.2 mm a más de 1 mm. Por último, se observan minerales opacos, que representan el 3%. El relleno, es de origen clástico, se observa masivo, de color pardo claro, debido a su procedencia, de litologías sedimentarias, su abundancia es del 32%.

En cuanto a su organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, con transporte y rotación importante, de más del 30%. Por la diferencia de litologías, existe contactos cóncavos y saturados entre los clastos sedimentarios e ígneos y cristaloclastos de cuarzo.

Se notan diferentes eventos previos, en los clastos sedimentarios se observan vetillas de calcita truncadas en los bordes, al igual que dolomitización. Alteración a epidota-clorita en clastos ígneos. Como proceso posterior se observa en el relleno, con una leve alteración a sericita y calcita que también afecta a los clastos (figura 41).

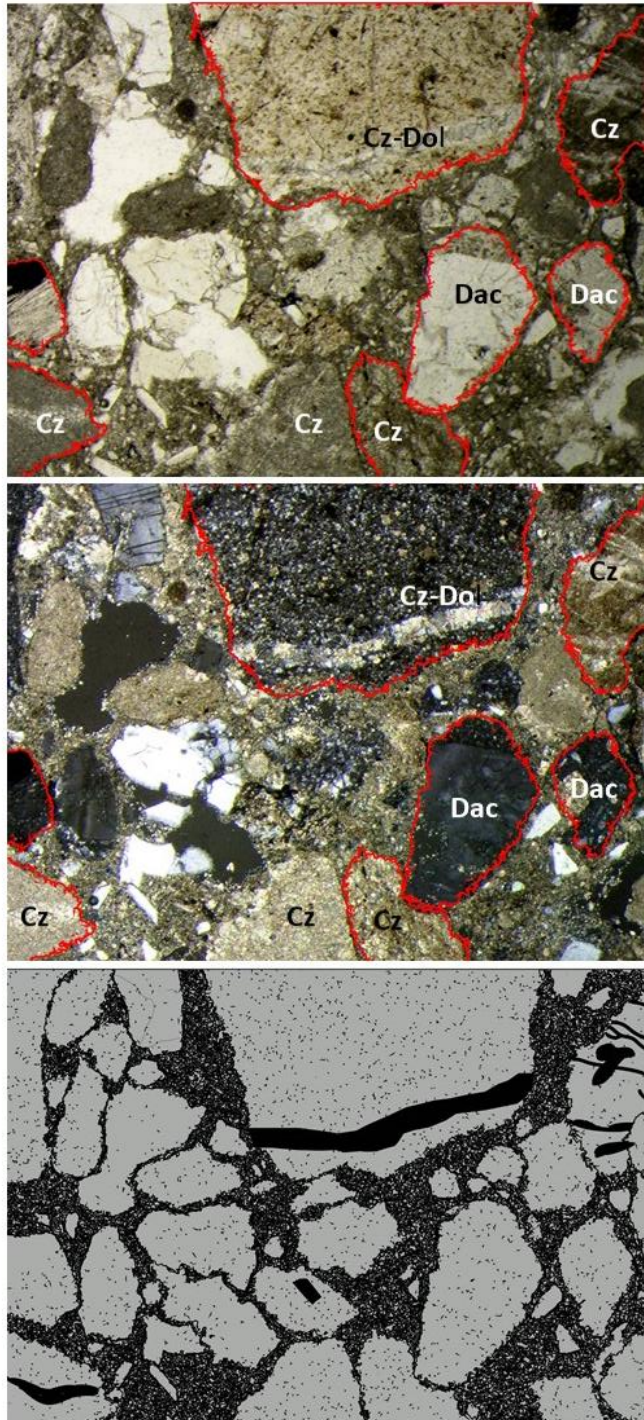


Figura 41. Muestra PZR-03-16-02 con clastos de dacita (Dac), caliza (Cz), se observa vetillas truncadas (pre-brecciamiento) de carbonatos, así como dolomitización. Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicoles paralelos, nicoles cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-003-16-03

Los clastos predominantes corresponden a cristaloclastos fracturados de cuarzo (10%), plagioclasas (3%) y calcita (3%), los cristaloclastos varía de 0.2 mm a 1 mm de tamaño. Se aprecian clastos de rocas ígneas, particularmente de pasta microlítica, con fenocristales de plagioclasas (5%) con bordes redondeados y tamaños que van de 0.3 mm a 0.8 mm. Además, se observan pocos clastos sedimentarios (7%), de forma irregular, bordes redondeados, tamaños que varía de 0.3 mm a 0.8 mm. En esta muestra en particular hay un porcentaje importante de minerales opacos (7%). El relleno, es de origen clástico, masivo, de color pardo claro; su abundancia es del 35%. En cuanto a la organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, con pocos contactos entre clastos.

Al igual que las muestras anteriores existen eventos previos a la brecha, como lo son vetillas truncadas en clastos sedimentarios y reemplazamiento de calcita. A diferencia de otras muestras se observa un límite/halo de alteración propilitica en donde hay crecimientos de calcita, epidota-clorita de forma pervasiva, lo que resulta en las limitaciones para identificar la textura primaria, la alteración representa el 30%. Esta misma alteración afecta en menor medida al relleno. Otro evento posterior se observa en el reemplazamiento/precipitación de minerales opacos, tanto en clastos lo que ocasionan una destrucción textural, así como en el relleno clástico (figura 42).

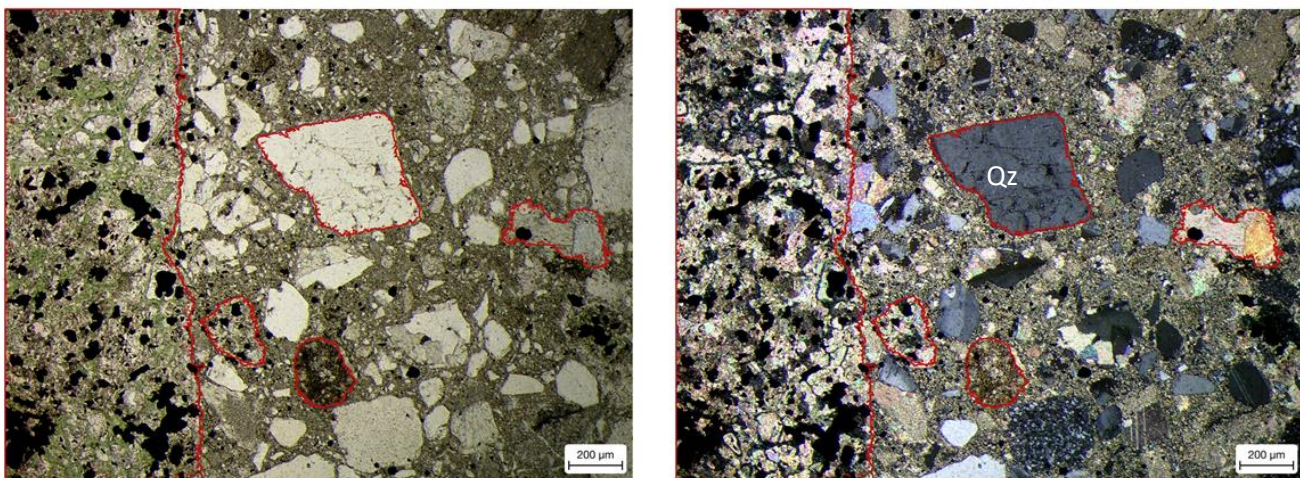


Figura 42. Muestra PZR-03-16-02 con halos de alteración propilitica, cristaloclastos de cuarzo (Qz), clastos de caliza tipo mudstone, clastos con reemplazamientos de carbonatos. Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicoles paralelos, nicoles cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-003-19-01

En la muestra se observa una mayoría de los clastos de origen ígneo, en donde el 40% de clastos tienen textura porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasas, en una matriz microlítica, criptocristalina, posible dacita; la forma de los clastos es rectangular e irregular con bordes redondeados a subredondeados, de tamaño que van de 0.4 mm a más de 2 mm. También, se observan cristaloclastos de cuarzo (25%) y pocos de plagioclasas (3%), con bordes subangulosos a subredondeados, de tamaños que van de 0.2 mm a 0.4 mm. Además, hay clastos alterados, con crecimiento de calcita (15%). Por último, se notan escasos minerales opacos (2%). El relleno se muestra completamente de origen ígneo, el color es pardo oscuro y sin alterar, es menos abundante con un 15% del volumen de la muestra.

La organización interna se observa caótica, con transporte, considerado clasto soportado ya que hay contacto tanto puntuales y longitudinales entre los clastos. En cuanto a la alteración, es de manera selectiva, solo en algunos clastos, se mantiene la alteración sericitica y crecimiento de calcita, de manera intensa lo que ocasiona una destrucción textural (figura 43).

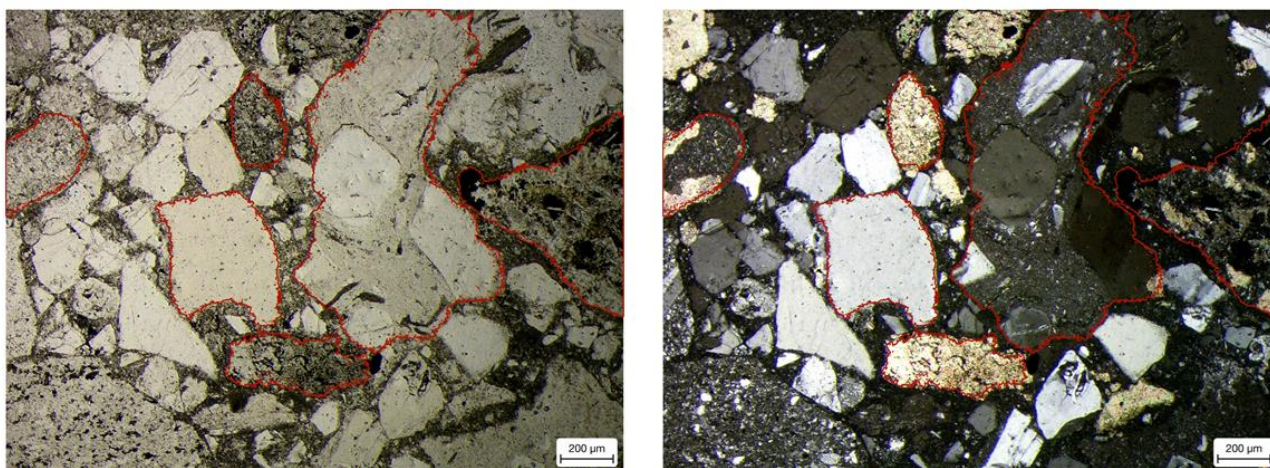


Figura 43. Muestra PRZ-003-19-01 con cristaloclastos de cuarzo (Qz), clastos ígneos y clastos con reemplazamientos de carbonatos. Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicoles paralelos, nicoles cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-003-19-02

En la muestra se observa que la mayoría de los clastos son cristaloclastos de cuarzo (27%) y pocos de plagioclasas (3%), con bordes redondeados a sub redondeados que van de 0.2 mm a 0.4 mm. Al igual, se observan clastos de pasta microlítica de plagioclasas y cuarzo (35%) de forma rectangulares con bordes subangulosos y subredondeados: los tamaños varían de 0.5 mm a más de 1 mm. También se nota del lado derecho, un fragmento de toba soldada (15%), de forma tabular, con bordes subredondeados, su tamaño que varía de 0.5 mm a 0.8 mm. En menor cantidad se notan clastos totalmente reemplazados por calcita (3%), y minerales opacos (2%). La cantidad de relleno es menor a las muestras anteriores de cerca de (15%), se observa masivo, totalmente de origen ígneo, el color es de un pardo oscuro y sin alterar. Se aprecia transporte y rotación por lo que su organización interna es caótica; con relleno soportado, aunque en lapsos se considera clasto soportado ya que hay contacto entre los clastos, puntuales, longitudinales y de manera cóncavo-convexa entre los clastos ígneos (toba y pasta microlítica). En cuanto a la alteración, se mantiene la alteración a sericita y calcita de manera selectiva, y con intensidad baja solo en los clastos (figura 44).

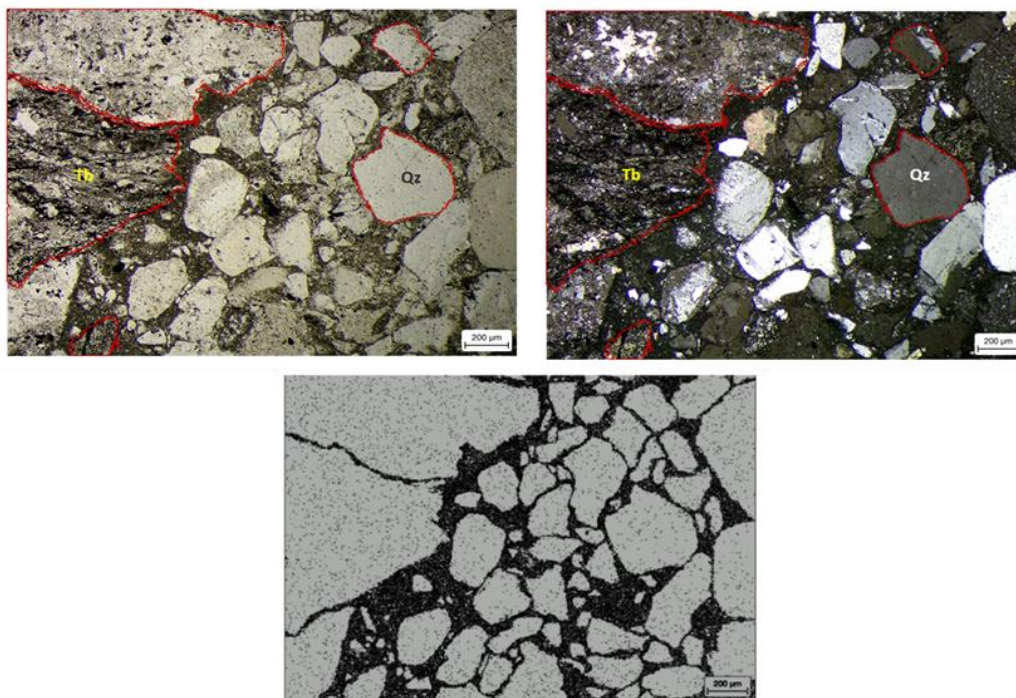


Figura 44. Muestra PRZ-003-19-02 con cristaloclastos de cuarzo (Qz), clastos de toba (Tb) y clastos con reemplazamientos de carbonatos. (Cz). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicols paralelos, nicols cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Los clastos corresponden a rocas ígneas, particularmente de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, cuarzo y hornblenda las cuales se encuentran fracturadas, en una matriz microlítica de plagioclasas y cuarzo, se clasifica como dacita (50%). También se observan clastos de pasta microlítica de cuarzo y plagioclasas, sin los fenocristales. Los clastos son de forma irregular con bordes subredondeados a redondeados, en tamaño varían de 0.4 mm a más de 2 mm. Con el 10% se presentan cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas fracturados, que varían de 0.2 mm a 0.5 mm. Los clastos sedimentarios representan el 10%, se notan clastos de lodo calcáreo con algunas vetillas de calcita, clasificados como caliza tipo mudstone, son irregulares y tiene bordes redondeados y leve deformación. Asimismo, se observan fragmentos alterados (7%), de manera intensa los cuales no es posible identificar su procedencia, son completamente reemplazados por calcita, sus tamaños van de 0.2 mm a 5 mm. Por último, se observan minerales opacos (3%). El relleno, es de origen clástico, se observa de manera masiva, de color pardo claro, debido a su procedencia, a una mayor molienda de litologías sedimentarias (calizas); su abundancia es del 20%. En cuanto a su organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, ya que muestran un transporte y rotación importante.

Hay eventos que se consideran previos, se aprecian en vetillas que se corta en los bordes de los clastos ígneos, particularmente en la parte izquierda de la muestra. De igual manera, el crecimiento de calcita afecta la hornblenda en el clasto ígneo, así como algunos clastos, los cuales son totalmente reemplazados por calcita. Eventos posteriores son la alteración a sericita que se presenta en el relleno y ligeramente en clastos. En el relleno también hay crecimiento de pequeños cristales de carbonatos (figura 45).

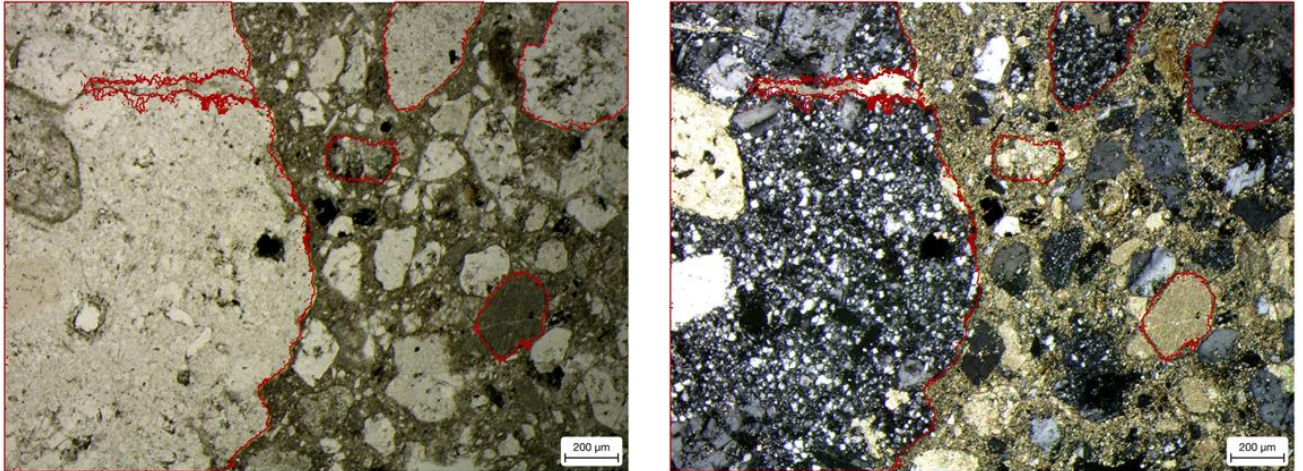


Figura 45. Muestra PRZ-004-15-02 con cristaloclastos de Qz y Plg, clastos de dacita (Dac), clastos de Caliza (Cz) y clastos con reemplazamientos de carbonatos. (Cz). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicols paralelos, nicols cruzados junto a un diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-004-18-01

En la muestra se observa un aumento en la cantidad de clastos ígneos. Los clastos cuentan con una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, hornblenda, plagioclasas con intercrecimientos de biotita, dentro de una matriz microlítica y criptocristalina, clasificado como dacita (40%). Los clastos tienen un tamaño que varían de 0.2 mm a más de 1 mm. Sus bordes van de subredondeados a redondeados. También se observan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, poco fracturados, constituyen el 23%, su tamaño varía de 0.2 mm a más de 0.5 mm, con bordes subredondeados. Por último, se encuentran clastos alterados, se observa el relicto de feldespatos con alteración a sericita-calcita, constituyen el 5% y minerales opacos con el 2%. El relleno en este grupo es de color pardo oscuro con menor alteración sericitica y carbonatos, hay incremento de relleno de procedencia ígnea de forma masiva, constituye el 30% de volumen de la muestra. En cuanto a su organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica, con un transporte y rotación, los clastos tienen una menor distancia entre ellos, pero sus contactos no son puntuales entre ellos, por lo que es sostenido por el relleno (figura 46).

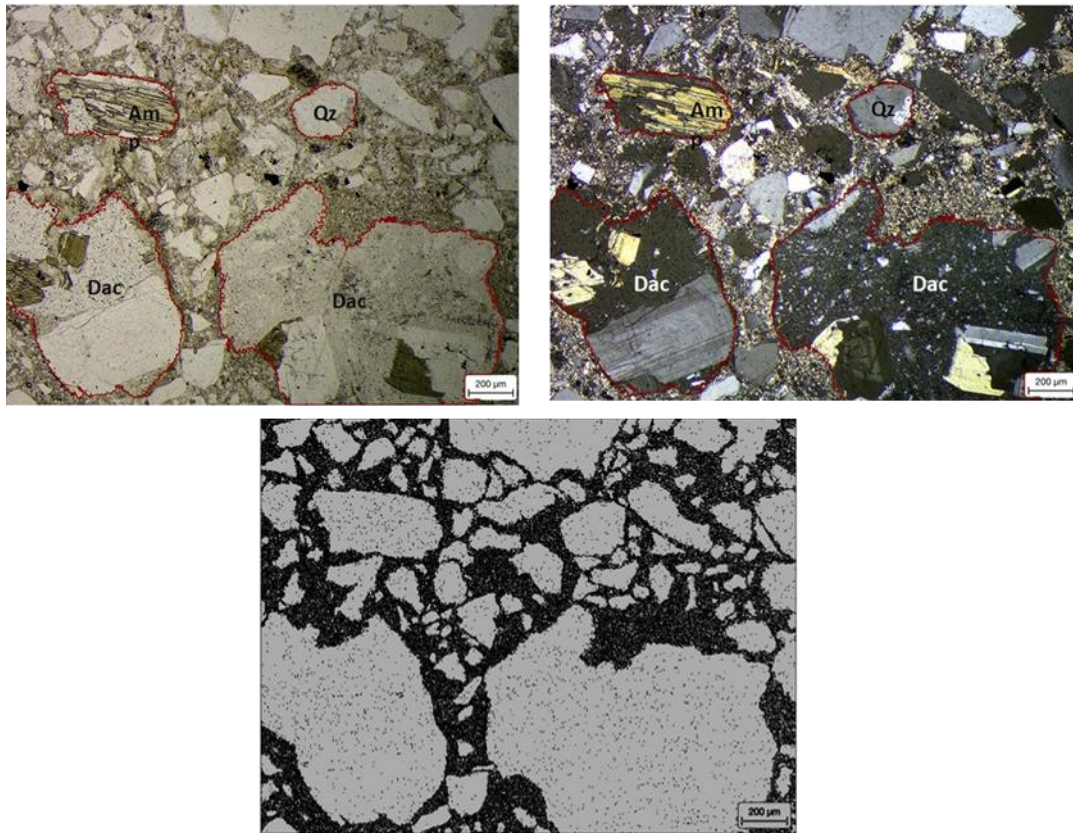


Figura 46. Muestra PRZ-004-18-01 con cristaloclastos de cuarzo (Qz) y plagioclasas (Plg), clastos de dacita (Dac), anfíbol (Am), clastos con reemplazamientos de carbonatos (Cz). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con nicoles paralelos, nicoles cruzados y diagrama de la muestra.

Lámina PRZ-004-18-03

En la muestra un 45% de clastos tienen textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas, biotita y cuarzo, dentro de una matriz microlítica, posible dacita, su tamaño varía de 0.2 mm a más de 2 mm, con bordes redondeados a subredondeados. También se observan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, poco fracturados, constituyen el 25%. Los bordes son subredondeados y tiene un tamaño de 0.2 mm. Por último, se encuentran clastos con alteración a sericita-calcita, de forma selectiva, de tal modo que existe una destrucción total, evitando identificar texturas primarias, constituyen el 5%. El relleno es de color pardo oscuro con menos alteración de sericita-calcita y con un incremento de relleno de procedencia ígnea de forma masiva, constituye el 25% de volumen de la muestra. En cuanto a su organización interna, los clastos están distribuidos de una manera caótica (figura 47).

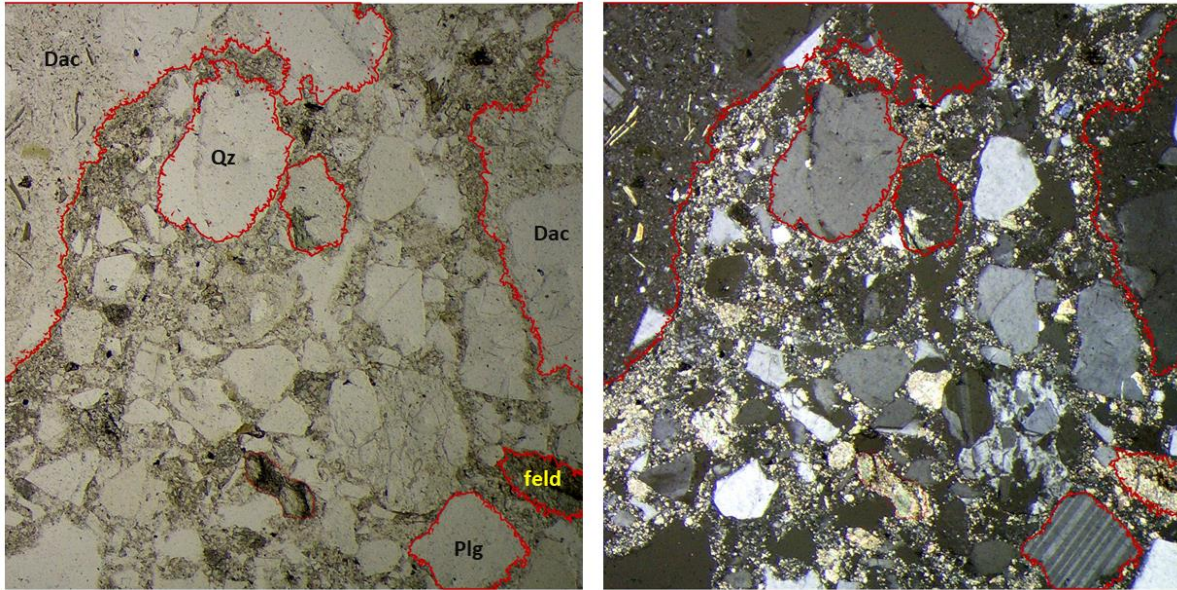


Figura 47. Muestra PRZ-004-18-03 con cristaloclastos de cuarzo (Qz), feldespatos potásicos (feld) y plagioclasas(Plg), clastos de dacita (Dac), clastos alterados(Cz). Imágenes de microscopía petrográfica de luz transmitida con, nicoles paralelos, nicoles cruzados.

Diferenciar los diversos tipos de brecha existentes, clasificarlos en asociaciones de facies, distinguiéndolas básicamente por su organización interna, permite conocer las relaciones entre los distintos eventos de brechamiento, su relación espacial y temporal en un sistema magmático hidrotermal (Cooke and Davies, 2000).

Las muestras estudiadas del proyecto mineralizado Diatrema-Zacatlán, comparten características comunes. Entre las principales se encuentra la organización interna, la distribución de clastos de manera caótica, con transporte y un nivel importante de rotación y separación. En el estudio petrográfico se observaron muestras generalmente con clastos de varios orígenes, esencialmente ígneos, como dacita y/o granodiorita; y sedimentarios, principalmente calizas tipo mudstone y/o limolitas. La forma de clastos varía de subangulosos a redondeados, el relleno es clástico y masivo con una fracción mínima a nula de relleno químico (calcita). A partir de la variación de componentes se logra hacer una distinción de muestras, correlación y separación en facies. Con base en las observaciones, se proponen tres facies de brechas espacialmente asociadas, de acuerdo con la composición de clastos dominantes, las relaciones de contacto, tipo de relleno y la ausencia de relleno químico.

El **grupo I** se asocia a las muestras PRZ-001-15-01, PRZ-001-15-02, PRZ-003-16-01, PRZ-003-16-02, PRZ-003-16-03, PRZ-004-15-02 y PRZ-004-15-01. Este grupo presenta la mayor mezcla de clastos de diferentes orígenes, de composición calcárea (calizas mudstone), ígnea (dacitas, granodiorita) y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasas. Hay una mayor variabilidad en el tamaño de los clastos de 0.1 mm a más de 2 mm. Están sostenidos por un relleno clástico, de color pardo claro, debido a una mayor molienda de litologías sedimentarias, con leve remplazamiento de carbonatos. Este grupo tiene la mayor fracción de relleno a comparación de los otros grupos, variando de 30 a 40%.

Hay características prebrechamiento que destacan: las vetillas truncadas en clastos de caliza tipo mudstone, recristalización de carbonatos y dolomitización; así como, la alteración selectiva de clorita-calcita-sericita de manera intensa. Como eventos posteriores, predomina la alteración a sericita de manera pervasiva en relleno y clastos, particularmente en fenocristales de plagioclasas, al igual de un límite/halo de alteración propilitica y el reemplazamiento/precipitación de minerales opacos, que ocasionan una destrucción textural. Por lo tanto, el grupo I tendría correlación con la parte central de la diatrema, específicamente en la zona de diatrema inferior (figura 48), ya que tanto la muestra como la zona son representadas por una organización caótica, sin estratificación o fluidificación y mezcla intensa de clastos.

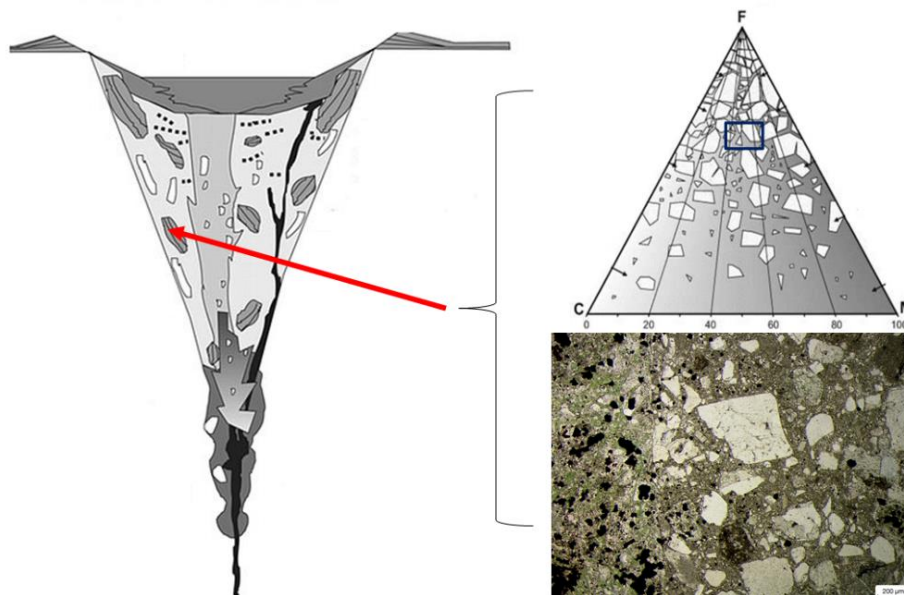


Figura 48. Ubicación del grupo I en esquema de diatrema.

El **grupo II** lo conforman las muestras PRZ-004-18-01 y PRZ-004-18-03. En este grupo predominan los clastos ígneos (dacitas) y cristaloclastos de cuarzo, sobre los sedimentarios, en cantidad y tamaño. El relleno en este grupo es una mezcla de procedencia ígnea y sedimentaria, con menos alteración. La cantidad de relleno disminuye en un 25%. La alteración a sericita-calcita, se encuentran en clastos alterados, específicamente en el relicto de feldespatos potásicos. Debido a esto, el grupo II tendría correlación también con la parte central de la diatrema, específicamente en la zona de diatrema inferior, como una zona de transición a la zona de raíces por un aumento en clastos ígneos y la poca alteración en sus componentes (figura 49).

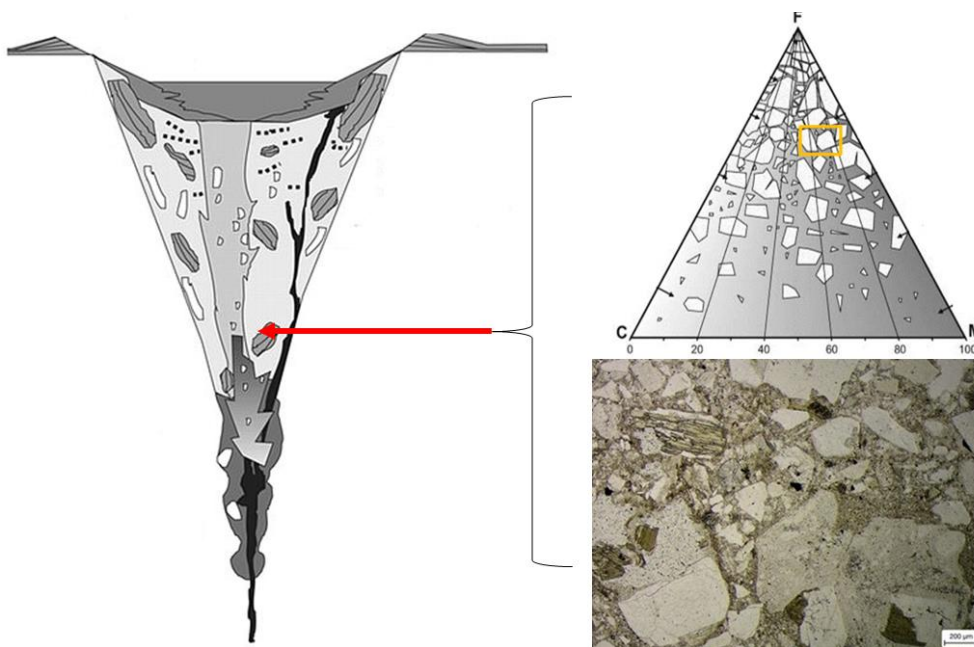


Figura 49. Ubicación del grupo II en esquema de diatrema

El **grupo III** es conformado por las muestras PRZ-003-19-01 y PRZ-003-19-02. Predominan los clastos de origen volcánico e ígneo (dacita y toba) y en tamaño. Por los contactos entre clastos se puede considerar clasto soportado en algunos sectores. El relleno es clástico de color pardo oscuro, completamente de origen ígneo poco alterado. Es el grupo con menor cantidad de relleno con 15 a 20%. En cuanto a la alteración, se mantiene la alteración sericita-calcita, de manera selectiva, solo en los clastos. La alteración es mínima, pero en algunos clastos puede llegar a ser muy intensa, observándose una

destrucción textural a arcillas. Por último, se notan escasos minerales opacos. Por sus características, se infiere una ubicación diversa en la zona de diatrema inferior cerca de la zona de raíces o cerca de un ducto, intrusión o pared ígnea, ya que exhibe clastos más homogéneos; así como clastos y relleno de procedencia ígnea (figura 50).

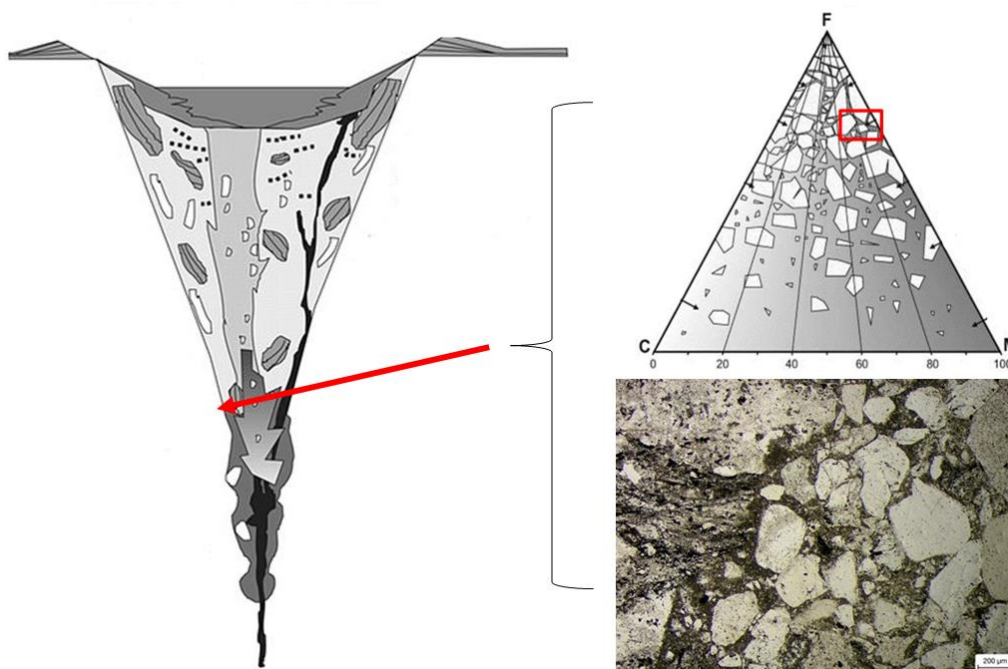


Figura 50. Ubicación del grupo III en esquema de diatrema

Es necesario un estudio de muestras secuenciales más amplio para determinar un mejor mapeo de facies y por ende una mejor interpretación genética. Además de estudios complementarios de geología estructural y geoquímica.

Hay brechas con características similares que pueden formarse por diferentes procesos en entornos variables, y es posible que el evento inicial causante de la brecha no sea identificable, entonces se denominará por lo eventos posteriores. Será una cuestión de interpretación qué proceso es más significativo para la formación de brechas, mineralización, exploración y/o comprensión del sistema. Es importante resaltar que es complicado el análisis de brechas mineralizadas aisladas de la alteración y de la geología estructural (Cooke and Davies, 2000).

Discusión

En México, existen trabajos previos que han estudiado estructuras de Diatrema, como el Proyecto Cerro la Mina en el estado de Chiapas (Jansen, 2012) y el depósito polimetálico de Peñasquito (Rocha-Rocha, 2016). Ambos trabajos tienen un enfoque particular, sobre todo las rocas relacionadas a la estructura principal de Diatrema.

En el Prospecto Cerro Mina, las relaciones geológicas y las interpretaciones se basaron principalmente en observaciones de núcleos de perforación. Se desarrolló una descripción con terminología no genética y la sucesión de la estructura se dividió en cuatro unidades con base en texturas de las rocas y la asociación de litofacies. Entre las unidades se denominan 1) brechas volcanoclásticas de clasto soportado a matriz soportado, 2) brechas monomícticas y brechas polimícticas. 3) brecha granular predominantemente rica en matriz, la cual pertenece a la estructura principal. En esta última unidad, Jansen (2012) realizó una subdivisión, clasificándola como 4) brechas de roca de pared y brechas monomícticas (asociadas a autobrechas).

En el caso del depósito polimetálico Peñasquito, existen dos estructuras de diatrema, Peñasco y Brechas Azul. Las diatremas incluyen mayores volúmenes de fragmentos ígneos de composición intermedia de profundidades, que alcanzaron niveles poco profundos, entremezclados con variedades de rocas sedimentarias. El sistema de brecha diatrema Peñasco se clasificó de la siguiente manera, 1) brecha mixta heterolítica (Bxm), 2) brecha heterolítica (Bxi) sostenida por una matriz ígnea molida, 3) brecha monolítica (IBx) sostenida por una matriz ígnea molida, 4) brecha heterolítica (Bxs) compuesta principalmente por fragmentos sedimentarios y matriz, 5) diques de tufisita (también llamada brecha fina por Rocha-Rocha (2016) y 6) brecha crepitante local. Brecha Azul por su parte se clasificó como 1) brecha intrusiva (IBx), 2) brecha heterolítica con matriz intrusiva (Bxi), 3) brecha heterolítica con matriz mixta (Bxm) y 4) brecha sedimentaria (BxS).

En los trabajos citados, se usan clasificaciones con una mezcla de términos sedimentarios, descriptivos y/o coloquiales, lo que provoca términos muy generales y confusos. Hay brechas con características similares que pueden generarse por diferentes procesos y entornos. En ocasiones, el evento inicial causante de la fragmentación no es identificable,

por lo cual la brecha se denominará por el proceso más significativo en la formación, mineralización, exploración y/o comprensión del sistema, (Davies, 2002).

En este trabajo se buscó precisar un modelo sistemático que sirva como complemento, en la exploración y análisis, resaltando las características descriptivas, lo que repercute en ampliar el espectro de clasificación de brechas, para posteriormente obtener una clasificación genética, con el fin de ayudar, por ejemplo, en un mapeo más específico con facies muy bien delimitados. La clasificación propone nombres más puntuales, ya que se basa de una combinación de 5 características (Alteración, Organización Interna, Componentes, Tamaño de grano y Geometría). La geometría puede usarse para establecer el o los posibles mecanismos de generación de una brecha o, al menos, para separar procesos físicos de químicos (Jébrack 1997).

Jansen (2012), en el prospecto Cerro La Mina, realizó una separación por litofacies con el fin de obtener un mejor resultado en su modelo. Separar los diversos tipos de brecha, en asociaciones de facies, distinguiéndolas por su organización interna, permite conocer las relaciones entre los distintos eventos de brechamiento y su relación espacial y temporal en un sistema magmático hidrotermal.

En este trabajo se realizó un estudio petrográfico con muestras del proyecto mineralizado Zacatlán, se clasificaron conforme a la metodología propuesta, que permitió dividir las en 3 grupos o facies de acuerdo con la organización interna y componentes texturales. El estudio petrográfico es un análisis inicial que, con la integración de más información, geológica, petrología, geoquímica y de alteración, conformará una mejor interpretación y por lo tanto una buena clasificación.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

En este trabajo se identifican los principales modelos, características e interpretaciones descriptivas y de formación de brechas hidrotermales. Se elaboró y se propone un formato de descripción junto con un esquema de clasificación, como parte de una propuesta de metodología sistemática para una mejor interpretación. Presentada la metodología, se aplicaron criterios a diferentes muestras del prospecto mineralizado Diatrema Zacatlán, Puebla. Con base a lo anterior se concluye que:

- El uso de un esquema de clasificación facilita la nomenclatura y, por lo tanto, descripciones, nombres e interpretaciones más consistentes.
- El esquema de clasificación se basa de un sistema de cuatro pasos: 1) Recopilación sistemática de datos descriptivos, 2) Definición de facies, 3) Asociación de facies y, 4) Clasificación genética.
- Se recomiendan una descripción a varias escalas, las cuales incluyen: Geometría, tamaño de grano, componentes (clastos, tipo de relleno, espacio abierto), organización interna y alteración.
- La recopilación sistemática de datos descriptivos es la base para la clasificación de brechas, ya que a medida que se dispone de nueva información las interpretaciones genéticas pueden cambiar, el nivel de interpretación dependerá de la calidad de los datos disponibles.
- La documentación de facies y las asociaciones de facies facilita la clasificación de brechas y enfatiza las relaciones entre varias brechas en un sistema.
- Solamente después de que esta información haya sido colectada pueden ser aplicados esquemas de clasificación genética.
- La clasificación genética se basa en el principal mecanismo de fragmentación (tectónico, hidrotermal, magmático o volcánico). Independientemente de la profundidad de la formación, la mayoría de las brechas se pueden atribuir a uno o a una combinación de estos procesos.

- Es posible que el evento inicial causante de la brecha no sea identificable, será una cuestión de interpretación qué proceso es más significativo para la formación de brechas.
- Para el caso de estudio se proponen tres facies de brechas espacialmente asociadas, de acuerdo con la composición de clastos dominantes, las relaciones de contacto, tipo de relleno y la ausencia de relleno químico.
- Las tres facies, corresponden a la parte central de la Diatrema de Zacatlán, en el sector diatrema inferior, caracterizada por ser una zona de mezcla de clastos de varios orígenes con una organización caótica.
- Las facies muestran un cambio gradual en el cuerpo de la diatrema hacia un cuerpo ígneo a mayor profundidad.
- Por lo tanto, a partir de la propuesta de asociación de facies de brechas del proyecto mineralizado Zacatlán, se interpreta que se asocia con un origen freatomagmatico.
- Se requiere de estudios complementarios, mayor número de muestras secuenciales más amplio para determinar un mejor mapeo de facies y por ende una mejor interpretación genética. Además de estudios complementarios de geología estructural, geoquímica e inclusiones fluidas, para una mejor interpretación.
- Estas estructuras con base en modelos de yacimientos minerales son viables para una exploración más a detalle o con potencial geológico que pueda eventualmente ser económico.

REFERENCIAS

- Ángeles-Moreno, E., & Martínez-Sánchez. (2002). *Geología, geoquímica y geología regional de las rocas del macizo de Tezuitlan, Puebla*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Atkinson, W. W. J., Skewes, M. A., & Stern, C. (2007). *Brechas Hidrotermales*. 16.
- Baker, E. M., Kirwin, D. J., & Taylor, R. G. (1986). *Hydrothermal breccia pipes* (G. Department (ed.)). University of North Queensland.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., & Principe, C. (1992). A review on phreatic eruptions and their precursors. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52(4), 231–246.
[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90046-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90046-G)
- Barnes, H. L., & Chinner, G. A. (1997). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. *Geological Magazine*, 135(6), 972. <https://doi.org/10.1017/S0016756898431509>
- Bello, M. R. (1978). *Estudio Estratigráfico de Rocas Sedimentarias en 13 Pozos Localizados en la Porción Meridional de la Faja de Oro*. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis.
- Bryant, D. G. (1968). Intrusive breccias associated with ore, warren (Bisbee) mining district, Arizona. *Economic Geology*, 63(1), 1–12. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.1.1>
- Bryner, L. (1961). Breccia and pebble columns associated with epigenetic ore deposits. *Economic Geology*, 56(3), 488–508. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.56.3.488>
- Bryner, L. (1968). Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates. *Economic Geology*, 63(6), 692. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.6.692>
- Burnham, C. W. (1972). The energy release of explosive volcanic eruptions. *Earth Mineral Science*, 41, 69–70.
- Burnham, C. W. (1979). *Magmas and hydrothermal fluids. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 71–136.
- Burnham, C. W. (1985). Energy release in subvolcanic environments: implications for breccia formation. *Economic Geology*, 80(6), 1515–1522.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1515>
- Bushnell, S. E. (1988). Mineralization at Cananea, Sonora, and the paragenesis and zoning of breccia pipes in quartzofeldspathic rock. *Economic Geology*, 83(8), 1760–1781.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.8.1760>
- Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miqueta). *Revista Del Instituto Mexicano Del Petróleo*, 1(1), 3–9.
- Cantú-Chapa, A. (1971). La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro-Este de México: *Revista Del Instituto Mexicano Del Petróleo*, 3(2), 17–40.
- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13(1y 2), 1–98.

- Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17(5–6), 73–96.
- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma de Valles San Luis Potosí. *Boletín de La Asociación Mexicana de Geólogos Petrolero*, 23(1–6), 102.
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic Successions Modern and Ancient*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Casique, J., García, S., Yáñez-García, C., Palacios, L. H., & García, H. (1982). Resultados de las exploraciones realizadas por C.F.E en el proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estado de Puebla y Veracruz. *Anales Del Instituto de Geofísica*, 27(8), 9.61.
- Castro, M. J. T., & Martínez, R. E. (1977). Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). In *Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor, Informe Inedito*.
- Cerpa, L., Macassi, A., & Bissig, T. (2006). *Brechas asociadas al desarrollo de un sistema epitermal de alta sulfuración de Au-Ag : Yacimiento Lagunas Norte, Distrito de Alto Chicama, Norte de Perú*.
- Cooke, D. R., & Davies, A. G. S. (2000). *Breccias in epithermal and porphyry deposits : The birth and death of magmatic-hydrothermal systems*. 2000.
- Corbett, G. J. (2017). *Epithermal Gold-Silver Porphyry Copper-Gold Exploration - Short Course Manual*.
- Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific rim gold–copper systems: structure, alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists, Special Pu*(May 1997), 236.
- Davies, A. G. S. (2002). *Geology and genesis of the Kelian gold deposit, East Kalimantan, Indonesia* [University of Tasmania]. <https://login.ezproxy.utas.edu.au/login?url=http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=cat02831a&AN=UTas.b1429029&site=eds-live%0Ahttp://eprints.utas.edu.au/12977/>
- Davies, A. G. S., Cooke, D. R., & Gemmell, B. (2008a). Hydrothermal breccias and veins at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: Genesis of a large epithermal gold deposit. *Economic Geology*, 103(4), 717–757. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.4.717>
- Davies, A. G. S., Cooke, D. R., & Gemmell, J. B. (2008b). Diatreme breccias at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia precursors to epithermal gold mineralization. *Economic Geology*, 103(4), 689–716. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.4.689>
- Davies, A. G. S., Cooke, D. R., & Gemmell, J. B. (2000). Breccias associated with epithermal and porphyry systems – towards a systematic approach to their description and interpretation. *Gold 2000, Lake Tahoe, Nevada, USA.*, 98–103.
- Echanove-Echavone, O. (1986). Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I), Consideraciones Geológico-Petroleras y (Parte II), Resultados de pozos exploratorios y antecedentes de campos y producción. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleras*, 63(2),

285–311.

- Erben, H. K. (1956). El Jurásico Medio y el Calloviano de México. *XX Congreso Geológico Internacional*, 140.
- Esteban, M., & Klappa, C. F. (1983). Subaerial exposure environment: chapter 1: Part 2. *M 33: Carbonate Depositional Environments*, 23–53.
- Ferriz, H., & Manhood, G. A. (1984). Eruption Rates and Compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, México. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8511–8524.
- Fuentes Guzmán, E. (2022). *Metalogenia del Mioceno al Reciente en asociación con la Faja Volcánica Transmexicana. Tesis doctoral*. Universidad Nacional Autónoma de México, (UNAM). Sin publicar(en proceso o en revisión).
- Fuentes Guzmán, E., González Partida, E., & Camprubí Cano, A. (2018). *Una Diatrema Mineralizada (Au), del Plioceno en el Cinturón Volcánico Transmexicano: Zacatlán Puebla, Resumen*.
- Gifkins, C., Herrmann, W., & Large, R. (2005). *Altered volcanic rocks—a guide to description and interpretation*. CODES.
- Gomez-Caballero, J. A., Villasenor-Cabral, M. G., Santiago-Jacinto, P., & Ponce-Abad, F. (2010). HYPOGENE Ba-RICH TODOROKITE AND ASSOCIATED NANOMETRIC NATIVE SILVER IN THE SAN MIGUEL TENANGO MINING AREA, ZACATLAN, PUEBLA, MEXICO. *The Canadian Mineralogist*, 48(5), 1237–1253. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.5.1237>
- Gustafson, L. B., & Hunt, J. P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70(5), 857–912. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.5.857>
- Hall, J. F. (1990). The development of paleokarst and other solution features in the Mississippian Leadville Dolomite, central Colorado. In Carbonate-hosted sulfide deposits of the central Colorado mineral belt. *No Title*, 108–117.
- Hawthorne, J. B. (1975). Model of a kimberlite pipe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 9, 1–15. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(75\)90002-6](https://doi.org/10.1016/0079-1946(75)90002-6)
- Hedenquist, J. W., & Henley, R. W. (1985). Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, 80(6), 1640–1668. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1640>
- Heiken, G. H. (1971). Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5615–5626. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05615>
- Jackson, M. L. (2008). *Evolution of the Northeast Zone Breccia Body, Mount Polley Mine, British Columbia*. The University of British Columbia.
- Jébrak, M. (1997). Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, 12(3), 111–134. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00009-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00009-7)

- Laznicka, P. (1988). Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores. In *Elsevier (Developmen, Vol. 25)*.
- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México, Tomo II* (2da. Edici). Secretaria de Educacion Pública.
- Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bulletin Volcanologique*, 37(2), 183–204.
<https://doi.org/10.1007/BF02597130>
- Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 265–274. <https://doi.org/10.1007/BF01081755>
- Manjarrez-Hernández, P. P., & Hernández De la Fuente, R. A. (1989). Informe geológico final “Prospecto Cardel”. In *Coordinación Regional de Exploración Superintendencia de Operación Geológica Zona Centro*.
- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1993). *Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*.
- Mort, K., & Woodcock, N. H. (2008). Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England. *Journal of Structural Geology*, 30(6), 701–709. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.02.005>
- Muffler, L. J. P., White, D. E., & Truesdell, A. H. (1971). Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82(3), 723–740.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[723:HECIYN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[723:HECIYN]2.0.CO;2)
- Nairn, I. A., & Wiradiradja, S. (1980). Late quaternary hydrothermal explosion breccias at Kawerau Geothermal Field, New Zealand. *Bulletin Volcanologique*, 43(1), 1–13.
<https://doi.org/10.1007/BF02597607>
- Nelson, C. E., & Giles, D. L. (1985). Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits. *Economic Geology*, 80(6), 1633–1639.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1633>
- Norton, D. L. (1984). Theory of hydrothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12, 155.
- Norton, D. L., & Cathles, L. M. (1973). Breccia pipes-products of exsolved vapor from magmas. *Economic Geology*, 68(4), 540–546. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.68.4.540>
- Norton, W. H. (1917). A classification of breccias. *The Journal of Geology*. *The Journal of Geology*, 25(2), 160–194.
- Ochoa-Camarillo, H., Buitrón, B. E., & Silva-Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.*, 15(1), 57–63.
- Parrilla, P. L. . (2010). *Informe Final de la barrenación. Proyecto Zacatlán. Informe interno*.
- Pedrazzini, C., & Basáñez, M. A. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla–Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista Del Instituto Mexicano Del Petróleo.*, 10(3), 6–25.

- Pemex. (1968). *Estratigrafía de la Republica Mexicana: Mesozoico*.
- Pemex. (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico*.
- Pessagno, E. A. J., Longoria, J. F., MacLeod, N., & Six, W. M. (1987). Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic implications. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 23*, 23, 1–51.
- Phillips, W. J. (1972). Hydraulic fracturing and mineralization. *Journal of the Geological Society*, 128(4), 337–359. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.128.4.0337>
- Ponce Abad, F. (2006). *Geología y geoquímica de la zona de Xonotla-San Miguel Tenango, municipio de Zacatlan, Puebla*. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis.
- Salvador, A. (1991). The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado,. *Geological Society of America, The Geology of North América, V. J.*, 131-180.
- Sánchez-Rojas, L. E., & Rosales-Franco, E. (1996). *Informe Geológico Minero y Geoquímico, Hoja Zacatlán E14-B14, escala 1:50,000, Estado de Puebla*.
- Santamaría, O. D., Ortuño, A. F., Adatte, T., U.A. O., Riba, R. A., & Franco, N. S. (1991). *Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila*.
- Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., & Aguilar, C. (1996). The Late Miocene to Early Pliocene RÍO Blanco-Los Bronces Copper Deposit, Central Chilean Andes. In *Andean Copper Deposits* (pp. 119–129). Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/SP.05.09>
- Sheridan, M. F., & Wohletz, K. H. (1981). Hydrovolcanic Explosions: The Systematics of Water-Pyroclast Equilibration. *Science*, 212(4501), 1387–1389. <https://doi.org/10.1126/science.212.4501.1387>
- Sibson, R. H. (1986). *Rupture Interaction with Fault Jogs*. 37, 157–167. <https://doi.org/10.1029/gm037p0157>
- Sibson, R. H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15(8), 701. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<701:ERAAMA>2.0.CO;2)
- Sillitoe, R. H. (1985). Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80(6), 1467–1514. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.6.1467>
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sohl, N. F., Maritines, E. R., Salmerón-Ureña, P., & Soto-Jaramillo, F. (1991). Upper Cretaceous. In A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 205–244). Geological Society of America.
- Suter, M. (1990). Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí, Escala 1: 100,000. *Revista Del Instituto de Geología*, 22, 55.
- Tămaş, C., & Milési, J.-P. (2003). Hydrothermal breccia pipe structures: general features and

- genetic criteria - II Phreatic breccia. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia*, 48(1), 55–66. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.48.1.5>
- Tămaş, C., & Milési, J. (2002). Hydrovolcanic Breccia Pipe Structures-General Features and Genetic Criteria. I. Phreatomagmatic Breccias. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia*, 47(1), 127–147. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.47.1.10>
- Tapia-Crespo, L. A. (2001). *Informe geológico: Tetela de Ocampo*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Convenio PEMEX-UNAM.
- Taylor, R. (2009). Ore Textures. In *Angewandte Chemie International Edition*, 6(11), 951–952. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-01783-4>
- Taylor, R., & Pollard, P. (1993). Mineralized breccia systems: methods of recognition and interpretation. In *University of North Queensland, Geology Department*. Economic Geology Research Unit.
- Townley, B. K. (n.d.). *Yacimientos Minerales y Procesos Geológicos*. Retrieved July 3, 2020, from [https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/Townley/Yacimientos-procesos-geologicos.htm#:~:text=Segunda Ebullición \(Ebullición Retrograda\),producto de exsolución de agua](https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/Townley/Yacimientos-procesos-geologicos.htm#:~:text=Segunda Ebullición (Ebullición Retrograda),producto de exsolución de agua).
- Uribe Luna, J. (2010). *Reporte Técnico De La Estratigrafía Y Estructura, San Miguel Tenango*. Servicio Geológico Mexicano, Informe Interno.
- Valencia-Moreno, M., & Ortega, A. (2011). Cretácico Tardío–Eoceno medio en el Noroeste de México evolución del Arco Magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). *Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología.*, 118.
- White, J. D. L., & Ross, P. S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- Woodcock, N. H., & Mort, K. (2008). Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine*, 145(3), 435–440. <https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>
- Woodcock, N. H., Omma, J. E., & Dickson, J. A. D. (2006). Chaotic breccia along the Dent Fault, NW England: Implosion or collapse of a fault void? *Journal of the Geological Society*, 163(3), 431–446. <https://doi.org/10.1144/0016-764905-067>
- Wright, A. E., & Bowes, D. R. (1963). Classification of volcanic breccias: A discussion. *Bulletin*, 74(1), 79–86. *Geological Society of America*, 74(1), 79–86.
- Yáñez-García, C. (1980). *Informe Geológico del proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz*. Comisión Federal de Electricidad.
- Yáñez-García, C., & García-Durán, S. (1982). *Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas. Estados de Puebla y Veracruz*.
- Zweng, P. L., & Clark, A. H. (1995). Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Peru. *Arizona Geological Society Digest*, 20, 566–612.

ANEXO A

Petrografía

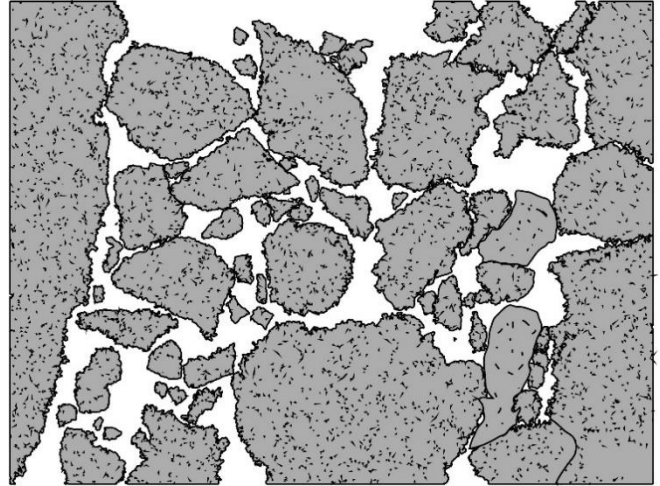
ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla.
 Muestra – Lámina: PRZ-001-15-01
 Nombre: Brecha calcita-sericita polimictica soportado por relleno clástico

Facies:
Organización Interna
 Brecha polimictica soportado por relleno clástico. Los clastos muestran transporte y rotación, rebrechamiento, y una organización caótica, con porcentaje relativo de 70% clastos y 30% relleno.

Granulometría
 Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 1 mm a 0.2 mm

Diagrama

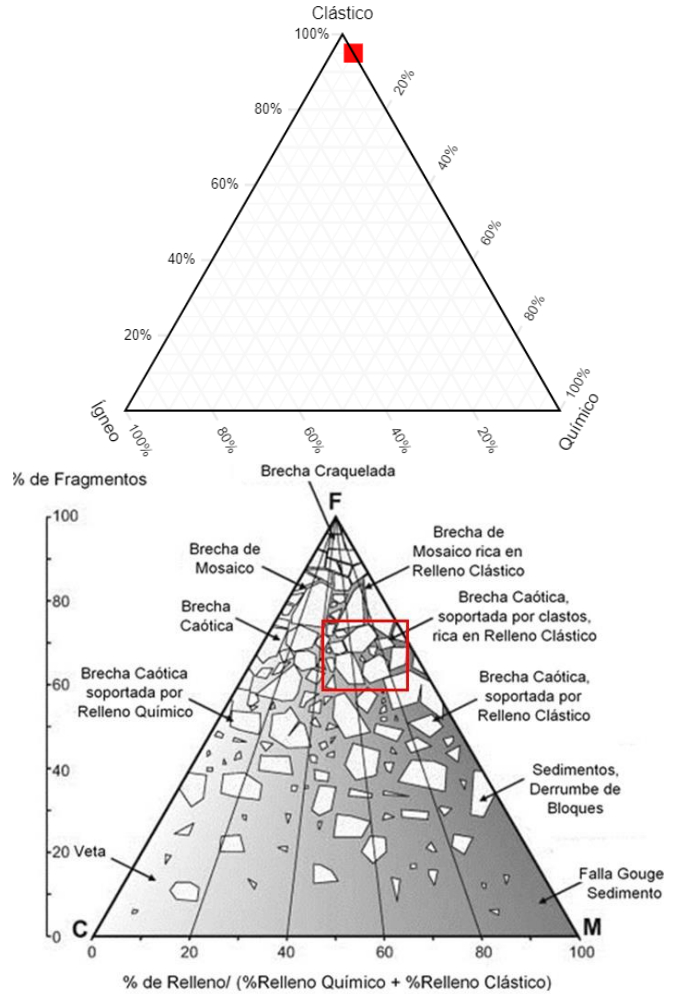


Componentes

Fragmentsos:
 Se observan clastos subangulosos a subredondeados, En general los clastos más abundantes (>80%) son de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas, en una matriz microlítica, posible dacita. En menor medida, (20%) hay clastos de fenocristales de cuarzo, calcita, así como clastos con fuerte alteración a sericita y calcita, que no se es posible identificar y minerales opacos.

Relleno:
 El relleno es una fracción clástica, de color pardo, masiva, tamaño limo y con gran alteración a arcillas.

Espacios Abiertos:
 No se observan espacios abiertos.



Alteración y mineralización.

Fuerte alteración a sericita en el relleno clástico y en un clasto particular. Reemplazamiento total o parcial de calcita y sericita en plagioclasas. Posibles eventos previos de alteración.

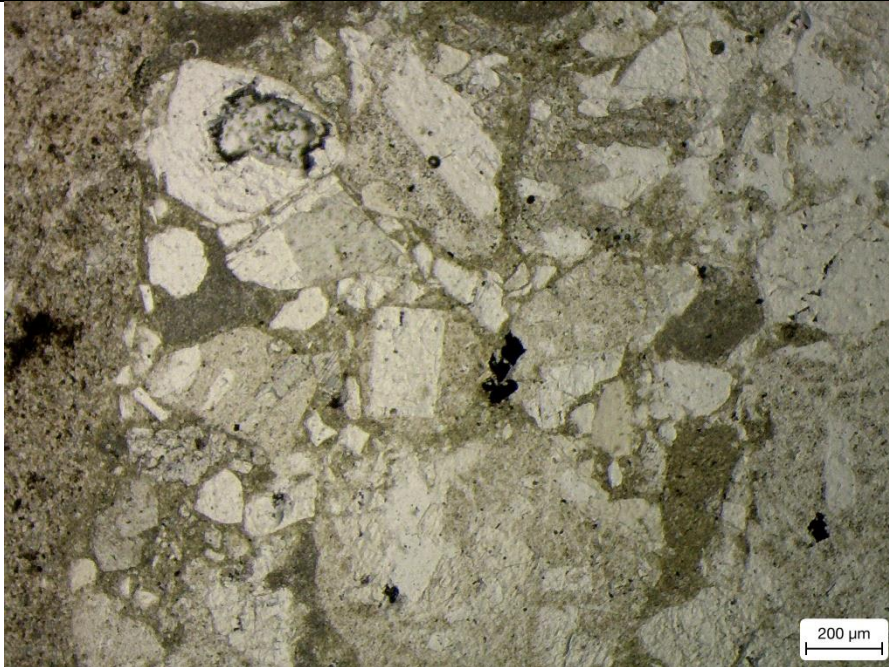
Geometría

Diatrema

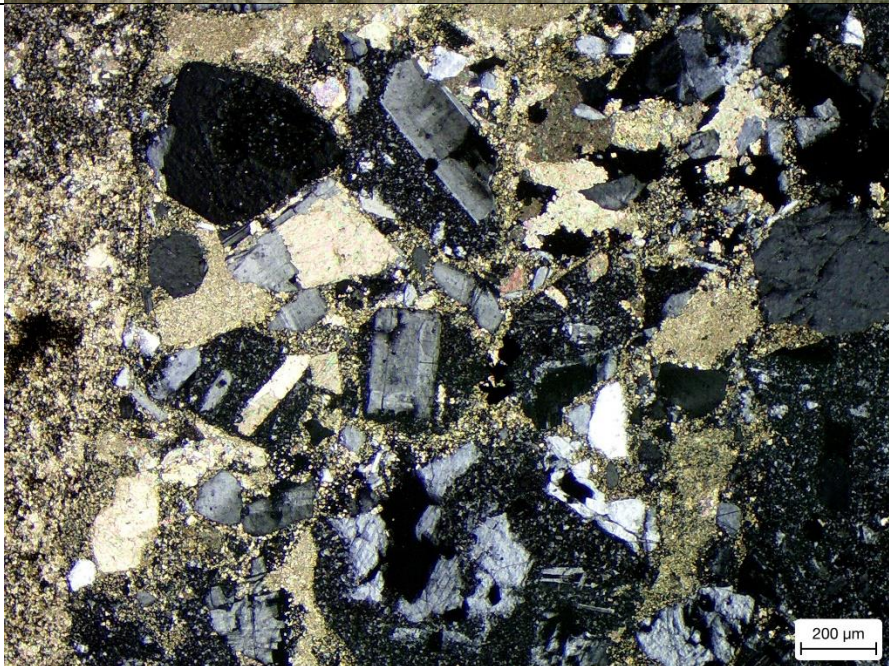
Interpretación

Brecha Freatomagmático

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla.
 Muestra – Lámina: PRZ-001-15-02
 Nombre: Brecha clorita-sericita-calcita polimictica soportado por relleno clástico.

Facies:

Organización Interna

Brecha polimictica, soportada por relleno clástico de manera masiva sin muestras de gradación. El porcentaje relativo entre el relleno y los clastos es de 20 y 80% respectivamente. Los clastos muestran rotación, una organización.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 1 mm a 0.2 mm

Componentes

Fragmentos:

Clastos subangulosos a subredondeados. Se observan clastos fracturados de dacita con textura porfídica con fenocristales de plagioclasas, cuarzo y biotita. Clastos de caliza tipo mudstone, con vetillas de calcita; clasto de granodiorita con textura microgranular, clastos con oxidación y fenocristales de cuarzo y plagioclasas. También se observan clastos alterados los cuales no se identifica su origen y, por último, se observan minerales opacos.

Relleno:

Clástico, de color pardo claro, alterado, de un tamaño arcilla.

Espacios Abiertos:

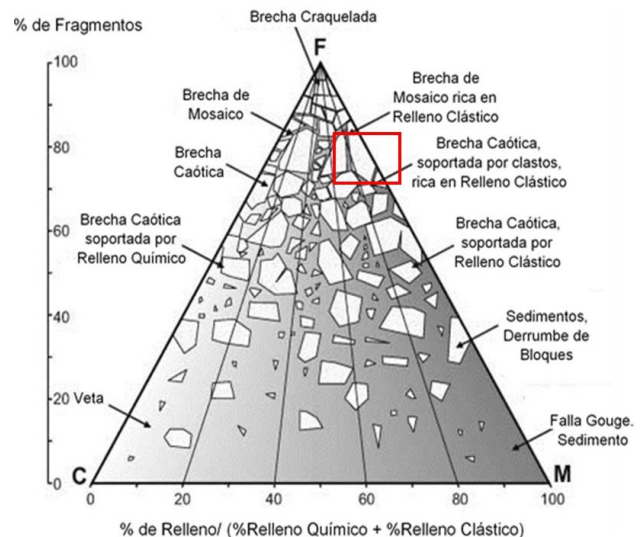
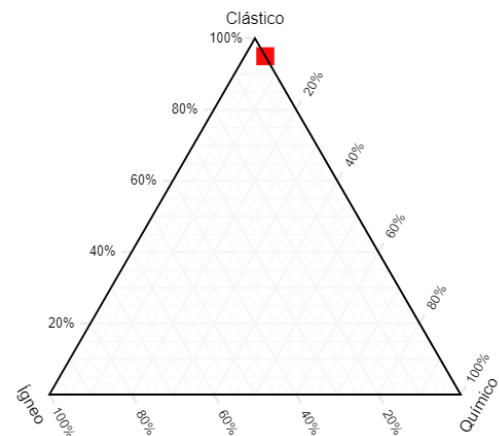
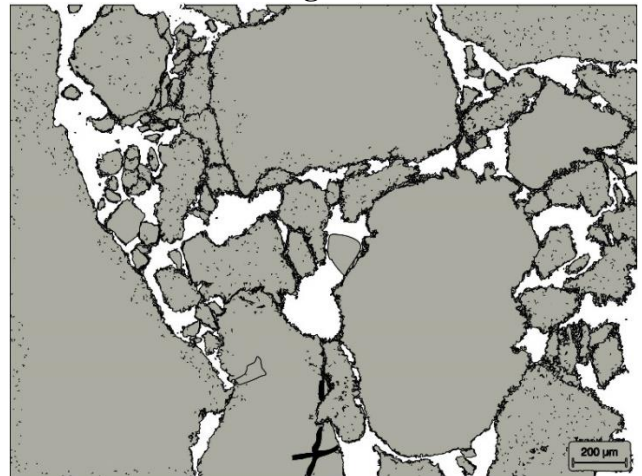
No se observan espacios abiertos.

Alteración y mineralización.

Se muestra alteración a arcillas (sericita) en el relleno. Clastos totalmente reemplazados por calcita, clastos rebrechados con alteración a clorita, sericita y calcita. Además de clastos de dacita alterados en áreas fracturadas por sericita-calcita, y arcilla.

Geometría

Diagrama

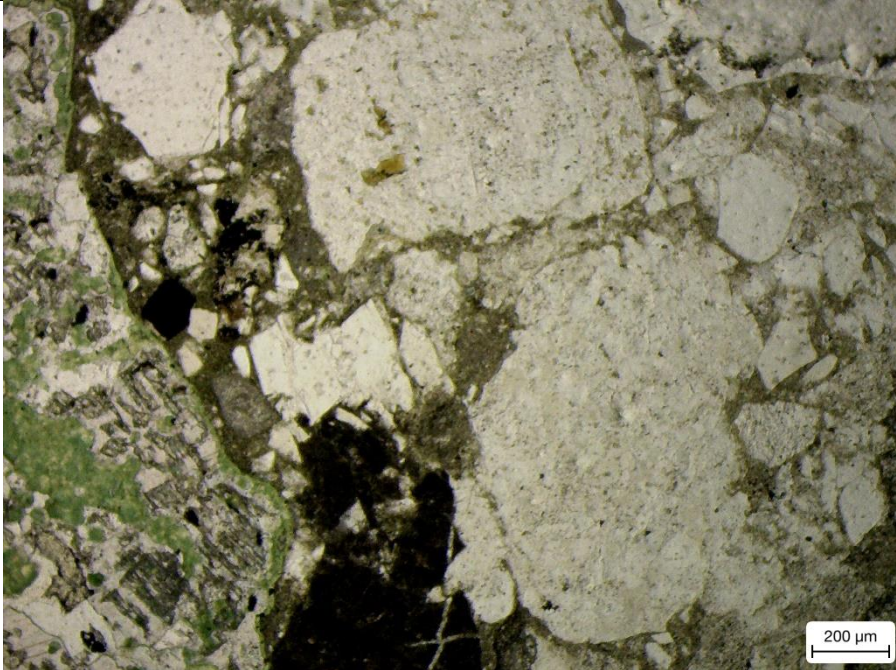


Diatrema

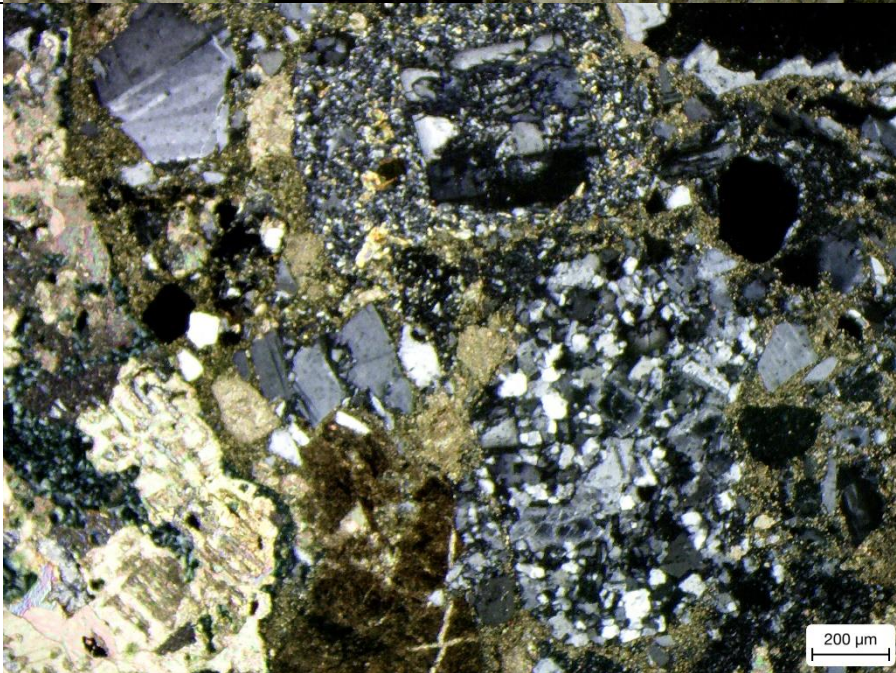
Interpretación

Brecha Freatomagmática

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-003-16-01
 Nombre: Brecha calcita-sericita polimictica soportado por relleno clástico.

Facies:

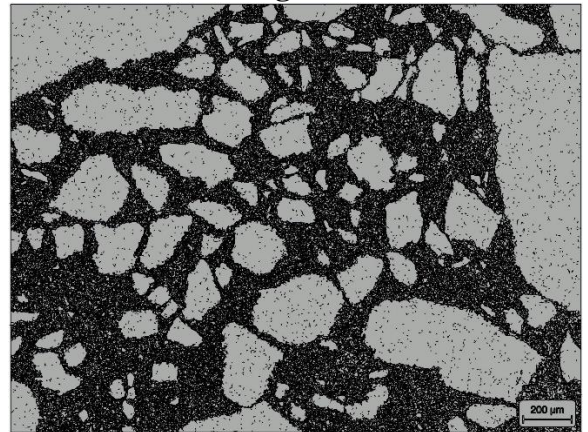
Organización Interna

Brecha polimictica soportada por relleno clástico. Los clastos muestran transporte, rotación, y una organización caótica, con porcentaje relativo de 50% clastos y 50% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.2 mm a 0.8 mm

Diagrama



Componentes

Fragmentos:

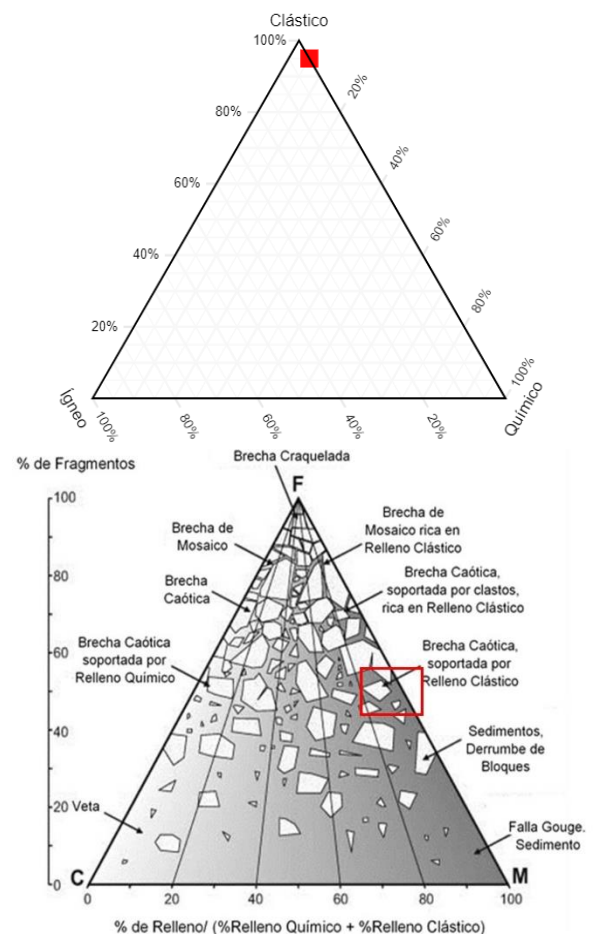
Se observan clastos subangulosos a subredondeados, de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas y cuarzo, en una matriz microlítica, posible dacita. Se notan clastos de caliza tipo mudstone, alteradas y con vetillas de óxidos. Clastos de fenocristales de cuarzo, calcita y clastos rebrechados. Clastos con fuerte alteración a sericita, calcita y con reemplazamiento de minerales opacos.

Relleno:

El relleno es una fracción clástica, de color pardo, masiva, tamaño arcilla y con fuerte alteración a sericita

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.



Alteración y mineralización.

Alteración de la matriz a arcillas (sericita). Se observa clastos totalmente reemplazado por calcita, clastos rebrechados con alteración a clorita-sericita. Clasto reemplazado por minerales opacos casi en su totalidad, destruyéndolo texturalmente. Se aprecian eventos previos y posteriores a la brecha.

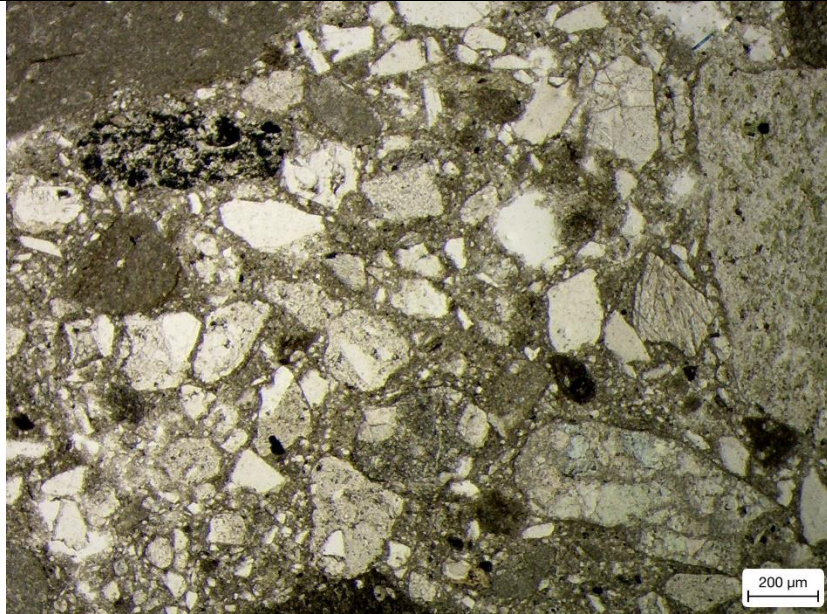
Geometría

Diatrema

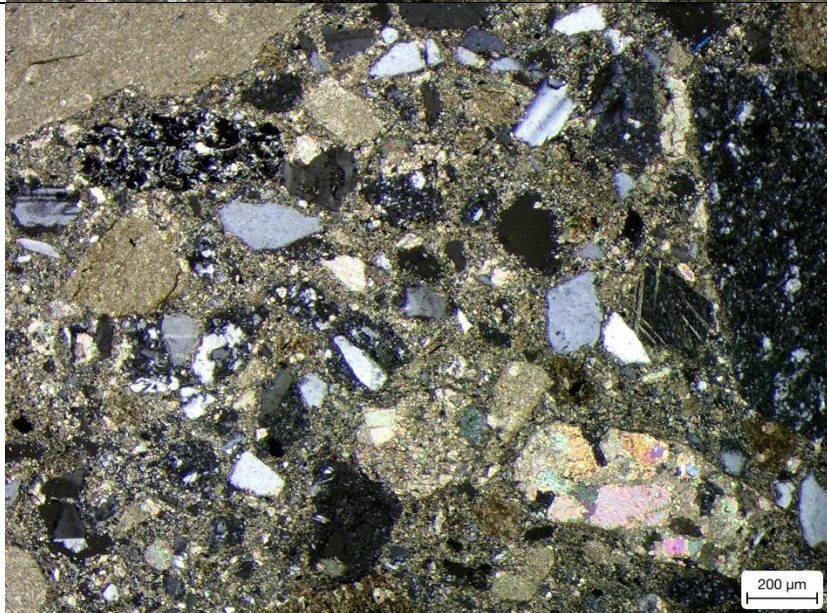
Interpretación

Brecha Freatomagmático.

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-003-16-02
 Nombre: Brecha polimictica con dolomitización soportado por relleno clástico.

Facies:

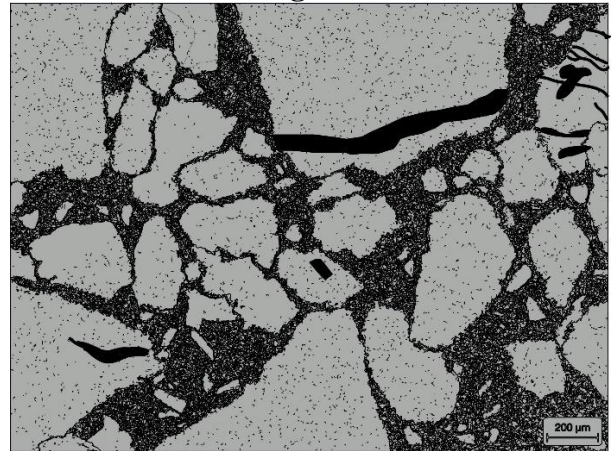
Organización Interna

Brecha polimictica soportado por relleno clástico. Los clastos muestran transporte, rotación, y una organización caótica, con porcentaje relativo de 70% clastos y 30% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.4 mm a >1 mm

Diagrama



Componentes

Fragmentos:

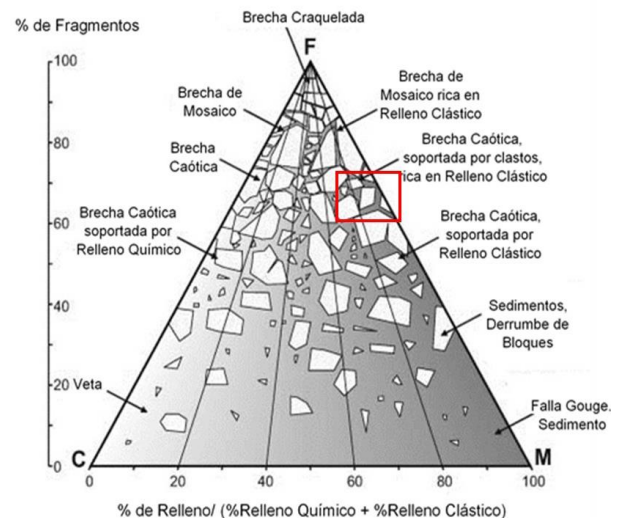
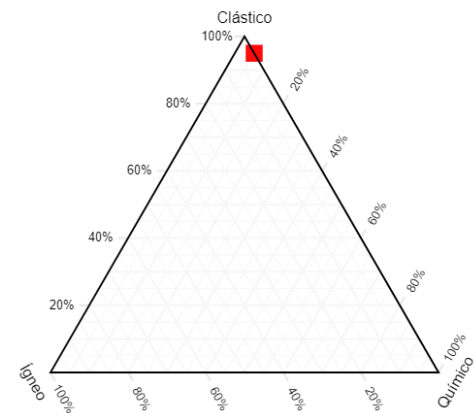
Se observan clastos subangulosos a subredondeados. De textura porfídica, con fenocristales de plagioclasas y en una matriz microlítica. También se notan clastos de caliza tipo mudstone (micrita), poco alterada, con dolomitización y una vetilla de calcita que la atraviesa. Hay clastos de caliza reemplazado por sericita-calcita, con vetillas de calcita; clastos de fenocristales de cuarzo; clastos con fuerte alteración a sericita, calcita y óxidos que no se es posible identificar.

Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo, masiva, tamaño arcilla y presenta alteración a sericita.

Espacios Abiertos:

Se observan espacios abiertos, aunque por tu forma es posible que sea producto de la laminación.



Alteración y mineralización.

Alteración a arcillas (sericita) en el relleno clástico. Se observa clastos totalmente reemplazados por calcita-sericita. Clasto reemplazado por minerales opacos casi en su totalidad, destruyéndolo texturalmente. Se aprecian eventos previos, vetillas que solo afectan al clasto.

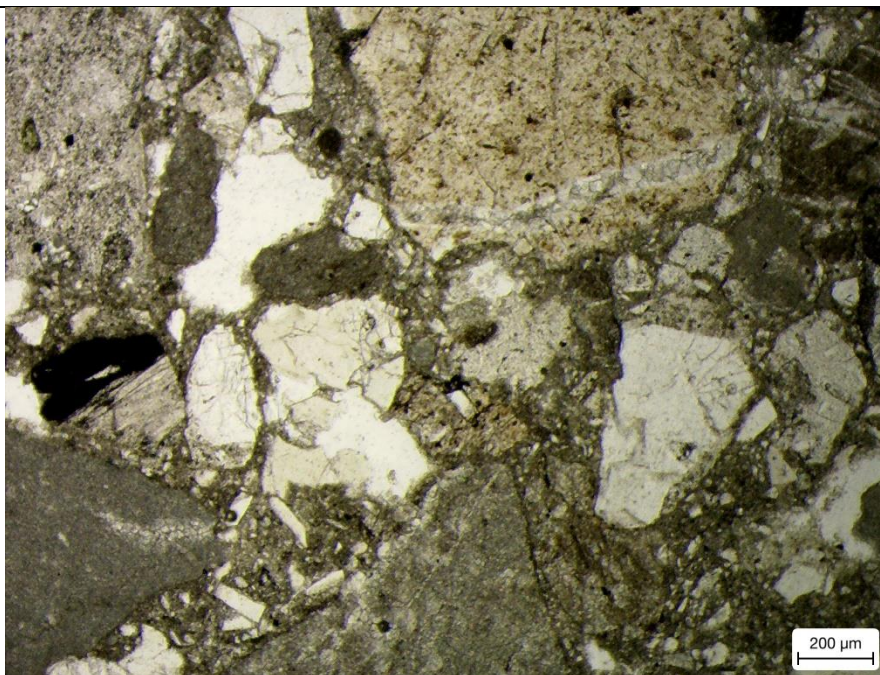
Geometría

Diatrema

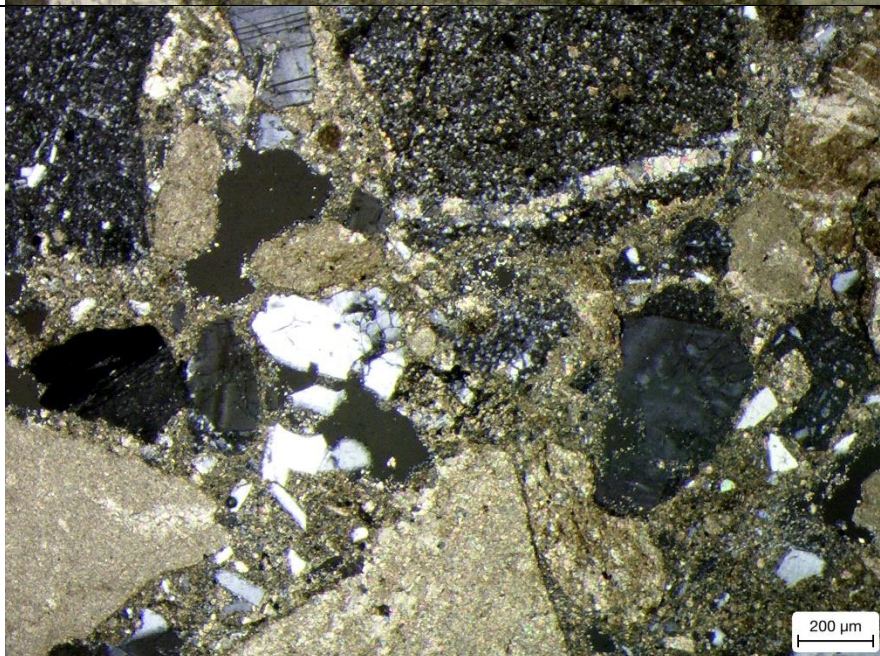
Interpretación

Brecha Freatomagmática.

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla

Muestra – Lámina: PRZ-003-16-03

Nombre: Brecha limite clorita-calcita polimictica

Facies:

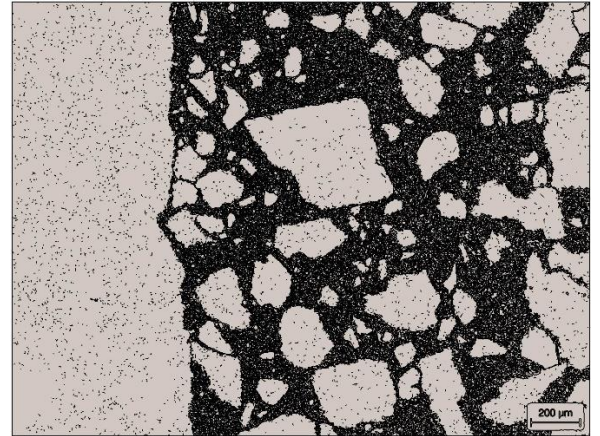
Organización Interna

Brecha polimictica soportado por relleno clástico. Los clastos muestran gran transporte y rotación, con organización caótica, con porcentaje relativo de 60% clastos y 40% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.01 mm a 0.4 mm

Diagrama



Componentes

Fragmentos:

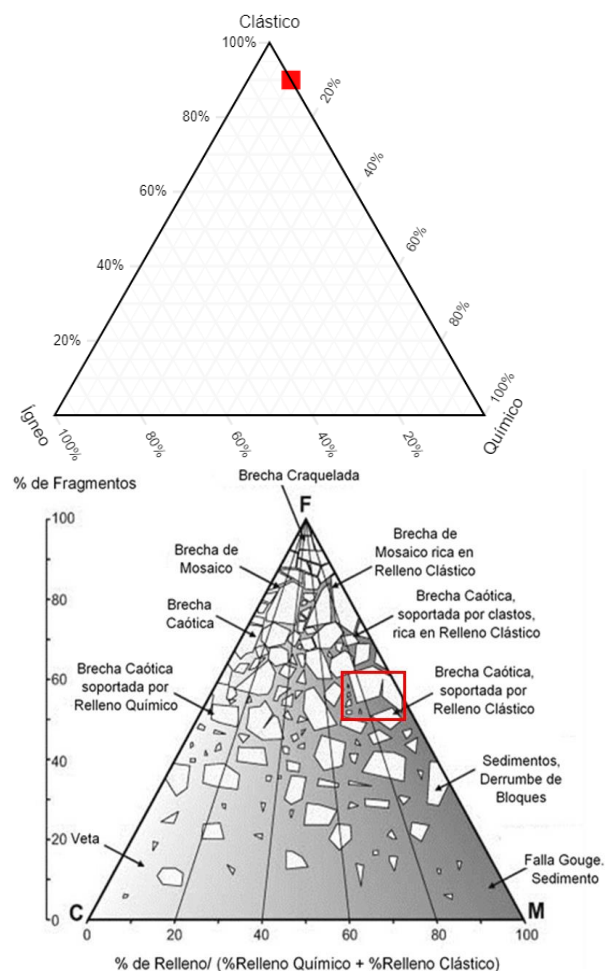
Se observan clastos subangulosos a subredondeados. Clastos de caliza tipo mudstone, alterada por sericita-calcita; clastos de fenocristales de cuarzo, plagioclasas y calcita; clastos presentan una fuerte alteración a sericita, clorita y calcita, que no se es posible identificar. Por último, minerales opacos, óxidos.

Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo, masiva, tamaño arcilla y con alteración a sericita, que grada a una alteración a clorita.

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.



Alteración y mineralización.

La alteración del relleno cambia de manera brusca de a arcillas (sericita), a clorita-calcita. Se observa clastos totalmente reemplazados por calcita-sericita y de minerales opacos.

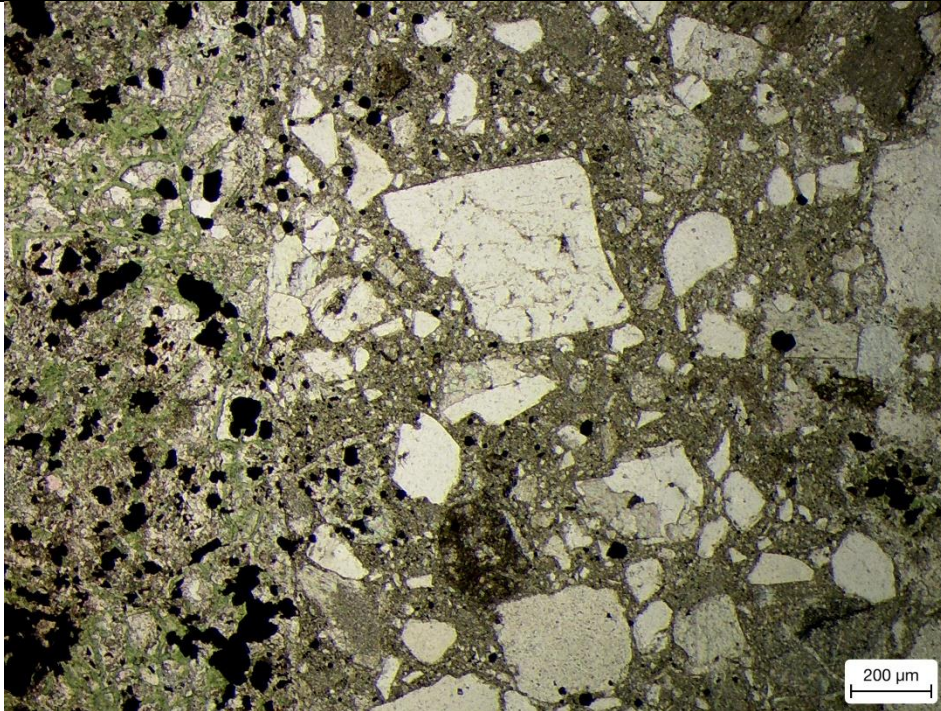
Geometría

Diatrema

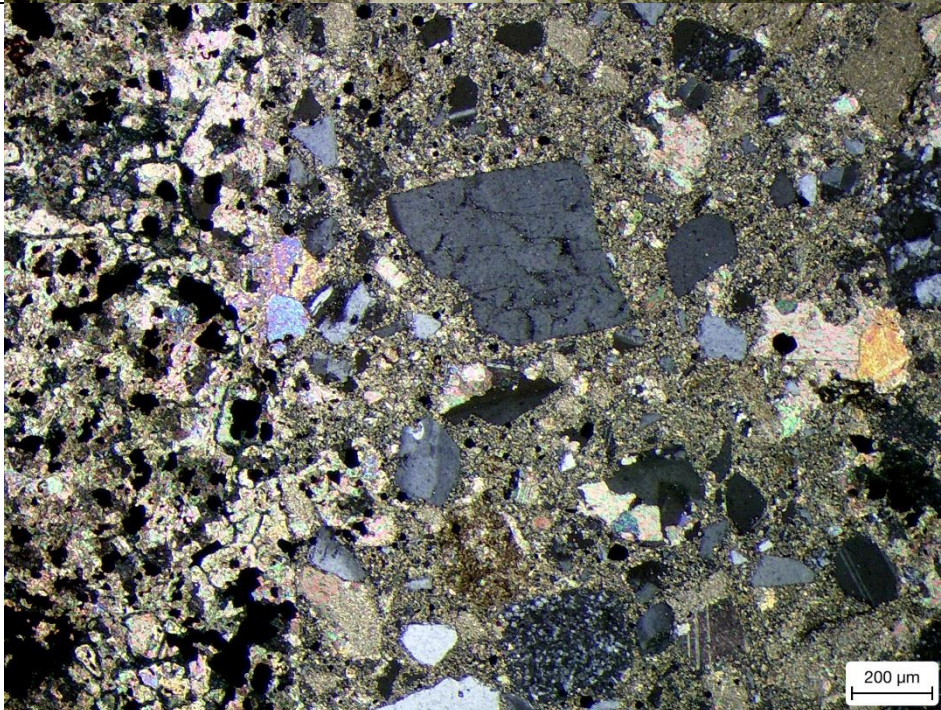
Interpretación

Brecha Freatomagmática.

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla

Muestra – Lámina: PRZ-003-19-01

Nombre: Brecha clasto soportada de fragmentos ígneos

Facies:

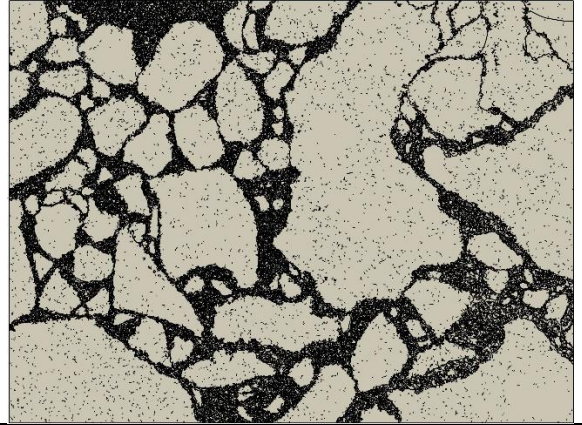
Organización Interna

Brecha polimictica soportado por clastos. Los clastos muestran rotación, con organización caótica, con porcentaje relativo de 80% clastos y 20% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.01 mm a 0.08 mm

Diagrama



Componentes

Fragmentos:

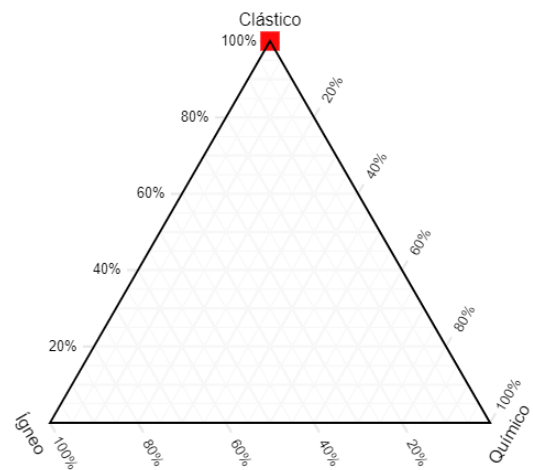
Se observan clastos subangulosos a subredondeados. Clastos de con textura porfídica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasas, posible dacita. Y clastos de rocas volcánicas, alterados por sericita-calcita, de manera intensa.

Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo oscuro, masiva, tamaño arcilla sin alterar.

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.



Alteración y mineralización.

Fuerte alteración de manera selectiva, se observa clastos totalmente reemplazados por calcita-sericita y de minerales opacos.

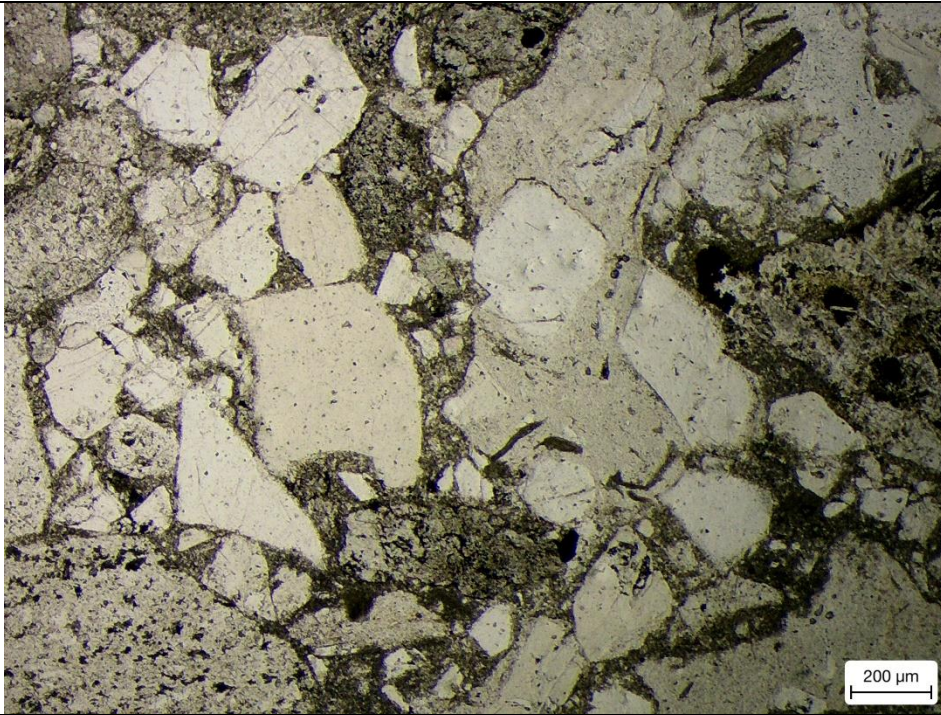
Geometría

Diatrema

Interpretación

Brecha Freatomagmático. Freática

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-003-19-02
 Nombre: Brecha de fragmentos ígneos soportado por relleno clástico.

Facies:

Organización Interna

Brecha polimictica soportado por clastos. Los clastos muestran rotación, con organización caótica, con porcentaje relativo de 80% clastos y 20% relleno.

Granulometría

Microbrecha (< 2 mm), donde los clastos observables varían de 0.02 mm a > 1 mm

Componentes

Fragmentos:

Se observan clastos subangulosos a subredondeados. Clastos de fenocristales de cuarzo y plagioclasas. Clastos de matriz microlítica, los cuales están poco alterados por sericita-calcita.

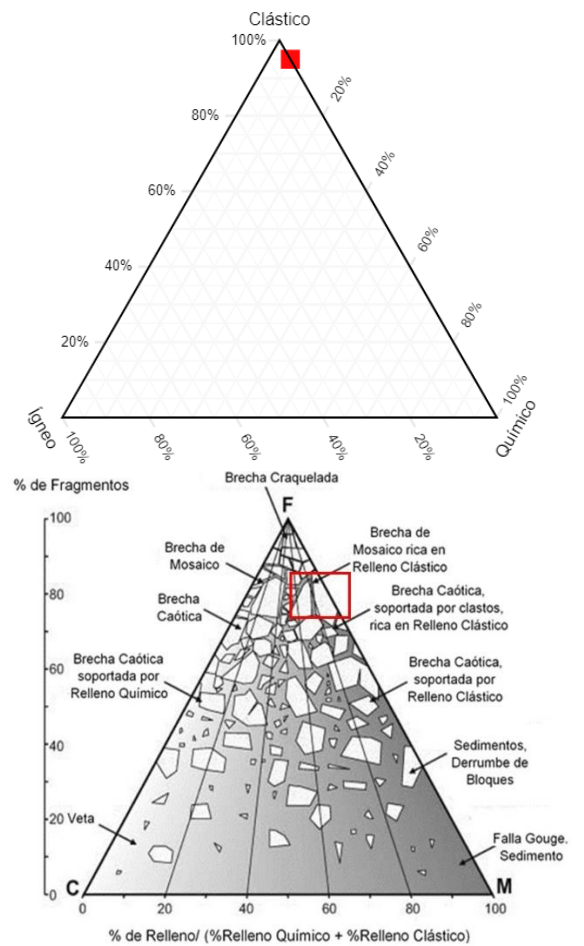
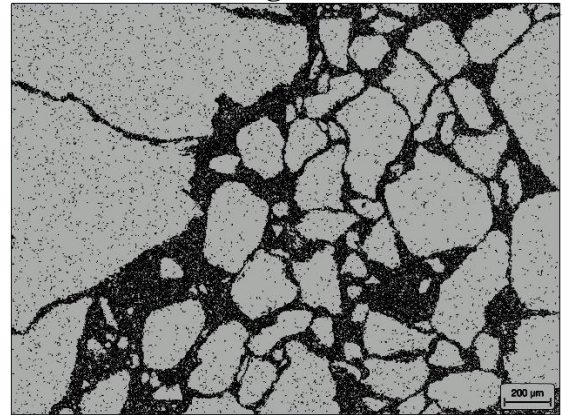
Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo oscuro, masiva, tamaño arcilla sin alterar.

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.

Diagrama



Alteración y mineralización.

La alteración es mínima y de manera selectiva, en pocos clastos se observa reemplazo de calcita-sericita y de minerales opacos.

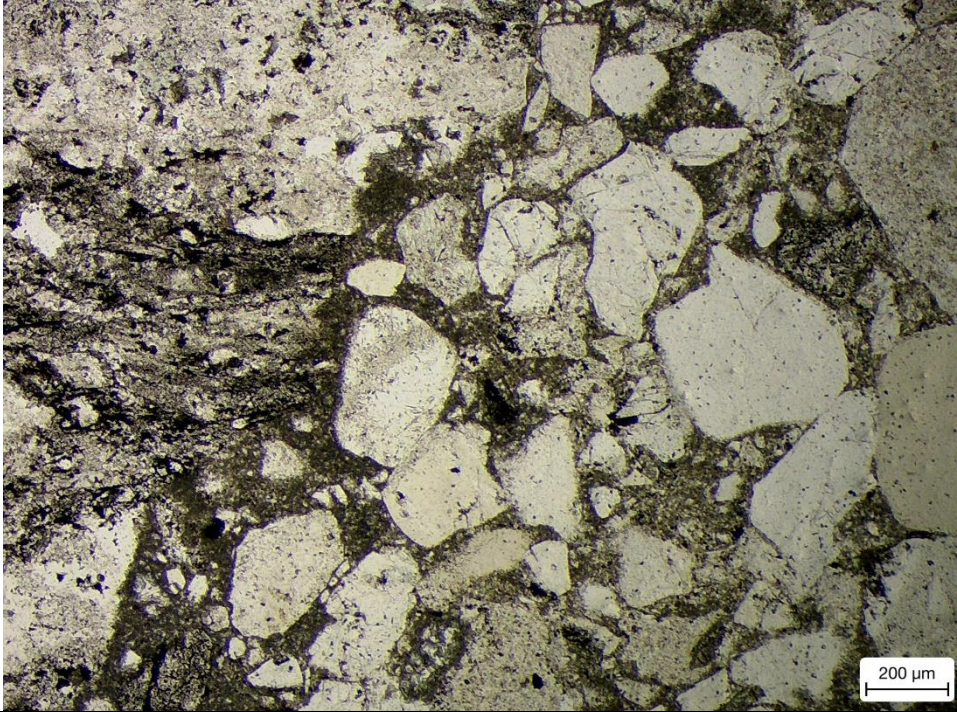
Geometría

Diatrema

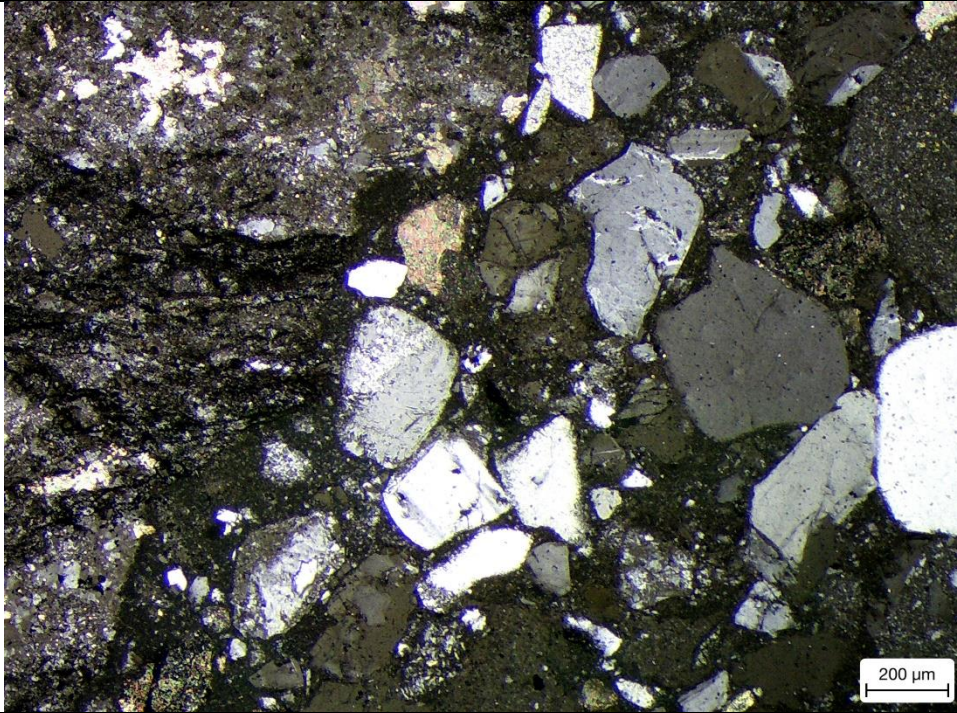
Interpretación

Brecha Freatomagmático. Freática

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-004-15-02
 Nombre: Brecha polimictica soportado por relleno clástico de origen sedimentario

Facies:

Organización Interna

Brecha polimictica soportado por relleno clástico. Los clastos muestran rotación, organización caótica, con porcentaje relativo de 60% clastos y 40% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.1 mm a > 1 mm

Componentes

Fragmentos:

Se observan subangulosos a subredondeados. Clastos de textura porfídica con fenocristales de cuarzo y plagioclasas alterados a sericita. Fenocristales de cuarzo, plagioclasas. Clastos de caliza tipo mudstone, los cuales están alterados por sericita-calcita.

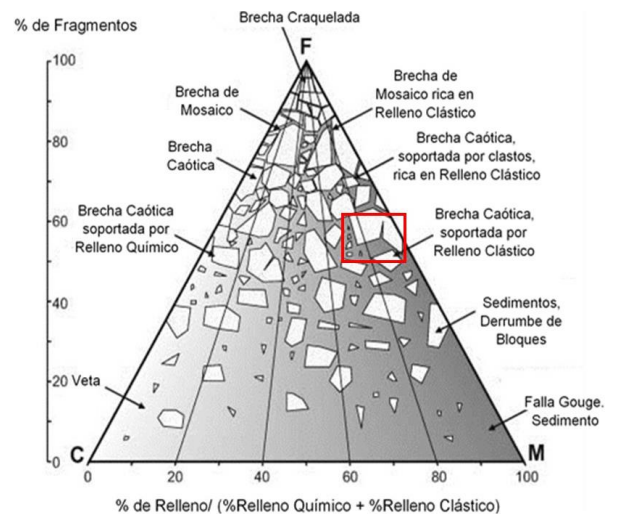
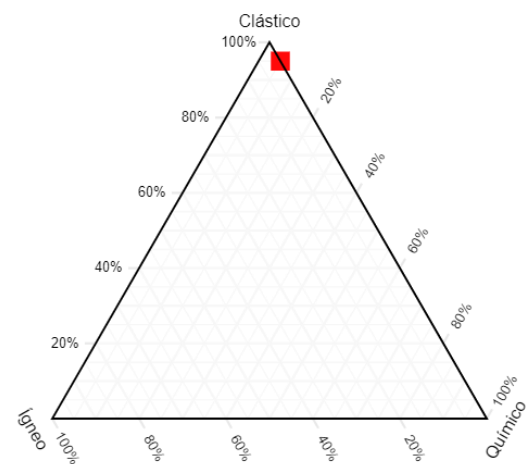
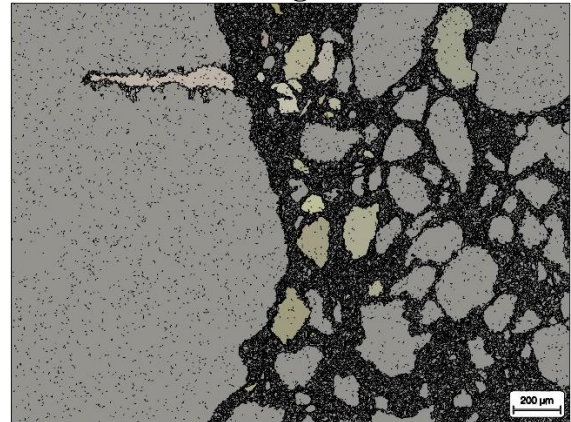
Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo, masiva, tamaño arcilla y alterado.

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.

Diagrama



Alteración y mineralización.

Alteración a sericita en el relleno y algunos clastos. Los clastos de caliza muestran vetillas en su interior. El clasto de mayor tamaño muestra alteración a sericita-calcita en fenocristales y fracturas.

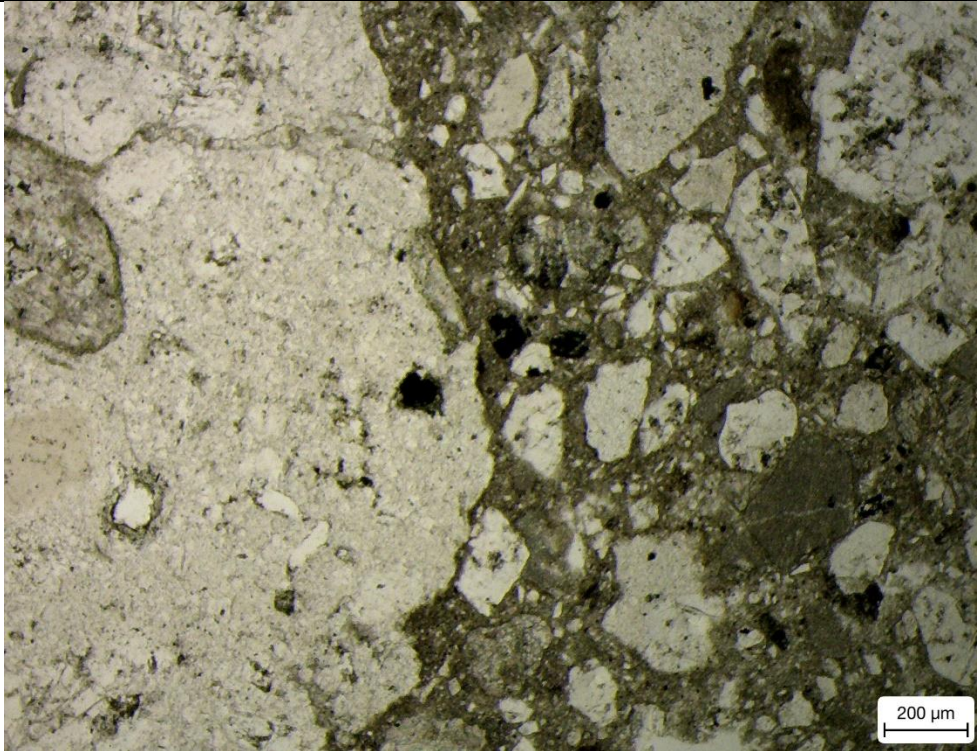
Geometría

Diatrema

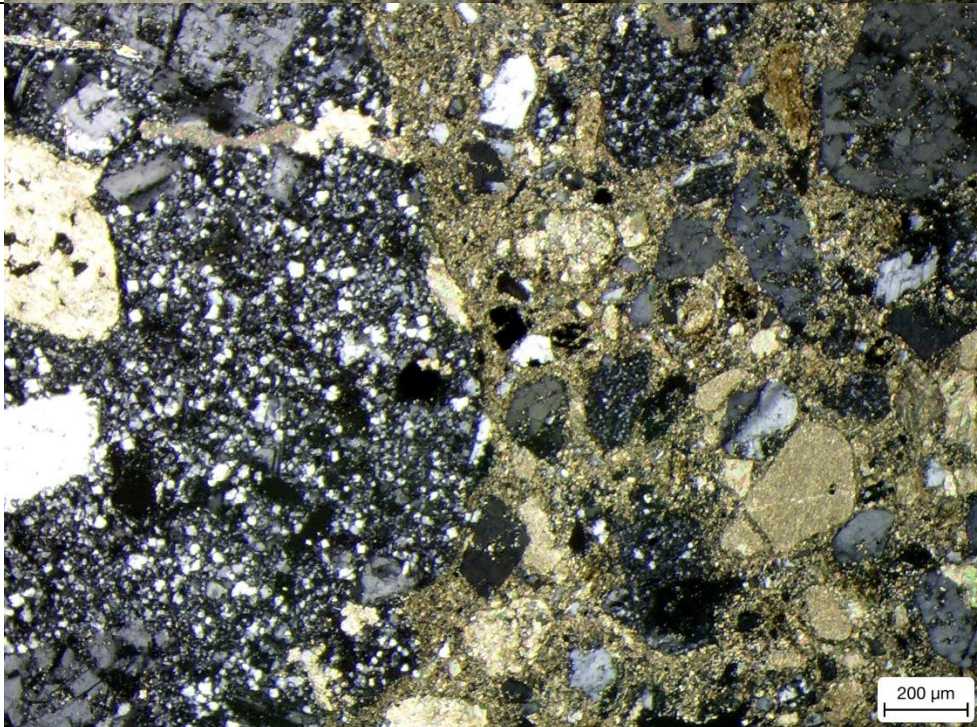
Interpretación

Brecha Freatomagmático.

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-004-18-01
 Nombre: Brecha polimictica soportado por relleno clástico
 Facie:

Organización Interna

Brecha polimictica soportada por relleno clástico. Los clastos muestran rotación, organización caótica, con porcentaje relativo de 60% clastos y 40% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.6 mm a > 1 mm

Componentes

Fragmentos:

Se observan subangulosos a subredondeados. Clastos de textura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasas y hornblenda, en la parte inferior se puede observar intercrecimientos simples de plagioclasas y anfíboles. También se observan clastos de fenocristales de cuarzo y minerales opacos.

Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo, masiva, tamaño arcilla, alterado de manera moderada.

Espacios Abiertos:

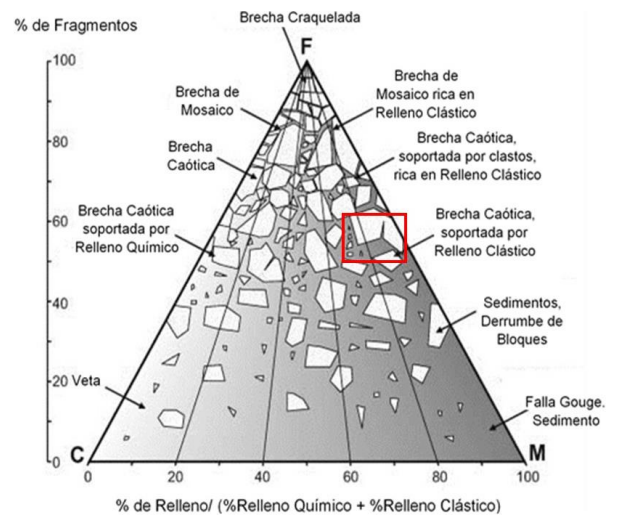
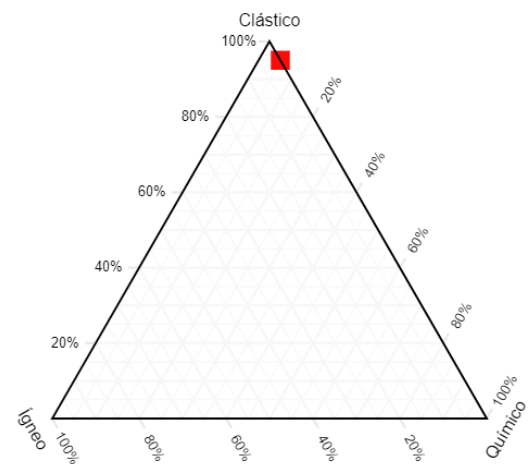
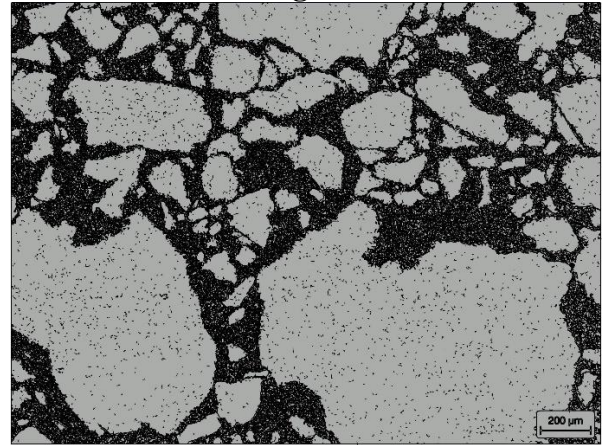
No se observan espacios abiertos.

Alteración y mineralización.

Alteración de manera moderada a sericita, muy pocos clastos tiene alteración a calcita.

Geometría

Diagrama

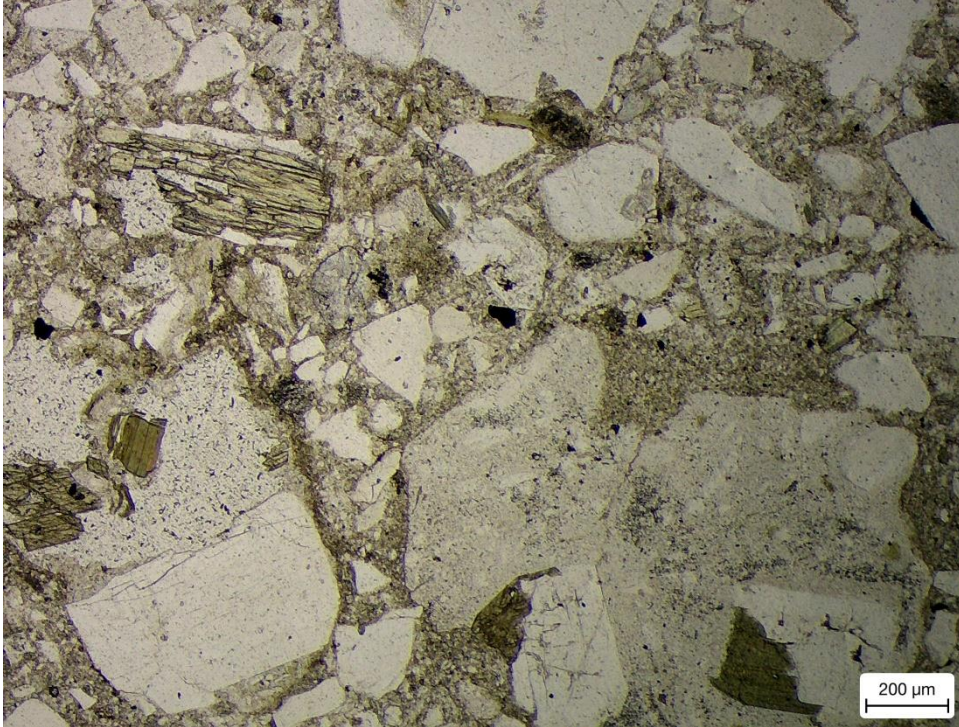


Diatrema

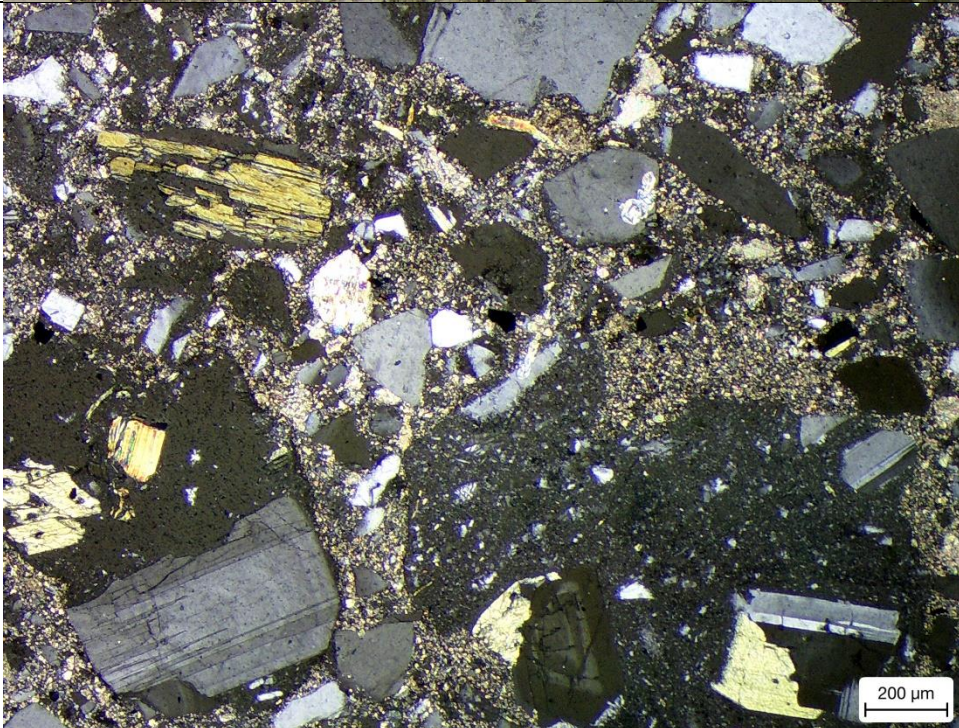
Interpretación

Brecha Freatomagmática, Freática.

PPL



XPL



ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad: Zacatlán, Puebla
 Muestra – Lámina: PRZ-004-18-03
 Nombre: Brecha sericita polimictica soportado por relleno clástico.

Facies:

Organización Interna

Brecha polimictica soportado por relleno clástico. Los clastos muestran rotación, organización caótica, con porcentaje relativo de 60% clastos y 40% relleno.

Granulometría

Microbrecha (<2 mm), donde los clastos observables varían de 0.1 mm a > 1 mm

Componentes

Fragmentos:

Se observan subangulosos a subredondeados. Clastos de textura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasas, hornblenda, moscovita, poco alteradas. Hay clastos de fenocristales de cuarzo, y de plagioclasas sericitadas.

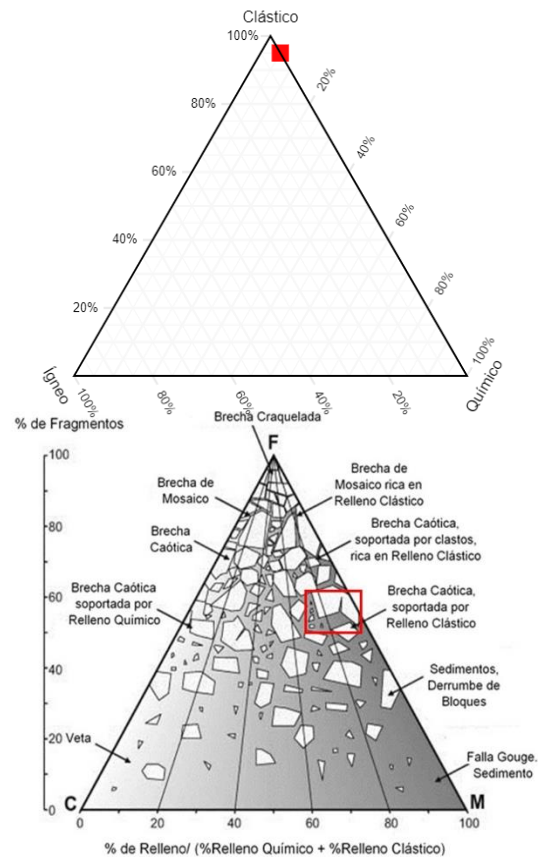
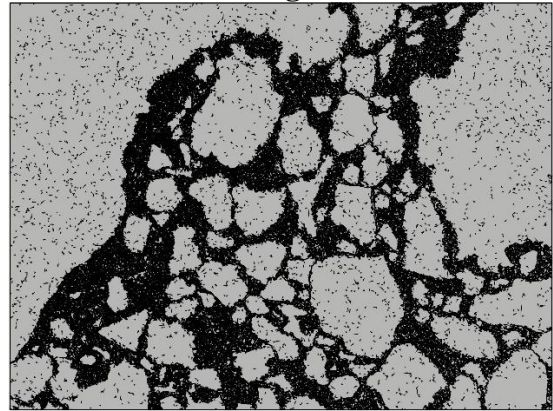
Relleno:

El relleno es clástico, de color pardo, masiva, tamaño arcilla, alterado moderada de manera pervasiva.

Espacios Abiertos:

No se observan espacios abiertos.

Diagrama



Alteración y mineralización.

Alteración de manera pervasiva a sericita-calcita en el relleno. Los clastos muestran muy poca alteración en plagioclasas.

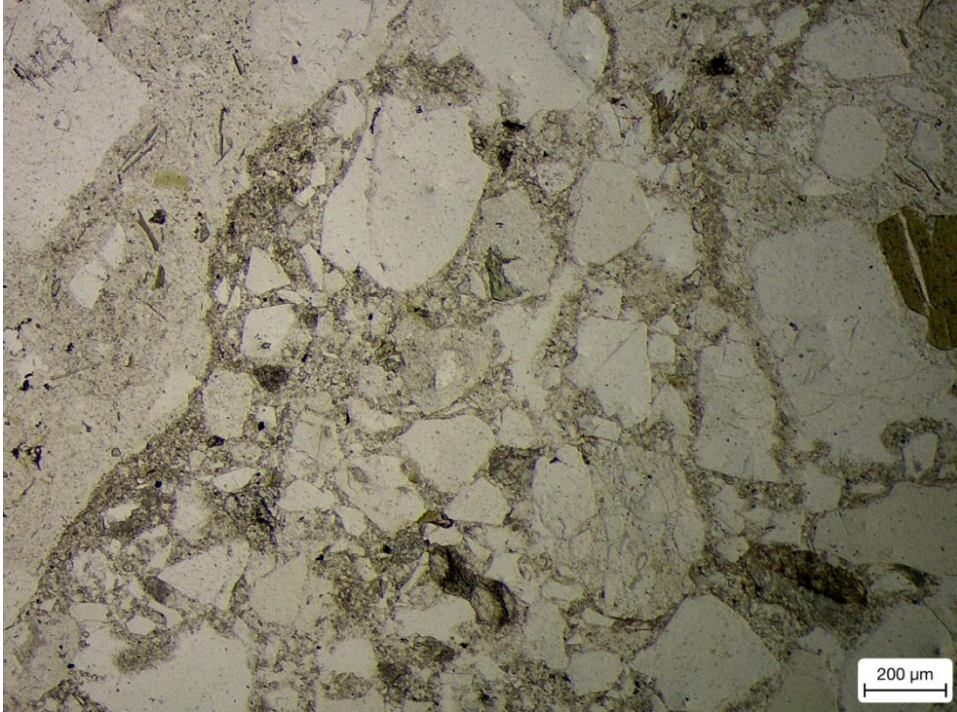
Geometría

Diatrema

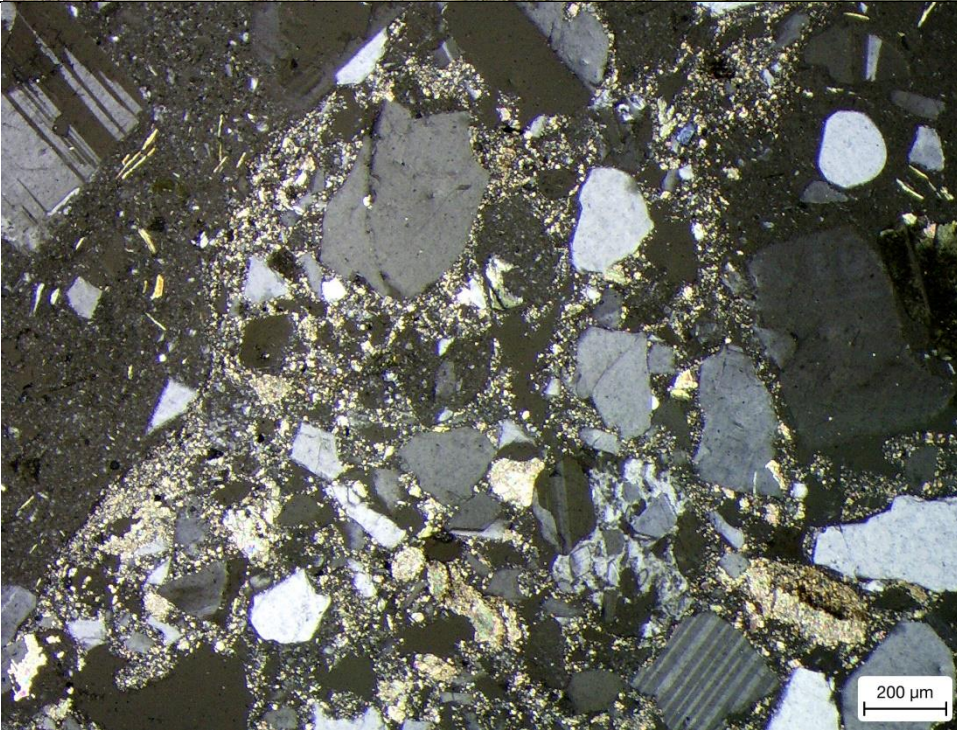
Interpretación

Brecha Freatomagmático.

PPL



XPL



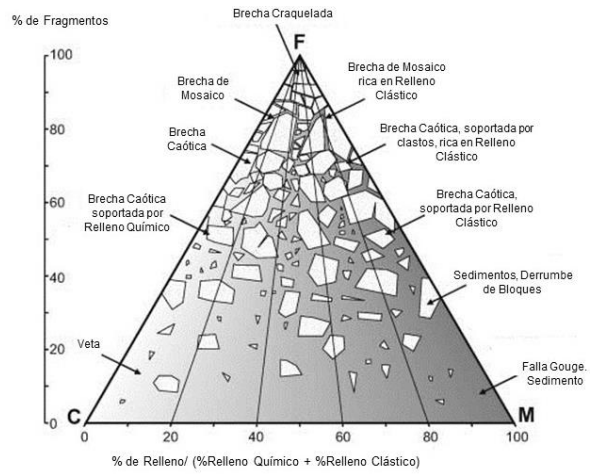
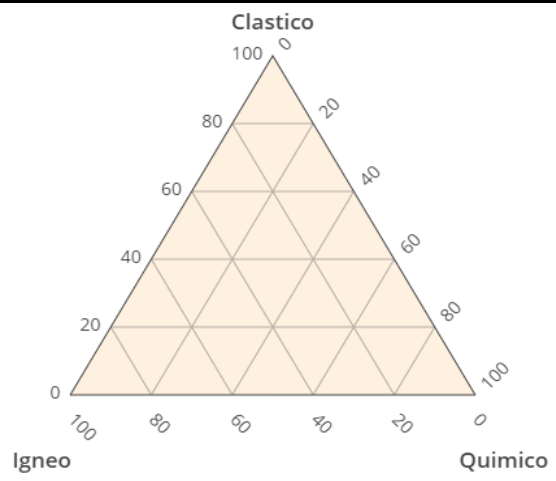
ANEXO B

Formato de descripción

ESTUDIO PETROGRÁFICO

Localidad:	Fotografía de muestra de mano / Diagrama
Coordenadas:	
Muestra:	
Nombre:	
Facies:	
Organización Interna	
Granulometría	

Componentes



Alteración y mineralización.

Geometría	
Interpretación	

Nombre descriptivo para Brechas (modificado de McPhie *et al.*, 1993)

Combinación Ideal:

5	+4	+3	+2	+1
Alteración	Organización Interna	Componentes A + B + C	Tamaño de grano	Geometría

Ej. 4+3+2 Brecha de rompecabezas de andesita cementada con cuarzo de grano medio.

3+4+3 Brecha de andesita cementada con cuarzo, con textura de rompecabezas de grano medio

Pasos para describir Brechas

1) Geometría

ej. Tubo, cono, dique, veta, irregular, tabular

- Orientación: dirección y buzamiento de los principales ejes y fallas.
- Contacto: brusco, gradual, por fallas, irregular, plano
- Relación de contactos: concordante, discordante

2) Tamaño de grano

- Microbrecha (<2 mm)
- Brecha (>2 mm)
 - Grano fino (2-4 mm)
 - Grano medio (4-64 mm)
 - Grueso (64-256 mm)
 - Grano muy grueso (> 256 mm)
- Mega brecha (>1 m)
- Distribución del tamaño de grano:
 - Normal, ligeramente bimodal.
 - Extremadamente bimodal.

3) Componente:

- Fragmentos o Clastos:
 - Monomictico o polimictico
 - Litología: *ej. veta, brecha, juvenil magmático, lapilli acrecional, mineralizado y/o alterado*
 - Morfología: *angular, subangular, subredondeado, redondeado, tabular.*

- Relleno Clástico
 - *Polvo de roca, fragmentos de cristal, fragmentos líticos, fragmentos de vetas*
 - Textura: *con bandas, laminada, masiva*
 - *Tamaño de grano: limo, arena, grava, guijarro, bloque*
- Relleno Químico:
 - Mena y ganga: mineralogía, paragénesis, tamaño de grano
 - Textura: *ej. masiva, drusa, bandeado, estratificado*
- Relleno Ígneo
 - ígnea cristalina
- Espacios abierto o vugs.
 - Porcentaje, relleno

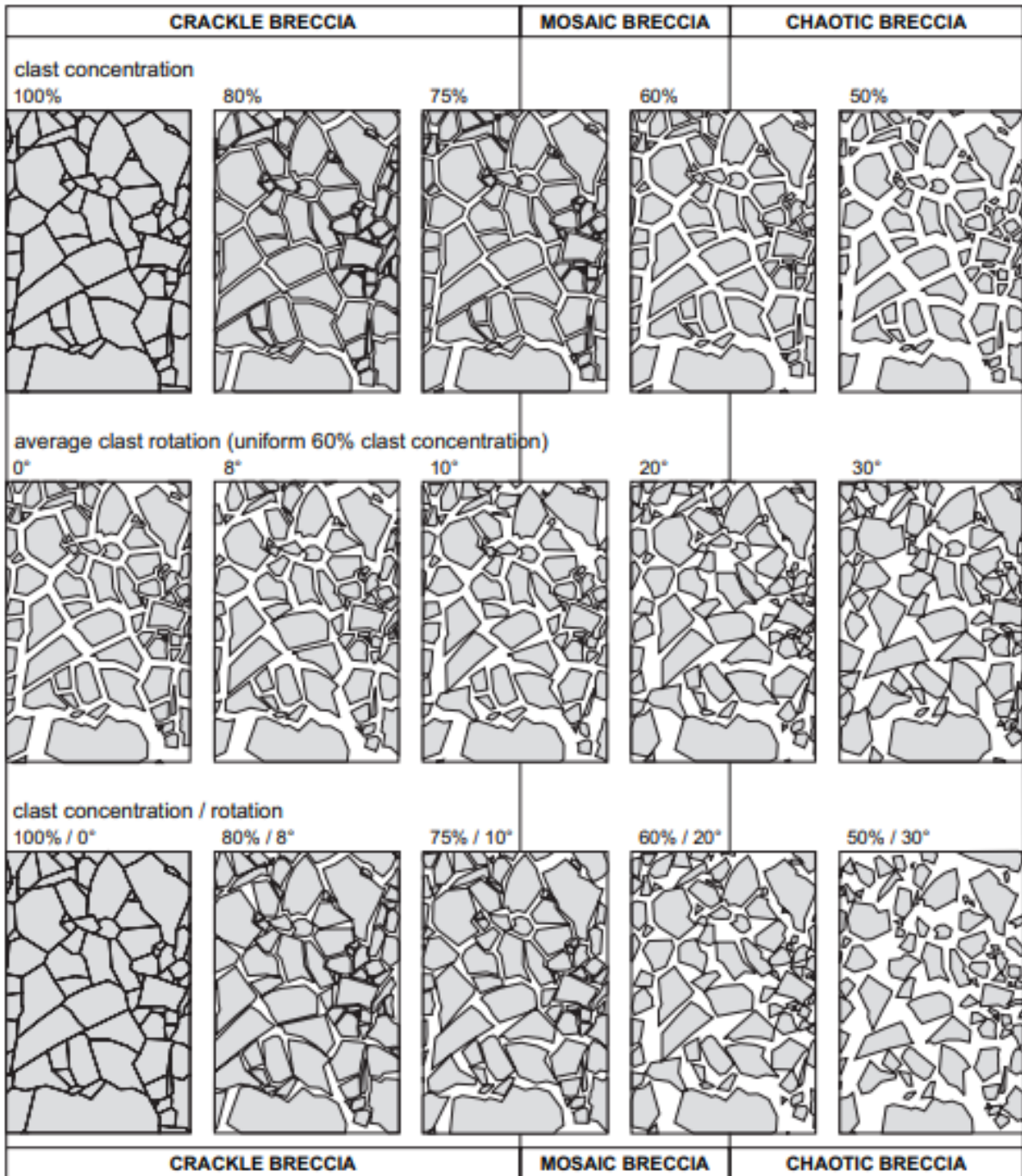
4) Organización interna

- Abundancia de clastos: clastos/ relleno soportado
- Distribución de clastos: in situ, rotados, caóticos
- Gradación o Masivo (no gradación)
- Estratificado o no estratificado

5) Alteración

- Alteración en clasto/relleno
- Paragénesis de alteración
 - Pre, sin, post-brecha
- Destrucción textura

Tabla comparativa de concentración, separación y rotación de clastos en brechas, (Woodcock and Mort, 2008)





Geometría de brechas (Atkinson et al., 2007)