



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA.

Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio.



Estudios de la permeabilidad del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla y Veracruz, México, mediante microtomografía de rayos-X y simulaciones numéricas.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:

LIC. GEOL. HATZIRI AILEEN OJEDA MACEDO

ASESOR

Dr. Luis Rafael
Olmos Navarrete

COASESOR

Dr. Víctor Hugo
Garduño Monroy.

Morelia, Michoacán
Julio 2019



SENER
SECRETARÍA DE ENERGÍA



Agradecimientos.

A el Dr. Luis Rafael Olmos Navarrete quien formo parte esencial de este arduo trabajo, adquiriendo la responsabilidad de asesor, compartiendo conocimientos y esfuerzos esenciales para mi formación.

A CONACYT por otorgarme la beca de posgrado adquirida en el momento de mi ingreso a la Maestría de Geociencias y Planificación del Territorio. Con su apoyo económico logré cumplir satisfactoriamente los compromisos académicos adquiridos para obtener el grado.

Al equipo de trabajo 4.2 (Tectonic Control on Fluid Flow) perteneciente a GEMex (Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos súper calientes) que con su apoyo económico hicieron posible mi trabajo de campo y procesado de muestras.

Al Laboratorio de Petrofísica de la ENES-UNAM campus Morelia, a su responsable técnico el Dr. Antonio Pola Villaseñor que me permitió realizar las pruebas de permeabilidad experimental y a los compañeros Pedro Martín Pacheco Valdovinos, José Guadalupe Correa Gómez y Ángel Andrés Ramírez Guzmán que me ayudaron a lo largo de todo el proceso.

Se agradece la colaboración del Dr. Gerardo Carrasco Nuñez, y el Ing. Dante Arteaga por la adquisición de las imágenes 3D y su ayuda en la visualización y simulaciones numéricas con el microtomógrafo y el programa Avizo que forman parte del laboratorio Lumir, el cual fue creado dentro del consorcio del CEMIE-Geo.

A Sergio Manuel Nájera Blas y Gerardo Bermejo Santoyo, compañeros, colegas y amigos que fueron ayuda y apoyo constante a lo largo de todo el trabajo.

Dedicatoria.

A ti madre querida nunca te pagare
Los hermosos detalles que me diste antes de nacer
Porque con hermosas palabras alimentabas mí ser
Esos gestos que guardo en mí corazón y nunca olvidare

A ti padre querido también te entregare
Mis más sinceros honores
Porque tus sabios consejos me han hecho entender
Que para no equivocarse en la vida hay que levantar los pies

Josefina Bravo de Zapata

A mis padres Julio e Itzamná, los héroes de mi vida, con su amor, apoyo y motivación incondicional, han sido cruciales en cada uno de los logros que han formado parte de mi desarrollo.

Gracias por los años ganados, por las risas, por los sueños.
Gracias por seguir ahí a pesar de los daños, por perdonar antes incluso de escuchar disculpa alguna, gracias por tener la paciencia que yo no tengo.

Gracias por ser como son, por hacer de mi vida algo mejor.
Gracias por quererme como solo se quieren los hermanos.

Alejandro Ordóñez

A mis hermanos Julio y Marena, porque la distancia entre nosotros no ha impedido estar presentes en cada uno de nuestros logros, alentándonos a cada paso.

Índice.

Resumen

Índice de Figuras

Índice de Tablas

Introducción

1. Generalidades -----	1
1.1. Conceptos básicos -----	1
1.2. Área de estudio -----	8
1.2.1. Localización y vías de acceso -----	8
1.2.2. Fisiografía y Geomorfología -----	9
1.2.3. Marco Tectónico -----	12
1.2.4. Marco Geológico Regional -----	14
1.3. Antecedentes -----	15
1.4. Objetivo de estudio -----	25
1.4.1. Objetivos Particulares -----	26
1.4.2. Justificación -----	26
1.4.3. Hipótesis -----	26
2. Metodología -----	27
2.1. Microtomografía de Rayos-X -----	28
2.2. Preparación de Muestras -----	30
2.3. Adquisición de Imágenes -----	33
2.4. Análisis de Imágenes -----	34
2.5. Simulaciones Numéricas -----	39
3. Resultados y Discusión -----	44
3.1. Geología Estructural -----	44
3.2. Estratigrafía Regional -----	46
3.3. Estratigrafía Local -----	52
3.3.1. Distrito Minero Las Minas (DMLM) -----	52
3.3.1.1. Unidad Pz – Int 1 -----	52
3.3.1.2. Unidad Tig – Int 2 -----	57
3.3.1.3. Unidad J – Mar -----	60

3.3.1.4.Unidad K – Lim -----	64
3.3.1.5.Unidad OIB -----	68
3.3.1.6.Unidad And 1 -----	72
3.3.1.7.Unidad Dique Máfico -----	76
3.3.1.8.Unidad Tpa – And 2. -----	80
3.3.2. Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH) -----	84
3.3.2.1.Basamento -----	85
3.3.2.2.Pre-Caldera -----	87
3.4.Permeabilidad -----	89
3.4.1. Evaluación de la Porosidad -----	89
3.4.2. Simulaciones Numéricas -----	94
3.4.2.1.Distrito Minero Las Minas (DMLM) -----	95
3.4.2.1.1. Unidad Pz – Int 1 -----	95
3.4.2.1.2. Unidad Tig – Int 2 -----	97
3.4.2.1.3. Unidad J – Mar -----	97
3.4.2.1.4. Unidad K – Lim -----	99
3.4.2.1.5. Unidad OIB -----	101
3.4.2.1.6. Unidad And 1 -----	103
3.4.2.1.7. Unidad Dique Máfico -----	105
3.4.2.1.8. Unidad Tpa – And 2 -----	106
3.4.2.2.Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH) -----	108
3.4.2.2.1. Basamento -----	108
3.4.2.2.2. Pre- Caldera -----	109
3.4.3. Determinación Experimental de la Permeabilidad -----	113
4. Conclusiones y Recomendaciones -----	116
5. Referencias -----	119

Índice de Figuras.

1. Generalidades.

Fig. 1.1. Modelo dinámico de la estructura del interior de la Tierra. (Tomado y modificado de Tarnuck <i>et al.</i> , 2005; De la Nacedo, 2014) -----	2
Fig. 1.2. Modelo esquemático de las partes que componen a un yacimiento geotérmico. (Tomado y modificado de Maya y Gutiérrez, 2007; Dickson y Fanelli, 2004) -----	4
Fig.1.3. Ejemplos de yacimientos geotérmicos de alta temperatura relacionados a actividad volcánica. (Tomado y modificado de Quijano, 2007; Coronado y Garciadiego, 2015) -----	5
Fig.1.4. En la imagen se demuestra como el acomodo de los fragmentos de roca pueden afectar la porosidad y permeabilidad de una formación rocosa -----	7
Fig. 1.5. Mapa de localización regional (c) y local (a) del área que abarca la zona de estudio, así como las vías terrestres por las que se puede acceder a ella desde la ciudad de Puebla de Zaragoza (b) -----	9
Fig. 1.6. Mapa en donde se muestran en a) los estados de Puebla y Veracruz de Ignacio de la Llave, b) las Provincias presentes en los estados mencionados y c) las subprovincias presentes en el área de estudio-----	11
Fig. 1.7. Mapa que muestra las diferentes topoformas que pueden observarse en b) los estados de Puebla y Veracruz de Ignacio de la Llave, así como en a) la zona de estudio -----	12

2. Metodología.

Fig. 2.1. Se muestran en a) y c) la descripción de litología y toma de datos estructurales como estratificación y fracturamiento, b) y d) orientación de muestras que son recolectadas y marcadas y, e) el empaquetamiento de las muestras recolectadas -----	28
Fig. 2.2. Partes que conforman a un sistema de Microtomografía de rayos-X -----	29
Fig.2.3. Extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 conformado por: a) base, b) base de metal para fijar las rocas, c) motor o taladro, d) broca de acero, e) volante y f) manguera de agua -----	31
Fig.2.4. En la imagen (A) se observa a) los núcleos obtenidos del extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 (Fig.2), y b) ejemplo del aspecto final de los núcleos para realizar la microtomografía de rayos-X. En la imagen (B) se observan las partes exteriores que conforman a la cortadora de precisión como c) caja de metal que contiene a la cortadora, d) volante con el que se mueve la superficie en donde se coloca el material a cortar y e) recipiente en el que se encuentra la bomba que hace circular el agua en la cortadora de precisión. En la imagen (C) se pueden observar las partes internas que constituyen a la cortadora de presión como f) disco de acero que corta el material de interés, g) superficie en la	

que se coloca el material a cortar y h) manguera por la que el agua llega al interior de la cortadora -	
-----32	
Fig. 2.5. Se muestra en el a) el taladro de mano, en el b) las brocas con punta de diamante con las que se obtuvieron los núcleos, en el c) núcleos de 0.5 cm de diámetro y d) núcleos de 0.1 cm de diámetro -	
-----33	
Fig. 2.6. Como ejemplo, con la muestra Hum-14 se representa en el a) la secuencia de imágenes inicial en un archivo de 8 bits, en el b) el REV en 2D, visto a partir del eje z y en el c) el REV en 3D, con dimensiones x, y, z. Esta muestra tiene una resolución de 1 pixel= 0.00049987 cm y se está representando un volumen de 300x300x300 pixeles, por lo tanto, este REV estaría representando un volumen de $3.372737 \times 10^{-3} \text{ cm}^3$ -----35	
Fig. 2.7. Efecto del filtro de Unsharp Mask aplicado a la secuencia de imágenes en el programa de ImageJ en este caso, en la muestra Hum-14 -----35	
Fig. 2.8. Se realiza la segmentación en el REV de la muestra Hum-14 en donde se presenta en a) la secuencia de imágenes original, en el b) se puede observar la selección de la fase más obscura, correspondiente a la porosidad, y en c) se puede admirar la imagen binaria mostrando únicamente la fase correspondiente a la porosidad -----36	
Fig. 2.9. A partir de la muestra Hum-14 se obtienen en el a) la secuencia de imágenes original que resultó del thresholding de la fase porosa, en el b) se aplica la operación de opening, en el c) a la secuencia que resulta del opening, se le aplica la operación de closing, en el d) se muestra la secuencia de imágenes original -----37	
Fig. 2.10. Proceso de multiplicación realizado en la muestra (b)HM-10, en el software de ImageJ. En el a) se observa el archivo original obtenido de Avizo® y en el b) se muestra la misma secuencia de imágenes, pero con el proceso de multiplicación ya realizado -----37	
Fig. 2.11. A partir de la muestra (b)HM-10 se observan en el a) el volumen total de la roca (cada color representa una fase diferente y por lo tanto un componente diferente, incluyendo la porosidad en color azul cielo), en el b) la porosidad en relación al volumen total de la roca y en el c) la totalidad la fase que representa únicamente a la porosidad.-----38	
Fig. 2.12. A partir de la muestra (b)HM-10, en el a) se observan las imágenes a partir de las cuales el software ImageJ obtiene los datos cuantitativos de la porosidad. Con el software Avizo® se obtiene en el b) la porosidad total presente en la muestra, mientras que en el c) se observa solo la porosidad conectada, asignándole un color diferente a cada grupo de voxels conectados entre sí -----39	
Fig. 2.13. A partir de la muestra HM-26 se presentan en el a) la superficie de la porosidad conectada (en este caso se presenta como una fractura) y en el b) las imágenes binarias obtenidas con la herramienta Axis connectivity, con superficies de conectividad en el eje x y el eje z -----40	

Fig. 2.14. A manera de ejemplo, se presenta la simulación numérica realizada en la muestra HM-26, con los cubos de color negro representando el ROI, en donde se observa en el a) el REV en donde se encuentran representadas todas las fases existentes en la muestra, incluyendo en color azul cielo la porosidad, en el b) la representación en 3D de toda la fase correspondiente a la porosidad, en el c) con la simulación del flujo en el volumen que representa a la porosidad y en el d) se presentan las líneas del flujo -----42

Fig. 2.15. Se observa en el a) un ejemplo de los núcleos utilizados para el método experimental del permeámetro y en el b) del Permeámetro utilizado para obtener los resultados de permeabilidad de las rocas analizadas -----43

3. Resultados y discusión.

Fig. 3.1. En el mapa a) se presentan las estructuras que tienen lugar en el CGLH incluyendo fallas normales con direcciones preferenciales NO-SE, N-S y las estructuras de caldera de Los Humeros, Los Potreros y Maxtaloya. En el mapa b) se incluyen a las fallas normales y lineamientos que tienen lugar en el área de DMLM, observándose una dirección preferencial NO-SE y NE-SO -----45

Fig. 3.2. Mapa geológico-estructural que incluye al Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH) y el Distrito Minero de Las Minas (DMLM). Se observan las siguientes unidades litológicas: PZ/K – Int2, rocas ígneas de composición granítica y granodiorítica de edad Paleozoica pertenecientes al Macizo de Teziutlán; Tig – Int2, cuerpos intrusivos de composición granítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica, leucotonalítica y sienítica de edades Miocénicas; Diques Félsicos, rocas ígneas de composición félsica que se encuentran intrusionando a la secuencia litológica hasta el unidad And1; Diques Máficos, rocas ígneas de composición máfica que intrusionan a la unidad litológica afectado hasta la unidad Ig1; Sk, skarn con un metasomatismo de edad Miocénica que presenta una mineralogía dominada por Granates (Grt) y Clinopiroxenos (Cpx); J – Mar, rocas de composición sedimentaria y calcárea relacionadas a procesos de regresión y transgresión y rocas metamórficas como mármol y esquistos de edad Jurásica-Cretácico que se encuentran cubriendo a las rocas plutónicas pertenecientes al macizo de Teziutlán; K – Lim, rocas de composición sedimentaria y calcárea relacionadas a procesos de transgresión con algunas capas de pedernal de edad Jurásico-Cretácico; OIB, lavas de composición basáltica; Lah, depósitos masivos con bloques heterogéneos de basalto y mármol; Lac, depósitos de arcillas, limos y arenas con intercalaciones de ceniza; And1, lavas basáltico-andesitas de color gris oscuro; Co-Ig, depósitos de flujos de bloques y ceniza; Ig1, ignimbritas bien soldadas de composición riolítica y dacítica; Tpa -And2, lavas de composición basáltica a andesítica de la formación Teziutlán; Pyr1, depósitos de pómex y líticos; Ig2, ignimbritas obscuras, bien soldadas; Qr4, domos riolíticos; Qr3, domos riolíticos; QigX, Ignimbrita Xaltipan; Qtf, Toba Faby; QigZ, Ignimbrita Zaragoza; Qr1, dos riolíticos; Qt2, Traquitas Chicomapan-Los Parajes; Qta4, Traquiandesita Maxtaloya; Qta2, Traquiandesita Victoria; Qta3, Traquiandesita San

Antonio-Las Chapas; Qtc, Miembro Cuicuiltic; Qab2, Andesitas Basálticas; Qtab, Traquiandesitas basálticas Tepeyahualco; Qb1, Lavas basálticas con Olivino; Qab1, Andesitas basálticas Atecax; Qt1, Traquitas El Pajaro; Qp, Depósitos Piroclásticos -----	50
Fig. 3.3. Columna estratigráfica de la litología presente en el CGLH y el DMLM. En el margen exterior se observa la etapa de evolución de la caldera de Los Humeros en relación a lo reportado por Carrasco et al., (2018). Las flechas de líneas punteadas, corresponde a la litología que se observan en ambas zonas -----	51
Fig. 3.4. Mapa geológico-estructural del DMLM. En el recuadro amarillo se encuentran las muestras pertenecientes a la unidad Pz – Int 1 -----	53
Fig. 3.5. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Pz – Int 1 -----	53
Fig. 3.6. En las imágenes a) y b) se muestra el afloramiento correspondiente a la muestra HM-06, en donde puede observarse el fracturamiento con dirección preferencial NO-SE, mientras que en las imágenes c) y d) se observa el afloramiento donde se obtuvo la muestra HM-07, con un fracturamiento preferencial NE-SO -----	54
Fig. 3.7. Se presentan las muestras orientadas correspondientes a la unidad Pz – Int 1 -----	55
Fig. 3.8. Mineralogía de la muestra HM-06 representado en el a) el volumen de la roca total, en el b) el volumen de la matriz de la roca, en el c) el volumen correspondiente a el mineral de Cuarzo (Qz) y c) el volumen ocupado por Pirlita (Py). En la representación en 2D, en los incisos e y f, se pueden observar minerales como Cuarzo (Qz), Clorita (Cl) y Pirlita (Py) -----	56
Fig. 3.9. Mineralogía de la muestra HM-06 representando en el a) se observa el volumen total de todos los minerales, mientras que en el b) se observa la matriz, c) Anfíboles (Anf), d) Cuarzo (Qz), e) Piroxenos (Px) y f) Pirlita (Py). En la representación en 2D, en los incisos g y h, se observan minerales como: Anf, Px, Qz y Py -----	57
Fig. 3.10. Mapa geológico-estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-05, perteneciente a la unidad litológica Tig – Int 2 -----	57
Fig. 3.11. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Tig – Int 2 -----	58
Fig. 3.12. En la imagen a) y c) se observa la parte más ancha del dique de composición diorítica que intrusiona a la roca plutónica perteneciente a la unidad Pz – Int 1. En el b) se observa la parte más angosta del dique con un dato estructural de N275°/NE/78° -----	59
Fig. 3.13. Muestra de mano HM-05, perteneciente a la unidad litológica Tig – Int2 -----	59
Fig. 3.14. Se observa en el a) a la mineralogía de la muestra HM-05. Debido a la textura afanítica que presenta la roca, solo puede distinguirse la matriz que constituye a casi el total de la roca, y a la Pirlita (Py) representada en la imagen b, c y d, como mineral secundario que rellena huecos y fracturas -----	60
Fig. 3.15. Mapa geológico-estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-03 y HM-26, perteneciente a la unidad litológica J – Mar -----	60

Fig. 3.16. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad J – Mar -----	61
Fig. 3.17. Afloramiento de caliza de donde fue extraída la muestra orientada HM-03. En el a) se puede distinguir la dimensión del afloramiento, así como el fracturamiento en la base, mientras que en el b) se puede distinguir con mayor claridad la estratificación presente en la cima -----	62
Fig. 3.18. Afloramiento masivo (inciso a) y en bloques de 40cm o más de roca caliza (inciso b y c) -----	62
Fig. 3.19. En el a) se presenta la muestra HM-03, en el b) se observa el afloramiento del que se obtuvo la muestra HM-26 y en el c) se encuentra la muestra de mano HM-26 -----	63
Fig. 3.20. Para la muestra HM-03 (inciso d) se observan en el a) la roca en general, en el b) únicamente la matriz con todos los poros en ella y en el c) la Calcita (Cal) rellenando a las fracturas o poros. Para la muestra HM-26 (inciso h) se representa en el e) la roca en general, en el f) la matriz con todos los poros en ella y en el g) la Calcita (Cal) rellenando algunos de los poros de la roca -----	64
Fig. 3.21. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-19, perteneciente a la unidad litológica K -Lim -----	65
Fig. 3.22. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad K – Lim. -----	65
Fig. 3.23. Se observa en el a) el afloramiento de roca caliza del que fue extraída la muestra HM-19 y en el b) el afloramiento de las rocas calizas con pedernal al que pertenece la muestra HM-12 -----	66
Fig. 3.24. Muestras de mano correspondientes a los especímenes HM-19 (b) y HM-12 (a) -----	67
Fig. 3.25. Se presenta la mineralogía de la muestra HM-19. En los incisos d y e se obtienen imágenes en 2D de la muestra analizada. En representación en 3D se observa en el a) la roca en general, en el b) la matriz y en el c) la calcita que se encuentra rellenando las fracturas -----	67
Fig. 3.26. Se presenta la mineralogía de la muestra HM-12. En los incisos d y e se obtienen imágenes en 2D de la muestra analizada. Se obtiene la representación en 3D, caracterizando en el a) la roca en general, en el b) la matriz y en el c) la calcita que se encuentra rellenando las fracturas -----	68
Fig. 3.27. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-10, perteneciente a la unidad litológica OIB -----	68
Fig. 3.28. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad OIB -----	69
Fig. 3.29. Se observan en el a) el fracturamiento de la roca y en el b) las dimensiones del afloramiento -----	70
Fig. 3.30. Muestra de mano HM-10, perteneciente a la unidad litológica OIB -----	70
Fig. 3.31. Mineralogía de la muestra HM-10 en donde se identifica en el a) a la roca total, en el b) la matriz y en el c) a los Piroxenos (Px) y Olivinos (Olv). En las imágenes en 2D se puede corroborar en el d) la presencia de Olivino, en el e) Piroxenos (Px) y Ópalo (Op) y en el d) los diferentes colores del Ópalo. -----	71
Fig. 3.32. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-23 y HM-24, pertenecientes a la unidad litológica And 1 -----	72

Fig. 3.33. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad And 1 -----	72
Fig.3.34. Se observa en el a) el afloramiento de roca ígnea de la muestra HM-23 y en el b) el depósito de lava de composición andesítica de la muestra HM-24 con el orificio de los socavones producidos por minería gambusina -----	73
Fig.3.35. Se observa en el a) a la muestra de mano de clave HM-23, en el b) la muestra HM-24 en afloramiento, con los cristales de Cuarzo amatista y en el c) la muestra de mano HM-24 -----	74
Fig. 3.36. Con la muestra HM-23 se observa en el f) la mineralogía en 2D, en 3D en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el c) las Plagioclasas (Plg), en el d) las Biotitas (Bt) y en el e) las calcitas (Cal) -----	75
Fig. 3.37. Con la muestra HM-24 se representa en los incisos f y g los minerales en 2D, en 3D en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el c) Plagioclasas, en el d) Epidota y en el e) Clorita -----	76
Fig. 3.38. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-01, perteneciente a la unidad litológica Dique Máfico-----.	77
Fig. 3.39. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Dique Máfico -----	77
Fig. 3.40. Afloramiento de donde se obtuvo la muestra HM-01 -----	78
Fig. 3.41. Muestra de mano HM-01 -----	78
Fig. 3.42. Con la muestra HM-01 se representa en 3D en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz, en el c) a las Hornblendas (Hbl), en el d) los Piroxenos (Px) y en el e) las Epidotas (Ep). En 2D se observa en el f) a los Piroxenos (Px), en el g) las Hornblendas (Hbl) y en el h) las Epidotas (Ep) -----	79
Fig. 3.43. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-21 y HM-28, perteneciente a la unidad litológica Tpa – And 2 -----	80
Fig. 3.44. En el rectángulo amarillo se presentan las muestras correspondientes a la unidad Tpa – And 2 -----	80
Fig.3.45. La muestra HM-21 fue extraída del afloramiento que se muestra en a), mientras la muestra HM-28 se tomó del depósito presentado en el b) -----	81
Fig. 3.46. Se observa en el a) a la muestra HM-21y en el b) la muestra HM-28 -----	82
Fig. 3.47. Para la muestra HM-21 se representa en 3D en el a) a la roca en general, en el b) la matriz, en el d) la Epidota y en el e) la Hornblenda. En 2D se observan en el c) a la Epidota y en el f) a la Hornblenda -----	83
Fig. 3.48. Para la muestra HM-28 se representa en 3D en el a) la roca en general, en el b) a la matriz, compuesta por Plagioclasas y Cuarzo, en el d) Hornblenda y Biotita y en el e) la Piritita. En 2D los incisos c y f se comprueban los minerales mencionados -----	84
Fig. 3.49. Mapa geológico-estructural del CGLH. -----	85
Fig. 3.50. Muestra de mano o núcleo correspondiente a la muestra Hum-01 -----	86

Fig. 3.51. La muestra Hum-01 es representada en 3D, en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz, en el d) las Plagioclasas y en el e) las Hornblendas. En los incisos c y f se observan en 2D a los minerales antes mencionados -----	86
Fig. 3.52. Se observa en el a) a la muestra Hum-03 y en el d) la muestra Hum-14 -----	87
Fig. 3.53. Para la muestra Hum-03 se representa en 3D, en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz y Plagioclasas como un solo volumen y en el c) a los fragmentos de Hornblendas. En el d) se corroborar la mineralogía con las imágenes en 2D -----	88
Fig. 3.54. Para la muestra Hum-14 se representa en 3D, en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el d) las Hornblendas y en el e) las Epidotas. En los incisos c y f se muestran las imágenes 2D que corroboran los minerales mencionados -----	89
Fig. 3.55. Porosidad Total presente en cada una de las muestras, donde podemos identificar los mayores rangos de porosidad en las rocas de composición andesítica (HM-28, Hum-14), basáltica (HM-10) e ignimbritica (Hum-01) -----	91
Fig. 3.56. Porcentajes de interconectividad o porosidad efectiva, en donde las muestras correspondientes a depósitos calcáreos (HM-26 y HM-19) obtenidos del DMLM e ignimbritica (Hum-05) extraídos del CGLH presentan los mayores porcentajes -----	92
Fig. 3.57. Tamaño de poro de las muestras, en donde se puede observar que las rocas con los poros más grandes en su estructura son aquellas de composición basáltica (HM-10) y las de composición andesítica (HM-28) -----	93
Fig. 3.58. Tortuosidad de las muestras, en donde podemos observar que las rocas con mayor tortuosidad son aquellas de composición granítica (HM-06) y calcárea (HM-03) -----	94
Fig. 3.59. En el a) se representa la muestra HM-06, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en ellos incisos d y e a la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva -----	96
Fig. 3.60. En el a) se representa la muestra HM-07, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética -----	96
Fig. 3.61. Se representa en el a) a la muestra HM-05, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética -----	97
Fig. 3.62. Se representa en el a) a la muestra HM-03, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva -----	98
Fig. 3.63. Se representa en el a) a la muestra HM-26, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva -----	99
Fig. 3.64. Se representa en el a) a la muestra HM-12, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética -----	100

Fig. 3.65. Se representa en el a) a la muestra HM-19, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	101
Fig. 3.66. Se representa en el a) a la muestra HM-10 de escala 27.912 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	102
Fig. 3.67. Se representa en el a) a la muestra HM-26 de escala 1.33783 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	103
Fig. 3.68. Se representa en el a) a la muestra HM-23 de escala 27.501 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	104
Fig. 3.69. Se representa en el a) a la muestra HM-23 de escala 1.37468 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	104
Fig. 3.70. Se representa en el a) a la muestra HM-24, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	105
Fig. 3.71. Se representa en el a) a la muestra HM-01, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	106
Fig. 3.72. Se representa en el a) a la muestra HM-21, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	107
Fig. 3.73. Se representa en el a) a la muestra HM-28, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	108
Fig. 3.74. Se representa en el a) a la muestra Hum-01, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	109
Fig. 3.75. Se representa en el a) a la muestra Hum-03 con escala de 27.119 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética	110
Fig. 3.76. Se representa en el a) a la muestra Hum-03 con escala de 4.9987 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	110
Fig. 3.77. Se representa en el a) a la muestra Hum-14 con escala de 22.586 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva	111

Fig.3.78. Se representa en el a) a la muestra Hum-14 con escala de $4.9987 \mu\text{m}$, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva -----112

Índice de Tablas.

Tabla I. Se muestra la caracterización cuantitativa de la porosidad presente en las muestras de interés, pertenecientes al DMLM (Distrito Minero Las Minas) y el CGLH (Campo Geotérmico de Los Humeros) -----	90
Tabla II. Permeabilidades obtenidas de la unidad litológica Pz – Int 2 -----	95
Tabla III. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Tig – Int 2 -----	97
Tabla IV. Resultados de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica J – Mar -----	97
Tabla V. Resultados de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica K – Lim -----	99
Tabla VI. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica OIB -----	101
Tabla VII. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica And 1 -----	103
Tabla VIII. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Dique Máfico -----	105
Tabla IX. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Tpa – And 2 -----	106
Tabla X. Datos de permeabilidad obtenidos de una muestra de composición ignimbótica perteneciente a la etapa del Basamento -----	108
Tabla XI. Datos de permeabilidad obtenidos de una muestra de composición andesítica perteneciente a la etapa de Pre- Caldera -----	109
Tabla XII. Direcciones en las que se muestra el dato de permeabilidad mayor para cada una de las muestras -----	113
Tabla XIII. Comparación de los resultados obtenidos con los diferentes métodos de permeabilidad utilizados. En recuadros rojos se presenta a los resultados con mayor discrepancia entre ellos -----	114

Resumen.

Se realizó la determinación a microescala de la permeabilidad, a través de la caracterización mediante microtomografía de rayos-X de la porosidad primaria y secundaria de las rocas que conforman el Basamento y la etapa de Pre-Caldera del Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla. Las rocas con las que fue realizado este trabajo fueron recolectadas en superficie, en la zona correspondiente al Distrito Minero Las Minas (DMLM), Veracruz, las cuales están estrechamente vinculadas con las rocas que han sido descritas a profundidad en el CGLH.

La permeabilidad fue estimada mediante simulaciones numéricas en imágenes 3D con el software Avizo® y de manera experimental con un Permeámetro. Las mediciones experimentales se realizaron en los mismos núcleos usados para realizar la adquisición 3D de las imágenes, lo que permitió la comparación directa entre ambas metodologías obteniendo discrepancias mínimas de 0 mD y máximas de hasta 12 mD para las rocas que presentan los mayores datos de permeabilidad. Las principales diferencias entre las simulaciones y los datos experimentales se deben a la calidad de las imágenes utilizadas, por la dificultad del análisis debido a la composición mineralógica de las rocas o a la escala en la que la muestra fue estudiada, ya que la porosidad que gobierna la permeabilidad no pudo ser bien observada por las imágenes 3D debido a las limitaciones de la técnica, sin embargo, los resultados numéricos mostraron una gran precisión con los experimentales.

A partir de la orientación magnética de las muestras estudiadas, se logró establecer que las permeabilidades secundarias dominantes en la zona son en dirección; 1) Noroeste-Sureste para las rocas intrusivas de la unidad litológica Pz – Int 1, 2) Suroeste-Noreste para las rocas calcáreas de la unidad J – Mar y, 3) Este-Oeste para las rocas calcáreas e intrusivas de las unidades K – Lim y Tig – Int 2.

Palabras clave: Campo Geotérmico de Los Humeros, Distrito Minero Las Minas, permeabilidad, microtomografía de rayos-X, orientación magnética, Permeámetro.

Abstract.

Permeability at microscale was evaluated through 3D images acquired by X-ray microtomography. Primary and secondary porosity contained in the rocks of the Basement and the Pre-Caldera stage of the Los Humeros Geothermal Field (HGF), Puebla was characterized from this 3D images. Rocks were collected on the exposed surface at the zone corresponding to the Las Minas Mining District (DMLM), Veracruz, which are closely linked with those ones that have been described at depth in the HGF.

Permeability was estimated by both; numerical simulations performed in the 3D images with Avizo® software and experimentally by using a Permeameter. Experimental measurements were carried out in the same nuclei used for 3D image acquisition, which allows to compare both results obtaining small discrepancies from 0 mD to 12 mD for the rocks with the highest permeability values. Main differences between simulated and the experimental values are probably due to the quality of the images used, because of the difficulty of the analysis due to the mineralogical composition of the rocks and/or the scale at which the sample was studied. This is because the net of pores that drives the flow through the rock aren't detectable with the voxel resolution, which is a drawback of the microtomography. Nevertheless, the numerical values of permeability show a good accuracy with respect to the experimental ones.

Thanks to the magnetic orientation of the studied samples, it's possible to establish that secondary porosity dominates the permeability in the zone and the main flow directions are; 1) Northwest-Southeast for the intrusive rocks of the lithological unit Pz - Int 1, 2) Southwest-Northeast for the limestone rocks of unit J - Sea and, 3) East-West for the calcareous and intrusive rocks of the K-Lim and Tig-Int 2 units.

Keywords: Los Humeros Geothermal Field, Las Minas Mining District, permeability, X ray microtomography, magnetic orientation, permeameter.

Introducción.

Haciendo un pequeña reseña de algunos aspectos importantes sobre la situación energética de la República Mexicana, se puede establecer que los problemas económicos que enfrenta la nación desde 1982, impiden la inversión económica del Estado en el sector eléctrico, que se encuentra comprometido con el pago del servicio de la deuda pública, esto obstaculiza realizar de manera oportuna la expansión de la infraestructura, que resulta en una tasa de crecimiento asimétrico entre la demanda de energía y la capacidad instalada, lo que finalmente ocasiona que la crisis económica se convierta en una crisis energética (Escobar y Jiménez, 2009). Sumado a esto, sabemos que Pemex ha jugado un papel importante en la actividad económica del país a partir de su expropiación en 1938, así como a lo largo de su historia ha sido un pilar en las finanzas públicas aportando cerca del 34% de los ingresos de la federación, abasteciendo de productos petrolíferos a la industria mexicana, constituyéndose como ente fundamental para el desarrollo económico e industrial del país (Clavellina, 2014). Sin embargo, la baja en los precios de los hidrocarburos, la disminución en su extracción y la falta de capital financiero para continuar la exploración y explotación de los yacimientos profundos ha generado una crisis petrolera que empeora la crisis energética del país (Oswald, 2017).

Tomando en cuenta que la industria energética en México es un factor clave que incide estratégicamente en el desarrollo productivo y social del país, siendo crucial para la economía mexicana (Sánchez, 2012), se busca obtener una seguridad energética, definida por la Agencia Internacional de Energía (IEA por sus siglas en inglés) como “el ininterrumpido acceso a fuentes energéticas a precios accesibles” (Oswald, 2017) o bien, una seguridad energética nacional definida como “los recursos naturales propios con los que sea posible asegurar un ritmo de desarrollo socioeconómico estable, sin necesidad de recurrir a fuentes externas para conseguirlos” (Sánchez, 2012). Esto se intenta lograr dando paso a la modificación del marco constitucional en diciembre del 2013 con la Reforma Energética, teniendo como uno de sus objetivos reducir el consumo y dependencia de los combustibles fósiles, promoviendo un mayor uso de las energías renovables, reconociendo en materia de electricidad, la necesidad de contar con acceso a fuentes de energía confiables, limpias y a precios competitivos y accesibles para la comunidad industrial, pública, nacional e

internacional (Escobar y Jiménez, 2009; Clavellina, 2014; Rionda *et al.*, 2015; Rionda *et al.*, 2017).

Asociado a lo anterior, el país tiene como objetivo avanzar en la Transición Energética, ley que se publicó el 24 de diciembre del 2015 y modificó el 04 de mayo del 2017 en el Diario Oficial de la Federación, que se encarga de regular el aprovechamiento sustentable de la energía, así como las obligaciones en materia de energías limpias y de reducción de emisiones contaminantes de la industria eléctrica (Álvarez *et al.*, 2015; DOF, 2015; DOF, 2017; Rionda *et al.*, 2017), tomando en cuenta que de acuerdo a la Ley General de Cambio Climático, México debe reducir las emisiones de Gases de Efecto Invernadero (GEI) 30% para el año 2020 y 50% para el 2050 (respecto a las emisiones del año 2000), así como promover al menos el 35% de la generación de energía proveniente de fuentes limpias en 2024 (Clavellina, 2014).

Además de los aspectos políticos, económicos y ecológicos, el uso de las energías limpias en la República Mexicana es algo que podemos hacer realidad gracias a la riqueza en recursos naturales con los que se cuenta. En el caso de la energía geotérmica, al menos desde la década de los setenta se han efectuado diversas estimaciones sobre el potencial geotérmico de México para la generación de electricidad (Hiriart *et al.*, 2001). México es uno de los líderes en producción de electricidad por medio de fuentes geotérmicas en el mundo, ocupando entre el cuarto y séptimo lugar con una capacidad instalada de 983 megawatts, a través de la explotación de cuatro campos geotérmicos: Cerro Prieto, Baja California (570 megawatts); los Azufres, Michoacán (247.4 megawatts); los Humeros, Puebla (120.4 megawatts); y las Tres Vírgenes, Baja California (10 megawatts) (Cacho, 2018).

Con el fin de contribuir a la diversificación de la matriz energética, mediante el aprovechamiento de la energía geotérmica, México en conjunto con la Unión Europea, a través de GEMex (Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos super caliente), ha comenzado a invertir en el desarrollo de métodos innovadores e investigación científica con el objetivo de hacer rentable y factible el uso de ésta energía renovable (Tapia, 2016), con la ambición de reunir el amplio conocimiento mexicano sobre el descubrimiento, desarrollo y despliegue de sistemas de energía geotérmica convencionales con una variedad de expertos europeos de sistemas de energía geotérmica similares como en Italia, Islandia, etc., (Gemex, 2019) . Como

parte de eso he incluido en el equipo de trabajo 4.2, encargado del estudio geológico estructural y cinemático del Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH), entre otros, este trabajo pretende aportar datos valiosos acerca de la dirección y tipo de permeabilidad a microescala, que tienen lugar en el CGLH, esto a través de técnicas innovadoras y no destructivas como la microtomografía de rayos-X, con la finalidad de cooperar con otros trabajos e investigaciones de diversas disciplinas como la geofísica, geoquímica, vulcanología, etc., para la construcción base de un modelo geotérmico, que logrará facilitar o mejorar la prospección del reservorio del campo geotérmico.

1. Generalidades.

1.1. Conceptos Básicos.

En la actualidad existen diversas áreas de las Geociencias que contribuyen en la investigación y comprensión espacial y temporal de nuestro planeta, desde un punto de vista físico, químico y biológico, incluyendo su interacción con los seres vivos y el espacio exterior. Algunos ejemplos de ellas son la Geología, Geofísica, Geografía, Geoestadística, Geoquímica, entre otras. A partir de estos conocimientos los profesionistas, científicos e investigadores son capaces de coadyuvar tanto al público, como a los medios de comunicación, la clase política y los agentes sociales con capacidad de decisión y gestión, en las estrategias de prevención, protección y mitigación ante los fenómenos naturales (sísmicos, meteorológicos, volcánicos, entre otros), así como aplicar diversas técnicas que ayuden a la exploración y estudio de materiales, o la participación en la planificación de la explotación racional de los recursos naturales y el análisis de las causas que originan los fenómenos naturales con los que el ser humano interactúa (Domínguez, 2018).

En el planeta se pueden identificar diferentes tipos de recursos naturales y renovables, que pueden ser explotados con el fin de obtener energía de buena calidad, a precios accesibles y con un bajo impacto de contaminación ambiental. Sin embargo, se debe de tener una comprensión clara de su origen y función para lograr una explotación eficiente. Un ejemplo de esto es la energía geotérmica, definida como el aprovechamiento de la energía calorífica que es emanada desde el interior de la tierra hacia la superficie.

Sabemos que el planeta Tierra se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, presión y densidad en sus materiales conforme aumenta la profundidad. Estos aspectos nos ayudan a definir el comportamiento del interior de nuestro planeta y con ello delimitar las diferentes capas que lo conforman en relación con sus propiedades físicas. De esta manera podemos concretar que, del interior hacia la superficie, el planeta está compuesto por: el Núcleo que se conforma de hierro y níquel y forma la zona de mayor temperatura (que puede superar los 6700°C), a su vez este es dividido en núcleo interior (radio de 1216 km) y núcleo exterior (radio de 2270 km), en donde a pesar de las altas temperaturas, el núcleo interior tiene un comportamiento sólido debido a la alta presión a la que este es sometido, mientras que el núcleo exterior se presenta de manera líquida. El manto (se extiende a una

profundidad de aprox. 2900 km) que alcanza temperaturas de hasta 3000°C y, se divide en la mesósfera o manto inferior (radio de 2240 km) que presenta un comportamiento más fluido que el núcleo exterior, pero como una capa rígida debido a la presión presente a esa profundidad, y el manto superior a una profundidad de hasta 660 km, con un estado que oscila entre sólido y líquido, que a su vez, se divide en una capa llamada astenosfera de comportamiento plástico, que está formada por rocas parcialmente fundidas que reciben el nombre de magma, y una capa llamada litosfera (con un espesor de hasta 100 km) de estado sólido y comportamiento frío, plástico y rígido, con movimiento independiente de la astenosfera. Finalmente, la corteza terrestre con temperaturas similares a las del medio ambiente, que aumentan hasta 30°C por cada km de profundidad (gradiente geotérmico), ésta es dividida entre corteza continental de hasta 70 km de espesor y corteza oceánica de hasta 5 km de espesor, Fig. 1.1 (Tarbuck *et al.*, 2005; Trillo y Angulo, 2008; IGME y IDAE, 2008, Arellano *et al.*, 2008).

Todo este calor que se encuentra en el interior de la Tierra es generado por diversas razones como: fricción, presión mecánica, la desintegración radioactiva de los isotopos de uranio (U), torio (Th) y potasio (K), la cristalización del hierro que conforma al núcleo interior sólido, entre otras (Olade-BID, 1994; Tarbuck *et al.*, 2005; IGME y IDAE, 2008; Trillo y Angulo, 2008; Bruni, 2014).

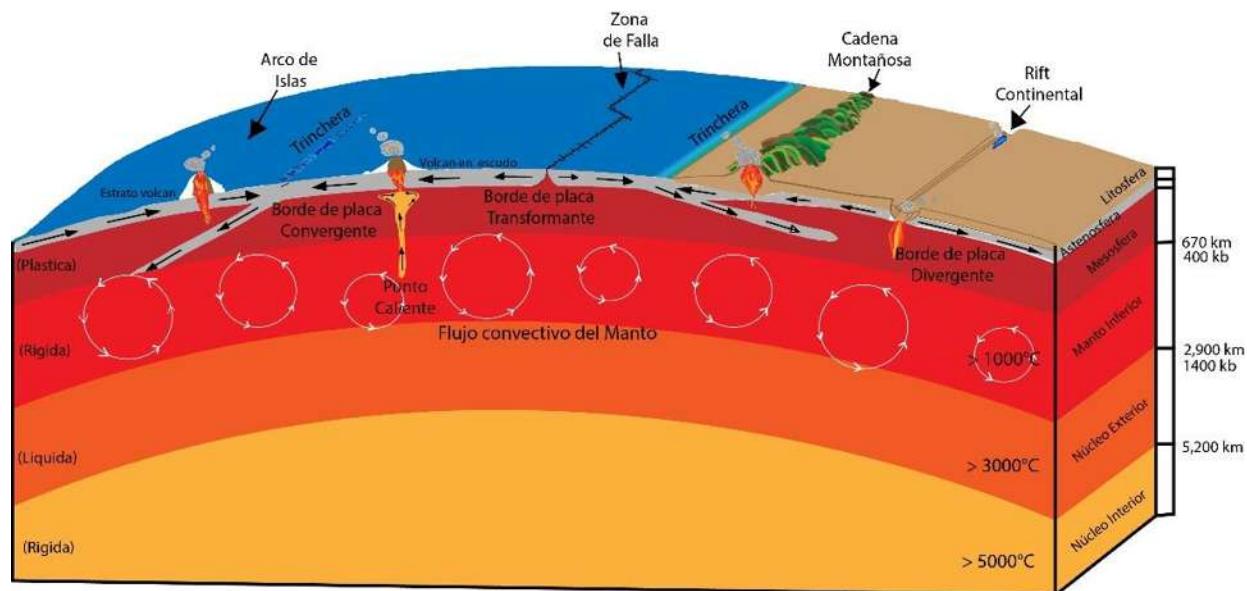


Fig. 1.1. Modelo dinámico de la estructura del interior de la Tierra. (Tomado y modificado de Tarnuck *et al.*, 2005; De la Nacedo, 2014).

Todo este calor que es emanado desde el interior de la Tierra hacia la superficie es por medio de procesos como la conducción y la convección. En el manto el calor es transportado desde el núcleo hasta la litosfera por medio de la convección, que es la manera en la que se transfiere la energía térmica entre una superficie sólida y un fluido adyacente (Trillo y Angulo, 2008; IGME y IDAE, 2008). De esta manera, el material que se encuentra en las profundidades del manto se mueve despacio hacia la superficie, promoviendo movimientos en las placas tectónicas que conforman a la litosfera, a su vez, esto ocasiona que se genere fricción y colisión entre ellas, ocasionando movimientos laterales, produciendo zonas de fallas sin la creación o destrucción de litosfera, a estas zonas se les conoce como bordes transformantes. En otras ocasiones, la diferencia de densidad entre las placas resulta en el deslizamiento de una de ellas bajo la otra, lo que se define como subducción (la placa que subduce es la que presenta mayor densidad), a estas zonas se les conoce como bordes divergentes. Debido a que la superficie terrestre no cambia sus dimensiones, este proceso de intrusión de material que formará parte de la astenosfera en el interior del manto, ocasiona que en alguna otra parte del planeta se genere la expansión de la corteza, causando su adelgazamiento y ruptura, lo que resulta en fallas que permiten el ascenso del magma, este magma eventualmente se enfriá y endurece creando nueva corteza oceánica, a estas zonas se les conoce como bordes divergentes. Esta intrusión de material frío al manto y el ascenso de magma hacia la superficie, permiten que se establezca un sistema de convección a manera de circuito, que posibilita el constante movimiento de las placas y el ascenso del calor del interior de la Tierra hacia la superficie.

Un yacimiento geotérmico se compone básicamente por: una fuente de calor a profundidad (entre 5-10 km cercano a la superficie) que puede ser una cámara magmática o algún intrusivo, que aportan el calor al yacimiento; un horizonte de roca con permeabilidad primaria y/o secundaria que permite que circulen y se alojen fluidos (aguas meteóricas, magmáticas, connatas) en ella, cumpliendo con el papel de reservorio; y finalmente una capa de roca con menor o nula permeabilidad que evita que los fluidos se disipen fuera del yacimiento, cumpliendo con el papel de capa sello (Fig. 1.2).

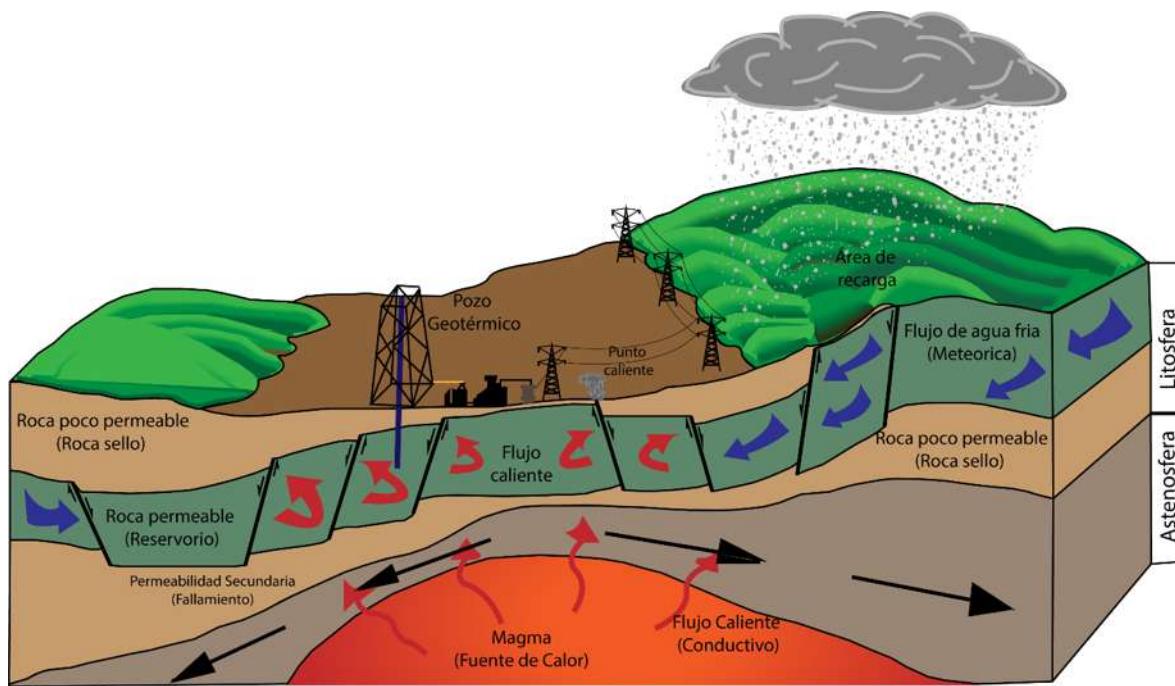


Fig. 1.2. Modelo esquemático de las partes que componen a un yacimiento geotérmico. (Tomado y modificado de Maya y Gutiérrez, 2007; Dickson y Fanelli, 2004).

Los yacimientos geotérmicos pueden ser clasificados de acuerdo con su contexto geológico, nivel de temperatura, tipo de explotación y tipo de utilización. En relación a su temperatura. Los yacimientos geotérmicos se clasifican en: a) yacimientos de muy baja temperatura, que comprenden a todos aquellos yacimientos que presentan una temperatura menor o igual a 30°C, correspondientes a la energía térmica almacenada en las aguas subterráneas, incluidas las provenientes de labores mineras y drenajes de obras civiles, siempre para uso exclusivamente energético, usadas en sistemas de ventilación, calefacción y refrigeración de locales o casas y/o procesos pequeños. b) Yacimientos de baja temperatura, que incluyen a aquellos yacimientos con temperaturas que oscilan entre los 30°C y 100°C, ubicados normalmente a profundidades de 1500 a 2500 m, destinando su explotación a usos térmicos para calefacción/climatización, balneología y diferentes procesos industriales. c) Yacimientos de mediana temperatura, en donde se engloban a los yacimientos que presentan temperaturas de los 100°C a los 150°C, que suelen encontrarse en zonas con un alto gradiente geotérmico como en cuencas sedimentarias, entre los 2000 y 4000 m de profundidad, utilizándolos para generar electricidad mediante ciclos binarios así como para calefacción y refrigeración en sistemas urbanos y procesos industriales. Finalmente d) yacimientos de alta temperatura, que se integran por aquellos yacimientos con temperaturas mayores a 150°C,

normalmente encontrados a profundidades de 1000 a 3000 m de profundidad, coincidiendo con fenómenos geológicos como actividad sísmica elevada, formación de cordilleras o actividad volcánica recientes y situados en los bordes de las placas litosféricas, en su mayoría, estos son explotados para la producción de electricidad como alternativa de energía renovable para el abastecimiento energético de las ciudades, Fig. 1.3 (IGME y IDAE, 2008; Trillo y Angulo, 2008; PROOMOENER, 2013).

Los yacimientos geotérmicos de alta temperatura que son utilizados para la producción de energía eléctrica se pueden dividir en magmáticos característicos de regiones divergentes generando rocas basálticas a andesíticas, y un segundo en márgenes convergentes con plutonismo reciente <10 mil años emplazados a profundidades menores de 10 km con magmatismo calco-alcalino, Fig. 1.3 (Olade-BID, 1994; Moeck, 2014).

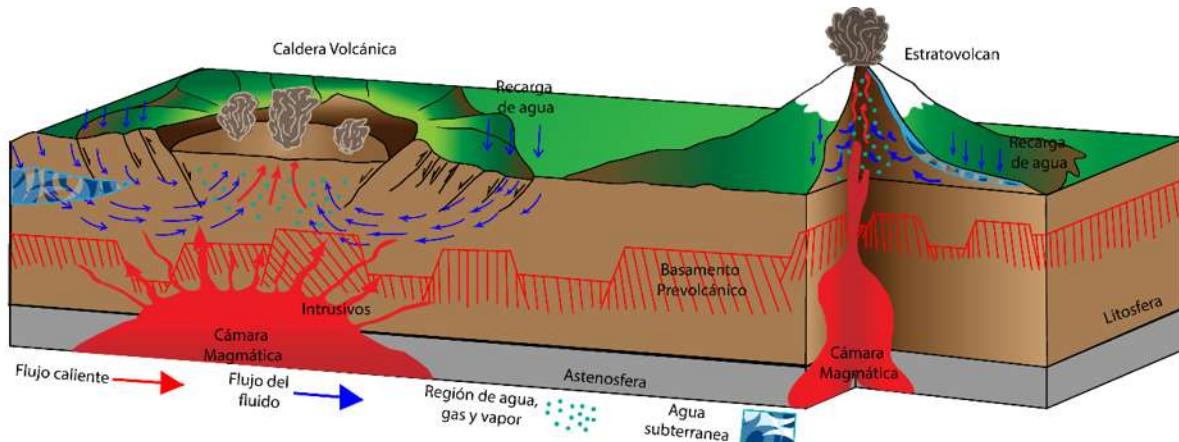


Fig.1.3. Ejemplos de yacimientos geotérmicos de alta temperatura relacionados a actividad volcánica. (Tomado y modificado de Quijano, 2007; Coronado y Garciadiego, 2015).

Para que un yacimiento geotérmico pueda ser explotado para la generación de electricidad, se debe caracterizar de manera eficiente el reservorio que lo conforma. Las rocas que conforman los reservorios geotérmicos desempeñan funciones importantes como elementos estructurales y medios de almacenamiento para los depósitos de agua caliente, pero a su vez, proporcionan el medio de transporte de los fluidos, por lo que determinar la capacidad de la formación geológica para realizar estas funciones, es un requisito fundamental tanto para los estudios de factibilidad como para el desarrollo y la explotación de los recursos geotérmicos (Contreras *et al.*, 1990).

Las rocas no son sólidos ideales, sino que forman sistemas con 2 o 3 fases: partículas sólidas y líquido, partículas sólidas y gas, o bien, partículas sólidas, gas y líquido refiriéndonos con ello a medios porosos (Angeleone y *col.*, 2009).

Desde el punto de vista físico, las rocas presentan diferentes propiedades que derivan de las características puramente petrográficas como: los minerales que las forman (tamaño y morfología), el volumen de poros, su forma y la naturaleza de los fluidos que rellenan estos poros, que se expresan por medio de parámetros que cuantifican determinados aspectos o comportamientos de la roca (Benavente *et al.*, 2004). En los yacimientos geotérmicos, la caracterización del volumen de espacios abiertos en la roca o el suelo conocido como porosidad y la medida de la capacidad de un material para transmitir agua definido como permeabilidad (Tarbuck *et al.*, 2005), son las características cruciales para determinar la capacidad de la formación geológica para realizar las funciones correspondientes al reservorio.

La porosidad es clasificada en relación al momento de su formación en: porosidad primaria como aquella que se produce en el momento de la formación o deposición de la roca y en porosidad secundaria como aquella que se establece como resultado de procesos naturales o artificiales como la erosión, alteración o deformación que ocurre posterior al depósito de la roca, ya sea por fracturas, fallas o plegamiento. A su vez, la porosidad puede clasificarse según la comunicación de sus poros en: porosidad interconectada o efectiva que se interpreta como el volumen total de la roca que representa a los espacios porosos que se encuentran conectados entre sí, permitiendo el flujo de los fluidos; la porosidad no interconectada o no efectiva que es representada por el volumen de los poros que no están conectados entre sí y; la porosidad total o absoluta que es definida como la sumatoria de la porosidad efectiva y no efectiva, es decir, el total de todos los poros que presenta la roca (Da Silva, 2012).

Ahora bien, la permeabilidad es la característica que determina la capacidad que tiene un cuerpo rocoso de permitir que los fluidos se muevan y transporten a través de él y esta propiedad está condicionada por los poros presentes en el material y la conectividad entre ellos, es decir, mientras la muestra presente una porosidad conectada entre sí, será posible el paso de los fluidos por el medio, por lo tanto, nos referimos a la permeabilidad como la porosidad interconectada o efectiva.

Sin embargo, la permeabilidad y/o porosidad efectiva puede ser afectada por algunos factores como: la presión que ejercen las capas que sobreyacen a la constitución rocosa de interés, ya que, debido al peso que se ejerce sobre la roca, se reduce el tamaño de los poros por el efecto del confinamiento, generando mayor tortuosidad en el camino que podría recorrer el fluido y; la forma y tamaño de los granos debido a que los diferentes tamaños de partículas que forman a la roca permiten un mejor acomodo haciendo mayor la posibilidad de que se reduzcan los espacios porosos, por otro lado, si todas las partículas son homogéneas en su forma y tamaño, habrá mayor porosidad en el medio (Fig. 1.4).

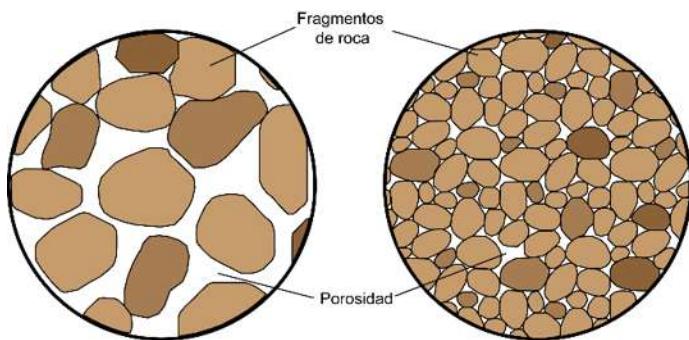


Fig.1.4. En la imagen se demuestra como el acomodo de los fragmentos de roca pueden afectar la porosidad y permeabilidad de una formación rocosa.

La permeabilidad de las rocas depende de la porosidad conectada o efectiva y del tamaño de poro, a su vez, ésta puede variar considerablemente en función de sus características petrográficas como la presencia de fracturas, las cuales son parte de la porosidad secundaria en las rocas (Bernavente, *et al.*, 2004). La permeabilidad es expresada en Milidarcies (mD) y medida e Darcies (D) por medio de la determinación del coeficiente permeabilidad (k), el cual se basa en la ley propuesta por Darcy en el siglo XIX (Angelone *et al.*, 2006), que se define como la velocidad media aparente (v) de un flujo de agua a través del área total (sólidos + vacíos) de la sección transversal del suelo (A), bajo un gradiente unitario ($i=1$) (González, 2012) (Ecuación 1).

$$v = k \times i$$

Ecuación 1

La crisis petrolera causada por la baja en los precios de los hidrocarburos, la disminución en su extracción y la falta de capital financiero para continuar la exploración y explotación de los yacimientos profundos ha alentado el uso de nuevas técnicas para la explotación de los yacimientos presentes en rocas con baja o muy baja permeabilidad. Para

la explotación de dichos yacimientos, en Estados Unidos se ha utilizado desde el 2002 la técnica de fracturación hidráulica conocida como “fracking”, que consiste en la perforación vertical y horizontal (de varios kilómetros de profundidad), más la inyección de grandes cantidades de agua mezclada con un coctel de sustancias químicas (muchas de ellas tóxicas) a altas presiones, con la finalidad de fracturar la roca que contiene al gas o aceite (Torregrosa y Armienta, 2018). Sin embargo, el uso de esta técnica en la República Mexicana no ayudaría a mejorar la seguridad energética, debido a que los precios internacionales están muy deprimidos y los costos del fracking son elevados, pero sobre todo porque además de los aspectos peligrosos o negativos que genera como temblores, accidentes, contaminación severa de suelos, agua, aire y acuíferos, y afectación de la salud de los habitantes cercanos a la extracción, también limita en nuestro país los fondos para invertir en energías renovables para contar con el potencial de reducir las emisiones de los Gases de Efecto Invernadero (GEI) y contribuir a la lucha contra el cambio climático (Oswald, 2017).

Es por lo que se han tratado de implementar nuevas técnicas para la caracterización de la permeabilidad de las rocas que conforman los reservorios de los yacimientos no solo petroleros, si no también geotérmicos, a un menor costo y sin efectos secundarios negativos. La habilidad de medir y visualizar estructuras geológicas en tres dimensiones (3D) es importante para el entendimiento de la historia geológica y los procesos responsables de la creación de rocas y el terreno en el que se encuentran (Baker *et al.*, 2012), y en este caso para comprender el funcionamiento de los yacimientos que dependen en gran medida, de la caracterización y comprensión de las microestructuras del espacio de poros en la roca almacén (Campos *et al.*, 2012). La técnica de microtomografía computarizada de rayos-X (μ -CT) permite visualizar completamente y cuantificar la estructura interna de materiales rocosos en 3D a escalas micrométricas (Hazlett, 1995; Kaczmarczyk *et al.*, 2010; Landis y Keane, 2010, Barker *et al.*, 2012), permitiendo caracterizar de manera cuantitativa y visual la permeabilidad presente en las rocas, permitiendo una mejor comprensión de su funcionamiento y explotación.

1.2. Área de Estudio.

1.2.1. Localización y vías de acceso.

El presente trabajo se realiza en el Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH) y el Distrito Minero de Las Minas (DMLM), ambos ubicados entre los estados de Puebla y Veracruz,

respectivamente. La zona de estudio se encuentra entre las coordenadas 2183750 N - 660000 O y 2165750 S – 702750 E, abarcando un área de aproximadamente 76997 km². A ella se puede acceder desde la ciudad de Puebla por medio de la Autopista Perote-Xalapa 140-D, y de la ciudad de Perote, el CGLH se encuentra a una distancia de aproximadamente 28 km hacia el NO y el DMLM aproximadamente 16 km de distancia hacia el NE (Fig. 1.5).

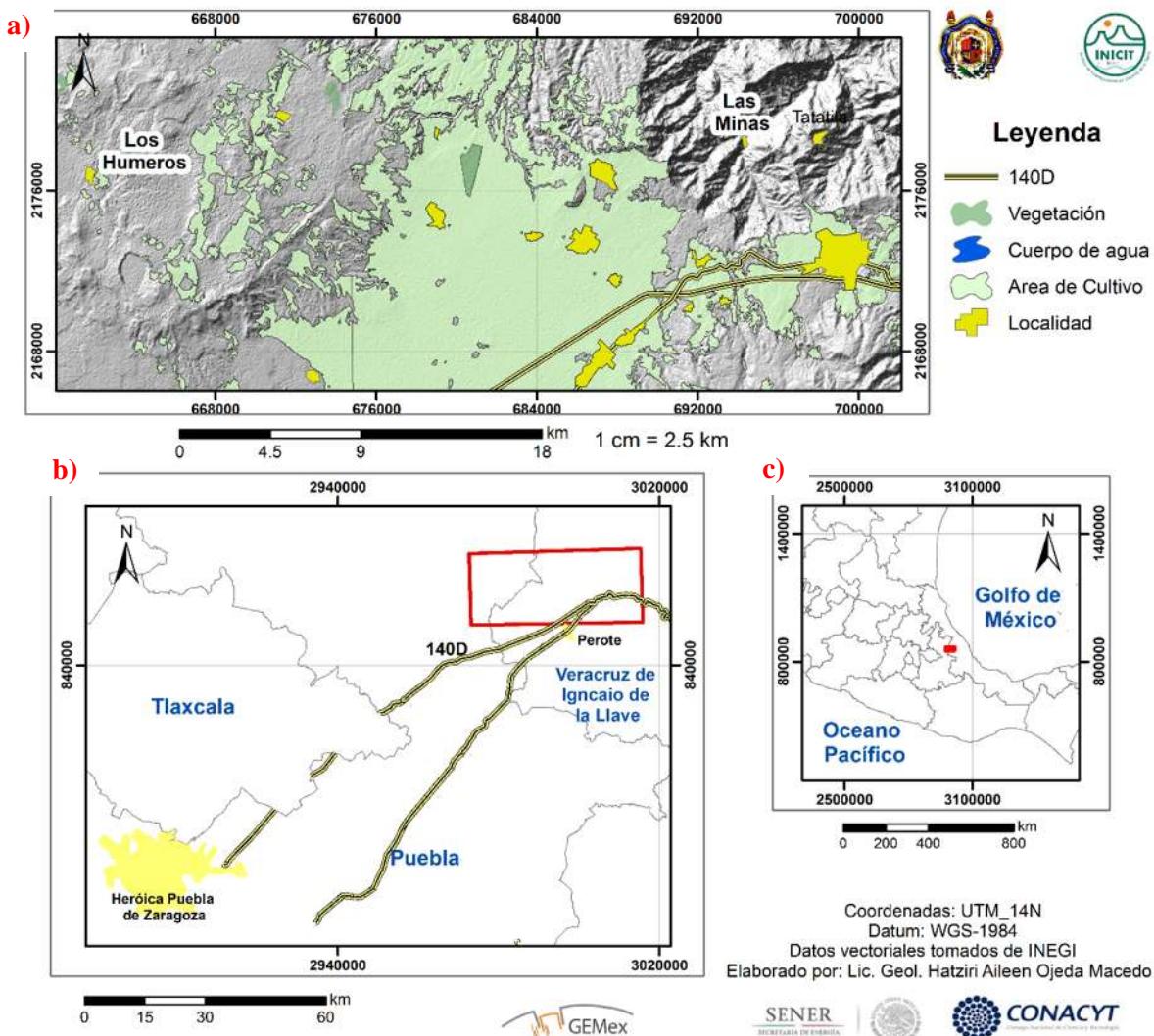


Fig. 1.5. Mapa de localización regional (c) y local (a) del área que abarca la zona de estudio, así como las vías terrestres por las que se puede acceder a ella desde la ciudad de Puebla de Zaragoza (b).

1.2.2. Fisiografía y Geomorfología.

El relieve es la expresión física que tiene la corteza terrestre en la superficie. En la República Mexicana se puede observar una diversidad tan amplia, que incluso la fisiografía y geomorfología presente es muy variada, en donde podemos observar desde grandes cadenas

montañosas hasta las florecientes planicies costeras, pasando por otros rasgos como valles, cañones, altiplanicies y depresiones, entre otras (Ortiz, 2008)

Las provincias fisiográficas son aquellas regiones en las que el relieve es el resultado de la acción de un mismo conjunto de agentes modeladores del terreno, así como de un mismo origen geológico de estos y su caracterización en una región implica la identificación de los principales rasgos del relieve y la explicación de los fenómenos que actuaron en su modelado y que generaron su forma actual (Ortiz, 2008).

El área de estudio se ubica entre los estados de Puebla y Veracruz de Ignacio de la Llaves (Fig. 1.6 a). El estado de Puebla con un territorio 34.251 km² y la superficie de 72.420 km² que abarca el estado de Veracruz de Ignacio de la Llave incluye a las provincias fisiográficas de la Sierra Madre Oriental, la Llanura Costera del Golfo Norte, la Sierra Madre del Sur, la Llanura Costera del Golfo Sur, las Sierras de Chiapas y Guatemala, la Cordillera Centroamericana y el Cinturón Volcánico Transmexicano (Fig. 1.6 b), en donde se presentan topoformas como sierras, mesetas, lomeríos, llanuras y valles (Fig. 1.7 b).

Sin embargo, el área de estudio solo forma parte de la superficie que conforma a la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Transmexicano (CTV), que es una estructura de 20 a 230 km de ancho y de aproximadamente 1000 km de longitud, que se distribuye con una dirección preferencial E-O entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte, extendiéndose desde Palma Sola en Veracruz de Ignacio de la Llave, en las costas del Golfo de México hasta las costas del Océano Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía Banderas, Jalisco, Fig. 1.6 b (Venegas *et al.*, 1985; Aguilar y Verma 1987; Gómez *et al.*, 2005). A su vez, la provincia del CTV está constituida por cerca de 8000 centros eruptivos que incluyen a grandes estratovolcanes y de manera más abundante por volcanes monogenéticos (Aguilar y Verma, 1987).

A su vez, el área de estudio engloba a las subprovincias de Chiconquiaco y Lagos y Volcanes de Anáhuac (Fig. 1.6 c), con topoformas como llanuras, sierras y en la mayor parte de la superficie con lomeríos (Fig. 1.7 a).

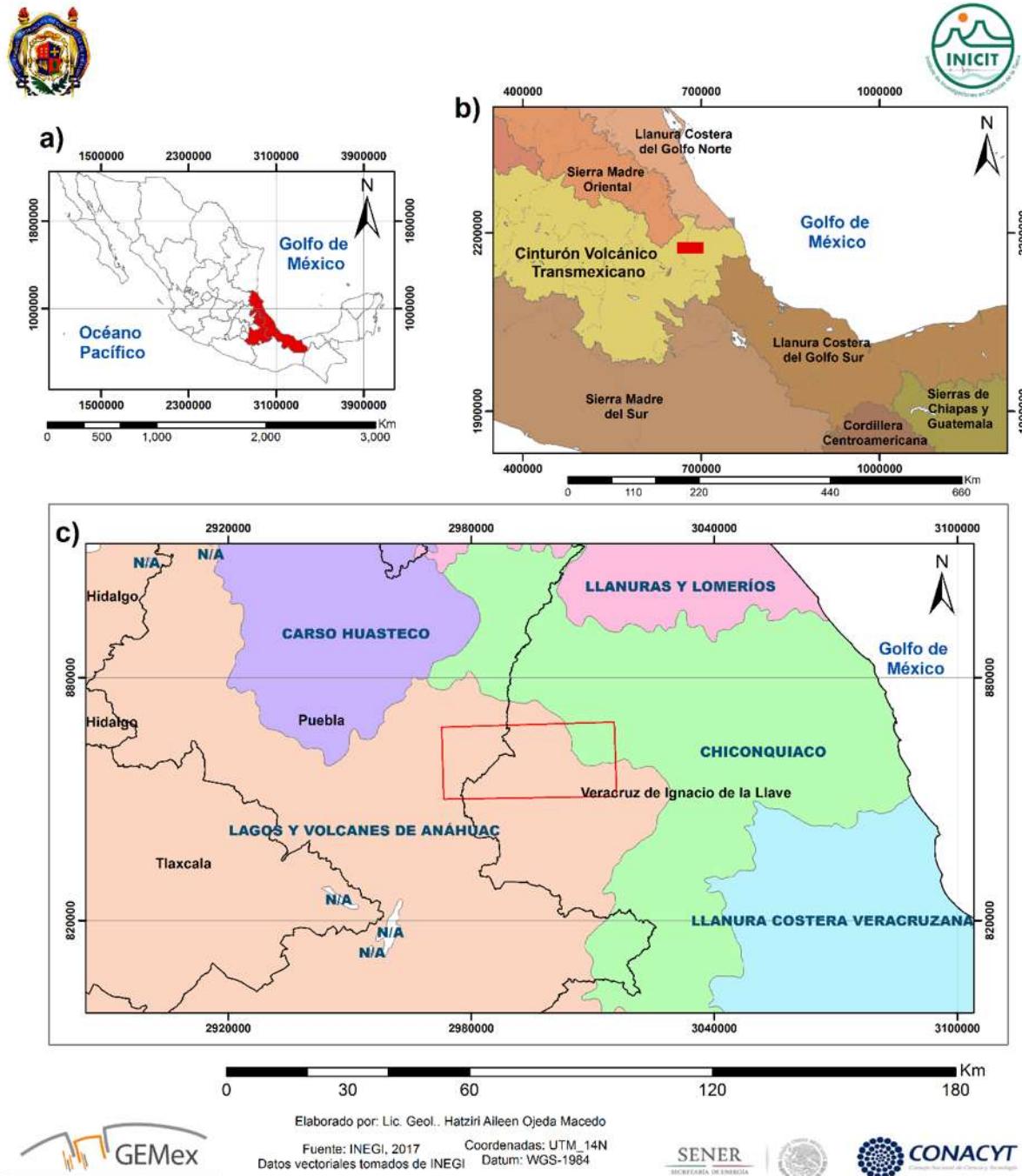


Fig. 1.5. Mapa en donde se muestran en a) los estados de Puebla y Veracruz de Ignacio de la Llave, b) las Provincias presentes en los estados mencionados y c) las subprovincias presentes en el área de estudio.

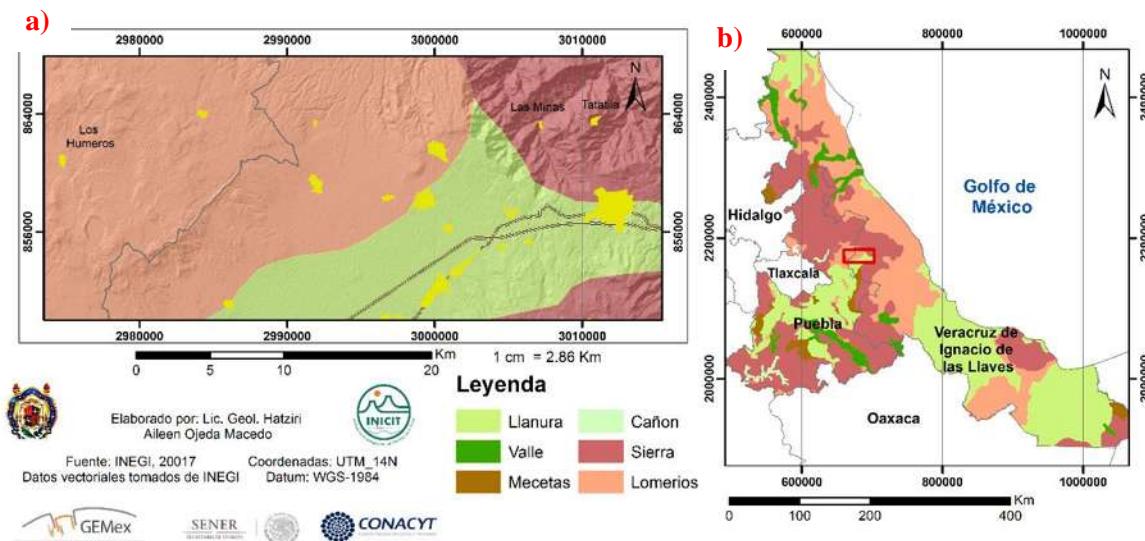


Fig. 1.6. Mapa que muestra las diferentes topoformas que pueden observarse en b) los estados de Puebla y Veracruz de Ignacio de la Llave, así como en a) la zona de estudio.

1.2.3. Marco Tectónico.

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) conocido también como Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Transmexicana, se define como un arco volcánico continental, con una orientación E-O que atraviesa el país, entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte, extendiéndose desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Veracruz (Venegas *et al.*, 1985; Garduño y Gutiérrez, 1992; Pérez *et al.*, 2008; Ferrari *et al.*, 2011; Ferrari, 2014).

Está gran provincia fisiográfica presenta una inusual diversidad magmática controlada (directa o indirectamente) por la influencia de dos placas oceánicas independientes, cuyas características geofísicas y composicionales se modifican constantemente a lo largo de la trinchera, esto debido a un régimen tectónico esencialmente distensivo que opera con diferentes intensidades sobre la placa continental, un basamento cortical con diversas edades, espesores y composiciones, y una fuente mantélica primaria de composición heterogénea influenciada por los agentes químicos derivados de la subducción (Aguilar y Verma, 1987; Gómez, 2002; Gómez *et al.*, 2005). Estos factores determinantes originan una evolución dispar del régimen tectónico convergente y a su vez en el arco magmático, evidenciada por las modificaciones en la posición, geometría y composición del

mismo. Es así que la singularidad de este arco magmático ha generado grandes controversias en la comprensión de su estructura, formación y funcionamiento, orillando a los científicos de diversas disciplinas a proponer modelos científicos relacionados con grandes fallas, rompimiento de la corteza terrestre (rifting) o la subducción de grandes placas oceánicas (Aguilar y Verma, 1987), para ayudar en el análisis, descripción, explicación y simulación, de esta gran provincia volcánica.

Una de las teorías más aceptadas por los investigadores es aquella en donde la formación del CVT comienza a partir de la subducción de la placa de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana, que tienen lugar en el occidente y que son resultado de la asimilación y fragmentación de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana (Demant y Robin, 1975; Padilla, 2007).

Sin embargo, es importante mencionar que durante el Mesozoico existen dos dominios tectónicos relativamente independientes, que a finales del Cretácico y Principio del Cenozoico se vieron involucrados, debido a una secuela de eventos orogénicos ocasionados por la colisión de la placa Norteamericana y las placas que tienen lugar en el pacífico (Rueda, 1998; Pindell *et al.*, 2006; Padilla, 2007; Pindell y Kennan, 2009). Este evento orogénico conocido como orogénesis Laramide comenzó hace 105 Ma. y culminó en el oriente del continente americano hace 55 Ma, generando un cinturón de pliegues recostados y cabalgaduras ubicados detrás del arco y a lo largo de toda la Cordillera Norteamérica y la Sierra Madre Oriental (Cuellar *et al.*, 2012). Las direcciones de cizallamiento y ejes de los pliegues muestran que esta orogenia se desarrolló en dos etapas, la primera compresión en dirección N-S que dio lugar a los pliegues inclinados hacia el norte y la segunda compresión en dirección NE-SO que generó los pliegues recostados hacia el noreste y los cizallamientos (Carfantán, 1981).

El primer dominio es aquel que conforma a una margen convergente en la parte occidental del continente y que generan la acreción de terrenos menores (terrenos tectonoestratigráficos) al continente y, el segundo dominio se refiere a un margen pasivo en el oriente del continente que genera la sedimentación de secuencias marinas dominadas por depósitos de lechos rojos y carbonatos generadas por regresiones y transgresiones del mar, que son el resultado de la apertura del Golfo de México que tiene lugar en el Jurásico Medio

y que cambian a sedimentos clásticos al comenzar la orogénesis Laramide (Moran, 1986; Rueda, 1998; Padilla, 2007).

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y su complejo basal, que fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras y que posteriormente fueron cubiertas en la parte sur por el CVT (Antuñano *et al.*, 2000).

Como ya se había mencionado, el CVT es el resultado de la subducción de las placas oceánicas del Pacífico y la placa continental de Norteamérica. Este proceso tectónico se genera con un ángulo de subducción casi horizontal que, debido a las condiciones de presión y temperatura genera una deshidratación de la placa en lugar de su fusión (Gómez, 2002; Gómez *et al.*, 2005). Sin embargo, la geometría de la subducción en este margen convergente se modifica, aumentando gradualmente el ángulo de subducción, generando asimilación de la placa oceánica en el manto y ocasiona la migración de la actividad volcánica hacia el centro del país, donde se ubica actualmente el CVT y la aparición de fallas y fisuras ligadas a una tectónica extensional generadas por la descompresión resultado del cambio en el ángulo de la placa y explicando la existencia de los diferentes tipos de magmas (MORB y OIB) observados a lo largo del CVT (Gómez, 2002; Gómez *et al.*, 2005; Ferrari, 2014).

1.2.4. Marco Geológico Regional.

Se identifican tres períodos de ausencia de actividad volcánica en el área que comprende al CVT y la SMOr: el primero de 28-25 Ma que parece coincidir con el final de una fase compresiva de deformación previa a la de Cuencas y Sierra, el segundo de 17-15 Ma que señala el vulcanismo basamental del CVT y se relaciona con los pliegues del Mioceno Medio-Superior (Orogenia Laramide) y, el tercero de 7-5 Ma que indica el comienzo del vulcanismo Plio-Cuaternario del CVT, prolongándose en la parte oriental hasta 3 Ma (Garduño y Gutiérrez, 1992).

Las rocas más antiguas que se han podido observar en la parte oriental del CVT son aquellas que conforman al macizo de Teziutlán, en donde las unidades más antiguas corresponden a unidades metamórficas e intrusivas que incluyen granitos, granodioritas y esquistos verdes de edad Paleozoica que formarían el basamento y que, a su vez, son cubiertas por depósitos de calizas y lutitas de edad Jurásica resultado de la apertura del Golfo de

Méjico (Lejsec *et al.*, 1978; Arzate *et al.*, 2018). Estas rocas que conforman el basamento del área son plegados, fracturados y exhumados por la orogenia Laramide que tiene lugar en el Mioceno Medio-Superior.

El grupo volcánico del CVT está constituido por afloramientos de rocas predominantemente andesíticas, pero también con productos ácidos y básicos distribuidos en toda el área, de edades Plio-Cuaternarias, con su origen producido por vulcanismo resultado de aportes de magma a lo largo de sistemas conjugados de fallas sismogénicas con dirección E-O y NNO-SSE que determinan la aparición de vulcanismo de tipo monogenético o poligenético (Venegas *et al.*, 1985; Pérez *et al.*, 2008).

1.3. Antecedentes.

Se han realizado un sinfín de investigaciones de índole científica en el área que comprende al Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, que comenzaron desde 1968 hasta la actualidad, entre las que se incluyen la geología, geoquímica, geofísica, y geotermia, de las que se realizó una breve reseña.

En lo que corresponde a la descripción de la caldera presente debajo de la caldera de Los Humeros Campos y Arredondo (1992) permiten obtener una interpretación detallada de las estructuras que tienen lugar en la zona, tales como las dos depresiones anidadas que representan a las expresiones subsuperficiales de los colapsos de las calderas, así como la interpretación de la existencia de dos fuentes de calor relativamente poco profundas (alrededor de 10 km), una relacionada a la zona de producción geotérmica y una segunda ubicada justo al suroeste del complejo de la caldera. Campos *et al.*, (2005) estudian algunas calderas silícicas ubicadas en el CVT usando el teorema de Gauss para determinar la magnitud de su colapso. En el caso de Los Humeros, estiman un hundimiento de 600 m y se establece que el borde de la caldera propuesto en la parte norte, corresponde a un borde topográfico, que se confirma por los gradientes de gravedad baja y su coincidencia con los centros de erupción. En consecuencia, el diámetro medio de la caldera de Los Humeros es de aproximadamente 14 km y además, dentro de ella tenemos otros dos colapsos (Los Potreros y Xalapazco) anidados, dejando esta caldera principal como una caldera de tipo poligénico de crecimiento incremental. Verma y Gómez, (2013) realizan el modelado térmico de la cámara magmática del yacimiento utilizando parámetros como: profundidad de 5 km,

volumen de 1400 km³, tiempo de discretización menor a 10 años, tamaño de malla de 0.25 km, presencia de convección en el reservorio y existencia de recarga de magma. Estos modelos conductivos-convectivos generaron discrepancias evidentes en las temperaturas a excepción de la parte media que presenta temperaturas promedio de 204°C-225°C. A partir de modelos geofísicos anteriores y datos geofísicos recientes, Arzate *et al.* (2018) obtiene un modelo que consiste en un cuerpo intrusivo propilítico caliente, muy fracturado y de densidad media, con resistividades relativamente altas (400-500 ohm/m) y la presencia de fluido y flujo de calor a profundidades superficiales que son transportados a través de grandes fallas que alcanzan profundidades de la corteza media apoyando las evidencias geoquímicas de la presencia de aguas magmáticas en el sistema geotérmico.

En relación a las temperaturas que pueden presentarse en el campo geotérmico de Los Humeros, se realizan diversas investigaciones, incluyendo a: Verma *et al.*, (1990) que obtienen una simulación de la temperatura del fluido en el reservorio superior a los 300°C, en una cámara magmática de aproximadamente 1500 km³ que se encuentra debajo de la caldera, esto a partir de un modelo de la estratificación de la misma, en donde las rocas son divididas en 3 grupos principales: riolítas y riodacítas de 1 km de espesor superior, dacitas y andesitas de 1 km de espesor medio y basaltos de 4 km de espesor inferior. Aragón *et al.*, (2000) realizaron el estudio del comportamiento de los índices de calentamiento en el yacimiento geotérmico con la finalidad de identificar zonas permeables que tienen alimentación de calor y por lo tanto son zonas interesantes para fines de explotación o inyección, esto con la hipótesis de que las diferentes perturbaciones térmicas que se provocan en las formaciones rocosas y son detectables a partir de los registros de temperatura, son la herramienta de análisis para las formaciones ya que, con excepción de las zonas permeables, después del enfriamiento inicial generado en el momento de la perforación, ya superado el desequilibrio y los efectos transitorios, el pozo comenzará a ganar calor por conducción. García *et al.*, (2002) realizan un estudio de los campos de temperaturas iniciales o de formación del reservorio, por medio de la estimación de las temperaturas estabilizadas de las formaciones (Temperaturas de Formación Estática o SFT por sus siglas en inglés) presentes en 40 pozos del campo, esto por medio de los métodos de Horner y del Flujo de Calor Esférico Radial (SRF), siendo el método SRF el más acorde en la comparación de los resultados de temperatura con las temperaturas obtenidas mediante simulaciones numéricas

de los procesos de circulación y paro de los pozos. Se construyen isotermas a partir de los SFT de los pozos obtenidos con el método SRF y posteriormente una correlación entre ellas con las que se pueden determinar que en el noreste del campo, las temperaturas más altas se encuentran en los niveles más bajos (200°C a 1750 msnm y 350°C a 800 msnm), en la parte sureste temperaturas de 350°C son encontradas a niveles por debajo de los 0 msnm y que las temperaturas máximas están relacionadas con un flujo ascendente del fluido caliente que asciende a través de fallas y fracturas cercanas a los pozos. Arellano *et al.*, (2008) realizaron el cálculo de las temperaturas a fondo en los pozos del yacimiento demostrando que las velocidades de cambio en la presión y entalpía, así como las temperaturas del yacimiento han sido muy moderadas a pesar de la explotación, esto debido en buena medida a la recarga del yacimiento profundo.

Para determinar la mineralogía presente en el yacimiento geotérmico de Los Humeros y las características que estás implican, González *et al.*, (1992); Martínez y Alibert (1994) realizaron estudios petrológicos y de difracción de rayos-X que permiten establecer que los diversos minerales que se encuentran en el sistema geotérmico, se presentan en asociaciones paragenéticas que dependen de las condiciones en las que estos son depositados, tales como, temperatura, permeabilidad, mineralogía de la roca primaria, composición del fluido geotérmico, presión total y tiempo (duración de la actividad), en este caso, las paragénesis minerales presentes están distribuidas en fracturas o cavidades y como sustitución de minerales primarios en las rocas, a su vez, estas son indicadoras de temperaturas que varían de los 150°C a 300°C, con una tendencia evolutiva calco-alcalina con diferentes grados de cristalización fraccionada y con el depósito de los diferentes tipos de arcillas controlada por la composición química de la roca y el pH del fluido. Izquierdo *et al.*, (2008) caracterizan la mineralogía y realizan microtermometría en inclusiones fluidas que muestran la presencia de fluidos poco salinos de alta temperatura, así como una ligera disminución de temperatura en la parte profunda asociada a un proceso de ebullición más que al enfriamiento del sistema, la presencia de un solo yacimiento en la zona que comprende al Corredor Mastaloya, y la evidencia mineralógica de la existencia de flujo e interacción de fluidos acuosos en toba vítrea que separa a los dos reservorios presentes en el yacimiento, contradiciendo su función de capa sello. Yáñez, (2016) realizó el estudio de los procesos de interacción agua-roca en el reservorio del yacimiento estableciendo un zoneamiento

mineralógico de la alteración hidrotermal del subsuelo que es dividido en cuatro zonas principales: Zona I argílica (<400 m), Zona II propilítica, Zona III con asociaciones paragenéticas de alta acidez y la zona IV con alteración hidrotermal tipo Skarn (>1,800 m).

Para describir la sismicidad presente en la zona, se realizan diversos análisis geofísicos entre los que podemos incluir a Gutiérrez y Quijano (2004); Lermo *et al.*, (2008) que evidencian que la sismicidad de la zona es producida con poca influencia por la inyección en los pozos y en gran medida por el movimiento natural de los fluidos en los reservorios del campo, esto a lo largo de los planos de fallas y fracturas pertenecientes al sistema estructural N-S (falla Los Humeros), y probablemente a lo largo de estructuras de dirección NE-SO que no son muy evidentes en superficie. Verma *et al.*, (2009) realizaron una simulación de los efectos que tienen la profundidad y el volumen en el calor primario presente en la cámara magmática que se encuentra debajo de la caldera de Los Humeros, estableciendo que la profundidad es el factor con mayor influencia en las temperaturas y su enfriamiento conductor ya que a mayor profundidad habrá mayor temperatura sin que el volumen del cuerpo influya en gran medida. Urbán (2010) determina que la falla La Cuesta con dirección NE-SO presenta mayor actividad sísmica que la falla Los Humeros a partir de la relación de la actividad sísmica local, de pozos inyectores y fallas activas presentes en el campo geotérmico. Debido a que la exploración y explotación en los campos geotérmicos se basan en la identificación de los principales canales (fallas y fracturas) para la circulación de los fluidos hidrotermales Norini *et al.*, (2014, 2015) realizaron un estudio de la arquitectura estructural presente en el campo geotérmico, determinando que las calderas Xaltipan y Zaragoza tienen la función de trampilla, afectando secuencias volcánicas formadas por productos efusivos que albergan el reservorio. Las fallas de anillos que delimitan a las calderas están enterradas y selladas por productos volcánicos post-caldera que disminuyen la permeabilidad secundaria y evitan su función como medio de circulación de fluidos. Identifican fallas subverticales activas dentro de la depresión de la caldera Zaragoza que afectan a los depósitos post-caldera y probablemente están relacionadas al resurgimiento de la caldera y a las fallas regionales NO-SE generando una alta permeabilidad secundaria.

Dentro de lo que corresponde a la hidrología y caracterización geoquímica de los fluidos que forman parte del yacimiento podemos mencionar diversas investigaciones como Barragán *et al.*, (1991); Tello (1992); González *et al.*, (1993); Portugal *et al.*, (1994) que

realizaron la geoquímica de los fluidos producidos en los pozos del campo geotérmico de Los Humeros, con los que se puede establecer que aquellos localizados en el Colapso Central se caracterizan por producir vapor, mientras que los ubicados en el corredor de Mastaloya generan mezcla de vapor y líquido, atribuyendo estas condiciones de producción a más de una zona de aporte de fluidos del yacimiento a las tuberías de los pozos, con características geoquímicas que evidencian una mezcla entre dos fluidos diferentes (meteóricos y mezcla de fluidos), así como especies químicas disueltas ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$, $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) provenientes de los fluidos de recarga, por contribución natural o por el aporte de cuerpos magmáticos, estableciendo la hipótesis de la existencia de al menos dos yacimientos, uno de los cuales estaría dominado por fase vapor o mezcla y otro constituido por fase líquida sobreyaciendo al primero, propiciando con su ebullición la precipitación de calcita y el desprendimiento de dióxido de carbono hacia los niveles más someros del yacimiento, permitiendo visualizar que la actividad del ácido carbónico disminuye en relación inversa a la concentración del dióxido de carbono y con valores generales de presión y temperatura de 0.073 Mpa y 91°C respectivamente, los cuales son calculados por medio de la ecuación de Clausius-Clapeyron en los pozos del campo geotérmico. Cedillo, (2000) genera un modelo hidrogeológico del reservorio de Los Humeros en el que también establece la existencia de dos yacimientos: el depósito superior en andesitas con augita con un pH neutro y no corrosivo; un depósito inferior en basaltos y andesitas con hornblenda, con temperaturas muy altas y un pH ácido y; ambos depósitos separados entre sí por una capa de tobas vítreas (Toba Humeros), con una recarga de las aguas poco profundas que ocurre dentro de la cuenca cerrada de la caldera de Los Humeros, que a su vez, recargan a los fluidos geotérmicos a través de fallas y fracturas dentro de los límites del colapso, dando la función de barreras impermeables a las rocas graníticas, calizas arcillosas y fallas anulares de los colapsos de las calderas de los Potreros y Los Humeros, evitando la recarga de fluidos laterales. Izquierdo *et al.*, (2000) explican la acidez de los fluidos presentes en el área del Colapso Central y la parte este del campo geotérmico como el resultado de la presencia de HCl en los fluidos del reservorio, tomando en cuenta que las especies más importantes en un sistema geotérmico que pueden proporcionar la acidez a los fluidos hidrotermales son los componentes volátiles que son emanados del magma (HCl, SO₂, H₂S y CO₂) y la interacción de estos fluidos con la roca, descartando la presencia de dos reservorios en la zona. González *et al.*, (2001) realizaron un

estudio de la interacción del agua geotérmica y los manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros en donde se puede establecer por la composición isotópica presente en el agua de los manantiales aledaños al campo, que estas provienen de un aporte meteórico (tipo bicarbonatado-sódico) de recién filtración y sin interacción con los fluidos geotérmicos profundos. De acuerdo con el estado de equilibrio agua-roca, este sistema geotérmico tuvo una interacción agua-roca a altas temperaturas que se encuentra en desequilibrio, lo que origina que la composición química del agua producida por los pozos sea variada, con un carácter bicarbonatado-sódico para los pozos más someros y con un carácter clorurado-sódico para los más profundos. Martínez, (2002) también coincide en que hay un desequilibrio en la interacción agua-roca, una baja salinidad de los fluidos que se descargan con concentración de $\text{Na} + \text{Cl} < 500 \text{ ppm}$ y un exceso de vapor que indican una mezcla de vapor y agua subterránea diluida. También establece que los minerales hidrotermales son depositados en las vetillas, los huecos de las rocas y como remplazo de los minerales primarios de las rocas, y reconoce tres zonas principales de mineralización: una zona argílica poco profunda ($< 400 \text{ m}$ de profundidad), una zona propilítica (entre 500 y 1800 m) y una zona de skarn ($> 1800 \text{ m}$), con la temperatura como el factor que más afecta a la composición de la clorita, epidota y biotita. López, (2006) realiza una actualización del modelo geoquímico del yacimiento, en donde aún se observa en los pozos de producción una mezcla con agua de tipo bicarbonato-sódico con baja salinidad y sobresaturada en sílice y calcita en diversos grados, con los gases en equilibrio en la fase líquida a temperaturas de 264°C a 312°C, sin una evidencia clara de que la inyección de los fluidos en el yacimiento genere algún cambio. Barragán *et al.*, (2007, 2008) investigaron los procesos del reservorio que se producen como resultado de la extracción e inyección de líquidos en el yacimiento, con lo que determinaron dos períodos específicos en los que se produjo la entrada de fluidos más calientes y más profundos (1986-1995 y 2000-2005), con temperaturas de hasta 333°C y 350°C, ligado a la permeabilidad dependiente de las estructuras tectónicas presente en la zona, y algunos cambios químicos en la fase líquida vistos en la composición relativa Na-K-Mg que implica un cambio en el grado de equilibrio agua-roca, de condiciones de equilibrio parcial a equilibrio total. Asumiendo la presencia de un solo reservorio en el Campo Geotérmico de Los Humeros, Izquierdo *et al.*, (2009) explican la existencia de los fluidos ácidos restringidos al área del Colapso Central, como el resultado de la coincidencia con la

zona de ascenso de flujo más cercana a la cámara magmática en relación a la profundidad y como la consecuencia de la explotación, debido a que la extracción de los fluidos del yacimiento genera un proceso de migración de especies volátiles magmáticas profundas (CO_2 , H_2S , Cl, F, entre otras) que reaccionan en la superficie con fluidos acuosos, produciendo especies acuosas corrosivas. Bernard *et al.*, (2011) basándose en el comportamiento en la fase de vapor de los Cloruros (Cl) (depende de la temperatura) y Boros (B) (dependen de la temperatura y el pH) presentes en los fluidos del yacimiento, proponen la existencia de tres yacimientos: 1) salmuera a profundidad, inmadura, moderadamente ácida, hirviendo a 350°C y produciendo vapor con HCl y un alto contenido de B; 2) condensación parcial de este vapor en el nivel superior que acompaña a la interacción agua-roca y la neutralización; 3) la formación de un acuífero poco profundo dominado por agua sobre el límite litológico de baja permeabilidad. Izquierdo *et al.*, (2014) descartan la existencia del yacimiento de tipo ácido por medio de una caracterización mineral que indica que la alteración hidrotermal de las rocas del subsuelo en el yacimiento es típica de la interacción de la roca con fluidos con un pH neutro a alcalino. Sin embargo, en algunos pozos (H-26) procesos de lixiviación que resultan en la silicificación de la roca y la alteración argílica en las rocas someras indican una zona de descarga de fluido hidrotermal ácido en la superficie. Arellano *et al.*, (2015) recomiendan la recarga artificial efectiva del yacimiento para extender la vida útil del mismo y debido a la explotación comercial, extracción y reinyección identificó algunos procesos físicos como: a) ebullición moderada con la obtención de vapor, b) ebullición significativa con condensación de vapor, c) producción de rendimientos de la inyección como líquido o vapor, vapor y, a veces, vapor condensado de la ebullición de fluidos de inyección, d) interacción con fluidos profundos, y e) disminución de la saturación del líquido debido a una recarga insuficiente. Iglesias *et al.*, (2015) inyectan el pozo 13D con un trazador y monitorean su comportamiento en el campo geotérmico, con lo cual pueden determinar que ese pozo recarga a los pozos productores ubicados en la parte sur de la caldera Los Humeros, sugiriendo una distribución subhorizontal, una alta permeabilidad ligada quizás a los contactos litológicos en esa zona y la existencia de al menos dos zonas de alimentación con diferentes entalpías en los pozos. Aragón *et al.*, (2016) realizaron un estudio que incluye el análisis de la temperatura, presión, entalpía, permeabilidad de los pozos y su distribución a lo largo del campo geotérmico, con los que

pueden determinar que las rocas profundas que restringen la entrada del agua al reservorio presentan baja permeabilidad que conduce a altas entalpías en los pozos de producción siendo capaces de almacenar calor y que los fluidos de los pozos productores permiten la identificación de alta entalpía con una tendencia a la fase de vapor.

Con estudios de diversas disciplinas se generan resultados que describen de manera integral al Campo Geotérmico de Los Humeros, entre los que podemos mencionar a Ferriz, (1982); Campos y Garduño, (1987); Prol y Brownet, (1989) que confirman la existencia de un sistema geotérmico en el centro volcánico de Los Humeros, vinculado a una zona de debilidad (depresión de los Libres-Oriental) que está limitada en el E por el lineamiento Pico de Orizaba-Cofre de Perote y al O por las estructuras de la SMOr, con una secuencia de lavas cuaternarias y rocas piroclásticas que varían en composición desde la riolita hasta el basalto, pero son predominantemente andesíticas y un basamento local que comprende calizas y limolitas Cretácicas, minerales hidrotermales que se encuentran en las rocas volcánicas que incluyen cuarzo, calcita, epidota, anfíbol, sericita, esmectita, ilita, clorita, biotita, pirita y hematita, y una distribución de estos que refleja principalmente el régimen hidrológico y térmico prevaleciente en el que las temperaturas superan localmente los 300°C, a su vez, establecen que la permeabilidad en la zona es controlada por los sistemas de fallas que delimitan y se encuentran dentro de las estructuras de caldera de Los Humeros y Los Potreros, permitiendo que el aporte de agua meteórica contribuya en gran medida en el sistema, con el calor captado por los fluidos geotérmicos probablemente derivado de una cámara magmática que se desarrolló a un nivel poco profundo en la corteza en los últimos 0.5 Ma. Las principales fallas regionales están orientadas preferentemente en dirección NO-SE y que dentro de la caldera, el sistema de falla local más importante para el transporte de fluidos geotérmicos tiene dirección N-S, la zona es afectada por un sistema de fallas con dirección N140°-N170° que da lugar a pliegues y cabalgaduras que afectan a las secuencias de rocas calcáreas que forman el basamento del área, y por un segundo sistema de fracturas con dirección N40°-70°E que afectan a los pliegues y cabalgaduras del basamento. Arellano *et al.*, (2000a, 2000b, 2001) realizan un modelo conceptual del reservorio geotérmico en estado natural de Los Humeros, así como las distribuciones de presión inicial y temperatura presentes en el mismo, en donde confirman la existencia de por lo menos dos yacimientos: el primero y más superficial localizado entre 1600 y 1025 msnm que se presenta como líquido

dominante con temperaturas de 300°C y 330°C; el segundo ubicado debajo de los 850 msnm, extendiéndose hasta los 100 msnm y considerado como un yacimiento de baja saturación de agua, con temperaturas de 300°C y 400°C y; ambos separados por una capa de toba vítrea y en algunos casos con la zona de alimentación en las calizas, sugiriendo que estas se encuentran fracturadas permitiendo el flujo de los fluidos profundos. Arellano *et al.*, (2003) coincide con las descripciones anteriores de los dos reservorios presentes en el campo geotérmico de Los Humeros, así como con la permeabilidad producida en andesitas de augita, andesitas de hornblenda, basaltos y calizas, que es representada en mayor proporción por permeabilidad secundaria (fallas y fracturas) que por la permeabilidad primaria presente en las rocas. Carrasco y Branney, (2005) llevan a cabo el estudio detallado de la zonificación del depósito ignimbrita Zaragoza con la finalidad de obtener la historia de su origen, depósito y los factores externos que actuaron en ella. Gutiérrez e Izquierdo, (2010) realizan una revisión y actualización de las principales características del yacimiento en donde se establece que el subsuelo se divide en 4 unidades litológicas principales: 1) volcanismo post-caldera, 2) volcanismo correspondiente a la caldera, 3) volcanismo pre-caldera y 4) basamento. Siguiendo con el concepto de la presencia de un solo yacimiento, los fluidos son ubicados en la tercera unidad litológica, compuesta por depósitos de lava andesítica terciarias de 1200 m de espesor en promedio, estos fluidos compuestos principalmente de vapor con menor cantidad de agua de baja salinidad, de tipo cloruro-sódica a bicarbonatada-sulfatada y sobresaturadas en sílice y calcita. Las áreas más rentables son el corredor entre las fallas la Antigua y Mastaloya y el Colapso Central con corrosión en las zonas más profundas. Carrasco *et al.*, (2015), proponen un nuevo programa de exploración para una mejor comprensión de la estructura de permeabilidad dinámica y heterogénea del complejo volcánico por medio de estudios detallados y multidisciplinarios, estableciendo la evolución geológica de la caldera Los Humeros incluyendo dos episodios: el primer episodio consiste en una de las erupciones explosivas Cuaternarias más grandes en México, asociada con el emplazamiento de la Ignimbrita Xaltipan (~ 460 ka) y el hundimiento de la caldera Los Humeros y el segundo episodio corresponde a la formación de la caldera Los Potreros produciendo la Ignimbrita de Zaragoza (100-140 ka), que está anidada en el sector central de la estructura de Los Humeros, la existencia de dos yacimientos, la distribución de unidades litológicas de baja permeabilidad y fallas anulares alrededor de la caldera de Los Humeros

que aíslan a los depósitos geotérmicos de las recargas resultando en recargas de agua meteórica a través de fallas y fracturas dentro de la caldera. Carrasco *et al.*, (2017a) realizaron la estratigrafía del Campo Geotérmico de Los Humeros de la siguiente manera: I) basamento pre-volcánico y rocas intrusivas conformado por caliza, esquistos metamorfizados a diferentes grados e intrusivos; II) Sucesiones volcánicas conformado por a) Grupo pre-caldera en el que se encuentran lavas andesíticas piroxénicas y horizontes menores de lavas basálticas y riolítico-dacíticas, que a su vez se dividen en 1) unidad basal de pre-caldera con andesitas y basaltos Miocénicos portadores de Hornblenda, 2) unidad pre- caldera intermedia de andesitas porfídicas portadoras de piroxeno y 3) unidad pre-caldera superior con riolitas, dacitas y andesitas, b) Grupo caldera que incluye depósitos piroclásticos gruesos asociados a la caldera Los Potreros que son conformados por 1) unidad basamental de la caldera con lavas andesíticas microporfídicas y tobas cristalinas riolíticas, 2) unidad de la caldera principal que comprende tobas predominantemente riolíticas (ignimbritas) con diferentes proporciones de cristales, vidrio y clastos líticos y, 3) unidad superior de la caldera constituida por una secuencia alterna de tobas riolíticas líticas y vítreas, y flujos de lava andesítico-dacíticos y, en ocasiones, lavas riolíticas y finalmente, c) Grupo post-caldera en el que se engloban principalmente flujos de lava y depósitos de escoria de composición andesítica-basáltica o basáltica, así como algunos depósitos de piedra pómex. Carrasco *et al.*, (2017b) realizaron el mapa geológico del campo geotérmico de Los Humeros en el que se establece una estratigrafía y geología estructural mucho más detallada que la presentada en el trabajo mencionado anteriormente. Carrasco *et al.*, (2018) realizaron nuevamente el estudio de las unidades litológicas de la caldera de Los Humeros, obteniendo edades más jóvenes de lo que se creía anteriormente para las voluminosas fases explosivas de la toba de Faby en ~ 70 ka y la segunda ignimbrita de Zaragoza formadora de caldera, dando un intervalo de tiempo que separa los dos episodios de formación de caldera en Los Humeros de solo 94 ka, permitiéndoles proponer una etapa de caldera que abarca las ignimbritas de Xaltipan y Zaragoza, seguida por el emplazamiento a 44.8 +/- 1.7 Ka de magmas riolíticos interpretados para representar una etapa de resurgimiento post-caldera y por lo tanto el marco de tiempo para la etapa de formación de la caldera se ha refinado de 410 a 94 ka.

Finalmente, como base para nuestro trabajo, en lo que respecta a permeabilidad dentro del Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH), se han realizado diversos estudios con

la intención de entender su comportamiento, entre los que podemos mencionar los análisis de temperatura, sismicidad, presión transitoria, pérdidas de circulación y mediciones de permeabilidad en pozos y en laboratorio, con los que se ha relacionado los altos niveles de permeabilidad reportados, con los sistemas de fracturamiento (permeabilidad secundaria) al norte y centro del CGLH, dichas zonas de debilidad con la función de transporte y recarga de fluidos meteóricos o profundos dentro del sistema (Campos y Arredondo, 1992; Arellano *et al.*, 2000; Cedillo, 2000; Urbán, 2010). A su vez, las zonas de baja permeabilidad asumen su comportamiento a las bajas permeabilidades con las que cuentan las rocas de la zona, y a los contactos entre formaciones litológicas (permeabilidad primaria) (Iglesias *et al.*, 2015; Aragón *et al.*, 2017).

Por otro lado, en la zona que comprende al Distrito Mineralizado de Las Minas se han realizado muy pocas investigaciones con las que podemos establecer hasta ahora que la zona mineralizada Las Minas, es un Distrito Minero de tipo IOCG (Iron Oxide Cooper-Gold) con una paragénesis mineral conformada por magnetita, calcopirita, bornita y oro, que se encuentra a un par de km de la población de Tatatila, Veracruz. En la actualidad aún no se cuenta con muchos estudios realizados para su investigación, sin embargo, se define que el área está constituida por grandes paquetes de caliza del Cretácico inferior (Formación Orizaba), fuertemente afectadas por el plegamiento de edad laramídica, así como, por cuerpos plutónicos de composición acida a básica pertenecientes a un ambiente de arco volcánico de margen convergente, con predominancia en dioritas de edades de 12.5 Ma (Ar/Ar) que provocaron metamorfismo de contacto, precipitación de menas y afinidad con un sistema hidrotermal profundo completo en la zona, y cuyas etapas tempranas de emplazamiento comienzan con la formación de un Skarn; también, pueden observarse secuencias ígneas extrusivas del Cenozoico, conformadas principalmente por tobas basálticas, ceniza volcánica y dacitas del Terciario inferior y Holoceno (Dorantes, 2016; Dorantes *et al.*, 2016; Castro *et al.*, 2016).

1.4. Objetivo de estudio.

Evaluar la permeabilidad de rocas del yacimiento geotérmico Los Humeros, Puebla y Veracruz, mediante el acoplamiento de la microtomografía de rayos-X y simulaciones numéricas de flujo.

1.4.1. Objetivos Particulares.

- Caracterizar la porosidad en 3D de las litologías presentes en la zona de estudio, mediante la técnica de microtomografía de rayos-X.
- Estimar la permeabilidad primaria y secundaria de diferentes litologías en el CGLM y el DMLM, mediante simulaciones numéricas de flujo realizadas a partir de las imágenes en 3D.
- Determinar la permeabilidad real de diferentes litologías en el CGLM y el DMLM mediante de la técnica experimental no destructiva del Permeámetro.
- Comparar la permeabilidad numérica y real de las diferentes litologías.
- Establecer la relación de la permeabilidad presente en las rocas que conforman al CGLH a profundidad y en superficie.
- Realizar la descripción mineralógica de las diferentes litologías a partir de las imágenes 3D obtenidas con la técnica de microtomografía de rayos-X.
- Determinar la orientación preferencial del paso de fluidos y compararlo con la geología estructural de la zona.

1.4.2. Justificación.

Diferentes trabajos hechos en Los Humeros Puebla y Veracruz, han resultado con la elaboración del modelo del sistema geotérmico, el estudio de las rocas presentes, estructuras regionales y locales que lo afectan, y los reservorios de agua con el que este cuenta, sin embargo, éste trabajo pretende aportar las características de permeabilidad y simulación del paso de fluidos a escalas micrométricas que presenta el yacimiento geotérmico de Los Humeros, para con ello lograr un mejor entendimiento de la forma en la que este funciona.

1.4.3. Hipótesis.

El sistema geotérmico de Los Humeros y la zona mineralizada de las Minas, presentan un grado de permeabilidad secundaria adicional a la porosidad primaria en la estructura de sus rocas; esta porosidad secundaria representa mayor importancia en la zona y existe una relación entre la permeabilidad a escala micrométrica con la que se presenta a escalas de centímetros o metros.

2. Metodología.

De manera primordial, para conocer los estudios previos como la estratigrafía, geoquímica, geología estructural, etc., se lleva a cabo la recopilación para el análisis bibliográfico de la cartografía y literatura existentes del área de estudio y de las técnicas de análisis que se realizan, entre los cuales se incluyen artículos, tesis (licenciatura, maestría, doctorado), cartas topográficas de escala 1:50000 editadas por el INEGI y mapas Geológico-Mineros a escala 1:50000 editadas por el SGM.

Una vez recopilada la información, se realiza el trabajo de campo en dos campañas (15 días por campaña) que se llevan a cabo en la zona de estudio. En estas campañas se realizaron recorridos en la zona de estudio, con la finalidad de tomar datos estructurales, describir afloramientos y geología en general (Fig. 2.1 a y c). A su vez, con especial interés en las litologías pertenecientes a los diferentes horizontes permeables presentes en el yacimiento, se realizó la obtención de muestras orientadas (Fig. 2.1 b y d). Estas muestras se marcaron con la orientación del norte magnético que es tomado en campo, así como, la clave que permite identificar su ubicación y descripción, para finalmente recolectarlas y guardarlas en bolsas de plástico con cierre hermético que son rotuladas de igual manera con la clave que les corresponde para evitar su confusión o pérdida (Fig. 2.1 e).



Fig. 2.1. Se muestran en a) y c) la descripción de litología y toma de datos estructurales como estratificación y fracturamiento, b) y d) orientación de muestras que son recolectadas y marcadas y, e) el empaquetamiento de las muestras recolectadas.

Estas muestras se evaluaron en función de la importancia que implica cada una de ellas para la representación de los paquetes litológicos presentes en el área de estudio, así como por la calidad de la misma (alteraciones hidrotermales, fracturas, intemperismo), seleccionando aquellas con las que se realizó el análisis cualitativo y cuantitativo de la permeabilidad, a partir de imágenes 2D, modelos 3D y simulaciones de flujo elaboradas por medio de la técnica de microtomografía de rayos-X.

2.1. Microtomografía de rayos-X.

El estudio del flujo que pueden presentar los fluidos en medios geológicos porosos como rocas, sedimentos o suelos, es un aspecto imperioso para diversas aplicaciones geológicas importantes como la hidrología, ingeniería petrolera, almacenamiento de desechos nucleares debajo de la superficie, rendimiento de los materiales de construcción, generación de energía geotérmica, entre otras (Bultreys *et al.*, 2016). La caracterización cualitativa y cuantitativa de propiedades fundamentales de estos medios geológicos como la porosidad (ϕ), tamaño de grano, tortuosidad y la conectividad (W), nos permiten evaluar el comportamiento de la permeabilidad y por lo tanto las cualidades de flujo y resistencia del medio. La innovación de la tecnología y técnicas de análisis son inherentes al estudio de las ciencias que nos permiten la comprensión de estos aspectos en el medio que nos rodea y provee, permitiendo determinar de una manera cada vez más precisa y menos destructiva, los rasgos necesarios para lograr una exploración y explotación más adecuada de nuestros recursos, un ejemplo de ello es la técnica de microtomografía de rayos-X (μ TC).

Tomando en cuenta que la capacidad de medir y visualizar estructuras geológicas en tres dimensiones (3D) son cruciales para la comprensión de la historia geológica y los procesos responsables de la función, explotación y creación de rocas, así como del terreno en el que se encuentran (Baker *et al.*, 2012), el implemento de la técnica novedosa de μ TC permitió obtener de una forma no destructiva, imágenes en 3D de la estructura interna de una roca a microescala.

Esta técnica surge de las tomografías axiales usadas para la obtención de imágenes médicas que proyectan la estructura bidimensional por ejemplo de los huesos rotos de un paciente, obteniendo su representación a partir de las variaciones en la absorción de rayos-X observadas entre el hueso y el tejido circundante, posterior a esto, usando el principio de la

física de absorción de rayos-X que es relevante para las imágenes de proyección en 2D, obtenidas cuando el objeto gira alrededor de un solo eje al aplicar los rayos-X y las matemáticas de reconstrucción tomográfica, se puede reproducir un volumen en 3D de la serie de imágenes de proyección en 2D (Landis y Keane, 2010).

Hay cuatro componentes principales entre la mayoría de los sistemas de μ CT no médicos (Fig.2.2): 1) una fuente de rayos-X; 2) una superficie giratoria sobre la cual se monta la muestra a analizar; 3) un detector que registra la señal de rayos-X después de pasar a través de la muestra; y 4) una computadora que controla el sistema y registra los datos recopilados, tomando en cuenta que los componentes más decisivos en estos sistemas son la fuente de rayos-X y la tecnología de detección (Hanna y Ketcham, 2017).

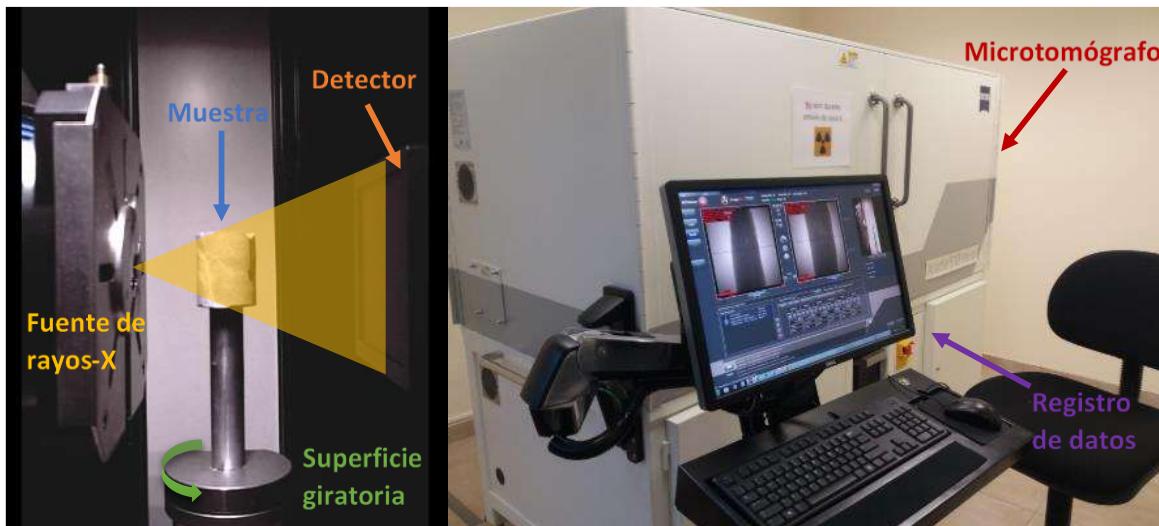


Fig. 2.2. Partes que conforman a un sistema de Microtomografía de rayos-X.

Algunas de las ventajas que conllevan a esta técnica son: 1) su metodología no destructiva, es decir, la muestras que se analizaron por medio de la μ TC no necesitaron de un procesamiento previo que implique la alteración en su forma o composición, la introducción o impregnación de reactivos químicos, seccionamiento o pulverización de la muestra, por lo tanto puede aplicarse a cualquier tipo de material como: fósiles, rocas de composición sedimentaria, ígnea o metamórfica, materiales planetarios como condritas, etc. (Kaczmarczyk *et al.*, 2010; Machado *et al.*, 2015; Hanna y Ketcham, 2017); 2) las imágenes en 2D generadas, reconstruyen el modelo en 3D del material analizado, estableciendo las dimensiones reales de los materiales que componen al espécimen estudiado; 3) se obtuvo la

caracterización cuantitativa del ejemplar, permitiendo determinar porosidad, permeabilidad y el comportamiento del flujo de los fluidos a través del medio, así como los diferentes materiales que componen a la muestra (Teles *et al.*, 2016a); 4) se ha realizado la comparación y/o complementación satisfactoria de los resultados de la μ CT con otras técnicas como Microscopía óptica (Pola *et al.*, 2010; Giachetti *et al.*, 2011; Bultreys *et al.*, 2016) , Microscopía de luz fluorescente (Bultreys *et al.*, 2016) , Microscopía Electrónica de Barrido (González *et al.*, 2015; Bultreys *et al.*, 2016; Ellis y Peters, 2016;), Inmersión en agua (Pola *et al.*, 2010; Fernandes *et al.*, 2016;), Porosimetría de Hg (Pola *et al.*, 2010; Campos *et al.*, 2012; Fernandes *et al.*, 2016;) Picnometría de He (Giachetti *et al.*, 2011; Krakouska *et al.*, 2016; Teles *et al.*, 2016b) y registro nuclear (Oliveira *et al.*, 2011); 5) los modelos en 3D generan datos cuantitativos en las dimensiones X, Y y Z, permitiendo asignar una dirección a los datos si la muestra se encuentra orientada.

De igual manera podemos mencionar algunas desventajas de la μ TC como: 1) Los resultados de la técnica dependen de la calidad de la imagen, el tipo de muestra y el protocolo de segmentación utilizado, tomando en cuenta que no existe un método único de segmentación que pueda ser superior a otros ya que, la elección de la segmentación siempre dependerá del tipo de datos presentados y el número de fases requeridas (Islam *et al.*, 2018); 2) Cuanto mayor es la resolución de las imágenes adquiridas, mayor será el tiempo requerido para obtener los datos (Machado *et al.*, 2014) y; 3) Los efectos de volumen parcial y desenfoque a menudo hacen que los valores de escala de grises generados por el coeficiente de absorción de los materiales que contienen las muestras se superponga, haciendo necesario el uso de filtros que mejoren la calidad de las imágenes (Brown *et al.*, 2013).

2.2. Preparación de Muestras.

Se realizó una selección de muestras que dependió de la importancia que cada una de las litologías recolectadas juega dentro del Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH) y del Distrito Minero Las Minas (DMLM), con el fin de obtener los resultados más representativos posible para la determinación de la permeabilidad en toda la zona, así como también de la calidad de cada muestra, es decir, el grado de alteración hidrotermal, fracturamiento e intemperismo. Debido a que la intención de este trabajo fue obtener los valores de permeabilidad en muestras orientadas para determinar una dirección preferente de

mayor permeabilidad, se buscó trabajar con las rocas que presentaron mayor fracturamiento y menor intemperismo y alteración, para evitar que estas se rompieran durante el transcurso del trabajo.

Como ya fue mencionado, las muestras que se utilizaron para esta técnica no necesitaron de un tratamiento previo, sin embargo, la geometría ideal de una muestra para lograr datos más exactos y confiables en esta técnica es un cilindro, donde los rayos-X pasan a través de una cantidad constante de material a lo largo de la rotación que se realizó en la obtención de las imágenes 2D (Hanna y Ketcham, 2017).

Para elaborar las muestras de roca en forma de cilindros se utilizó un extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 que fue fijado de la base al suelo con tornillos especiales y taquetes de presión para que al ejercer la fuerza del taladro en la roca, este no se moviera y generara núcleos con anillos o estructuras asimétricas, a su vez en la parte inferior del extractor de núcleos se fijó una estructura de metal adaptada para que en ella se coloque la muestra de roca de la que fue extraído el núcleo (Fig.2.3) y así los movimientos de vibración causadas por la fuerza del taladro no ocasionaran que la roca se moviera a la hora de realizar la perforación.



Fig.2.3. Extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 conformado por: a) base, b) base de metal para fijar las rocas, c) motor o taladro, d) broca de acero, e) volante y f) manguera de agua.

Usando el extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 fueron elaborados núcleos con diámetros de aproximadamente 2.6 cm, con 2.6 a 13.3 cm de largo (Fig.2.4 A),

posteriormente con una cortadora de precisión (Fig. 2.4 B y C) los núcleos fueron cortados para generar núcleos menos largos (de 2.6 a 5.3 cm) y con los extremos planos para facilitar la obtención de las imágenes 2D.

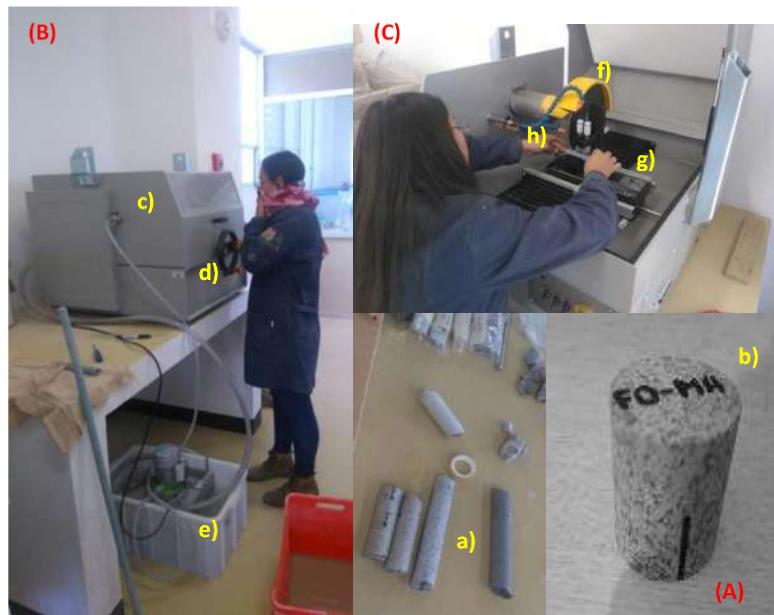


Fig.2.4. En la imagen (A) se observa a) los núcleos obtenidos del extractor de núcleos Husqvarna® DS 450 (Fig.2), y b) ejemplo del aspecto final de los núcleos para realizar la microtomografía de rayos-X. En la imagen (B) se observan las partes exteriores que conforman a la cortadora de precisión como c) caja de metal que contiene a la cortadora, d) volante con el que se mueve la superficie en donde se coloca el material a cortar y e) recipiente en el que se encuentra la bomba que hace circular el agua en la cortadora de precisión. En la imagen (C) se pueden observar las partes internas que constituyen a la cortadora de presión como f) disco de acero que corta el material de interés, g) superficie en la que se coloca el material a cortar y h) manguera por la que el agua llega al interior de la cortadora.

De igual manera, de las muestras de rocas seleccionadas, se obtuvieron núcleos de aproximadamente 0.5 cm a 0.1 cm de diámetro y de largo, con ayuda de un taladro inalámbrico de mano, de marca Black & Decker con brocas de punta de diamante de marca Neiko de $5/32$ y $3/8$ pulgadas (Fig. 2.5).



Fig. 2.5. Se muestra en el a) el taladro de mano, en el b) las brocas con punta de diamante con las que se obtuvieron los núcleos, en el c) núcleos de 0.5 cm de diámetro y d) núcleos de 0.1 cm de diámetro.

2.3. Adquisición de Imágenes.

Una vez que se cuenta con muestras de características geométricas ideales para llevar a cabo la técnica de μ CT, las imágenes 3D (una pila de imágenes 2D representado por un volumen 3D, estos volúmenes de datos 3D tienen un cierto tamaño de pixel en las direcciones x y y, y un espacio adicional entre las imágenes en la dirección z) fueron obtenidas en el microtomógrafo Xradia Versa 510 de la siguiente manera:

Las muestras se colocaron con alguno de los dos extremos planos sobre la base giratoria del microtomógrafo, que permitió un movimiento de 360° sobre su propio eje, a medida que la muestra fue girando, las imágenes 2D (Ortoslice) se recolectaron. Cuanto menor es el ángulo de la rotación del cilindro, mayor será la precisión de la proyección, pero también será mayor el tiempo de adquisición.

El microtomógrafo emitió un haz de rayos-X de un voltaje desde 40 kV hasta 140 kV a través de la muestra por aproximadamente 60 a 75 min para lograr obtener un escaneo completo del espécimen basándose en el método de atenuación de los rayos-X cuando viajan a través del material, expresado por la ley de Lambert-Beer (Landis y Keane, 2010; Baker *et al.*, 2012; Bultreys *et al.*, 2016; Fernandes *et al.*, 2016; Krakowska *et al.*, 2016; Teles *et al.*, 2016a; Teles *et al.*, 2016b; Hanna y Ketcham, 2017), (Ecuación 2).

$$I = I_0 \exp(-\mu x) \quad (\text{Ecuación 2})$$

donde I es la intensidad de rayos-X registrada, I_0 es la intensidad de rayos-X inicial, μ es el coeficiente de atenuación lineal del material y x es la longitud de la trayectoria de los

rayos-X a través del material. Dado que la atenuación lineal de los rayos-X depende tanto del número atómico como de la densidad que presenta cada material, las intensidades de grises generados en las imágenes estarán en función de cada una de los materiales presentes en la muestra. Con muestras heterogéneas habrá más tonos de grises, asignando los tonos más oscuros a los materiales menos densos como es el caso de los poros.

Las proyecciones fueron detectadas por una cámara CCD de 1024x1024 pixeles (un pixel es un elemento rástre de una imagen que se compone de un solo color o valor de gris y representa una distancia en particular de la imagen, mostrando las mismas dimensiones en x y y) con un tamaño de pixel de 22 a 28 μm y de 5 a 1 μm (según sea el diámetro de la muestra utilizado), para generar imágenes con un voxel o elemento de volumen que es un pixel en 3D donde la altura del cuboide es el espacio z en las imágenes, que fueron adquiridas en el programa Scout-and-ScandTM Control System en archivos de formato TIFF de 16 Gb para su análisis posterior.

2.4. Análisis de Imágenes.

Para realizar el análisis de imágenes pertinentes para alcanzar los propósitos que se pretenden en este trabajo, se utilizó el software ImageJ para realizar el tratamiento previo a la segmentación (thresholding), la selección del Volumen Elemental Representativo (REV por sus siglas en inglés) y el análisis cuantitativo de la porosidad, y el software Avizo® donde se realizó la segmentación (thresholding), la representación en 3D de la muestra, el análisis cuantitativo y cualitativo de la porosidad y las simulaciones numéricas del flujo.

Si bien algunos análisis cuantitativos requieren la profundidad de datos de 16 bits que son los que originalmente reproduce el sistema, en la mayoría de los casos, los datos se pueden submuestrear de forma segura a 8 bits con un programa como ImageJ para permitir una manipulación y procesamientos más seguro (Landis y Keane, 2010; Hanna y Ketcham, 2017; Islam *et al.*, 2018). En nuestro caso, por las características computacionales del equipo con el que se cuenta para el análisis de las imágenes, fue necesario convertir los paquetes de imágenes binarias obtenidos del microtomógrafo en formatos de 16 bits a formatos de 8 bits a partir de ImageJ, con la intención de facilitar este proceso.

Una vez obtenidos los paquetes de imágenes binarias en 8 bits, con ayuda del programa ImageJ se obtienen los REV con los que se trabajó. Dependiendo del tipo de

muestra, se decide trabajar con 3 o 4 REV de 400x400x400 o 300x300x300 voxels (Fig. 2.6), en donde según la resolución con la que se trabaja, cada REV representa un promedio de 1.5 cm^3 a 0.68 cm^3 para las muestras de 2.6 cm de diámetro y de $1.7 \times 10^{-3} \text{ cm}^3$ a $6.4 \times 10^{-5} \text{ cm}^3$ para las muestras de 0.5 a 0.1 cm de diámetro.

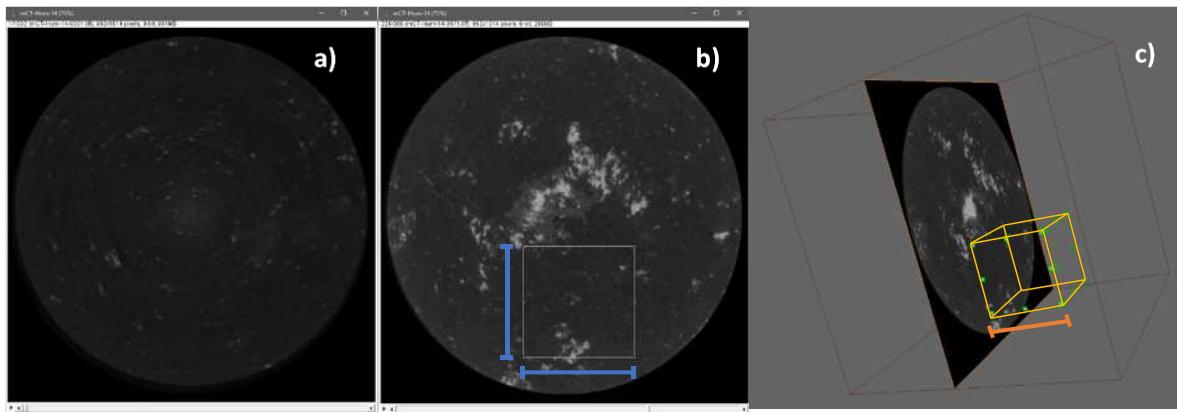


Fig. 2.6. Como ejemplo, con la muestra Hum-14 se representa en el a) la secuencia de imágenes inicial en un archivo de 8 bits, en el b) el REV en 2D, visto a partir del eje z y en el c) el REV en 3D, con dimensiones x, y, z. Esta muestra tiene una resolución de 1 pixel= 0.00049987 cm y se está representando un volumen de $300 \times 300 \times 300$ pixeles, por lo tanto, este REV estaría representando un volumen de $3.372737 \times 10^{-3} \text{ cm}^3$.

Ya que se ha seleccionado el REV en la imagen, se aplica un filtro apropiado para mejorar la calidad y la percepción de las imágenes con las que se trabajó, en este caso el filtro de Mascara de Enfoque (Unsharp Mask) que se encargó de mejorar los contrastes entre los bordes o límites de cada fase de grises (Machado *et al.*, 2015; Teles *et al.*, 2016a; Teles *et al.*, 2016b; Olmos *et al.*, 2018), permitiendo una mejor apreciación y por lo tanto una segmentación más precisa (Fig. 2.7).

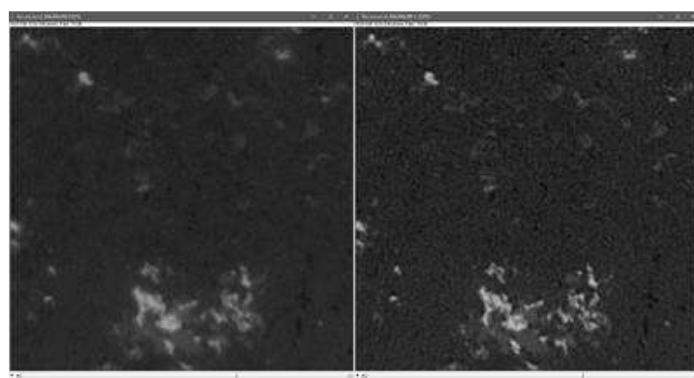


Fig. 2.7. Efecto del filtro de Unsharp Mask aplicado a la secuencia de imágenes en el programa de ImageJ en este caso, en la muestra Hum-14.

Una vez pre-procesada la secuencia de imágenes en ImageJ, estás fueron guardadas en formato Raw Data para poder ser manipuladas en el software Avizo®. Al introducir las imágenes al software, se introdujo, el tamaño del archivo (8 bits), las dimensiones del volumen (300x300x300 o 400x400x400) y el tamaño del pixel de las imágenes.

En este programa, se visualizó la muestra con la que se trabajó, por medio de Ortoslice (imagen 2D) o por medio de la representación de volúmenes. Para realizar la segmentación (thresholding) el umbral que corresponde a cada una de las fases se determinó de manera manual, estableciendo que, en este caso, los materiales más densos como el mineral Piritita (Py), fueron reproducidos con los tonos más claros, mientras que los materiales menos densos como los poros, estuvieron interpretados por los tonos más oscuros.

Al llevar a cabo el thresholding, la fase de interés fue seleccionada para generar una imagen binaria en la que solo se incluyó el material con el que se pretendió trabajar, en este caso la porosidad. Como resultado la fase porosa tomó el valor de intensidad de 0 en la imagen binaria, mientras que la fase sólida se interpretó con valores de intensidad de 255. El mismo procedimiento se lleva a cabo para realizar la separación de los demás componentes de la roca (Fig. 2.8).

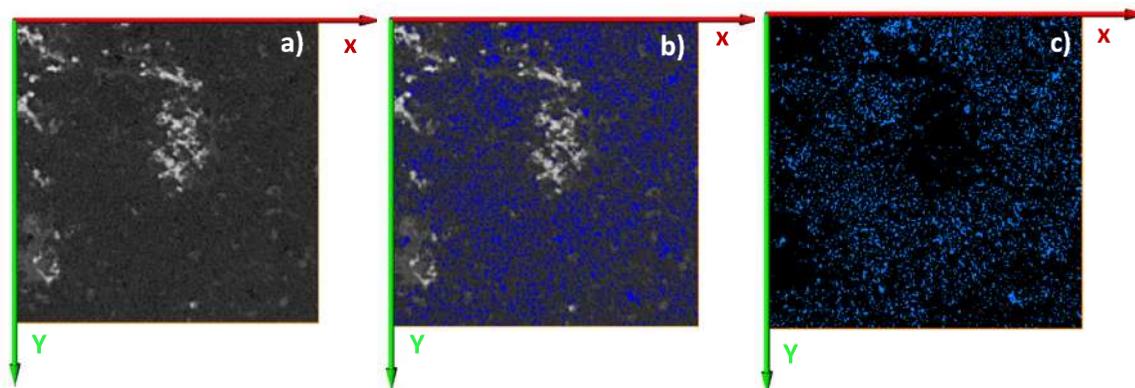


Fig. 2.8. Se realiza la segmentación en el REV de la muestra Hum-14 en donde se presenta en a) la secuencia de imágenes original, en el b) se puede observar la selección de la fase más oscura, correspondiente a la porosidad, y en c) se puede admirar la imagen binaria mostrando únicamente la fase correspondiente a la porosidad.

Con la intención de mejorar la calidad de la imagen y con ello lograr obtener resultados más cercanos a la realidad, se realizó una serie de operaciones morfológicas como la apertura (opening) que permitió eliminar pequeñas porciones de voxels que se generaron

en formas de pequeñas islas, picos o capas afiladas en la imagen, y el cierre (closing) que se encargó de suavizar los contornos, ayudando a eliminar pequeños orificios o rellenando contornos (Olmos *et al.*, 2018) en los volúmenes que representan la fase de interés. Estas operaciones lograron obtener una representación de la fase de interés, más cercana a la realidad, logrando disminuir los errores que se pudieron obtener en el momento de realizar el thresholding.

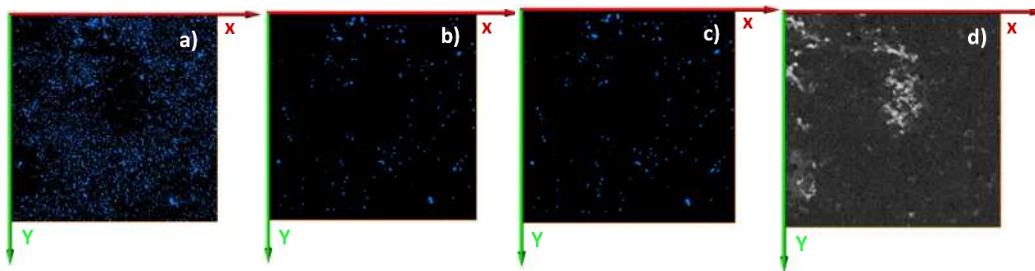


Fig. 2.9. A partir de la muestra Hum-14 se obtienen en el a) la secuencia de imágenes original que resultó del thresholding de la fase porosa, en el b) se aplica la operación de opening, en el c) a la secuencia que resulta del opening, se le aplica la operación de closing, en el d) se muestra la secuencia de imágenes original.

A partir de este punto, la secuencia de imágenes resultante de todo este proceso se guardó en formato TIFF, con la finalidad de realizar el análisis cuantitativo (Fracción en volumen de poro, interconectividad y tamaño medio de poro) en el programa de ImageJ. Para poder determinar las características cuantitativas que nos interesan, primero se aplicó una multiplicación en las imágenes para invertir el sentido de las fases, ahora la parte de la imagen que nos interesa tomó el valor de 255 y el resto de la imagen obtuvo el valor de 0 (Fig.2.10), a partir de esta operación se realizaron todos los pasos que se describen a continuación.

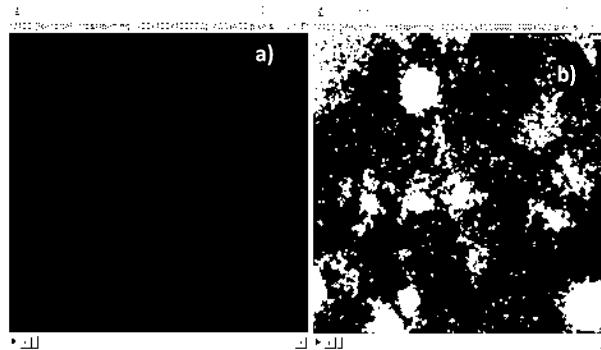


Fig. 2.10. Proceso de multiplicación realizado en la muestra (b)HM-10, en el software de ImageJ. En el a) se observa el archivo original obtenido de Avizo® y en el b) se muestra la misma secuencia de imágenes, pero con el proceso de multiplicación ya realizado.

Para el caso de la fracción en volumen de la fase de interés, en este caso la porosidad, se calculó mediante el conteo del número de voxels que corresponden a la fase que representa a la porosidad, dividido por el número total de voxels en la imagen, es decir, representa a el porcentaje del volumen de toda la roca que está constituido por la porosidad, lo cual se realizó con la herramienta de “calcul densite” que fue desarrollada en el programa de ImageJ. Esto puede ser representado en imágenes 3D realizadas a partir del programa Aviso® (Fig. 2.11) con la intención de una mejor comprensión de este aspecto cuantitativo.

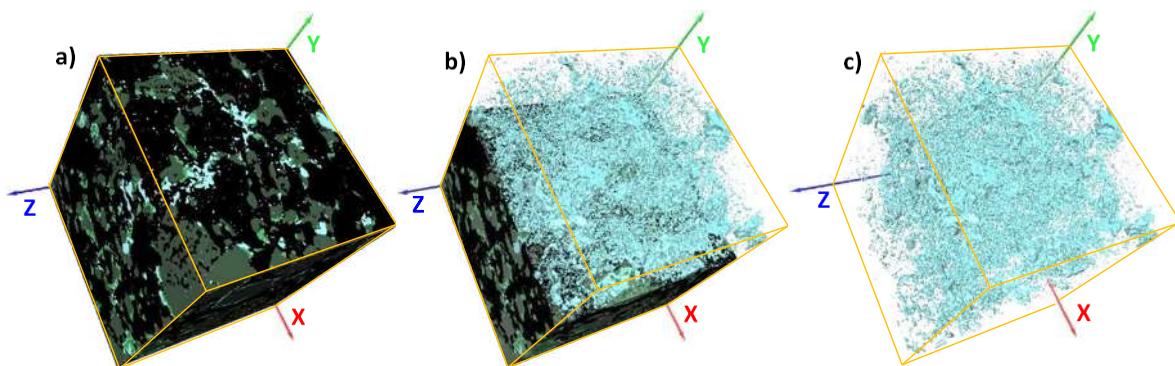


Fig. 2.11. A partir de la muestra (b)HM-10 se observan en el a) el volumen total de la roca (cada color representa una fase diferente y por lo tanto un componente diferente, incluyendo la porosidad en color azul cielo), en el b) la porosidad en relación al volumen total de la roca y en el c) la totalidad la fase que representa únicamente a la porosidad.

Para que el programa ImageJ determinara la interconectividad de la fase que representa a la porosidad, se asignó un tono de gris a cada grupo de voxels conectados entre sí, contando las caras y aristas que componen al voxel, tomándolos en cuenta como la composición de un solo poro, en el caso del programa Avizo® se utiliza el mismo principio, pero con una asignación de diferentes tonos de colores (Fig. 2.12), así el porcentaje de conectividad se obtuvo dividiendo el número de voxels con la misma intensidad de gris o de color contenidos en el poro, entre el valor total de voxels que corresponden al total de la fase de la porosidad determinada. Esta operación fue realizada en el programa ImageJ por las herramientas de Labeling 3Dbs y param 3Dtop, que generaron un archivo en Excel con los datos de caracterización morfológica de los poros. De igual manera, en el programa Avizo®, se puede representar en 3D a esta característica de la porosidad, logrando obtener el aspecto visual que nos ayuda a comprender mejor el concepto de la interconectividad (Fig. 2.12).

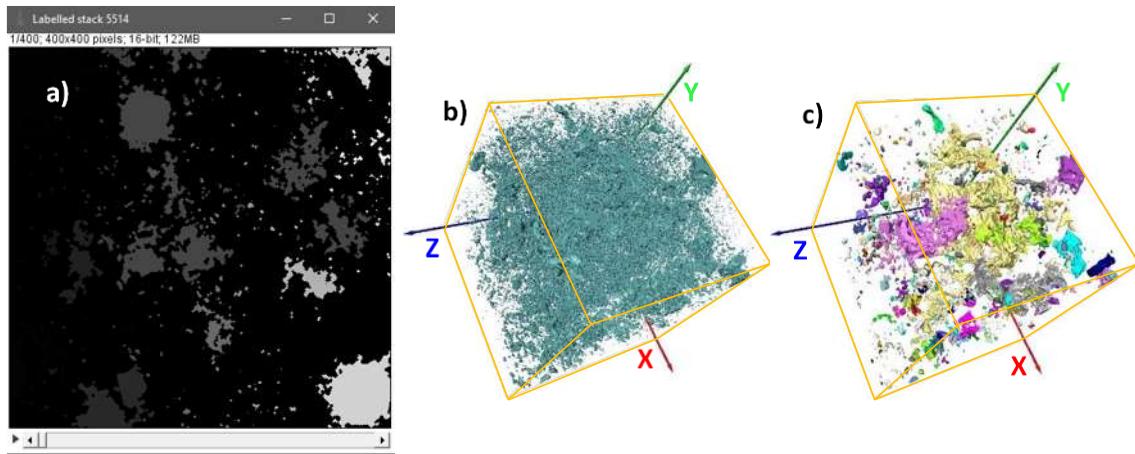


Fig. 2.12. A partir de la muestra (b)HM-10, en el a) se observan las imágenes a partir de las cuales el software ImageJ obtiene los datos cuantitativos de la porosidad. Con el software Avizo® se obtiene en el b) la porosidad total presente en la muestra, mientras que en el c) se observa solo la porosidad conectada, asignándole un color diferente a cada grupo de voxels conectados entre sí.

El tamaño medio de poro fue calculado en el software ImageJ a partir de las imágenes binarias, con un proceso de granulometría, utilizando un elemento octaédrico para medir el tamaño de los poros, comenzando con un tamaño de 2 píxeles y aumentando hasta que el último poro es incluido, este proceso se logró con la herramienta de Granu 3D, que generó un archivo de Excel que contiene todos los datos numéricos.

Los datos de tortuosidad y permeabilidad fueron obtenidos en el transcurso del procedimiento con el que se obtuvieron las simulaciones numéricas del flujo de los fluidos, que fueron realizadas en el programa de Avizo®.

2.5. Simulaciones Numéricas.

En este trabajo, las simulaciones numéricas de la permeabilidad o del paso de los fluidos a través del material o roca, fueron realizadas en el software Avizo®, de tal manera que este procedimiento fue ejecutado a partir de las secuencias de imágenes que resultaron de las operaciones morfológicas aplicadas para determinar la conectividad presente en la fase de interés, como se mencionó con anterioridad, generando una secuencia de imágenes 2D y 3D, en donde fueron asignados colores diferentes a cada grupo de voxels conectados entre sí.

Para realizar la estimación de la tortuosidad fue determinada la continuidad de las conexiones presentes en la fase de interés, con la intención de determinar en qué dirección (x,y,z) la conectividad permite el paso del flujo a través del material, tomando en cuenta que la tortuosidad se define como la relación entre el camino recorrido y el camino más corto que puede seguir el fluido, para ir de un punto de la imagen a otro, en la dirección analizada. Cuanto mayor a 1 es el valor de la tortuosidad, el espacio o camino que representan los poros será más complicado de atravesar (Gouze y Luquot, 2011; Krakouska *et al.*, 2016). Esto fue determinado en el software Avizo® a partir de la secuencia de imágenes que resultó de la conectividad, con ayuda de la herramienta Axis connectivity, que permite exhibir imágenes binarias de la dirección (x,y,z) en las cuales la porosidad presenta conectividad (Fig. 2.13) y por lo tanto, permite el paso del fluido a través del material, a partir de estas imágenes se obtuvo la tortuosidad con la herramienta de Tortuosity que finalmente nos proporcionó un dato cuantitativo.

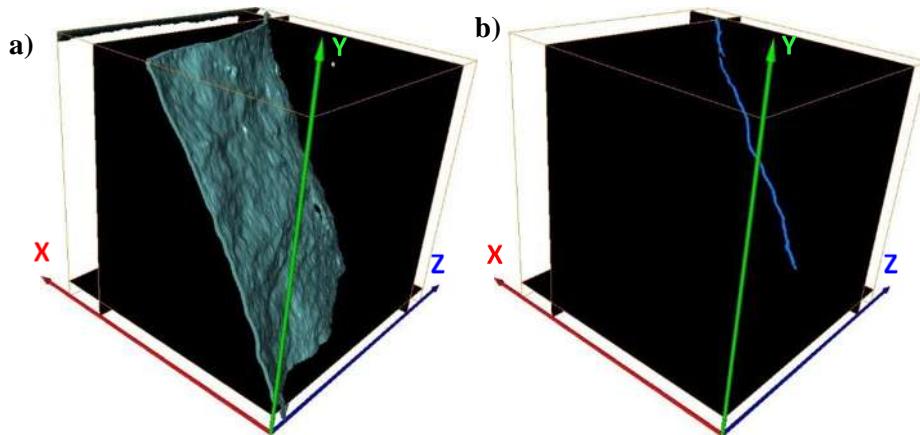


Fig. 2.13. A partir de la muestra HM-26 se presentan en el a) la superficie de la porosidad conectada (en este caso se presenta como una fractura) y en el b) las imágenes binarias obtenidas con la herramienta Axis connectivity, con superficies de conectividad en el eje x y el eje z.

La permeabilidad K (m^2) es un parámetro que mide la capacidad que tiene un fluido para atravesar los medios porosos, y ésta depende de las características microestructurales, como la fracción en volumen de poro, la interconectividad, el tamaño medio de poro y la tortuosidad. Una vez caracterizada la porosidad, se pudo determinar la existencia y tipo de permeabilidad presente en el medio estudiado y por lo tanto se pudo obtener el análisis cuantitativo y cualitativo de ella, así como las simulaciones numéricas que describen el fenómeno del paso del fluido a través de la muestra.

Las simulaciones numéricas fueron realizadas en el software Avizo®, tomando en cuenta la ley de Darcy y las ecuaciones de Navier-Stokes que describen matemáticamente el movimiento de los fluidos, con la estructura del medio como condiciones de contorno, determinando que la permeabilidad depende de la caracterización del medio, es decir, de la fracción en volumen de poro, la distribución del tamaño de los poros o la conectividad, la forma y tamaño de los poros, etc. Se han propuestos muchos modelos para relacionar la permeabilidad y las características mencionadas, basándose en la ecuación de Kozeny-Carman:

$$K_{KC} = \frac{\phi^3}{h_K(1-\phi)^2 S_V^2} \quad \text{Ecuación 3}$$

donde ϕ denota la fracción de volumen de poro y S_V el área de superficie de poros sólidos por unidad de volumen y el h_K el coeficiente de Kozeny-Carman. El parámetro de τ , conocido como tortuosidad, se introduce al tener en cuenta la desviación de la permeabilidad.

Para generar las simulaciones con la herramienta de Absolute Permeability Experiment Simulation se establecieron las condiciones límite, en donde fijamos que la simulación se ejecutara considerando un fluido newtoniano incompresible de una fase de flujo laminar de estado estable, con una presión de entrada de 130000 Pa, una presión de salida de 100000 Pa y una viscosidad de 0.001 Pa(s).

Las simulaciones fueron generadas en dos sub-volúmenes de la muestra denominados ROI (Región de interés) que abarcan la mayor cantidad de muestra, con la finalidad de disminuir la capacidad de memoria y el tiempo de adquisición requerida en el equipo de cómputo para poder realizar este proceso. El tiempo de obtención de la simulación también dependió del Criterio de Convergencia que fue calculado como:

$$\max \left(\frac{\|V_x(n) - V_x(n-1)\|_\infty}{\delta t}, \frac{\|V_y(n) - V_y(n-1)\|_\infty}{\delta t}, \frac{\|V_z(n) - V_z(n-1)\|_\infty}{\delta t}, \frac{\|P(n) - P(n-1)\|_\infty}{c^2 \delta t} \right) \quad \text{Ecuación 4}$$

donde n es la iteración actual, $V=(V_x, V_y, V_z)$ es el valor de la velocidad, P es el campo de presión, δt es el paso del tiempo y c^2 es el coeficiente de compresibilidad artificial. Entre menor a 0 sea el criterio de convergencia, los resultados serán más precisos pero el tiempo de procesamiento será mayor. En nuestro caso, se utilizó un criterio de convergencia que varía de 0.0001 hasta $1e10^{-7}$, según la complejidad del medio poroso de cada roca analizada.

Al final se obtuvo el dato cuantitativo de la permeabilidad en función de las condiciones límites establecidas y de las características del medio, generando finalmente la imagen de la simulación del paso del fluido en 3D con la ayuda de la herramienta Illuminated Streamlines, representando el flujo con líneas de colores que dependen de la velocidad con la que el flujo pasa por el espacio poroso, determinando los colores azules para las zonas en las que el flujo es relativamente lento o estable y colores amarillos a anaranjados en donde el flujo es modificado por la tortuosidad del medio, aumentando su velocidad (Fig. 2.14).

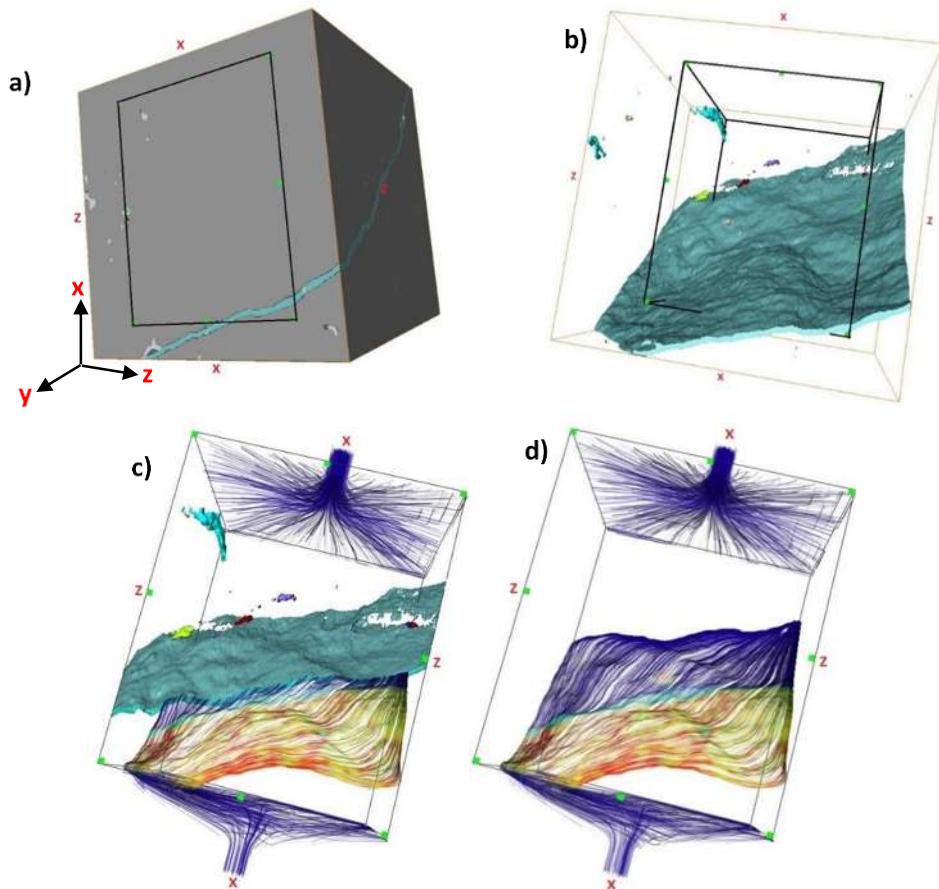


Fig. 2.14. A manera de ejemplo, se presenta la simulación numérica realizada en la muestra HM-26, con los cubos de color negro representando el ROI, en donde se observa en el a) el REV en donde se encuentran

representadas todas las fases existentes en la muestra, incluyendo en color azul cielo la porosidad, en el b) la representación en 3D de toda la fase correspondiente a la porosidad, en el c) con la simulación del flujo en el volumen que representa a la porosidad y en el d) se presentan las líneas del flujo.

Una vez obtenida la permeabilidad a través del método de simulación de microtomografía de rayos-X (μ TC), buscamos lograr la comprobación de los resultados conseguidos, esto por medio del método experimental del Permeámetro (Fig. 2.15 b), consiguiendo un enfoque real de las condiciones de permeabilidad presentes en las muestras.

Para determinar la porosidad efectiva con ayuda de este método experimental, se utilizaron las mismas muestras cilíndricas o núcleos usados para la μ TC, con la finalidad de conseguir los datos del mismo espécimen y lograr una buena comparación de ambos, tomando en cuenta que lo que se pretendió fue comprobar que los datos generados por la μ CT fueron lo más cercanos a la realidad.

Para realizar esta metodología las muestras cilíndricas de dimensiones que variaron aproximadamente de 26 a 37 mm de altura y 24.6 a 26.3 mm de ancho (Fig. 2.15 a), son pesadas y secadas en un Horno de Laboratorio, para posteriormente ser confinadas a una presión de 340 psi a 360 psi, dentro de un cilindro en donde fue inyectado Nitrógeno con condiciones de presión que variaron de 0 a 100 psi y condiciones de flujo de 0.50 a 600 cc/min que fueron controladas por medio de la consola del permeámetro, según las limitaciones de porosidad presentes en las rocas lo requirieron, obteniendo los valores de permeabilidad en base a la Ley de Darcy.

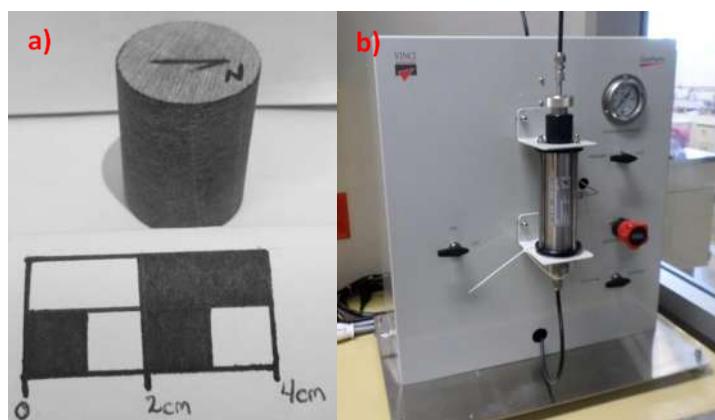


Fig. 2.15. Se observa en el a) un ejemplo de los núcleos utilizados para el método experimental del permeámetro y en el b) del Permeámetro utilizado para obtener los resultados de permeabilidad de las rocas analizadas.

3. Resultados y Discusión.

3.1. Geología Estructural.

La forma en la que el material rocoso obtiene un registro de las fuerzas que actúan en ellas, permite establecer y entender los procesos de formación y deformación que tienen lugar de manera local o regional en la zona, estos registros son los pliegues, fallas y fracturas.

En el área que comprende al CGLM (Fig. 3.3 inciso a) y el DMLM (Fig. 3.3. inciso b) se determina como primer evento de deformación regional, a los pliegues, cabalgaduras y fallas con dirección NO-SE que afectan a las secuencias de depósitos continentales y terrígenos de edad Jurásico-Cretácica, como resultado de una etapa de esfuerzos compresionales de edad Cretácico Superior conocidos como Orogenia Laramide (Campos y Garduño, 1987; Arellano et al., 2003; Gutiérrez y Quijano, 2004; Tinoco, 2008; Yáñez, 2016; Carrasco et al., 2017a). El segundo evento de deformación regional registrado en el material rocoso de la zona está relacionado a la depresión de Libres – Oriental que genera fallas normales y fracturas con dirección NO-SE, de edad Oligocénica, que cortan a las estructuras de pliegues y cabalgaduras del evento anterior (Campos y Garduño, 1987; Tinoco, 2008; Yáñez, 2016). Estas estructuras permiten el ascenso y depósito de los intrusivos de edad Oligoceno-Mioceno. Un tercer evento de deformación regional en dirección NE-SO relacionado con el volcanismo andesítico y en dirección N-S que ayudó con el emplazamiento del rango Pico de Orizaba – Cofre de Perote (Campos y Garduño, 1987; Tinoco, 2008; Yáñez, 2016).

Las estructuras ya mencionadas, que se encuentran en las zonas que forman parte del terreno Mixteco dentro del área de estudio, tienen una orientación NO-SE en la porción Este, orientación E-O en la parte norte y orientación NE-SO en el borde occidental, con la falla regional Tehuacán-Las Minas cortándolos y afectando hasta el basamento, en una dirección N-S (Campos y Garduño, 1987) y con diversos lineamientos que tienen lugar en el DMLM, con direcciones preferenciales NO-SE y NE-SO.

Por otro lado, Campos y Garduño (1987) realizaron un análisis microestructural en siete afloramientos de calizas de edad Cretácica en las que se definen dos direcciones estructurales principales: aquellas con una orientación N140 a N170 generadas por los

pliegues y cabalgaduras correspondientes a la Sierra Madre Oriental (SMO) y; fallas laterales con un rumbo de N40 a N70 que afectan a las estructuras anteriores.

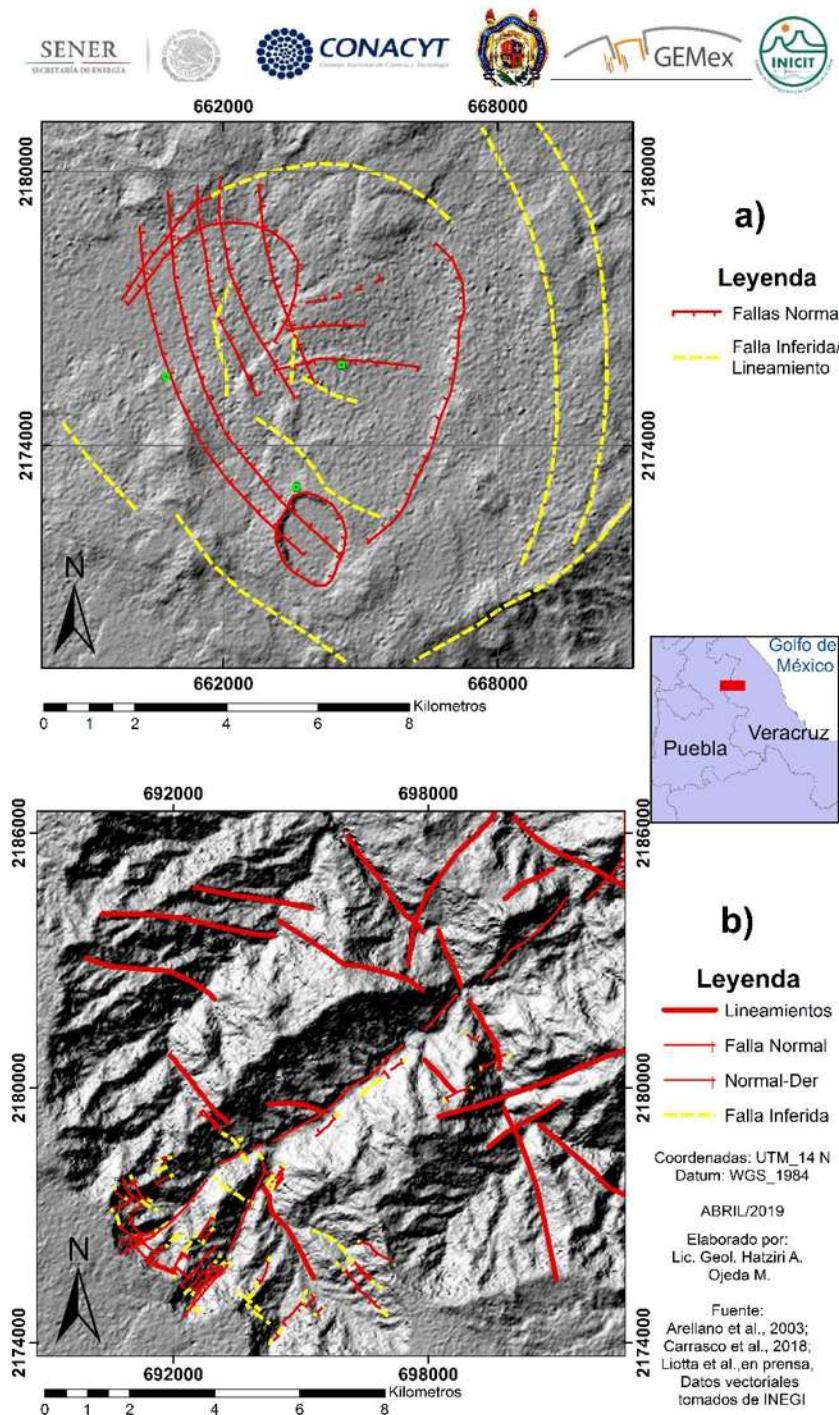


Fig. 3.1. En el mapa a) se presentan las estructuras que tienen lugar en el CGLH incluyendo fallas normales con direcciones preferenciales NO-SE, N-S y las estructuras de caldera de Los Humeros, Los Potreros y Maxteraloya. En el mapa b) se incluyen a las fallas normales y lineamientos que tienen lugar en el área de DMLM, observándose una dirección preferencial NO-SE y NE-SO.

3.2. Estratigrafía Regional.

La estratigrafía presente en el Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH) ha sido ampliamente estudiada por diversos autores como Campos y Garduño, (1987); Verma *et al.*, (1990); Martínez y Alibert, (1994); Aragón *et al.*, (2000a); Arellano *et al.*, (2000b, 2001, 2003); Tinoco, (2008); Verma *et al.*, (2009), Urbán, (2010), Gutiérrez e Izquierdo, (2010), Yáñez, (2016); Carrasco *et al.*, (2017a, 2017b), Peiffer *et al.*, (2018); Carrasco *et al.*, (2018). A partir de estos estudios podemos establecer una estratigrafía generalizada del área (Fig. 3.1), determinando cuatro etapas principales (etapa de Basamento, etapa Pre-Caldera, etapa Caldera y etapa Post-Caldera) con las que se pueden agrupar las unidades litológicas presentes, para describir una evolución más simplificada del CGLH (Fig. 3.2).

En la **etapa de Basamento**, se determina como basamento regional al macizo de Teziutlán, reflejado por los afloramientos de rocas intrusivas de composición granítica, granodiorítica y rocas metamórficas como esquistos verdes, de edades K/Ar Paleozoicas (Yáñez y García, 1982; De la Cruz, 1983) presentes en los lados norte y noreste de la caldera de Los Humeros.

Cubriendo de manera discordante a estas rocas, se depositan secuencias de edad Jurásica, como resultado de los procesos sedimentarios de regresión y transgresión, relacionados con la apertura del Golfo de México (Gutiérrez e Izquierdo, 2010). Estas secuencias Jurásicas incluyen depósitos de lutitas negras carbonosas con intercalación de calizas arcillosas (Fm. Santiago), sobreycidas concordantemente por secuencias de mayor aporte calcáreo compuestas por caliza negra de grano fino y caliza microcristalina que se alterna con lutita negra (Fm. Tamán), (Tinoco, 2008; Yáñez, 2016; Carrasco *et al.*, 2017b). Durante el Cretácico, con los procesos sedimentarios básicamente transgresivos, el depósito de las secuencias sedimentarias continúa con bancos de caliza cristalina y lentes de pedernal negro (Fm. Tamaulipas Inferior), un depósito posterior de calizas arcillosas de estratificación delgada a media y lentes de pedernal (Fm. Tamaulipas Superior), continuando con un depósito de calizas arcillosas de estratificación delgada, intercaladas con depósitos de lutitas (Fm. Agua Nueva) y finalmente, sobreyciendo de manera transicional y concordante a esta unidad, se observa una sedimentación compuesta de calizas arcillosas con intercalaciones de bentonita, indicando el vulcanismo contemporáneo al depósito, que es proveniente del arco

magmático del occidente (Tinoco, 2008; Gutiérrez e Izquierdo, 2010; Yáñez, 2016; Carrasco *et al.*, 2017a, 2017b).

Al terminar la orogenia Laramide que genera deformaciones de plegamiento y fracturamiento en las secuencias sedimentarias ya depositadas, se producen intrusiones de composición granítica, granodiorítica y sienítica (Arellano *et al.*, 2000a, 2001, 2003; Tinoco, 2008; Verma *et al.*, 2009; Gutiérrez e Izquierdo, 2010; Yáñez, 2016; Carrasco *et al.*, 2017a, 2017b, 2018), de edades K/Ar de 31 a 14.5 Ma (Yáñez y García, 1982).

En la **etapa Pre-Caldera**, cubriendo a las secuencias de rocas sedimentarias del Mesozoico se observan depósitos gruesos de lavas con edad Pliocénica de 2.61 a 1.46 Ma (Carrasco *et al.*, 2017a), compuestas por flujos masivos de lava andesíticas y basaltos con olivino (Fm. Teziutlán). Se incluyen los depósitos volcánicos silícicos compuestos en su mayoría por extrusiones de lava riolítica y domos de igual constitución (Yáñez, 2016; Carrasco *et al.*, 2017a, 2017b, 2018) con edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 693 ± 1.7 Ka y 485.7 ± 2.2 Ka (Carrasco *et al.*, 2017a) y domos riolíticos de edades U/Th de 155.7 ± 4.9 Ka y 270 ± 17 Ka (Carrasco *et al.*, 2017a).

En la **etapa Caldera**, comenzando con la erupción de la ignimbrita Xaltipan que conduce al colapso de la caldera de Los Humeros, obteniendo una estructura de aproximadamente 21 x 15 km, con una forma irregular y una edad media ponderada por error entre edades de U/Th y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 164.0 ± 4.2 Ka. Continúo la actividad volcánica con el depósito de la unidad Toba Faby, con dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que indican una edad de 70 ± 23 Ka, compuesta por una sucesión de 15 capas de depósitos de caída con una composición andesítica a riolítica y pómex pliniana, con varios paleosuelos depositados entre las capas (Carrasco *et al.*, 2017b). Una segunda erupción dentro de la caldera de Los Humeros da como resultado la estructura de la caldera de 10 km de diámetro de nombre Los Potreros, que genera el depósito de la Ignimbrita Zaragoza, con una edad de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 69 ± 16 Ka (Carrasco *et al.*, 2017a).

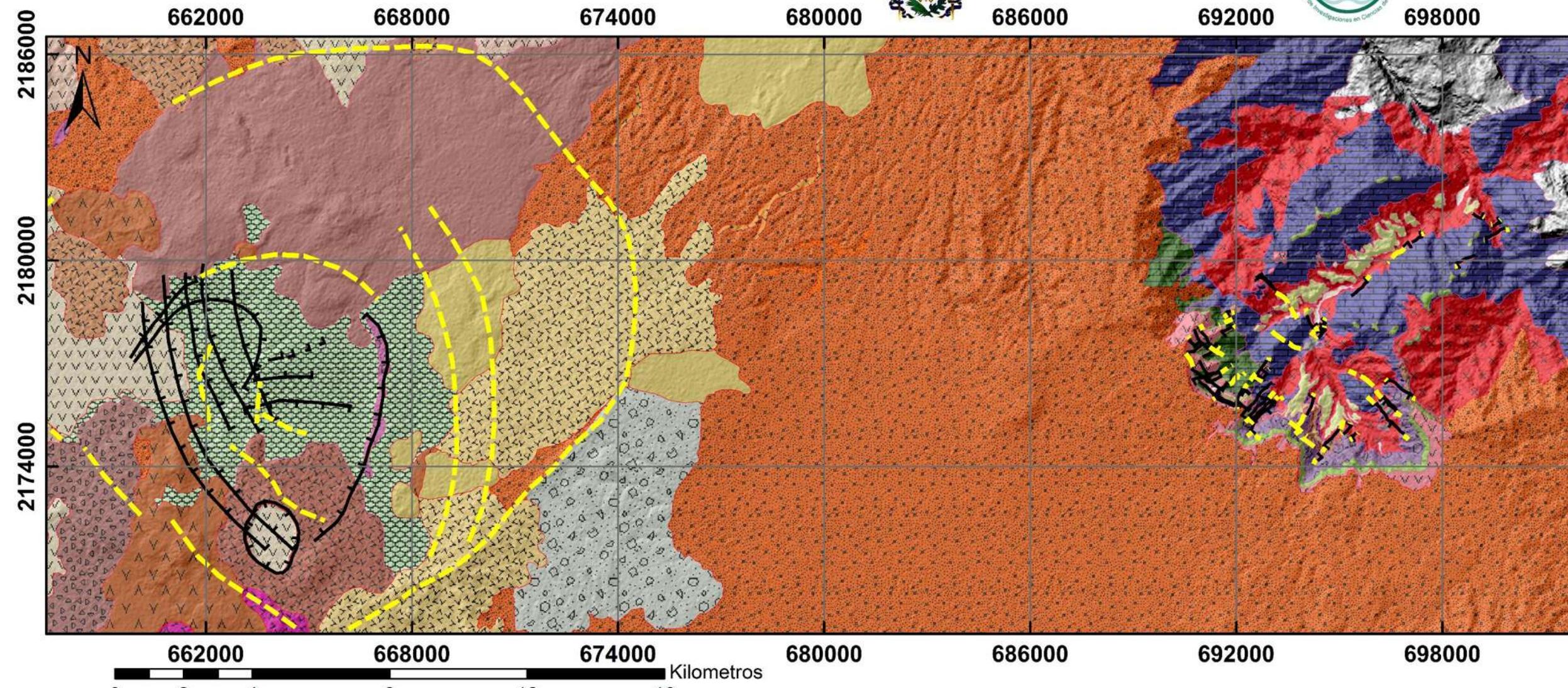
En la **etapa de Post-Caldera** se incluyen una fase de resurgimiento, una fase de fracturamiento de anillo y magmatismo bimodal, en donde se pueden establecer distintos depósitos de composiciones riolíticas a basálticas, de edades de U/Th y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 50.7-44.8 Ka respectivamente (Carrasco *et al.*, 2017a), hasta los depósitos piroclásticos que cubren gran parte del área y conforman la unidad más joven de la zona. Dentro de estos depósitos se

incluyen a los flujos de lava traquítica y traquiandesítica Maxtaloya que dan origen a la formación del cráter Xalapazco de 1.7 km de diámetro (Carrasco *et al.*, 2017a, 2017b, 2018), ubicado en la parte sur de la caldera de Los Humeros.

En el caso del Distrito Minero de Las Minas (DMLM) no se ha hecho una descripción muy detallada de la litología presente, sin embargo, en base a las edades reportadas y la estratigrafía observada, se ha establecido que en la zona afloran las unidades que forman parte del **basamento** que se observa en el CGLH (Fig. 3.2).

De manera general, la estratigrafía del DMLM está conformado por un basamento constituido por un complejo de intrusivos magmáticos de composición granítica y granodiorítica, con una edad de 321.2 ± 3.6 a 285 ± 3.2 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019), pertenecientes al Macizo de Teziutlán e intrusivos de composición diorítica, cuarzo-diorítica, tonalítica, leucotonalítica y leucogranodiorítica de una edad de 16.97 ± 0.86 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019). Cubriendo a los intrusivos Paleozoicos, se observa una secuencia de Skarn con una mineralización dominante de Granate y Clinopiroxenos con una edad de metasomatismo del Mioceno. Posterior a este depósito se puede observar un depósito de Mármol y Esquistos cuya edad de metamorfismo es Miocénica, con un protolito correspondiente a secuencias de calizas, calizas arcillosas y lutitas de edad Jurásico-Cretácico. Sobreyciendo a estas secuencias metamórficas, se encuentran los depósitos sedimentarios de edad Jurásico-Cretácico, conformados por calizas de texturas Mudstone y Wackestone con algunos bioclastos en la matriz y algunos niveles silíceos. Despues de un tiempo sin sedimentación, se puede observar un depósito volcánico, subyaciendo con un contacto erosivo, compuesto por una secuencia de lavas vesiculares de composición basáltica y presencia de olivinos, con una edad de 11.1 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019). Nuevamente se obtiene un lapso sin sedimentación para dar lugar a una secuencia de depósitos lacustres constituidos por arcillas, limos y arenas con algunas intercalaciones de ceniza, con una edad de 2.06 ± 0.14 a 1.39 ± 0.09 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019), contemporáneos y con un contacto transicional con secuencias de depósitos masivos de lahar con bloques de composición heterogénea de basaltos y mármol. Continúan los depósitos de secuencias volcánicas integradas por una unidad de andesitas que incluyen lavas de composición basáltica a andesítica de color gris oscuro, una unidad Co-ignimbótica de flujos de bloques y ceniza, y una unidad de ignimbritas de composición dacítica y riolítica con una edad de 1.39 ± 0.79 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019).

al., 2019). Subyaciendo a estas secuencias, se observa una unidad de andesitas compuesta por depósitos de lavas basálticas a dacíticas de color oscuro y de edad de 1.48 ± 0.23 a 1.17 ± 0.50 Ma (Kozdrój *et al.*, 2019), que en este trabajo es correlacionada por su edad y descripción, con las secuencias de la Fm. Teziutlán presentes en el CGLH. Finalmente se determinan una secuencia de depósitos piroclásticos de caída constituida por pómex y líticos y una unidad de ignimbritas oscuras mal soldadas de las que aún no se tiene una edad.



Leyenda

—	Fallas Normal	Qp	Qtab	Qta2	QigZ	Qr4	Ig1	Lah	Sk	Pz/K - Int1
—	Falla Inferida/ Lineamiento	Qt1	Qab2	Qta4	Qtf	Ig2	Co-Ig	OIB	Dique Máfico	
—		Qab1	Qtc	Qt2	QigX	Pyr1	And1	K - Lim	Dique Félscico	
—		Qb1	Qta3	Qr1	Qr3	Tpa - And2	Lac	J - Mar	Tig - Int2	

Fig. 3.2. Mapa geológico-estructural que incluye al Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH) y el Distrito Minero de Las Minas (DMLM). Se observan las siguientes unidades litológicas: PZ/K – Int2, rocas ígneas de composición granítica y granodiorítica de edad Paleozoica pertenecientes al Macizo de Teziutlán; Tig – Int2, cuerpos intrusivos de composición granítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica y sienítica de edades Miocénicas; Diques Félscicos, rocas ígneas de composición félscica que se encuentran intrusionando a la secuencia litológica hasta el unidad And1; Diques Máficos, rocas ígneas de composición máfica que intrusionan a la unidad litológica afectado hasta la unidad Ig1; Sk, skarn con un metasomatismo de edad Miocénica que presenta una mineralogía dominada por Granates (Grt) y Clinopiroxenos (Cpx); J – Mar, rocas de composición sedimentaria y calcárea relacionadas a procesos de regresión y transgresión y rocas metamórficas como mármol y esquistos de edad Jurásica-Cretácico que se encuentran cubriendo a las rocas plutónicas pertenecientes al macizo de Teziutlán; K – Lim, rocas de composición sedimentaria y calcárea relacionadas a procesos de transgresión con algunas capas de pedernal de edad Jurásico-Cretácico; OIB, lavas de composición basáltica; Lah, depósitos masivos con bloques heterogéneos de basalto y mármol; Lac, depósitos de arcillas, limos y arenas con intercalaciones de ceniza; And1, lavas basáltico-andesitas de color gris oscuro; Co-Ig, depósitos de flujos de bloques y ceniza; Ig1, ignimbritas bien soldadas de composición riolítica y dacítica; Tpa - And2, lavas de composición basáltica a andesítica de la formación Teziutlán; Pyr1, depósitos de pómex y líticos; Ig2, ignimbritas oscuras, bien soldadas; Qr4, domos riolíticos; Qr3, domos riolíticos; QigX, Ignimbrita Xaltipan; Qtf, Toba Faby; QigZ, Ignimbrita Zaragoza; Qr1, dos riolíticos; Qt2, Traquitas Chicomíapan-Los Parajes; Qta4, Traquianandesita Maxtaloya; Qta2, Traquianandesita Victoria; Qta3, Traquianandesita San Antonio-Las Chapas; Qtc, Miembro Cuicuitlán; Qab2, Andesitas Basálticas; Qtab, Traquianandesitas basálticas Tepeyahualco; Qb1, Lavas basálticas con Olivino; Qab1, Andesitas basálticas Ateca; Qt1, Traquitas El Pajaro; Qp, Depósitos Piroclásticos.

Campo Geotérmico Los Humeros

(CGLH)

Tomado y modificado de
Carrasco et al., (2018)

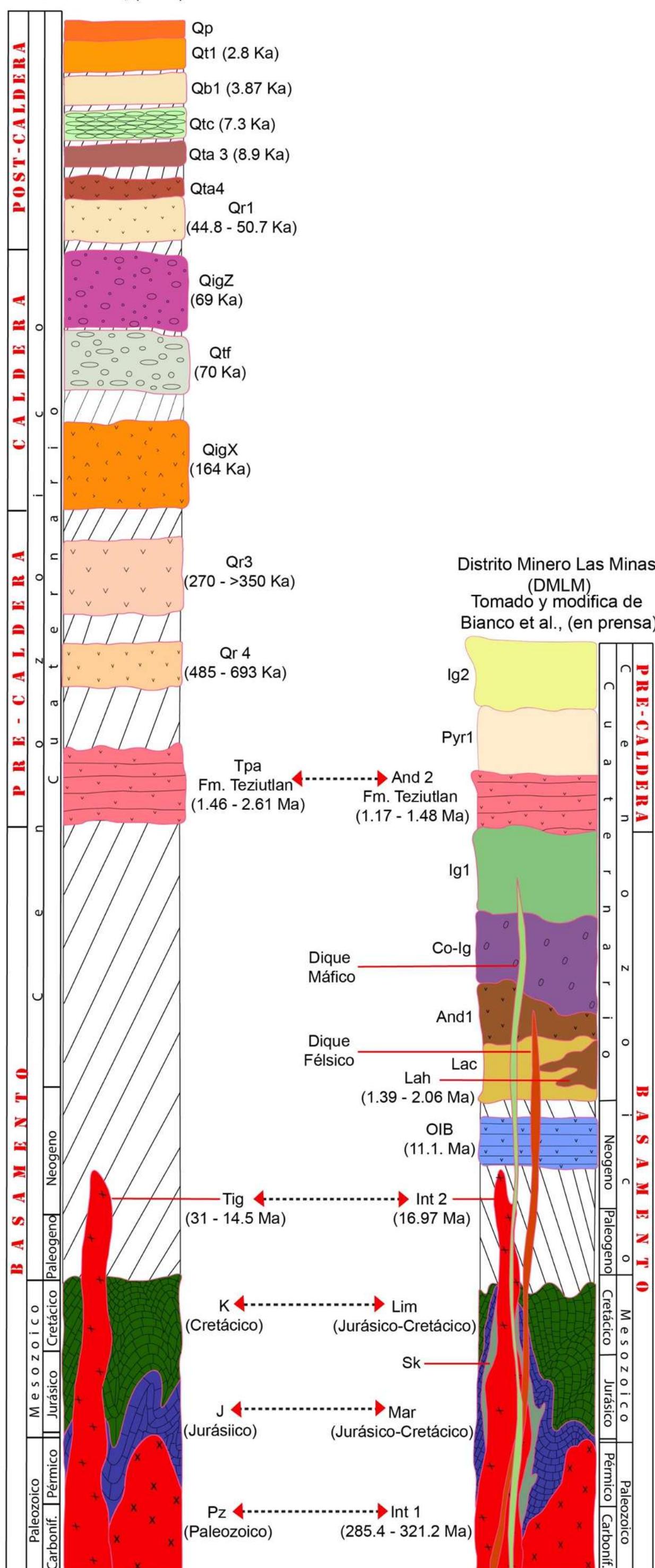


Fig. 3.3. Columna estratigráfica de la litología presente en el CGLH y el DMLM. En el margen exterior se observa la etapa de evolución de la caldera de Los Humeros en relación a lo reportado por Carrasco et al., (2018). Las flechas de líneas punteadas, corresponde a la litología que se observan en ambas zonas.

3.3. Estratigrafía Local.

Se llevan a cabo un par de campañas de campo en el área del DMLM, con el propósito de obtener una descripción general de la litología de interés presente en la zona, haciendo un mayor énfasis en las secuencias litológicas que también se presentan como basamento en la parte del CGLH.

Para realizar las descripciones mineralógicas de estas secuencias litológicas se trabaja con las muestras que fueron recolectadas en superficie, en el área del DMLM, determinando de manera general la composición mineralógica observada a diferentes escalas, es decir, a partir de la descripción de afloramiento, de muestra de mano y de manera microscópica, a partir de la caracterización mineralógica por medio de imágenes en 3D, obtenidas a través de la técnica de microtomografía de rayos-X.

Para el caso del CGLH, a través de pozos de perforación se obtienen muestras de núcleos a profundidad de algunas de las rocas presentes en la zona, con los que se logra la descripción de la mineralogía observada en muestra de mano y la caracterización microscópica de la mineralógica obtenida por medio de la técnica de microtomografía de rayos-X.

3.3.1. Distrito Minero Las Minas (DMLM).

3.3.1.1. Unidad Pz – Int 1.

Para la unidad litológica correspondiente a los intrusivos de composición granítica y granodiorítica que pertenecen al macizo de Teziutlán y forman parte del Basamento del área de estudio, se recolectan las muestras de superficie HM-06 y HM-07 (Fig. 3.5) pertenecientes a el área del DMLM.

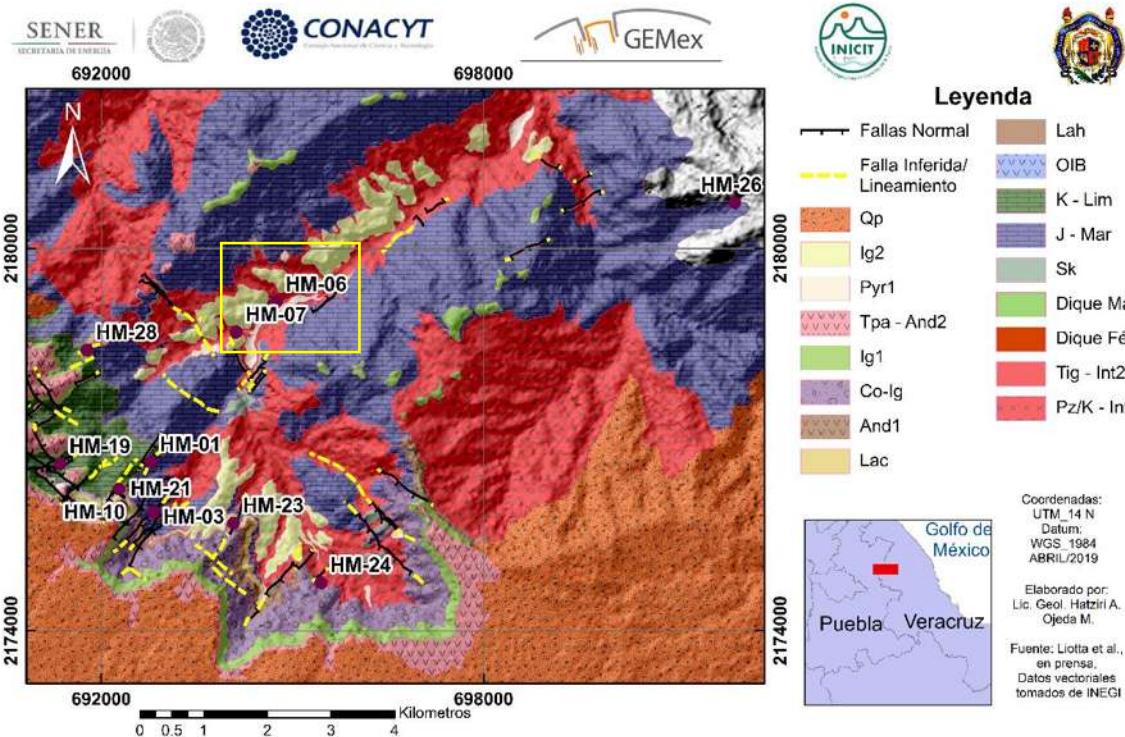


Fig. 3.4. Mapa geológico-estructural del DMLM. En el recuadro amarillo se encuentran las muestras pertenecientes a la unidad Pz – Int 1.

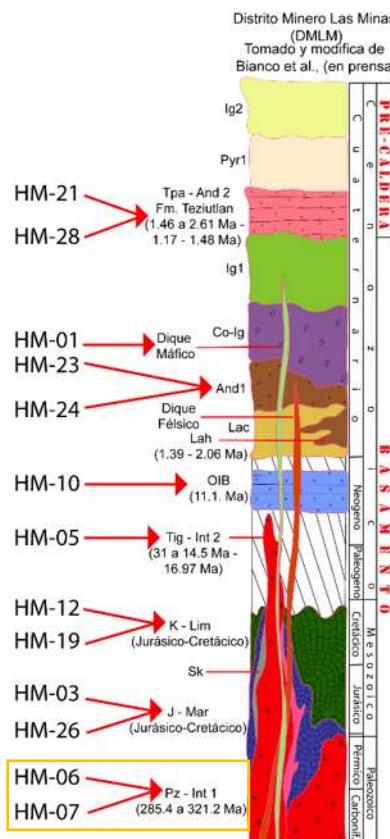


Fig. 3.5. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Pz – Int 1.

La muestra HM-06 (Fig. 3.5) se obtiene en un afloramiento que se encuentra en el cauce del río y se ubica en la parte central del mapa de la Fig. 3.4. En dicho afloramiento puede observarse una roca de composición granítica a granodiorítica, con un depósito de aspecto masivo, pero con mucho fracturamiento en dirección NO-SE, NE-SO y E-O, con colores café oscuro a claro y tonos rojizos para las zonas con intemperismo. Estas rocas son intrusionadas por secuencias de diques de 10 cm a 1 m de ancho, cuyos colores varían en tonos de grises claros a oscuros (Fig. 3.6 a y b). Por otro lado, la muestra HM-07 (Fig. 3.5) es recolectada fuera del cauce del río, pero en la zona central del mapa de la Fig. 3.4., en un afloramiento de roca intrusiva de composición granítica a granodiorítica, con una altura de aproximadamente 3m, de aspecto masivo e intensamente fracturada en direcciones NO-SE, NE-SO y N-S, con colores café claro a oscuro y tonos anaranjados a rojizos en las partes con intemperismo evidente (Fig. 3.6 c y d).



Fig. 3.6. En las imágenes a) y b) se muestra el afloramiento correspondiente a la muestra HM-06, en donde puede observarse el fracturamiento con dirección preferencial NO-SE, mientras que en las imágenes c) y d) se observa el afloramiento donde se obtuvo la muestra HM-07, con un fracturamiento preferencial NE-SO.

En muestra de mano, en la roca perteneciente a la muestra HM-06 se puede observar una roca muy consolidada, con un color de intemperismo en tonos de café y anaranjado y colores blancos a gris claro en las partes de roca sana. Se puede distinguir una textura fanerítica, con una matriz de grano fino y color gris claro, con algunos minerales visibles como cuarzo, feldespato y algunos minerales como pirita diseminada en la roca o rellenando fracturas.

En el caso de la muestra HM-07 se describe a una roca de aspecto consolidado a pesar de tener algunas fracturas visibles, con un color anaranjado a café oscuro en las zonas intemperizadas y un color gris claro a gris verdoso en las partes sanas. La roca presenta una textura fanerítica fina, con una matriz de color gris claro, de grano fino y algunos minerales visibles como Cuarzo, Anfíbol y Piroxeno y minerales secundarios como la pirita diseminada (Fig. 3.7 b).

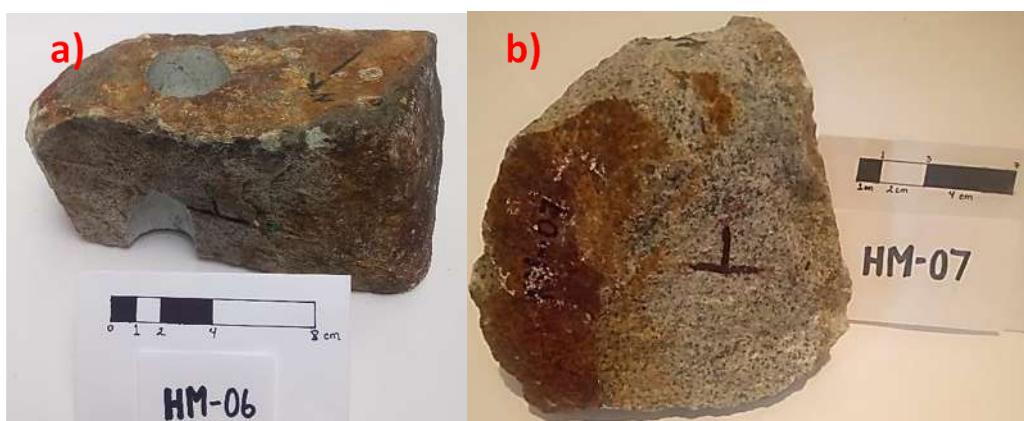


Fig.3.7. Se presentan las muestras orientadas correspondientes a la unidad Pz – Int 1.

Se realiza una descripción un poco más detallada de las muestras, utilizando un aumento de 60X para observar la roca, con ello es posible determinar, en el caso de la muestra HM-06 (Fig. 3.8), una matriz de color gris claro a blanco, de grano fino constituida probablemente de Feldespato (F), con escasos cristales de Cuarzo (Qz), Fig. 3.8 e, clorita (Cl, Fig. 3.8 e y f, y en mayor abundancia fragmentos de pirita (Py) diseminada y rellenando fracturas (Fig. 3.8 e y f). La descripción de la mineralogía puede representarse con las superficies en 3D que corresponden a cada uno de los minerales mencionados con excepción de la clorita debido a las características de densidad que presenta, correspondiente con las imágenes obtenidas con la microtomografía de rayos-X (Fig. 3.8 a, b, c y d).

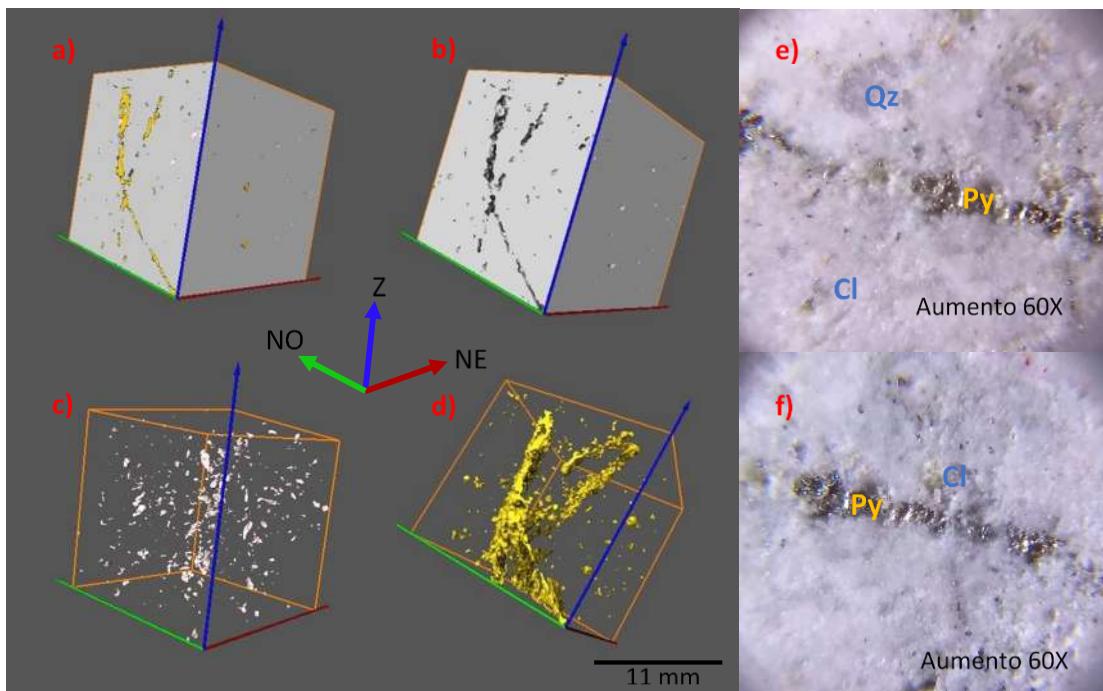


Fig. 3.8. Mineralogía de la muestra HM-06 representado en el a) el volumen de la roca total, en el b) el volumen de la matriz de la roca, en el c) el volumen correspondiente a el mineral de Cuarzo (Qz) y c) el volumen ocupado por Pirita (Py). En la representación en 2D, en los incisos e y f, se pueden observar minerales como Cuarzo (Qz), Clorita (Cl) y Pirita (Py).

En la muestra HM-07 (Fig. 3.9), con un aumento de 60X se puede distinguir una matriz de color gris claro a blanco, de grano fino, constituida probablemente de Feldespato (F), con cristales visibles de Cuarzo (Qz), Fig. 3.9 g, Anfibol (Anf), Fig. 3.9 h, en menor proporción Piroxenos (Px), Fig. 3.8 h, y Pirita (Py) de grano fino (Fig. 3.8 g). Por medio de la microtomografía de rayos-X se puede obtener la representación en 3D de los minerales presentes en la roca y la abundancia aproximada de ellos (Fig. 3.9 a, b, c, d, e y f).

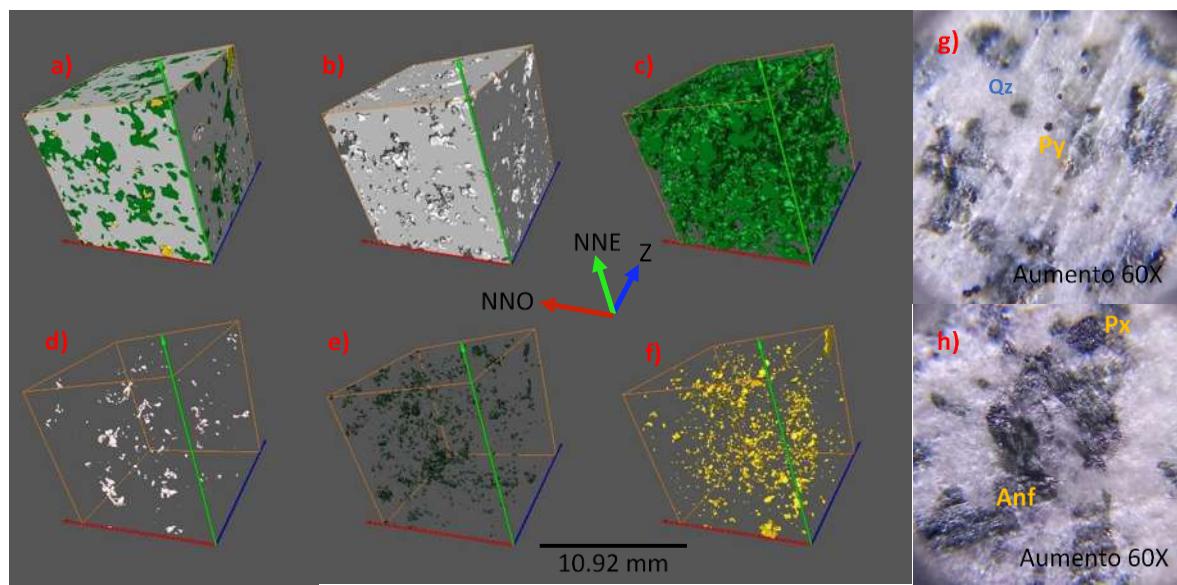


Fig. 3.9. Mineralogía de la muestra HM-06 representando en el a) se observa el volumen total de todos los minerales, mientras que en el b) se observa la matriz, c) Anfiboles (Anf), d) Cuarzo (Qz), e) Piroxenos (Px) y f) Pirita (Py). En la representación en 2D, en los incisos g y h, se observan minerales como: Anf, Px, Qz y Py.

3.3.1.2. Unidad Tig – Int 2.

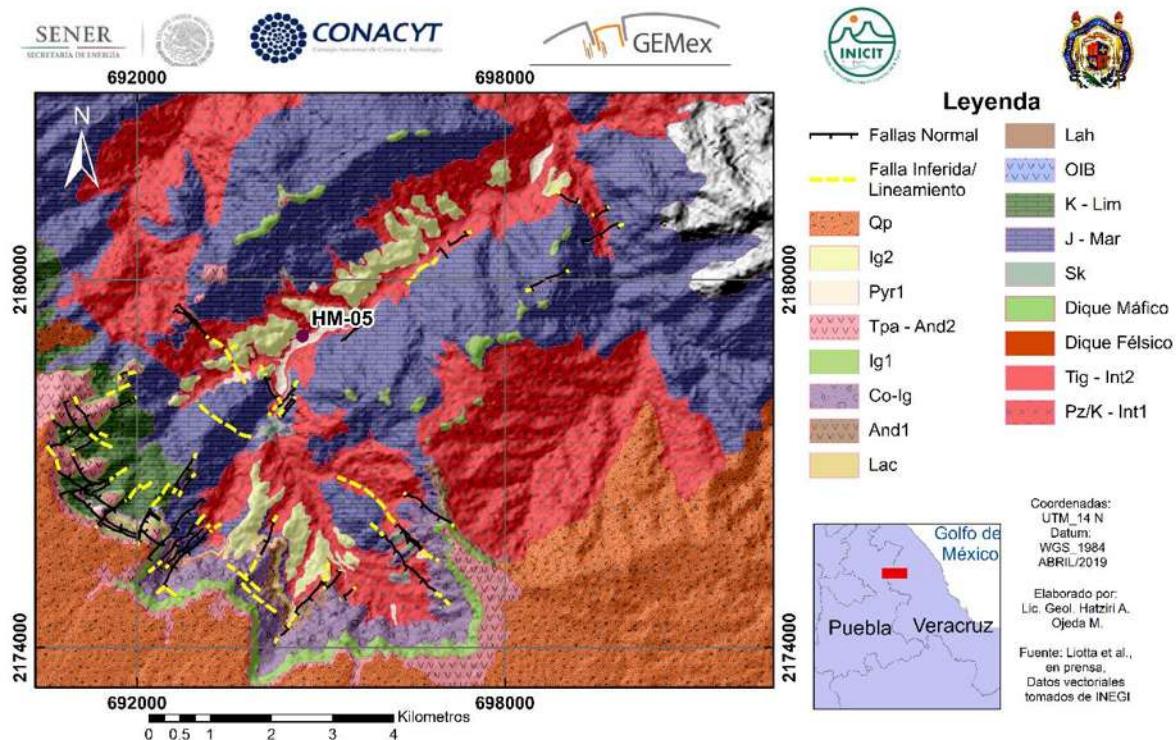


Fig.3.10. Mapa geológico-estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-05, perteneciente a la unidad litológica Tig – Int 2.

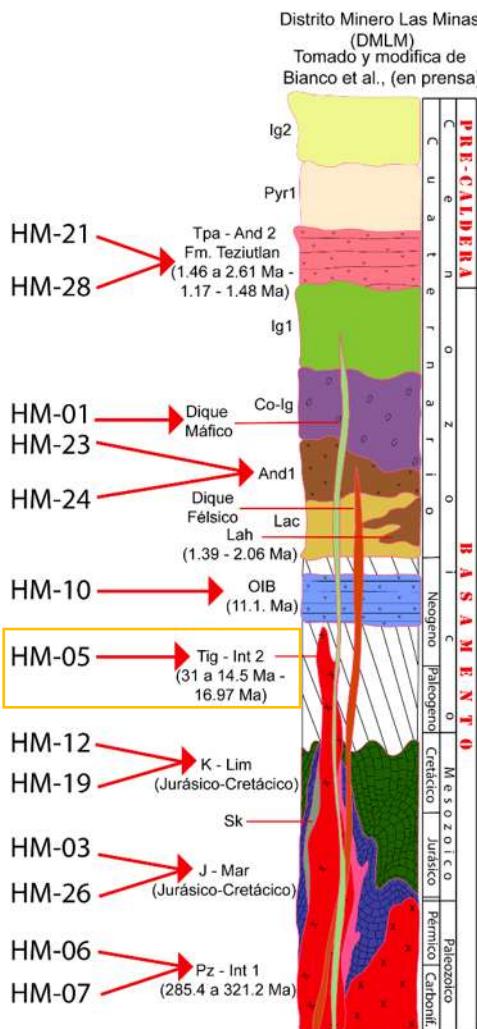


Fig.3.11. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Tig – Int 2.

Para la formación que incluye a los cuerpos intrusivos de edad Cenozoica y de composición granítica, granodiorítica y sienítica se obtiene la muestra HM-05 (Fig.3.11), extraída en la zona en la que se adquirió la muestra HM-06, ubicada en la parte central del área que comprende al DMLM (Fig. 3.10) razón por la cual, la escala del mapa impide que la etiqueta de esta se pueda observar en el mapa general (Fig. 3.4.). El afloramiento se encuentra en el cauce del río en donde puede observarse al cuerpo ígneo de edad Paleozoica que es intrusionado por diques de 10 cm a 1 m de ancho, de color gris oscuro a gris claro, con fracturamiento visible en su estructura (Fig. 3.12).



Fig. 3.12. En la imagen a) y c) se observa la parte más ancha del dique de composición diorítica que intrusiona a la roca plutónica perteneciente a la unidad Pz – Int 1. En el b) se observa la parte más angosta del dique con un dato estructural de N275°/NE/78°.

En muestra de mano se observa una roca bien soldada a pesar de presentar fracturamiento evidente, con un color de intemperismo verde oscuro a gris oscuro y un color gris oscuro en las partes de roca sana. La roca presenta una textura afanítica, con una matriz de grano fino y color gris oscuro con muy pocos minerales secundarios visibles como pirita diseminada (Fig.3.13).



Fig.3.13. Muestra de mano HM-05, perteneciente a la unidad litológica Tig – Int2.

Con un aumento de 60X, en la muestra HM-05 se puede observar una matriz de grano fino y color gris oscuro, con muy pocos minerales visibles como la Pirita (Py), que se observa diseminada o llenando huecos (Fig. 3.14). A partir de este reconocimiento de la forma de intrusiones minerales fue posible detectar los minerales en las imágenes de tomografía y a partir de la segmentación por niveles de grises en la imagen es posible observar la distribución del mineral en la matriz de la roca en 3D, Figs. 3.14a y 3.14b.

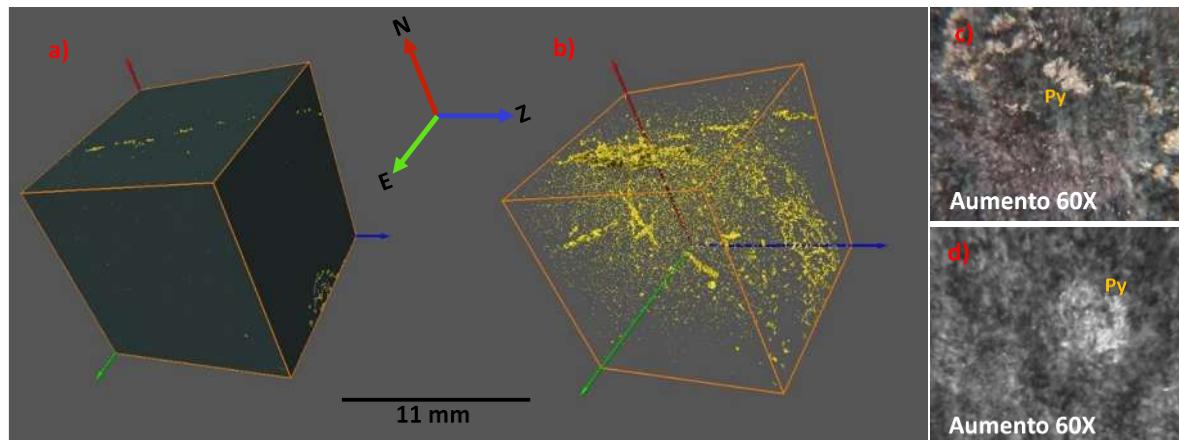


Fig.3.14. Se observa en el a) a la mineralogía de la muestra HM-05. Debido a la textura afanítica que presenta la roca, solo puede distinguirse la matriz que constituye a casi el total de la roca, y a la Pirita (Py) representada en la imagen b, c y d, como mineral secundario que rellena huecos y fracturas.

3.3.1.3. Unidad J – Mar.

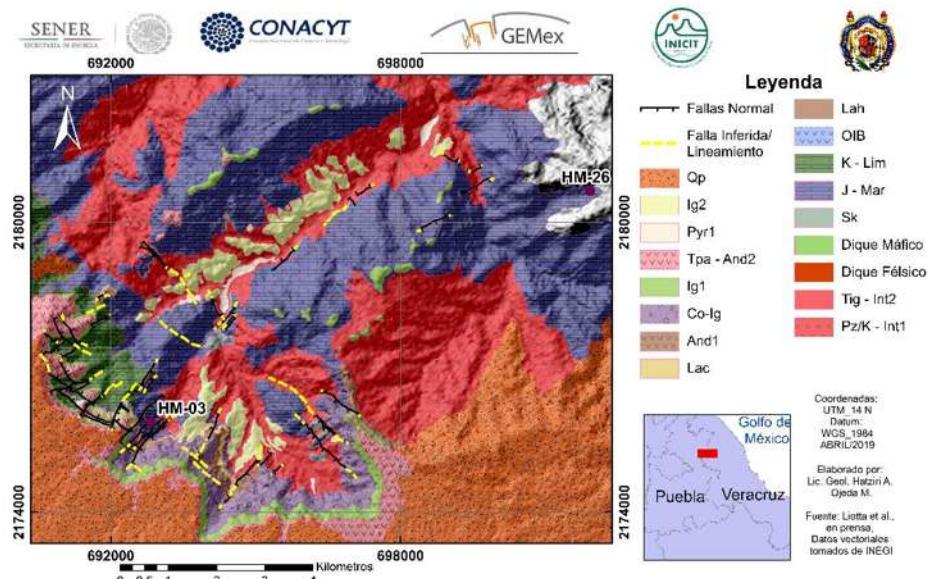


Fig.3.15. Mapa geológico-estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-03 y HM-26, perteneciente a la unidad litológica J – Mar.

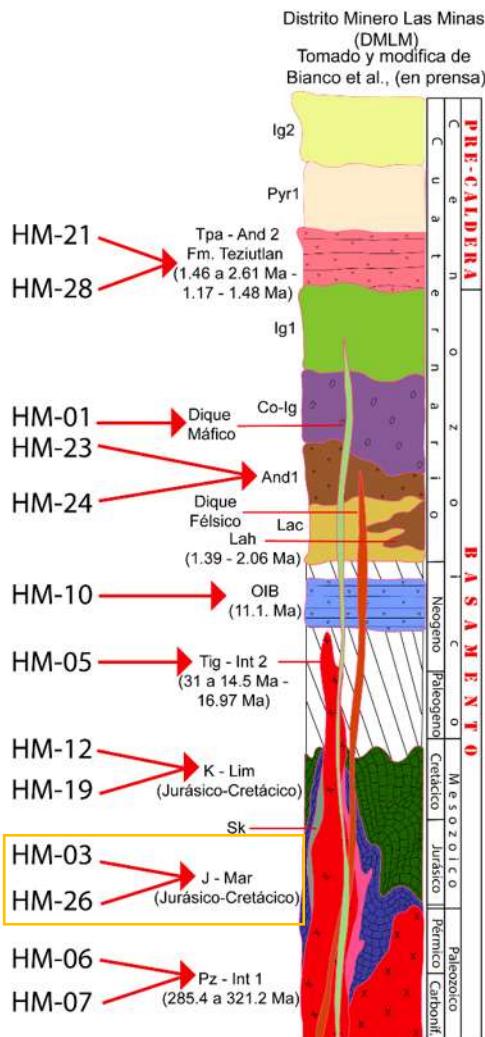


Fig. 3. 16. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad J – Mar.

Para describir de manera general a la unidad J – Mar se obtienen las muestras HM-03 (Orientada) y HM.26. En el caso de la muestra HM-03, se describe un afloramiento de aproximadamente 8 m de altura (Fig. 3.17 a), con fracturamiento evidente que se vuelve más intenso hacia la base y una estratificación (S_0 N335°/NE/53°) de 50 a 80 cm de espesor hacia la cima (Fig. 3.17 b), con un color de intemperismo que varía de café claro a café rojizo.



Fig. 3.17. Afloramiento de caliza de donde fue extraída la muestra orientada HM-03. En el a) se puede distinguir la dimensión del afloramiento, así como el fracturamiento en la base, mientras que en el b) se puede distinguir con mayor claridad la estratificación presente en la cima.

Para el afloramiento al que corresponde la muestra HM-26, se describe un depósito de roca Caliza, de aproximadamente 20 metros de altura de roca depositada en forma masiva, formando grandes acantilados (Fig. 3.18 a), con algunos bloques de gran tamaño (de 40 cm o más), muy bien consolidados, con colores de intemperismo que van de color gris claro a gris oscuro (Fig. 3.18 b y c). Debido a la naturaleza del depósito, el aspecto de los bloques en diferentes direcciones no permitió obtener un buen dato de orientación y por lo tanto esta muestra no fue recolectada con su orientación magnética.

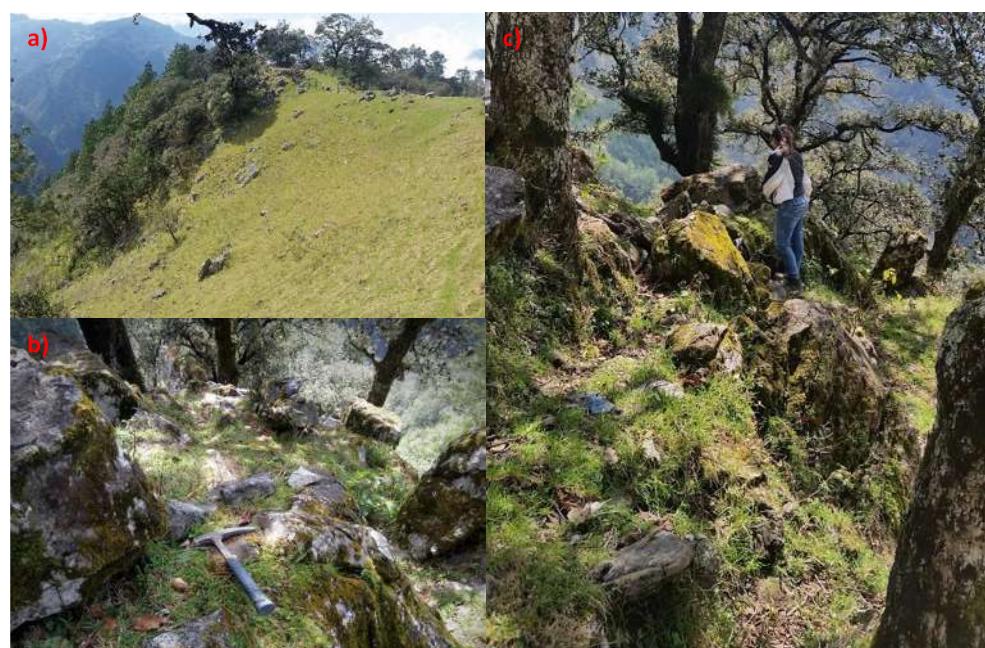


Fig. 3.18. Afloramiento masivo (inciso a) y en bloques de 40cm o más de roca caliza (inciso b y c).

En muestra de mano, el ejemplar HM-03 (Fig. 3.19 a) se describe como una roca bien consolidada, con fracturas visibles, en su mayoría llenas de calcita, con un color de intemperismo que va de café claro a gris oscuro y un color de roca sana que va de gris claro a gris oscuro. La roca exhibe una textura mudstone, en donde no se puede distinguir ningún fósil a simple vista y se observa una matriz de grano fino.

En el caso de la muestra HM-26 (Fig. 3.19. c) se observa una roca bien consolidada, con poco fracturamiento visible, con un color de intemperismo que va de negro a gris oscuro y un color gris claro a blanco en roca sana. La roca presenta una textura de packstone y greinstone, con abundantes fósiles visibles, de grandes tamaños que alcanzan los 7 cm de largo, estos fósiles incluyen briolitos, miliolitos y bioclastos (Fig. 3.19 b), indicándonos con todo esto un posible ambiente de depósito correspondiente a un arrecife. Es importante mencionar que en el mismo afloramiento en donde fue recolectada la muestra HM-26 se pueden encontrar ejemplares de rocas calizas bien consolidadas, con poco fracturamiento evidente y textura wackestone con fósiles como miliolitos de tamaños menores a 1 mm, visibles con ayuda de una lupa de mano, dejando a las calizas de textura packstone y greinstone como parches de gran tamaño dentro del mismo depósito de calizas.

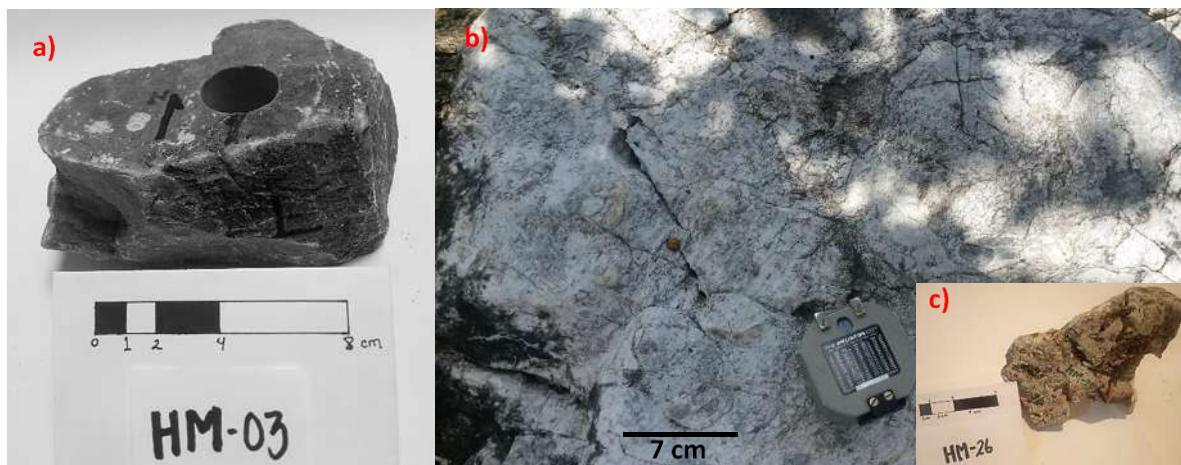


Fig. 3.19. En el a) se presenta la muestra HM-03, en el b) se observa el afloramiento del que se obtuvo la muestra HM-26 y en el c) se encuentra la muestra de mano HM-26.

Se realiza una descripción un poco más detallada con ayuda de una lupa de mano que nos permite obtener un aumento de 60X y con la representación en 3D, con las que se determina, en el caso de la muestra HM-03 (Fig. 3.20 a y d), una roca de textura mudstone, con una matriz recristalizada, de grano fino, color gris a gris oscuro (Fig. 3.20 b), en la cual

no se distinguen fósiles, pero pueden identificarse algunas fracturas abiertas o llenas con minerales secundarios oxidados (Fig. 3.20 c).

Para la muestra HM-26, con el aumento de 60X y la representación en 3D (Fig. 3.20 e y h), se describe una roca con textura greinstone, con matriz de micrita de grano fino, de color gris a blanco (Fig. 3.20 f), con fósiles de gran tamaño que, debido a la escala, solo pueden identificarse como bioclastos o fragmentos de briosarios y algunas fracturas abiertas o llenas por minerales secundarias como calcita un poco oxidada (Fig. 3.20 g).

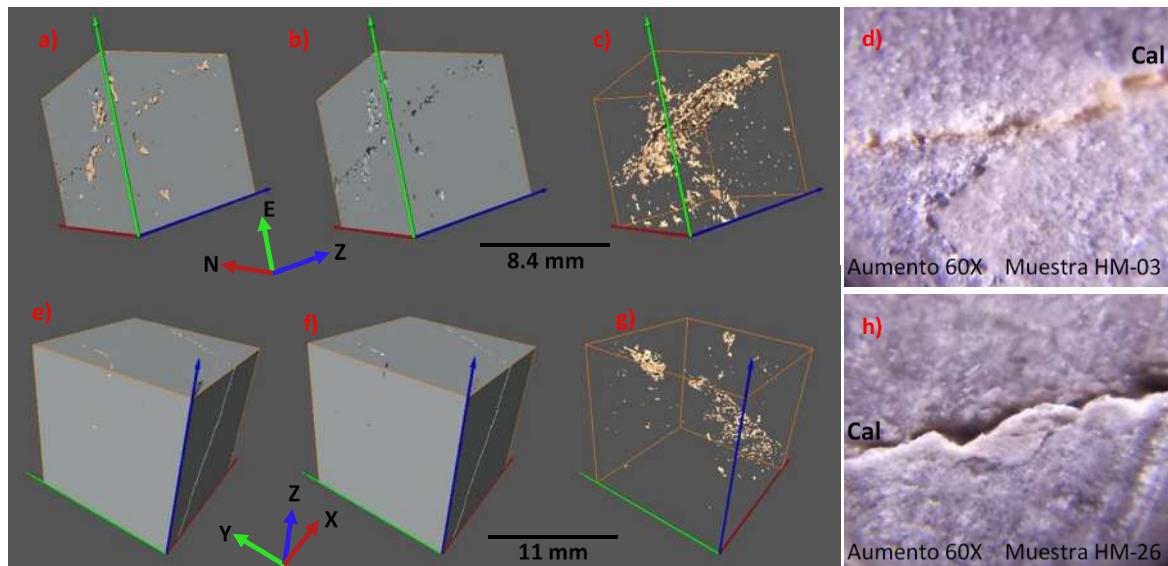


Fig. 3.20. Para la muestra HM-03 (inciso d) se observan en el a) la roca en general, en el b) únicamente la matriz con todos los poros en ella y en el c) la Calcita (Cal) rellenando a las fracturas o poros. Para la muestra HM-26 (inciso h) se representa en el e) la roca en general, en el f) la matriz con todos los poros en ella y en el g) la Calcita (Cal) rellenando algunos de los poros de la roca.

3.3.1.4. Unidad K – Lim.

Para la descripción de la unidad litológica de K – Lim (Fig. 3.22) se obtienen las muestras HM-19 extraída de la parte SO del DMLM (Fig. 3.21) y la muestra HM-12 que es adquirida de la zona ubicada al Oeste del CGLH, razón por la cual no sale en el mapa de localización, esto se realiza de esa forma debido a los pocos afloramientos de esta unidad en la zona, y con la intención de obtener una descripción de las rocas correspondientes a una misma unidad litológica pero situadas en lugares muy diferentes para obtener una comparación entre ellas.

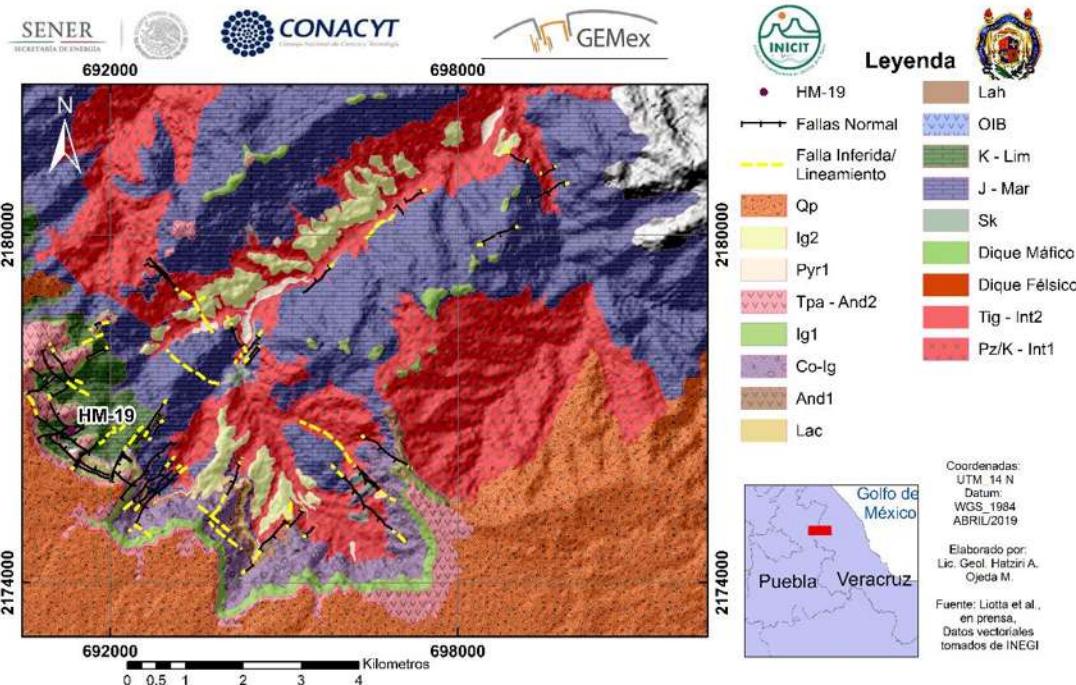


Fig. 3. 21. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-19, perteneciente a la unidad litológica K - Lim.

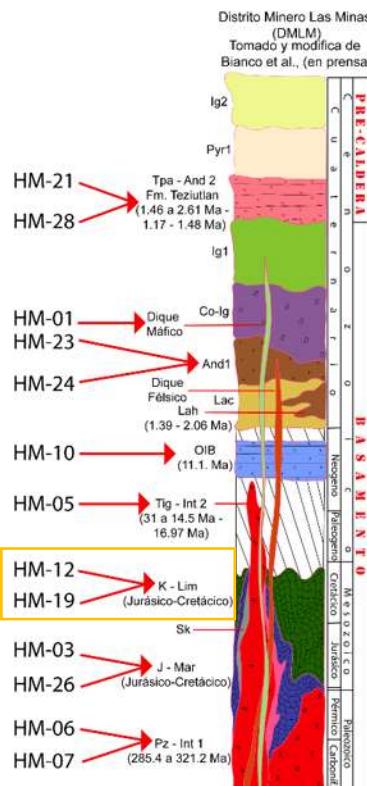


Fig. 3. 22. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad K - Lim.

La muestra HM-19 fue extraída de un afloramiento de aproximadamente 5 metros de altura de rocas caliza, con estratificación N34°/SE/12° de aproximadamente 1.75 m de

ancho, con estructuras de carga como estilolitas delgadas, paralelas a la estratificación, así como, fracturamiento de $N315^{\circ}/NE/81^{\circ}$ y $N325^{\circ}/NE/88^{\circ}$ entre otras, y evidencia de metamorfismo de contacto que produce que la roca se encuentre marmolizada, con colores de intemperismo que van de gris oscuro a colores amarillos o anaranjados (Fig. 3.23 inciso a).

En el caso de la muestra HM-12 obtenida al O del CGLH, se puede describir un afloramiento de aproximadamente 4 metros de altura de roca caliza, con estratificación $N132^{\circ}/SO/55^{\circ}$ y $N98^{\circ}/SO/37^{\circ}$ con aproximadamente 30 cm a 50 cm de espesor, con un poco de pedernal en forma de bandas paralelas a la estratificación, fracturas y fallas evidentes ($N144^{\circ}/SO/48^{\circ}$ Pitch 90° , $N145^{\circ}/SO/48^{\circ}$ Pitch 105° , entre otras) y un color de intemperismo que va de gris claro a café claro o anaranjado (Fig. 3.23 b). Esta unidad se observa en contacto con un depósito de flujos de bloques y cenizas de matriz arenosa, con granos medianos a finos de color gris, fragmentos monolíticos subangulosos de tamaños que van de 2 cm a 1.20 m de largo y pómex de hasta 5 cm de largo, de colores amarillos a verdosos.



Fig. 3.23. Se observa en el a) el afloramiento de roca caliza del que fue extraída la muestra HM-19 y en el b) el afloramiento de las rocas calizas con pedernal al que pertenece la muestra HM-12.

En muestra de mano, el espécimen HM-19 (Fig. 3.24 b) se describe como una roca muy fracturada y con metamorfismo que genera una recristalización que resulta en una roca

marmolizada con un color de intemperismo que va de gris oscuro a amarillo o anaranjado y un gris claro a blanco en las partes de roca sana. En el caso de la muestra HM-12 (Fig.3.24 a) se percibe a una roca de aspecto un poco deleznable, con muchas fracturas abiertas o llenas de Cuarzo (Qz) o Calcita (Cal), con un color de intemperismo que va de gris claro a café claro o anaranjado y un color gris claro a gris oscuro en las partes de roca sana, con una textura mudstone, sin ningún fósil visible a simple vista.



Fig. 3.24. Muestras de mano correspondientes a los especímenes HM-19 (b) y HM-12 (a).

Con ayuda de una lupa de mano que permite un aumento de 60X y la representación en 3D de los minerales presentes en la roca, es posible realizar una descripción un poco más detallada de la mineralogía presente en las rocas pertenecientes a la unidad litológica K – Lim. En el caso de la muestra orientada HM-19, se puede observar una roca carbonatada marmolizada (Fig. 3.25 a, d y e), con una matriz de grano muy fino de color gris claro a blanco, sin fósiles visibles y una gran cantidad de fracturas abiertas (Fig. 3.25 b, d y e) y en algunos casos con un poco de calcita oxidada rellenándolas (Fig. 3.25 c, d y e).

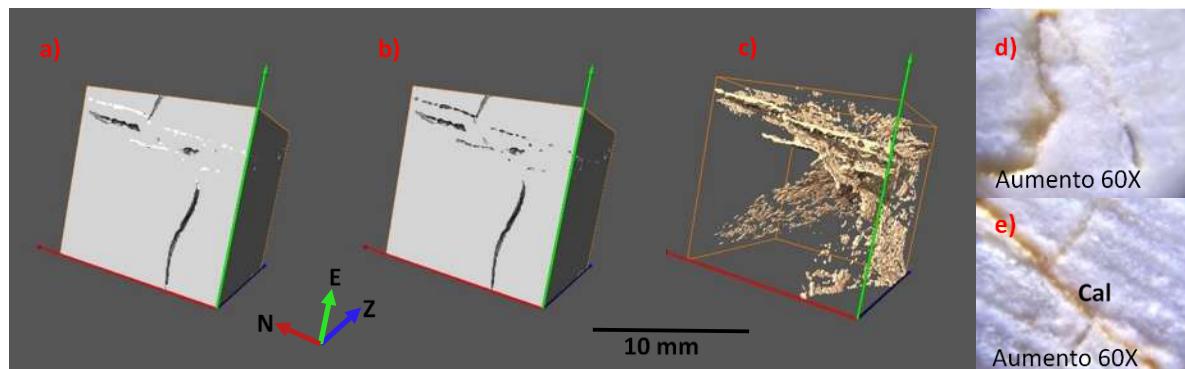


Fig.3.25. Se presenta la mineralogía de la muestra HM-19. En los incisos d y e se obtienen imágenes en 2D de la muestra analizada. En representación en 3D se observa en el a) la roca en general, en el b) la matriz y en el c) la calcita que se encuentra rellenando las fracturas.

Por otro lado, la muestra HM-12 (Fig. 3.26 a, d y e) presenta una textura mudstones, con una matriz de grano fino compuesto de micrita, de color gris claro a gris oscuro, pocos bioclastos visibles (Fig. 3.26 b, d y e), fracturas de hasta 7 mm de ancho rellenas de Cuarzo (Qz) y Calcita (Cal), Fig. 3.26 c, d y e, y algunas de las fracturas más delgadas aún se conservan abiertas.

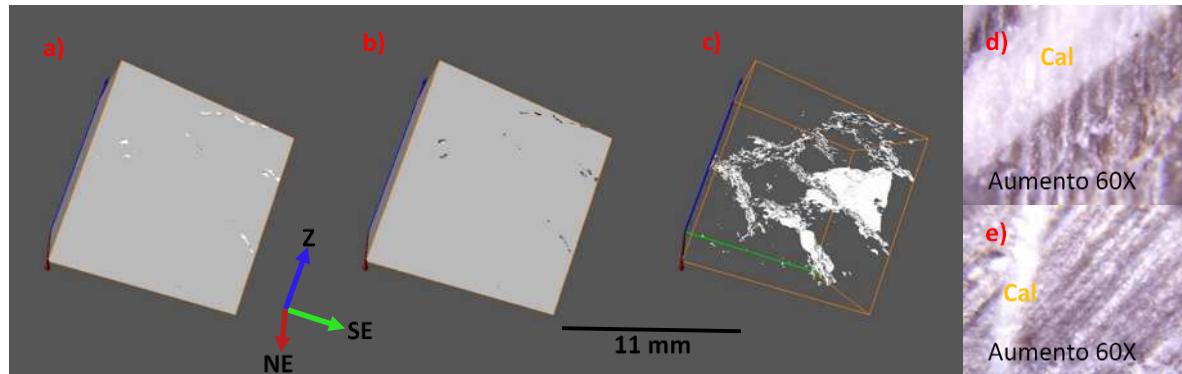


Fig.3.26. Se presenta la mineralogía de la muestra HM-12. En los incisos d y e se obtienen imágenes en 2D de la muestra analizada. Se obtiene la representación en 3D, caracterizando en el a) la roca en general, en el b) la matriz y en el c) la calcita que se encuentra rellenando las fracturas.

3.3.1.5. Unidad OIB.

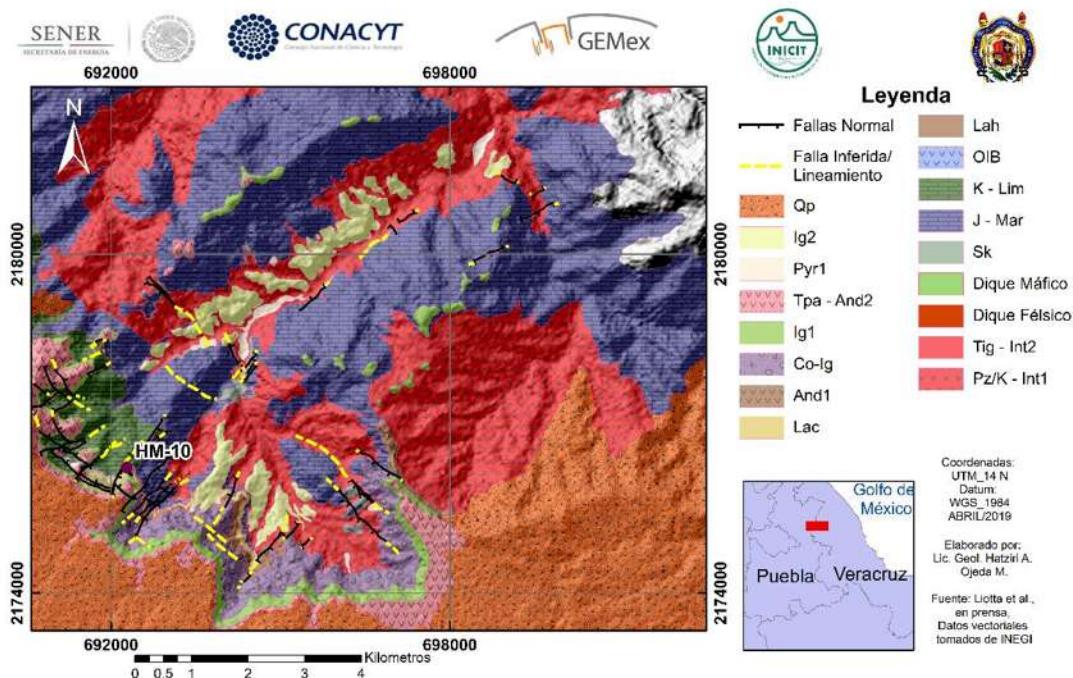


Fig. 3. 27. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-10, perteneciente a la unidad litológica OIB.

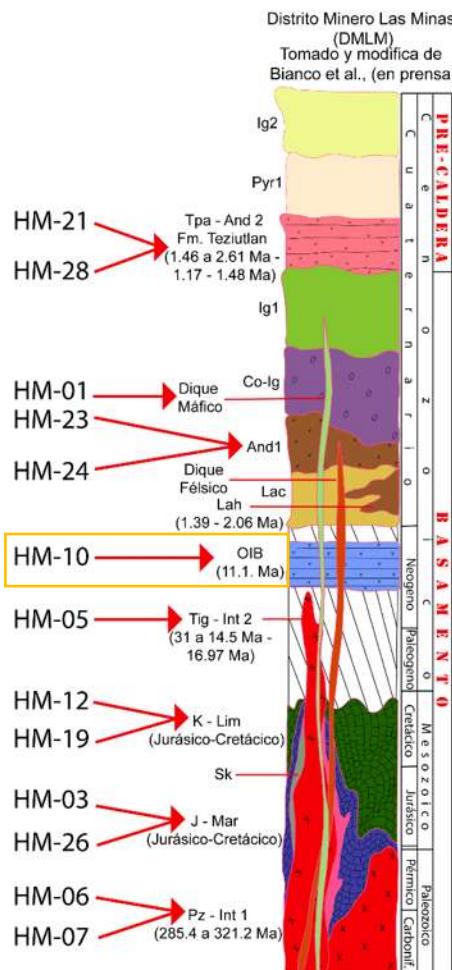


Fig. 3. 28. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad OIB.

Para describir a la unidad litológica OIB se obtiene la muestra HM-10 (Fig.3.28), extraída en la parte SO del DMLM (Fig. 3.27), en un afloramiento de aproximadamente 3 metros de altura de roca basáltica, con un depósito masivo, bien soldado, con fracturamiento preferencial en dirección NO-SE y N-S (Fig. 3.29 a), con un color de intemperismo negro y tonos de verde oscuro a gris oscuro en las partes de roca sana (Fig. 3.29 b).



Fig. 3.29. Se observan en el a) el fracturamiento de la roca y en el b) las dimensiones del afloramiento.

En muestra de mano se puede describir a una roca fracturada pero bien consolidada, con un color de intemperismo que varía entre gris oscuro a negro y un color gris oscuro a verde botella en las partes de roca sana, con una textura fanerítica, una matriz de grano fino, de color gris oscuro y minerales visibles como Piroxenos (Px) de hasta 4 mm de largo y Olivinos (Olv) de hasta 2 mm de ancho (Fig. 3.30). A su vez podemos observar vesículas de hasta 1.5 cm de ancho en la roca, algunas llenas de Ópalo de colores verde claro a anaranjado debido a la oxidación que estos presentan y algunas otras sin minerales que las llenen. Es importante mencionar que los dos orificios más grandes y circulares que se observan en la muestra son obtenidos como resultado de la extracción de los núcleos con los cuales se trabajó la microtomografía de rayos-X.



Fig. 3.30. Muestra de mano HM-10, perteneciente a la unidad litológica OIB.

Se realiza la descripción de la mineralogía presente en la muestra, con ayuda de una lupa de mano que nos permite obtener imágenes en 2D con un aumento de 60X (Fig. 3.31 d, e y f) y la representación en 3D de los minerales, por medio de la técnica de microtomografía de rayos-X (Fig. 3.31 a. b y c). En el caso de la muestra HM-10, se puede observar una matriz de grano fino, de color gris oscuro a gris claro (Fig. 3.31 b), con algunos minerales visibles como Piroxenos (Px) alargados, de color verde oscuro a negro, Olivinos (Olv) de tamaños de hasta 0.2 mm, de color verde olivo o quizás con un poco de tonos amarillos (Fig. 3.31 inciso c, d y e) dándoles el mismo color en la representación en 3D, debido a que la densidad de ambos minerales es muy parecida (3.2 a 3.5 g/cm^3 y 3.2 a 4.2 g/cm^3 respectivamente) y por lo tanto generan una misma superficie en las imágenes en 3D. Finalmente se observa al Ópalo (Op), con colores verdes muy claros hasta un poco anaranjados, como mineral secundario llenando algunas de las vesículas que presenta la roca, sin embargo, este mineral no puede identificarse a través de las imágenes en 3D debido a que sus características de densidad nos impiden distinguirlo de la matriz.

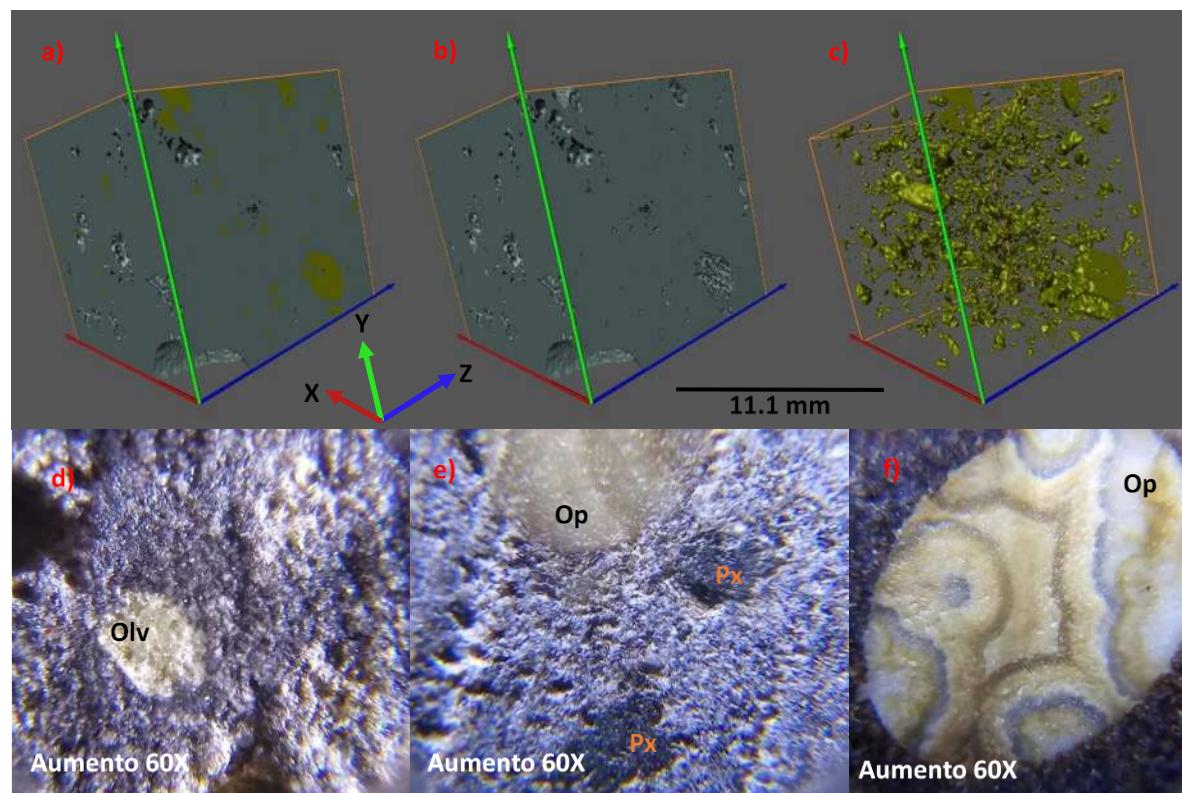


Fig. 3.31. Mineralogía de la muestra HM-10 en donde se identifica en el a) a la roca total, en el b) la matriz y en el c) a los Piroxenos (Px) y Olivinos (Olv). En las imágenes en 2D se puede corroborar en el d) la presencia de Olivino, en el e) Piroxenos (Px) y Ópalo (Op) y en el d) los diferentes colores del Ópalo.

3.3.1.6. Unidad And 1.

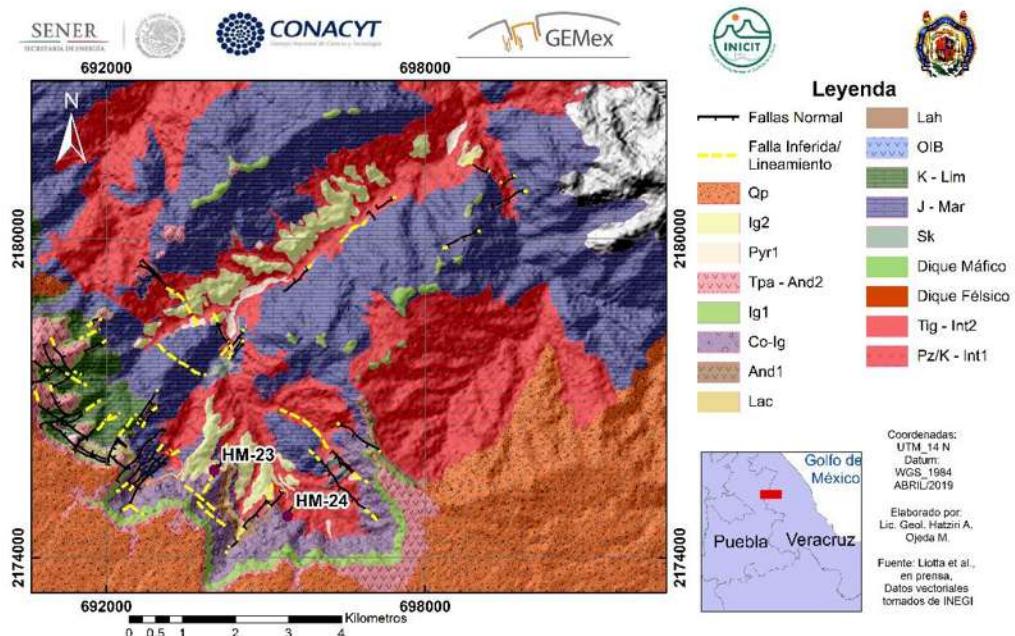


Fig. 3.32. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-23 y HM-24, pertenecientes a la unidad litológica And 1.

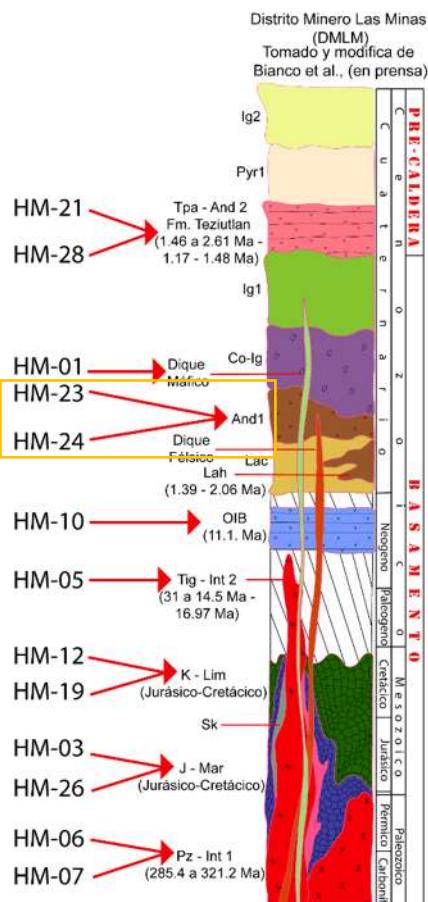


Fig. 3.33. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad And 1.

Para describir a la unidad litológica And 1 se obtienen las muestras HM-23 y HM-24 (Fig. 3.33), extraídas de SSO del área que comprende al DMLM (Fig. 3.32). La primera de ellas adquirida en un afloramiento de aproximadamente 2.5 m de altura de roca ígnea de composición intermedia, bien soldada, con un color de intemperismo que va de café a gris claro, con bastante vegetación sobre la roca (Fig. 3.34 a). Por otro lado, la muestra HM-24 fue sacada de un afloramiento de aproximadamente 5 m de altura, con una extensión visible de hasta 20 m de un depósito de lava de composición andesítica masivo, bien soldada, con mucho fracturamiento evidente, con grandes socavones de excavación gambusina y colores de intemperismo que van de tonos cafés claros a oscuros y tonos de gris claro (Fig. 3.34 b).



Fig.3.34. Se observa en el a) el afloramiento de roca ígnea de la muestra HM-23 y en el b) el depósito de lava de composición andesítica de la muestra HM-24 con el orificio de los socavones producidos por minería gambusina.

En muestra de mano, para el caso de la roca correspondiente a la clave HM-23 (Fig. 3.35 a), se describe un espécimen un poco deleznable por el fracturamiento y alteración exógena, con colores de intemperismo que van de café rojizo a gris claro y un color gris claro a verde claro en roca sana, con una textura fanerítica, con una matriz de grano fino, de color gris claro a verde claro y minerales visibles como plagioclasa de hasta 1 cm de largo, que pueden observarse muy alteradas y biotitas de color negro a café de hasta 2 mm de largo. Por otro lado, la muestra de mano con clave HM-24 (Fig. 3.35 b y c), se presenta como una lava muy bien consolidada, con diversas fracturas abiertas o llenas de calcita, así como diversos

orificios que se encuentran llenos de cristales de cuarzo amatista de hasta 5 cm de largo. Se describe un color de intemperismo de café oscuro a verde botella, con colores verde claro a gris claro en las partes de roca sana y una textura Fanerítica, con una matriz de grano fino color verde claro a gris y algunos minerales visibles como plagioclasas de hasta 2 cm de largo, algunas con aspecto redondeado y muy alteradas, también se distinguen algunos cristales de epidota, clorita y cristales de cuarzo amatista.

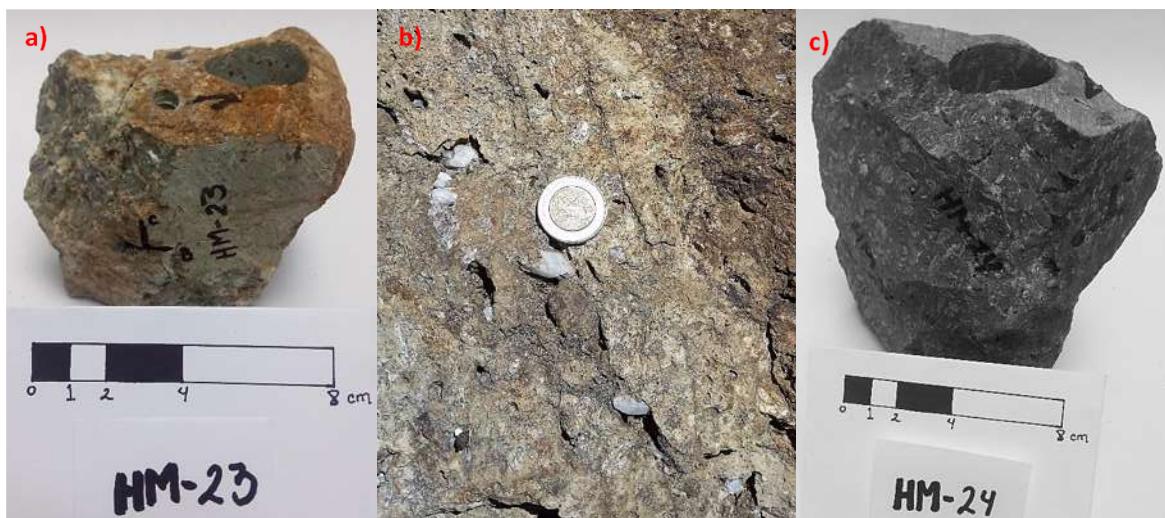


Fig.3.35. Se observa en el a) a la muestra de mano de clave HM-23, en el b) la muestra HM-24 en afloramiento, con los cristales de Cuarzo amatista y en el c) la muestra de mano HM-24.

Para alcanzar una descripción más detallada de la mineralogía presente en las rocas de esta unidad litológica, se analizan imágenes en 2D de las muestras, con un aumento de 60X obtenido con ayuda de una lupa de mano, e imágenes en 3D de los minerales que componen a las rocas, esto a través de la técnica de microtomografía de rayos-X que permite identificar los minerales a partir de las densidades que cada uno de ellos presente. En el caso de la muestra HM-23 (Fig. 3.36) podemos distinguir a una matriz de grano fino, de color gris claro a verde claro (Fig. 3.36 a, b y f), con algunos minerales distinguibles como Plagioclasas (Plg) de hasta 0.6 cm de largo, con mucha alteración que ocasiona un color un poco amarillo o anaranjado en ellas (Fig. 3.36 a, c y f), también se pueden identificar Biotitas (Bt) de color café oscuro a negro y en muy poca cantidad (Fig. 3.36 a, d y f), cristales de Calcita (Cal) un poco alterada por oxidación (Fig. 3.36 a, e y f).

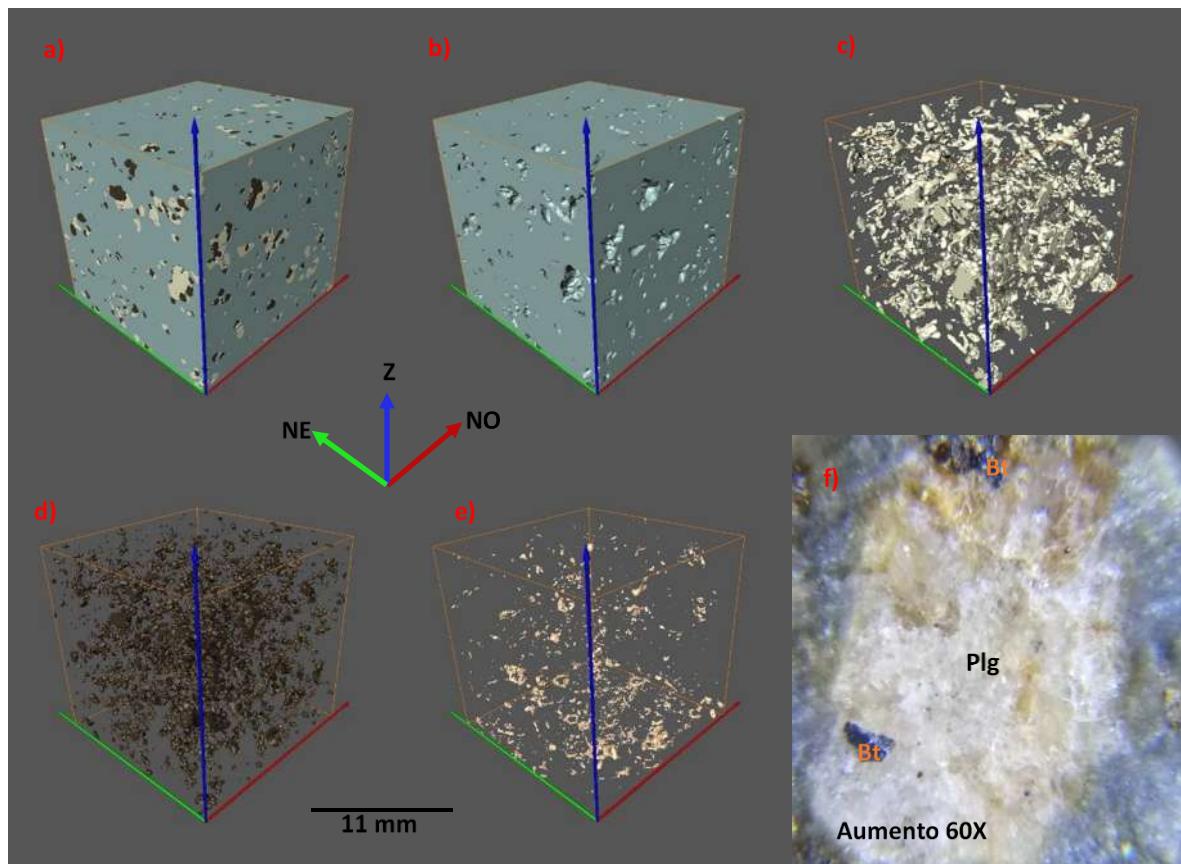


Fig. 3.36. Con la muestra HM-23 se observa en el f) la mineralogía en 2D, en 3D en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el c) las Plagioclásas (Plg), en el d) las Biotitas (Bt) y en el e) las calcitas (Cal).

Por otro lado, en la muestra HM-24 (Fig. 3.37) se describe una matriz de grano fino, de color gris claro a verde (Fig. 3.37 a, b, f y g), con algunos minerales visibles como plagioclásas de hasta 1 cm de largo, de forma prismática y color blanco (Fig. 3.37 a, c y f), algunos agregados de epidota en cristales de forma aparentemente astillosa, color verde (Fig. 3.37 a, d y g) y algunos cristales de Clorita que pudieron estar remplazando o alterando a los cristales de Piritita que se observaron en una escala de afloramiento (Fig. 3.37 a, e y g), a esta escala no se observaron cristales de cuarzo amatista como ocurrió en el afloramiento y en muestra de mano.

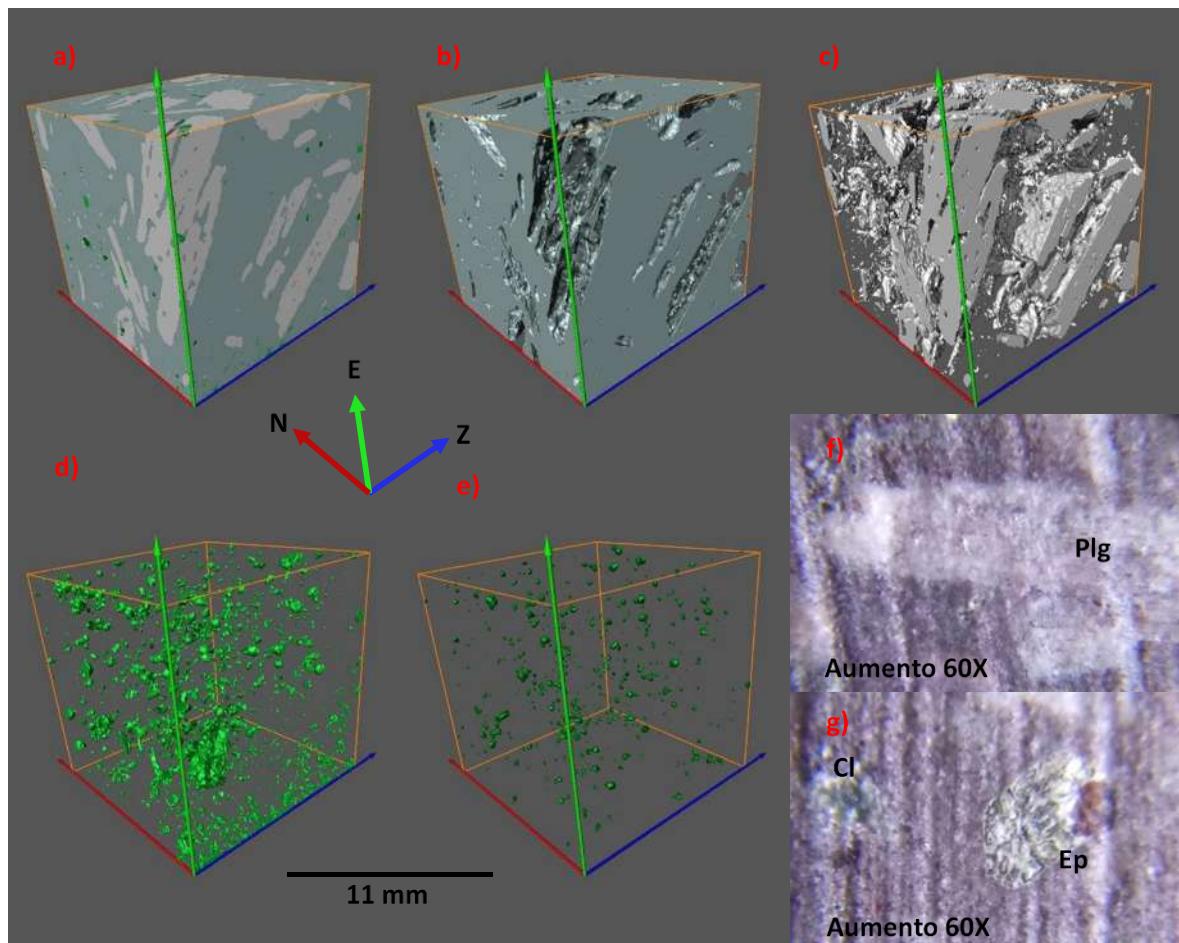


Fig. 3.37. Con la muestra HM-24 se representa en los incisos f y g los minerales en 2D, en 3D en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el c) Plagioclasas, en el d) Epidota y en el e) Clorita.

3.3.1.7. Unidad Dique Máfico.

Para caracterizar la unidad litológica Dique Máfico, compuesta por cuerpos intrusivos de composición máfica como Gabros y Dioritas, que se encuentran afectando hasta los depósitos de ignimbritas de composición riolítica y dacítica de 1.39 a 1.48 Ma de edad (Fig. 3.39), se obtiene la muestra orientada HM-01, extraída de la parte SO del DMLM (Fig. 3.38).

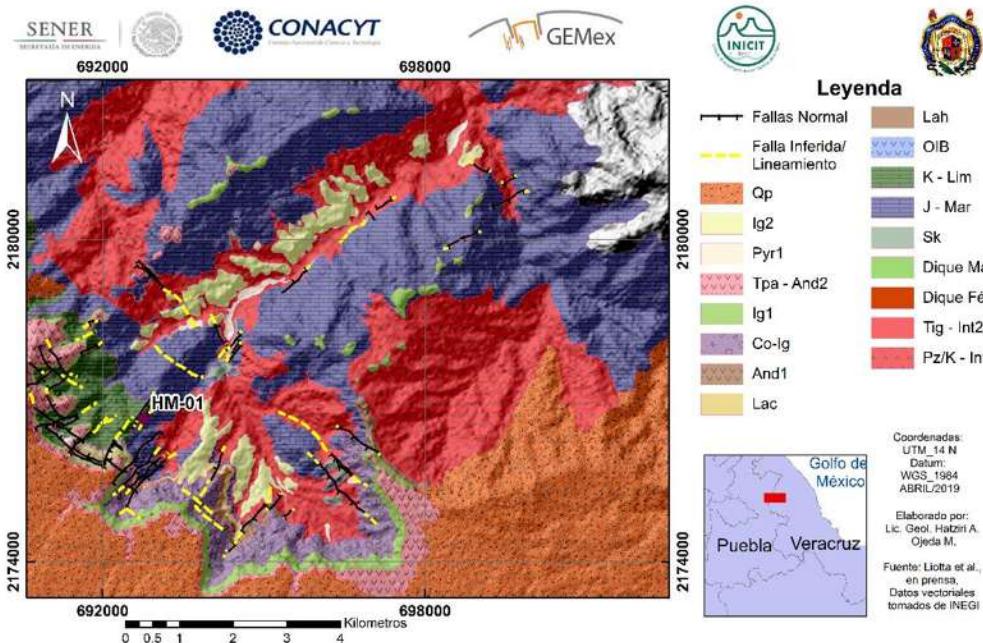


Fig. 3.38. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de la muestra HM-01, perteneciente a la unidad litológica Dique Máfico.

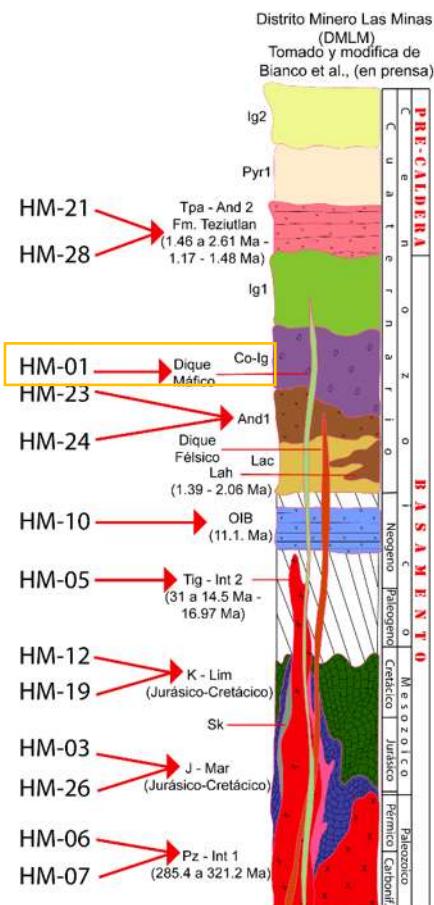


Fig. 3.39. En el rectángulo amarillo se presenta la muestra correspondiente a la unidad Dique Máfico.

Este espécimen es adquirido en un afloramiento de aproximadamente 5 m de altura y 3 a 4 m de ancho (Fig. 3.40), de un depósito masivo de roca de composición diorítica, muy bien soldada a pesar de presentar un gran fracturamiento, dando el aspecto de un aglomerado de pequeños bloques y fragmentos de tamaños de gravas, con un color de intemperismo que va de color café claro en la parte más afectada a gris oscuro en las partes menos alteradas.



Fig. 3.40. Afloramiento de donde se obtuvo la muestra HM-01.

En muestra de mano, la roca de clave HM-01 (Fig. 3. 41) se describe como una roca muy bien consolidada, con algunas fracturas que se encuentran rellenas con Cuarzo (Qz) y Calcita (Cal), con un color de intemperismo café claro a gris oscuro y un color gris oscuro en las partes que no presentan alteración, con una textura Fanerítica que permite observar una matriz de grano fino, color gris oscuro y algunos minerales como Anfíboles en su mayoría correspondientes a Hornblendas (Hbl), Piroxenos (Px) y minerales de alteración como Clorita (Cl), que en esta ocasión estarían remplazando a las Hornblendas.



Fig. 3.41. Muestra de mano HM-01.

Para realizar una descripción un poco más detallada, con ayuda de la técnica de microtomografía de rayos-X se obtienen imágenes 3D de los minerales que conforman la muestra HM-01, y con ayuda de una lupa de mano que genera un aumento de 60X, se obtienen imágenes en 2D de los minerales presentes en la muestra HM-01, permitiendo validar lo obtenido por medio de la representación en 3D (Fig. 3.42 a). Es así que se puede describir a una matriz de grano fino, de color gris oscuro (Fig. 3.42. b, f , g y h), con algunos minerales visibles en ella como Anfíboles como la Hornblenda (Hbl) de hasta 2 mm de largo, de color café oscuro (Fig. 3.42 c y g), Piroxenos (Px) de hasta 2 mm de largo, de color verde oscuro (Fig. 3.42 d y f) y minerales secundarios como la Epidota (Ep) que en esta ocasión debe de presentarse como un mineral accesorio o como resultado de una alteración hidrotermal depositando a estos minerales en cavidades preexistentes en la roca, estos pueden observar de un color verde claro, en fragmentos de tamaños de hasta 1 mm (Fig. 3.42 e y h).

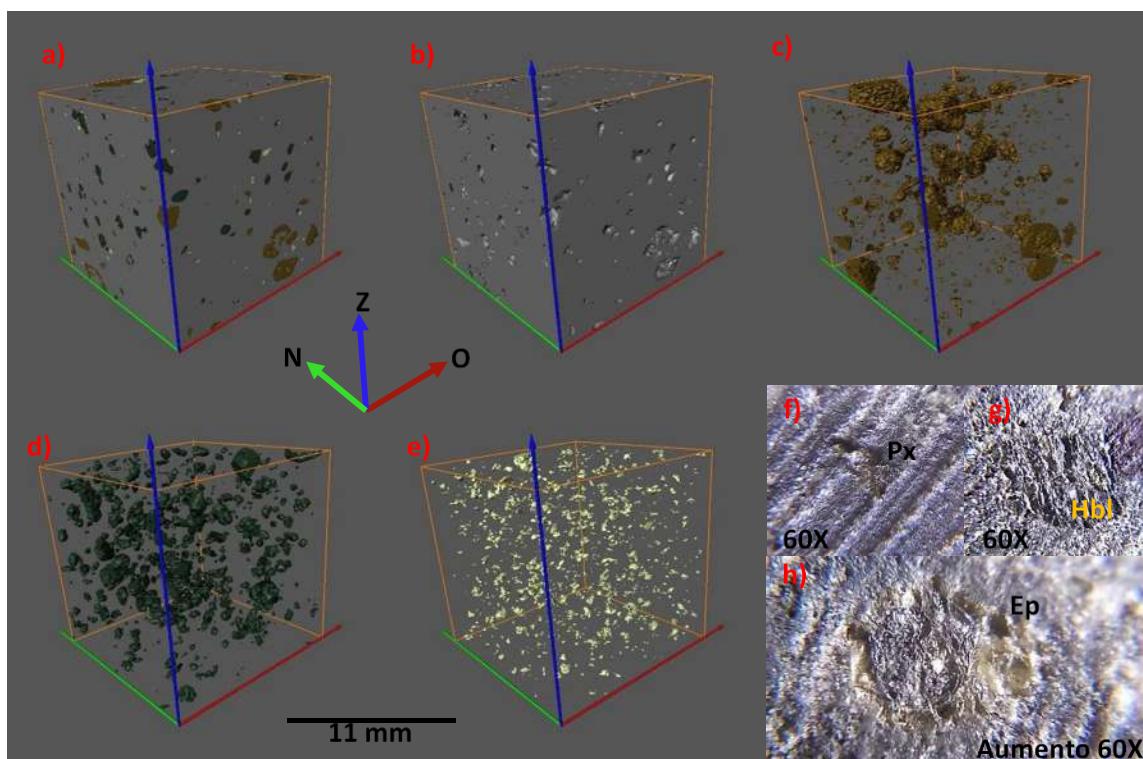


Fig. 3.42. Con la muestra HM-01 se representa en 3D en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz, en el c) a las Hornblendas (Hbl), en el d) los Piroxenos (Px) y en el e) las Epidotas (Ep). En 2D se observa en el f) a los Piroxenos (Px), en el g) las Hornblendas (Hbl) y en el h) las Epidotas (Ep).

3.3.1.8. Unidad Tpa – And 2.

Para describir a la unidad litológica Tpa – And 2 se obtienen las muestras HM-21 y HM-28 (Fig. 3.44), que son extraídas de afloramientos ubicados en la parte SO y O del mapa, respectivamente (Fig. 3.43).

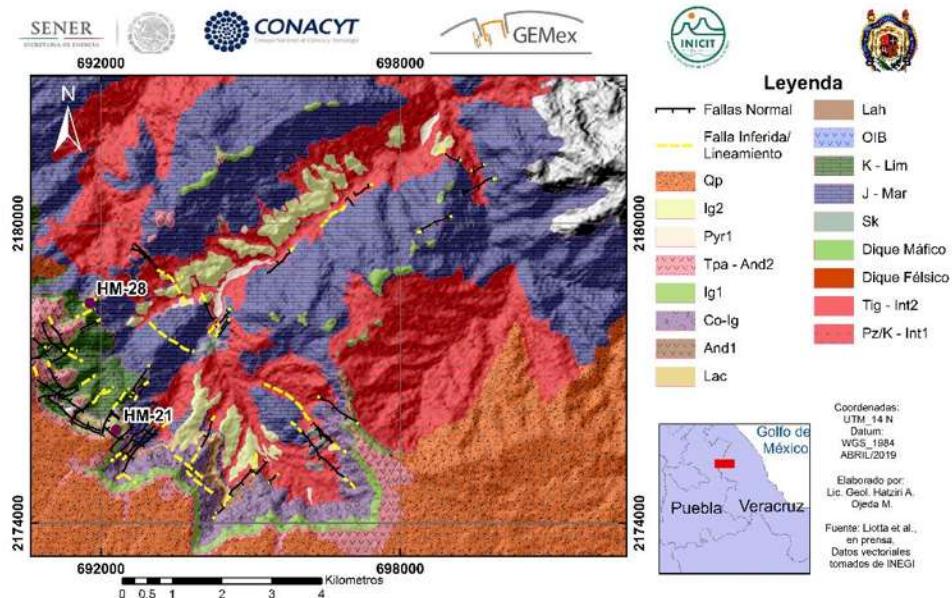


Fig. 3.43. Mapa Geológico-Estructural del DMLM con la ubicación de las muestras HM-21 y HM-28, perteneciente a la unidad litológica Tpa – And 2.

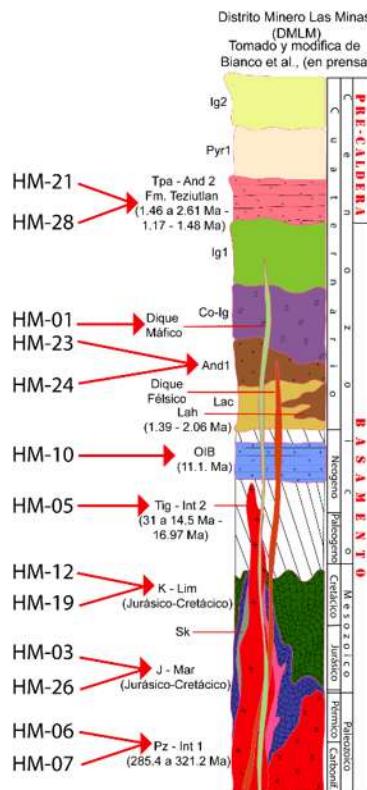


Fig. 3.44. En el rectángulo amarillo se presentan las muestras correspondientes a la unidad Tpa – And 2.

La muestra HM-21 fue adquirida en un afloramiento de aproximadamente 2.5 m de alto, de un depósito masivo de roca ígnea de composición basáltico-andesítica, bien consolidada, con algunas fracturas en su estructura, con colores que varían de café claro a gris oscuro y bastante vegetación en la superficie (Fig. 3.45 a). A su vez, esta roca se puede observar en contacto con un depósito de roca ignimbótica de matriz oscura, de grano fino, muy bien soldada, con fragmentos de vidrio de hasta 3 cm, fragmentos de líticos de colores rojos y gris oscuro de hasta 4 mm de largo, pómex amarillas, de aspecto anguloso de tamaños de hasta 3 mm y cristales de plagioclasa inmersos en la matriz de la ignimbrita. Por otro lado, la muestra HM-28 es extraída de un afloramiento de aproximadamente 7 m de altura, de un depósito masivo de roca de composición andesítica, bien soldada pero muy fracturada, con un color de intemperismo que va de gris oscuro a blanquizco y un color blanquizco en las partes de roca sana (Fig. 3.45 b).



Fig.3.45. La muestra HM-21 fue extraída del afloramiento que se muestra en a), mientras la muestra HM-28 se tomó del depósito presentado en el b).

En muestra de mano, para el caso de la roca correspondiente a la clave HM-21 (Fig. 3.46 a), se describe a un espécimen muy bien consolidado, con muy pocas fracturas en su estructura, con un color de intemperismo que varía entre café claro, verde opaco y gris oscuro, un color gris claro a gris oscuro en roca sana y una textura Fanerítica que permite describir a una matriz de grano fino, color gris claro a oscuro, con minerales visibles como Hornblendas (Hbl) y Epidotas (Ep). En relación a la muestra HM-28 (Fig. 3.46 b), se describe

a una roca deleznable por el intenso intemperismo y fracturamiento presente en ella, con un color de intemperismo que varía de gris oscuro a anaranjado y tonos gris claro a blanquizco en las partes de roca sana, con una textura Fanerítica de matriz de grano fino color blanca a gris claro y minerales visibles como Plagioclasas (Plg) de color blanco lechoso de hasta 4 mm de largo, Hornblendas (Hbl) de aspecto tabular, de hasta 3 mm de largo, color café oscuro, Biotitas (Bt) con aspecto laminar, color café, brillo vítreo y finalmente Cuarzos (Qz) llenando huecos, con un ligero tono de color morado, como en el caso del cuarzo amatista.

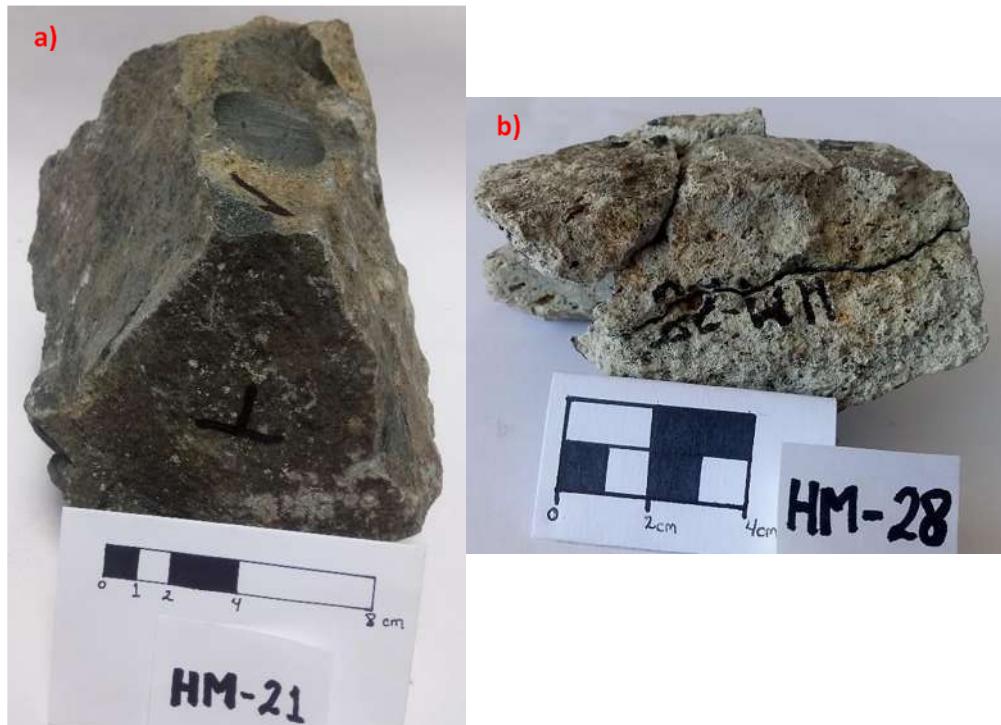


Fig. 3.46. Se observa en el a) a la muestra HM-21y en el b) la muestra HM-28.

Se realiza una descripción un poco más a detalle de los minerales que conforman a las rocas pertenecientes a la unidad litológica Tpa – And 2, en donde podemos obtener una descripción a microescala a partir de imágenes en 3D obtenidas por medio de la técnica de microtomografía de rayos-X e imágenes en 2D con un aumento de 60X logrado con una lupa de mano. En el caso de la muestra orientada HM-21 (Fig. 3.47 a), se obtienen imágenes en 3D que permiten caracterizar a una matriz de grano fino (Fig. 3.47 b) y algunos minerales visibles en ella como Epidotas (Ep) de aspecto astiloso o prismático (Fig. 3.47 d) y Hornblendas (Hbl) con un aspecto prismático que en algunas ocasiones pueden tomar forma de agujas (Fig. 3.47 e). Con las imágenes en 2D se puede comprobar la existencia de estos

minerales y asignar un color gris a la matriz y los colores verde pistache a la Ep (Fig. 3.47 c) y verde oscuro a negro de las Hbl (Fig. 3.47 f).

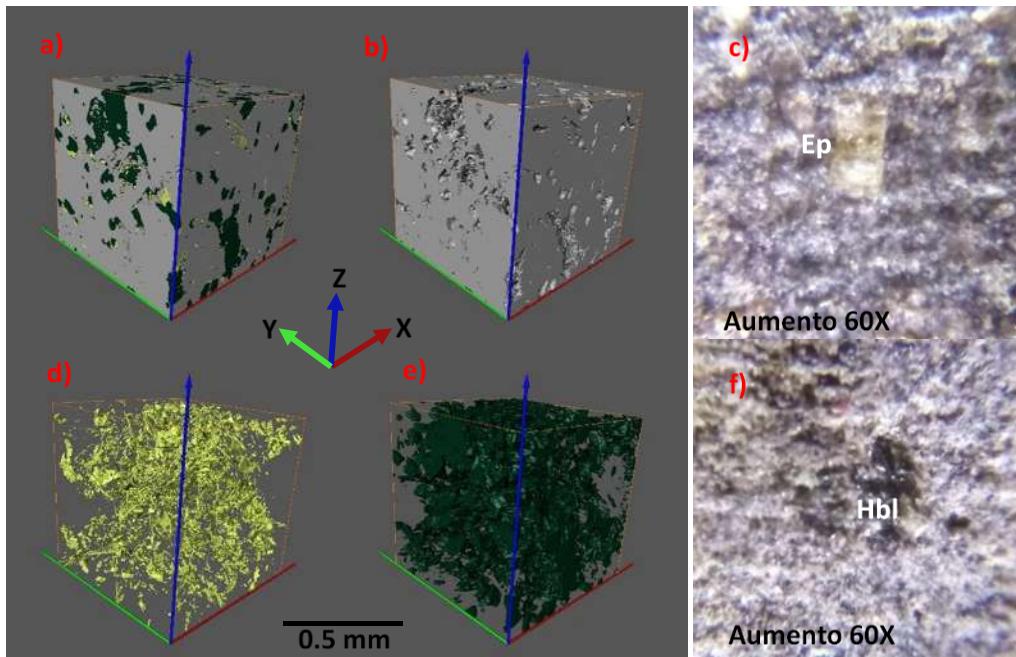


Fig. 3.47. Para la muestra HM-21 se representa en 3D en el a) a la roca en general, en el b) la matriz, en el d) la Epidota y en el e) la Hornblenda. En 2D se observan en el c) a la Epidota y en el f) a la Hornblenda.

Para la muestra HM-28 se obtienen imágenes en 3D que a partir de las densidades de los materiales que conforman a la roca, nos permite describir a todos los componentes de la misma (Fig. 3.48 a), en este caso el mineral de mayor densidad como un componente de formas redondeadas o cubicas de poco volumen (Fig. 3.48 e), de igual manera el elemento con densidad menor al anterior se observa en formas tabulares alargadas y como prismas cortos (Fig. 3.48 d), finalmente se obtiene otro material con la densidad menor en la roca que conforma el mayor porcentaje de la muestra (Fig. 3.48 b). Con las imágenes en 2D que se obtienen con el aumento de 60X, podemos identificar a los minerales que conforman cada uno de los componentes designados por medio de las densidades que los caracterizan (Fig. 3.48 c y f), es así que, a aquel componente de mayor peso específico se reconoce como Piritita (Py) de grano fino, diseminada en la roca, con aspecto cúbico y color amarillo opaco. Por otro lado, el material de menor densidad al anterior es compuesto por fragmentos de minerales que comparten un mismo rango de densidad conformados por Hornblendas (Hbl) en formas tabulares alargadas, de color verde oscuro y Biotitas (Bt) de formas prismáticas

cortas, como agregados laminares de color café oscuro. Finalmente, en el último componente identificado con las imágenes en 3D se engloban a la matriz y a aquellos minerales cuya densidad es igual a esta, como Plagioclasas (Plg) de aspecto tabular, color blanco lechoso y Cuarzo (Qz) secundario, con aspecto de pirámides translúcidas o con algunas tonalidades de violeta, que puede observarse rellenando huecos.

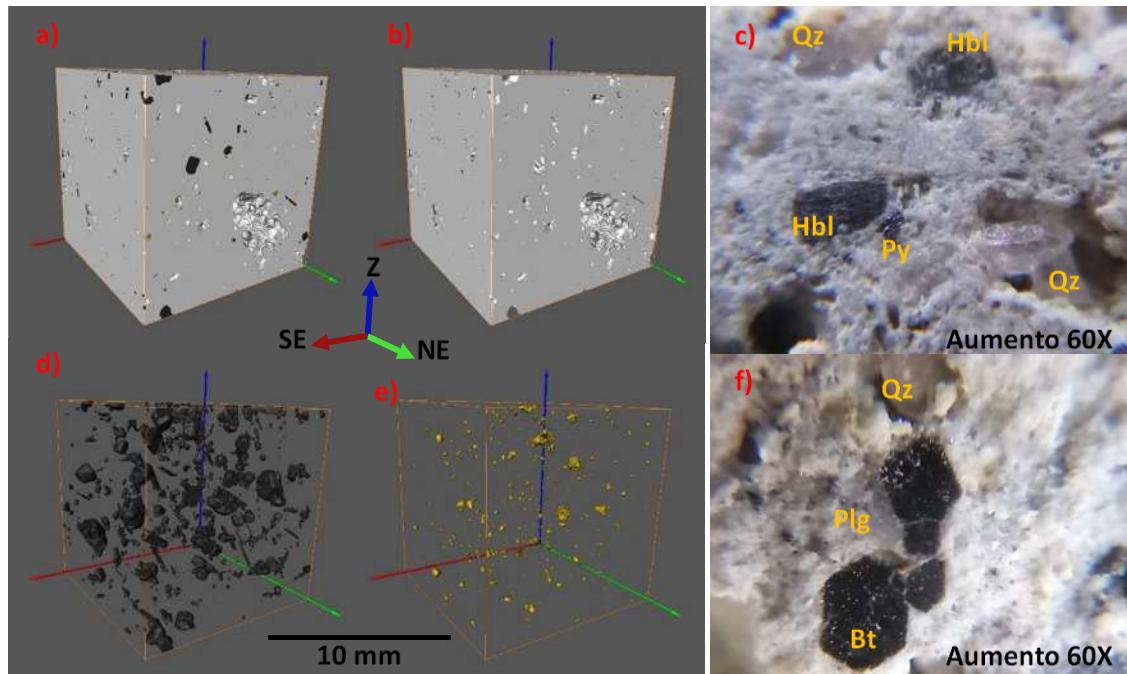


Fig. 3.48. Para la muestra HM-28 se representa en 3D en el a) la roca en general, en el b) a la matriz, compuesta por Plagioclasas y Cuarzo, en el d) Hornblenda y Biotita y en el e) la Piritita. En 2D los incisos c y f se comprueban los minerales mencionados.

3.3.2. Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH).

En el área que comprende al CGLH se realizan los mismos estudios de Microtomografía de rayos-X que nos permite obtener una representación en 3D de los componentes de algunos núcleos a profundidad obtenidos de pozos de exploración perforados en la zona de interés. Debido a la forma en la que se obtuvo la muestra para el análisis, es imposible determinar una orientación magnética.

3.3.2.1. Basamento.

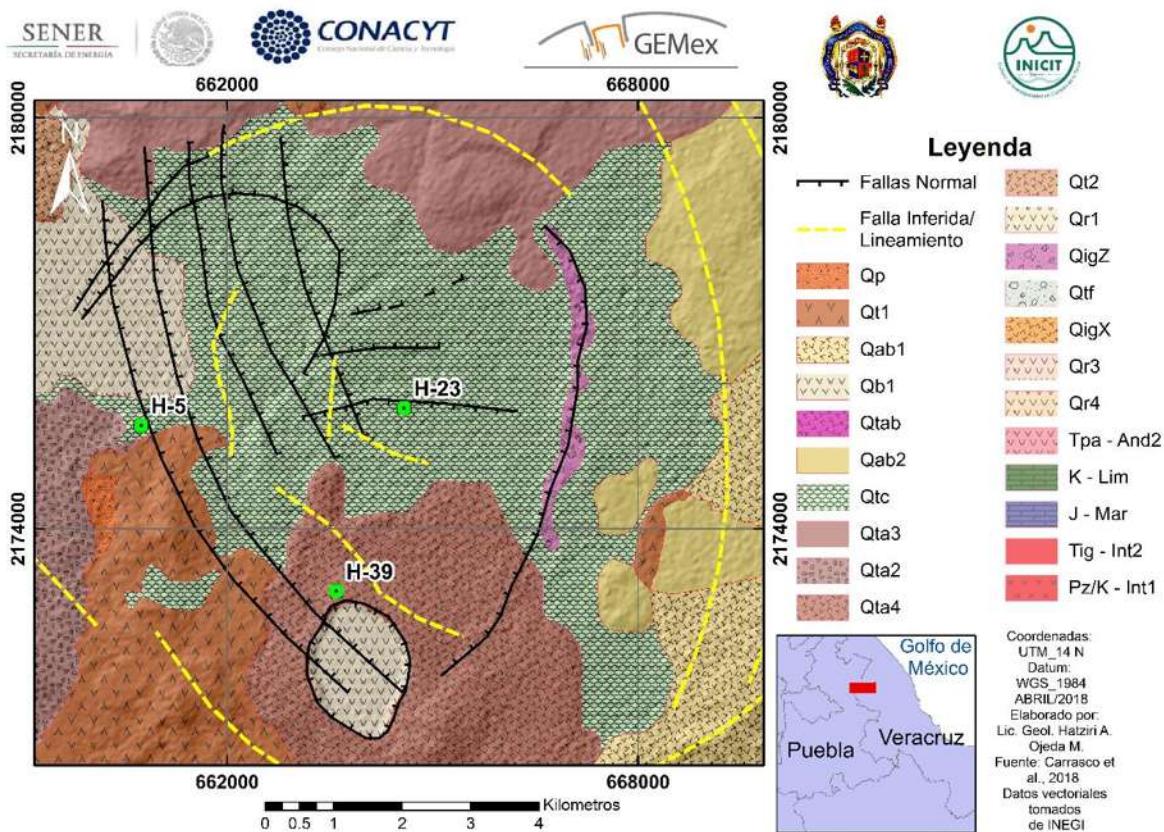


Fig. 3.49. Mapa geológico-estructural del CGLH.

A partir del pozo H-5, ubicado en la zona occidental del mapa (Fig. 3.49), sobre la falla Malpaís, se obtiene la muestra Hum-01, a una profundidad de 325 msnm, con una composición que la clasifica como ignimbrita, formando parte de la litología perteneciente al basamento pre- volcánico de la zona (Carrasco *et al.*, 2017a).

A pesar de no obtener una descripción de afloramiento, podemos caracterizar la muestra de mano o fragmento de núcleo (Fig. 3.50), determinando un aspecto un poco deleznable, sin fracturamiento evidente, con un color café opaco a blanquizco, textura Fanerítica, con una matriz de grano medio, correspondiente a arenas color café opaco, con fragmentos líticos de hasta 2.4 cm de largo, de composición heterogénea que varían de lo que parecen ser depósitos terrígenos, calcáreos y algunas andesitas con una gran cantidad de hornblendas en su estructura.

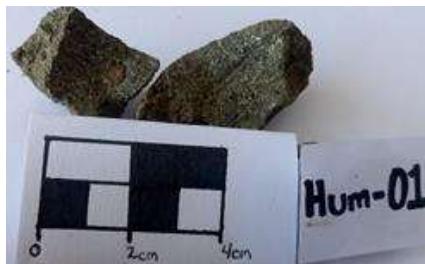


Fig. 3.50. Muestra de mano o núcleo correspondiente a la muestra Hum-01.

La muestra también es analizada a través de la técnica de microtomografía de rayos-X, obteniendo como uno de los resultados, una secuencia de imágenes en 3D con un tamaño de pixel de $3.3. \mu\text{m}$, que permiten caracterizar los minerales que componen a la roca, esto de manera dependiente a la densidad del material constituyente, lo cual es posteriormente corroborado con imágenes en 2D con un aumento de 60X obtenidas de la misma muestra, con ayuda de una lupa de mano. De esta manera podemos describir a una muestra con matriz de grano de tamaño de arenas, de color café claro a verde opaco (Fig. 3.51 a, b, c y d), con minerales visibles como Plagioclasas (Plg) de aspecto alargado, color blanco lechoso (Fig. 3.51 a, d y c) y Hornblendas (Hbl) en forma de prismas un poco cortos, de color café a verde oscuro (Fig. 3.51 a, e y f) y algunos fragmentos líticos que no son distinguibles con ayuda de la Microtomografía, pero si se observan en las imágenes en 2D.

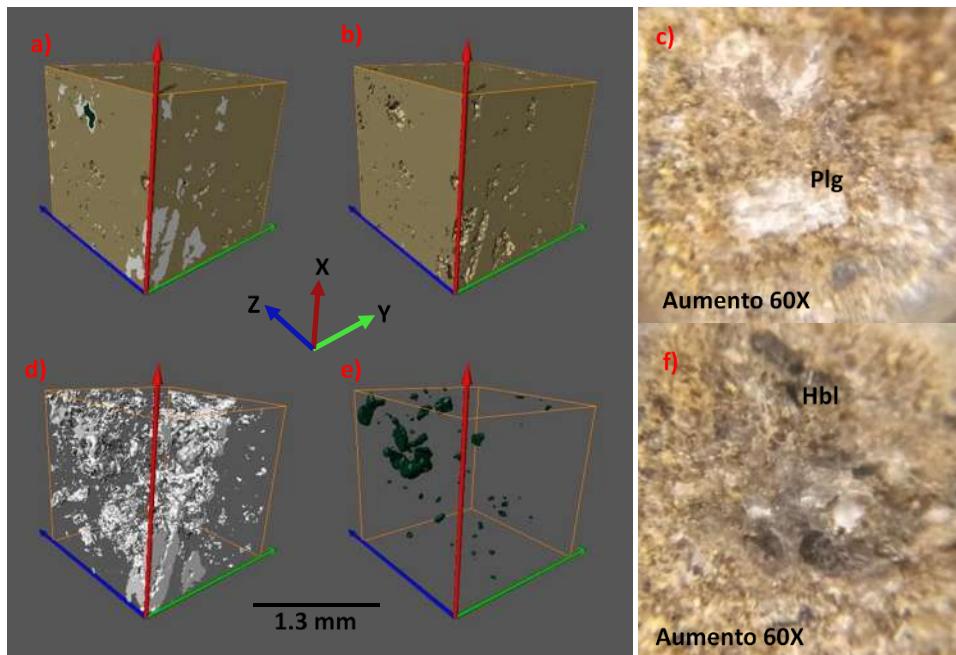


Fig. 3.51. La muestra Hum-01 es representada en 3D, en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz, en el d) las Plagioclasas y en el e) las Hornblendas. En los incisos c y f se observan en 2D a los minerales antes mencionados.

3.3.2.2. Pre- Caldera.

Provenientes de los pozos H-23 y H-39, ubicados en la parte central de la caldera, un poco al sur de la falla las Papas y en la parte norte del Xalapazco (Fig. 3.49), respectivamente, se obtienen las muestras Hum-03 y Hum-14, a una profundidad de 1201 msnm y 1800 msnm, cuya composición las clasifica como rocas volcánicas de composición Andesítica.

En el caso de la muestra Hum-03 (Fig. 3.52 a), se describe a una roca de composición Andesítica que posiblemente pertenece a la Formación Teziutlán (González *et al.*, 1993), debido a la mineralogía que presenta y a la profundidad en la que ésta fue recolectada. Es así que se describe una muestra de mano bien soldada, sin fracturamiento visible, de color gris a vino opaco, con una textura Fanerítica, con una matriz de grano fino color rojo opaco, con minerales visibles como Plagioclasas (Plg) de aspecto alargado, de hasta 0.5 cm de largo, algunos con un aspecto transparente translucido, otras de color blanco lechoso y en muy poca cantidad lo que parecen ser Hornblendas (Hbl) muy oxidadas, con un color café oscuro casi negro.

Por otro lado, la muestra Hum-14 (Fig. 3.52 b), también es una roca volcánica de composición intermedia, sin embargo, con una proporción mucho mayor de cristales de Hornblenda, ésta podría formar parte de la unidad litológica de Andesitas y Basalto de edad Miocénica, pertenecientes a la etapa Pre-Caldera del CGLH (Carrasco *et al.*, 2017b). Por lo tanto, describimos una muestra de mano bien soldada, sin fracturamiento evidente, de color blanquizo, aspecto sedoso y textura Fanerítica, con una matriz entre intermedio y fino, de color blanquizo, aspecto sedoso, con algunos minerales visibles como Hornblendas (Hbl) de color verde oscuro, con formas prismáticas y Epidotas (Ep) de color verde pistache.

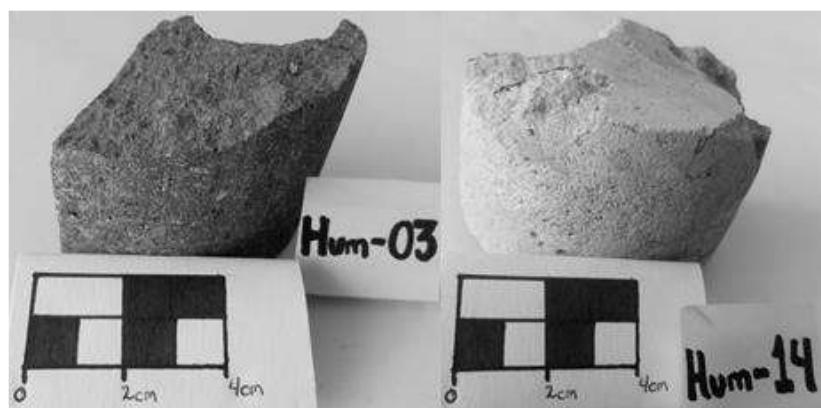


Fig. 3.52. Se observa en el a) a la muestra Hum-03 y en el d) la muestra Hum-14.

Para obtener una descripción más detallada, se obtiene la caracterización en 3D a partir de las densidades de los minerales constituyentes de cada una de las muestras, así como las imágenes en 2D que son utilizadas para corroborar y asignar algunas características como el color a los resultados obtenidos por medio de las densidades.

De esta manera, la muestra Hum-03 (Fig. 3.53 a) es caracterizada por una matriz de grano fino, color rojo opaco a gris, con minerales como Plagioclasas de color blanco lechoso o en algunos casos transparentes con un brillo translucido (Fig. 3.53 d) que, debido a su densidad, en la representación en 3D no pueden diferenciarse de la matriz de la roca (Fig. 3.53 b). Finalmente, estas Plg están acompañadas por algunas Hornblendas muy oxidadas, de color café oscuro a negro (Fig. 3.53 c y d).

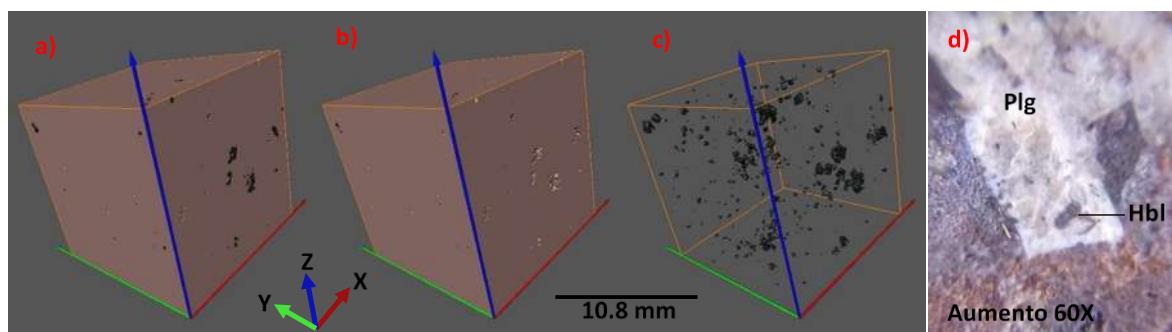


Fig. 3.53. Para la muestra Hum-03 se representa en 3D, en el a) a la roca en general, en el b) a la matriz y Plagioclasas como un solo volumen y en el c) a los fragmentos de Hornblendas. En el d) se corroborar la mineralogía con las imágenes en 2D.

En la muestra Hum-14 (Fig. 3.54 a, c y f) se describe a una matriz de grano fino, color blanco (Fig. 3.54 b, c y f) con minerales visibles en ella como Hornblendas (Hbl) de color verde oscuro (Fig. 3.54 c, d y f), con aspecto prismático y Epidotas (Ep) de color verde pistache, con aspecto tabular y fractura concoidea (Fig. 3.54 c, e y f).

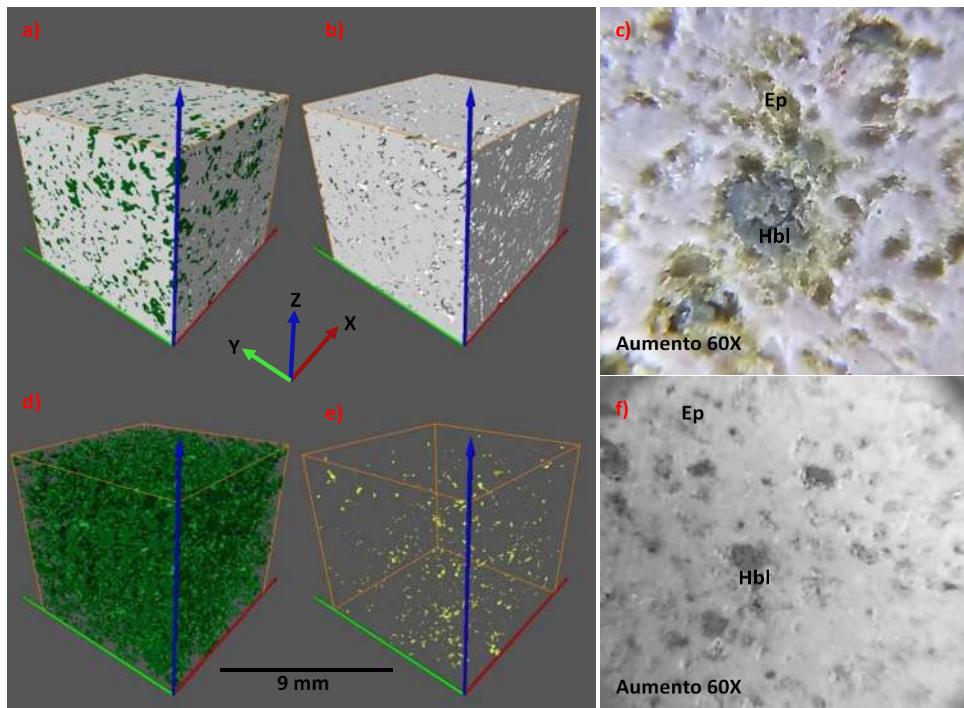


Fig. 3.54. Para la muestra Hum-14 se representa en 3D, en el a) la roca en general, en el b) la matriz, en el d) las Hornblendas y en el e) las Epidotas. En los incisos c y f se muestran las imágenes 2D que corroboran los minerales mencionados.

3.4. Permeabilidad.

La permeabilidad puede ser determinada por medio de la Ley de Darcy que dice que la velocidad de un fluido homogéneo en un medio poroso es proporcional a la fuerza de empuje (gradiente de presión) e inversamente proporcional a la viscosidad del fluido (Escobar, 2012) y las ecuaciones de Navier-Stokes que describen matemáticamente el movimiento de los fluidos, con la estructura del medio como condiciones de contorno, determinando que la permeabilidad depende de la caracterización del medio, es decir, de la fracción en volumen de poro, la distribución del tamaño de los poros o la conectividad, la forma y tamaño de los poros, etc.

3.4.1. Evaluación de la Porosidad.

Como ya se mencionó, la permeabilidad dependerá de las características del medio, por lo tanto, se realiza un análisis cuantitativo de las propiedades que presenta la porosidad en las muestras de rocas que son utilizadas para este trabajo. Se determinan la fracción en volumen de poro (Porosidad Total), la Interconectividad (Porosidad efectiva), el tamaño

medio de poro y la tortuosidad (Tabla I) por medio de la técnica de Microtomografía de rayos-X y los programas ImageJ y Avizo®, permitiendo obtener también una representación gráfica de las mismas.

Tabla I. Se muestra la caracterización cuantitativa de la porosidad presente en las muestras de interés, pertenecientes al DMLM (Distrito Minero Las Minas) y el CGLH (Campo Geotérmico de Los Humeros).

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel (μm)	Vol analizado (cm ³)	Fracc en volumen de poro (%)	Interconectividad (%)	Tamaño medio de poro (cm)	Tortuosidad
DMLM							
Pz - Int 1	HM-06	27.529	21.82	2.12667552	11.325696	0.01017235	6.3928
	HM-07	27.323	28.66	0.12254297	0.21093797	0.00549775	nan
Tig - Int 2	HM-05	27.511	21.79	1.067556771	34.2666825	0.01627068	nan
Dique Máfico	HM-01	27.529	21.82	4.45288177	7.91038609	0.01484234	nan
J - Mar	HM-03	28.089	12.78	4.60252222	43.9893328	0.01006894	4.74468
	HM-26	27.529	21.82	1.31487188	98.424904	0.01575647	1.65214
K - Lim	HM-12	27.501	29.04	0.06935664	46.8237896	0.01200126	nan
	HM-19	27.119	28.24	1.10321758	70.5373716	0.01739717	2.5454025
OIB	HM-10	27.912	22.43	9.68693893	27.1278612	0.12284597	2.66185
	HM-10	1.33783	0.05	5.45488646	50.6507934	0.00065534	2.86351667
And 1	HM-23	27.501	21.78	0.38785586	4.8597974	0.01134711	nan
	HM-23	1.37468	0.05	0.11090052	9.72784361	0.00049192	nan
	HM-24	27.529	21.82	0.10334531	34.6093637	0.00788797	nan
And 2	HM-21	1.33783	0.05	2.85015573	38.2285987	0.00067034	3.48039
	HM-28	26.939	27.86	7.87005703	19.0614511	0.02893325	nan
CGLH							
Ig 325msnm Basamento	Hum-01	3.3	0.31	10.82431728	55.9239593	0.00263144	2.43466
And 1201msnm Pre-Caldera	Hum-03	27.119	28.24	3.81613477	3.59334335	0.00773656	nan
	Hum-03	4.9987	0.47	4.0850611	37.447997	0.00248039	2.1187
And 1800msnm Pre-Caldera	Hum-14	22.586	19.58	4.57892461	7.73306037	0.00990039	2.76061
	Hum-14	4.9987	0.95	10.442312	12.403217	0.00086698	2.69529

Con la intención de obtener una perspectiva más clara y simplificada de la caracterización de la porosidad en las rocas de interés para este trabajo, se muestran los datos en gráficas. Para ello se clasificarán los datos en el color correspondiente a la litología a la que pertenece cada muestra.

Con la microtomografía de rayos-X se ha podido determinar en todas las litologías estudiadas del área, que la porosidad total en ellas no es mayor al 11% del volumen total de la roca. Las rocas de composición andesítica (Hum-14) e ignimbritica (Hum-01) obtenidas del CGLH y las pertenecientes a las formaciones OIB (HM-10) y Tpa-And 2 (HM-28) extraídas del DMLM, son las que cuentan con el mayor porcentaje de porosidad total en su estructura (8% a 11%) , mientras que los porcentajes más bajos de porosidad total en las rocas (menor a 1%) corresponden a aquellas de las formaciones And 1 (HM-23, HM-24), K-Lim (HM-12) y Pz-Int 1(HM-07) adquiridas en el DMLM (Fig. 3.55). Es importante mencionar que la escala de la muestra con la que se trabaja puede influir, permitiendo que en las escalas más pequeñas (menores a 5 μm) se pueda contemplar hasta la porosidad más pequeña observable, que evidentemente será mayor que en las escalas más grandes (mayor a 27 μm).

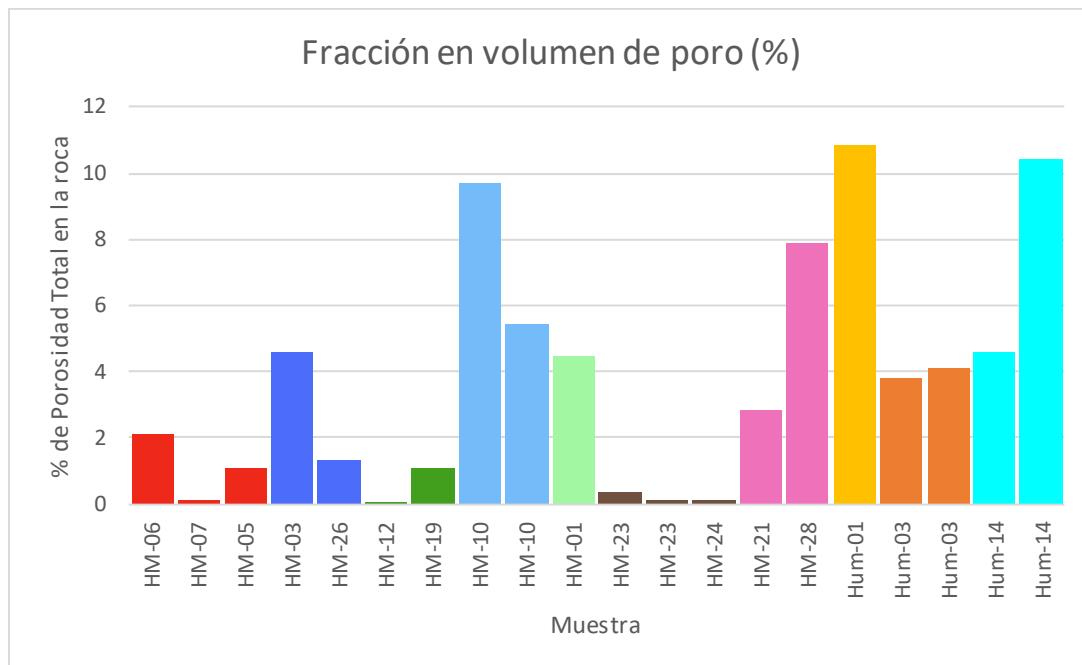


Fig. 3.55. Porosidad Total presente en cada una de las muestras, donde podemos identificar los mayores rangos de porosidad en las rocas de composición andesítica (HM-28, Hum-14), basáltica (HM-10) e ignimbritica (Hum-01).

A pesar de que la porosidad total es mayor en las formaciones de rocas de composición andesítica, las rocas que presentan el mayor porcentaje de porosidad efectiva (70% a 98%) son aquellas pertenecientes a sedimentos continentales y calcáreos de las formaciones J-Mar (HM-26) y K-Lim (HM-19) obtenidas del DMLM, mientras que en el CGLH las rocas de composición ignimbritica (Hum-01) aún siguen mostrando los mayores porcentajes, en este caso de porosidad efectiva (Fig.3.57). Por otro lado, el menor porcentaje de porosidad efectiva (menor al 5%) presente en las rocas corresponden a aquellas provenientes de las formaciones Pz-Int 1 (HM-07), And 1 (HM-23) del DMLM y las rocas de composición andesítica (Hum-03) del CGLH (Fig. 3.56), coincidiendo con los resultados de porosidad total.

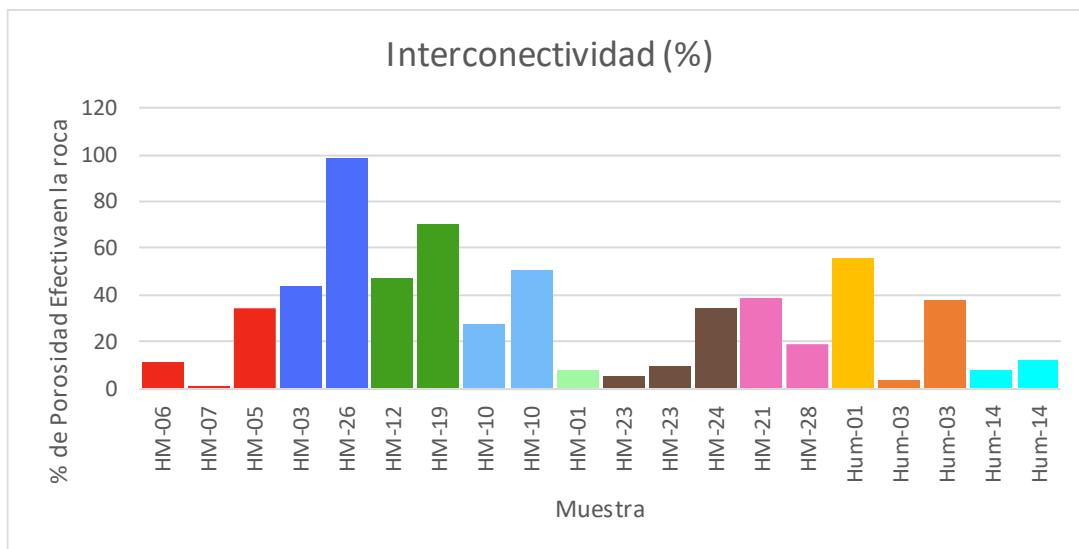


Fig. 3.56. Porcentajes de interconectividad o porosidad efectiva, en donde las muestras correspondientes a depósitos calcáreos (HM-26 y HM-19) obtenidos del DMLM e ignimbritica (Hum-05) extraídos del CGLH presentan los mayores porcentajes.

Por otro lado, el tamaño medio de poro de las rocas estudiadas es directamente influenciado por la escala de la muestra, de tal manera que aquellos ejemplares cuyas imágenes fueron adquiridas con un tamaño de pixel menor a 5 μm , son condicionados por el tamaño de la muestra en la que se realizaron los estudios y por tanto el volumen de roca analizada, reduciendo la cantidad de poros de un tamaño mayor a 0.009 cm^3 diferencia de los ejemplares con tamaños de pixel mayores a 27 μm . En este caso, las muestras con un tamaño medio de poro mayor (0.12 cm y a 0.028 cm), son aquellas medidas de imágenes

adquiridas con un tamaño de pixel mayor a 27 μm , pertenecientes a las formaciones OIB (HM-10) probablemente favorecida por la gran cantidad de gas presente en la lava que genera la formación de vesículas a la hora del depósito y Tpa-And 2 (HM-28), que son muestras adquiridas en el DMLM (Fig. 3.57).

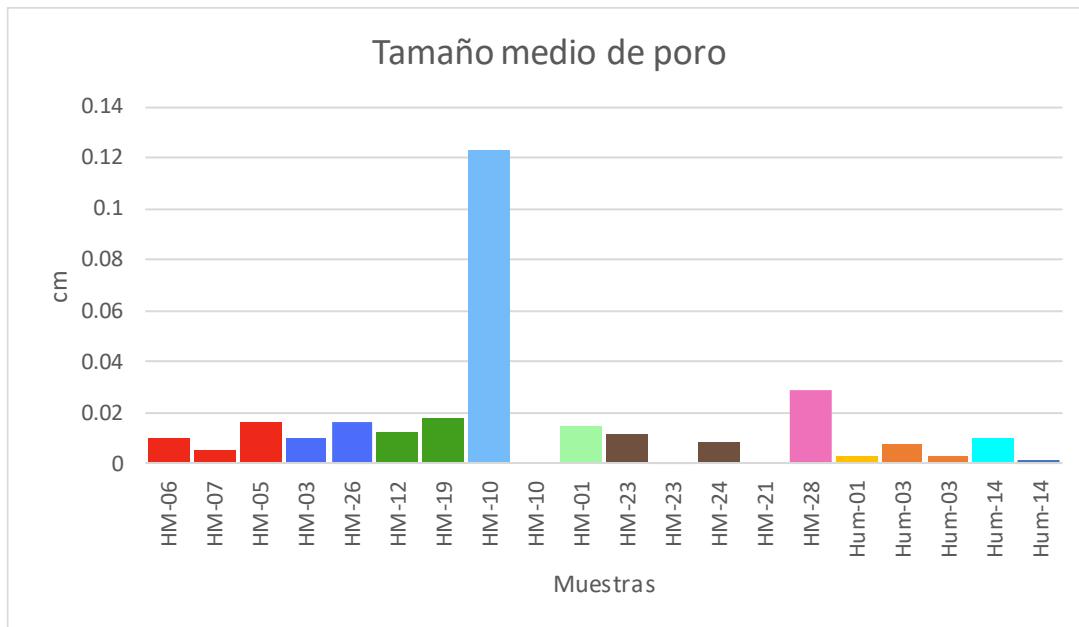


Fig. 3.57. Tamaño de poro de las muestras, en donde se puede observar que las rocas con los poros más grandes en su estructura son aquellas de composición basáltica (HM-10) y las de composición andesítica (HM-28).

Finalmente, la tortuosidad es la característica que define la relación entre el camino real y el camino más corto que puede recorrer el fluido a través del material por medio de la porosidad efectiva en una dirección, de estos aspectos dependerá la permeabilidad, es decir, cuando la muestra presenta porosidad efectiva y tortuosidad, la permeabilidad será posible en el material. Sin embargo, la permeabilidad de las rocas es directamente afectada por la tortuosidad, entre más cercano a 1 sea esta característica, menor será la dificultad con la que el fluido tenga que atravesar el medio y por lo tanto la permeabilidad aumentará.

En este caso, las muestras que presentan la tortuosidad más cercana a 1 (1.6 y 1.7) son aquellas muestras correspondientes al depósito de sedimentos terrígenos y calcáreos de la formación J-Mar (HM-26) obtenida de DMLM y a la roca de composición andesítica (Hum-03) extraída del CGLH, que corresponden con los datos adquiridos de porosidad efectiva (Fig. 3.58). Por otro lado, la muestra que presenta datos de porosidad efectiva pero una tortuosidad muy lejana a 1 (6.3) es la perteneciente a la formación Pz-Int 1 (HM-07). Sin

embargo, aquellas muestras que reportan una tortuosidad nula, corresponden con aquellas que obtienen una porosidad muy baja y poca interconectividad.

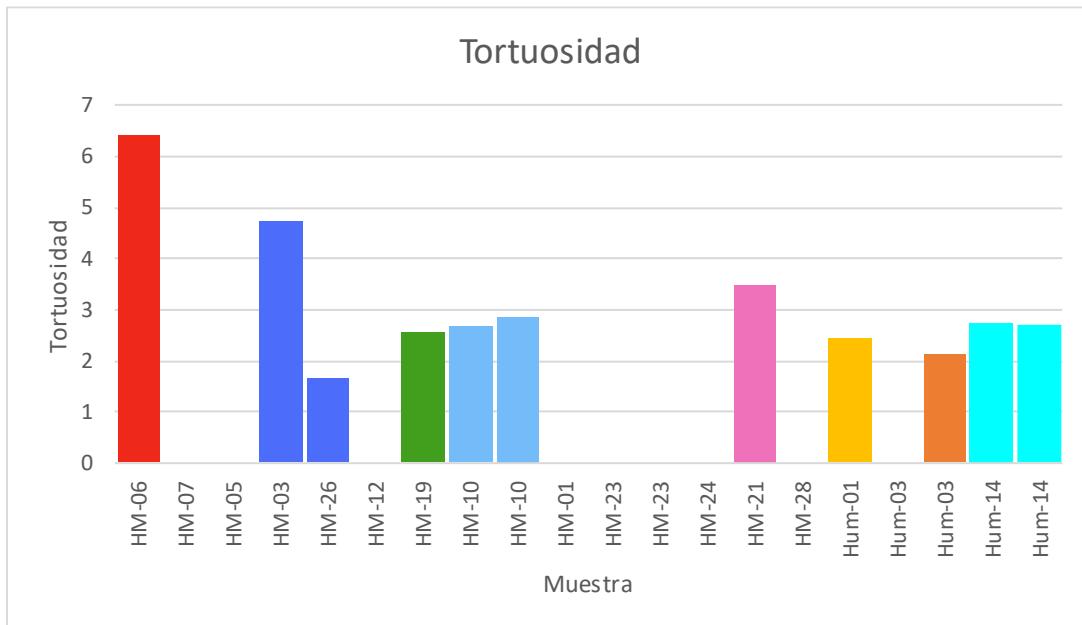


Fig. 3.58. Tortuosidad de las muestras, en donde podemos observar que las rocas con mayor tortuosidad son aquellas de composición granítica (HM-06) y calcárea (HM-03).

3.4.2. Simulaciones Numéricas.

Es importante mencionar que debido a que el proceso puede realizar las simulaciones en las 3 direcciones de las muestras (X, Y y Z), la ventaja de esta técnica es la oportunidad de adquirir los datos de permeabilidad y evaluar en las 3 dimensiones, esto permite asignar la dirección real de éstas, en donde Z será la altura, mientras que X y Y pueden tomar el valor de la orientación magnética real tomado en campo. De esta manera es posible relacionar las permeabilidades obtenidas a microescala con las estructuras presentes en campo, ya sean fallas, fracturas o plegamiento.

3.4.2.1. Distrito Minero Las Minas (DMLM).

3.4.2.1.1. Unidad Pz – Int 1.

Tabla II. Permeabilidades obtenidas de la unidad litológica Pz – Int 2.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)			
			X	Y	Z	
Pz-Int 1	HM-06	27.529	0.20082283	NO	0.00056883	NE
	HM-07	27.323	0	NNO	0	NNE
						0

Ambas muestras presentan porosidad en su estructura, sin embargo, las características morfológicas de ésta, condicionan la permeabilidad (Tabla II). Como se puede ver en la muestra HM-07 (Fig. 3.59) la porosidad es poca (Fig. 3.56) y los poros son pequeños (Fig. 3.57), lo que dificulta que puedan estar en contacto unos con otros y por lo tanto la porosidad efectiva es nula y los fluidos no pueden transportarse a través de ella y por lo tanto no se puede obtener una simulación del paso de los fluidos. Sin embargo, en la muestra HM-06 (Fig. 3.60) se puede observar una porosidad total mayor (Fig. 3.55), con poros de tamaños heterogéneos, que generan conectividad (Fig. 3.56) y una tortuosidad de hasta 6.3 (Fig. 3.58), debido a que los poros de menor tamaño dificultan el paso del fluido a diferencia de los poros más grandes. En el caso de la muestra HM-06 se puede observar que la permeabilidad está ligada más a una porosidad secundaria generada por fracturas que se encuentra cerradas por minerales secundarios, pero aún presentan porosidad, que tiene una mayor influencia en dirección NO (Tabla 2).

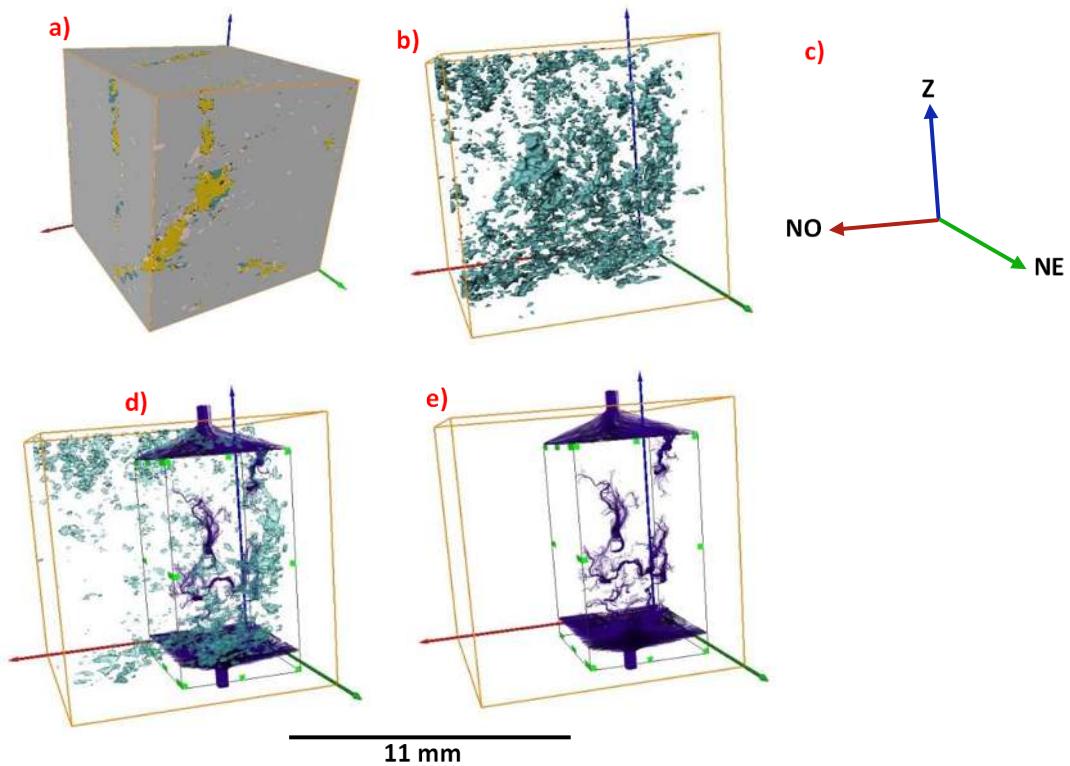


Fig.3.59. En el a) se representa la muestra HM-06, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en ellos incisos d y e a la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

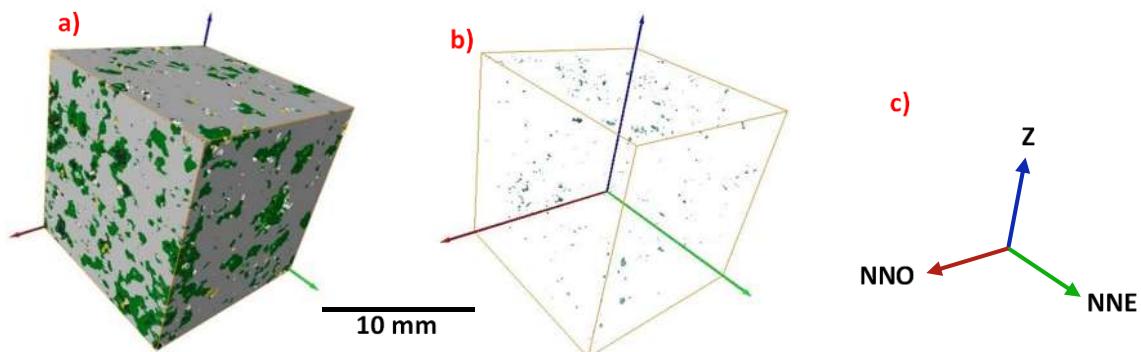


Fig.3.60. En el a) se representa la muestra HM-07, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

3.4.2.1.2. Unidad Tig – Int 2.

Tabla III. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Tig – Int 2.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
Tig-Int 2	HM-05	27.511	0	N	0 E 0

En la muestra HM-05 correspondiente a la unidad Tig-Int2 (Fig. 3.61 a), se puede observar una roca con porosidad total evidente, sin embargo, no existe una conectividad entre ella que permita el paso de los fluidos a través de la roca y por tanto la simulación del paso de los fluidos es imposible (Tabla III). En este caso, con ayuda de los modelos en 3D que caracterizan de manera gráfica el volumen de la porosidad, se puede determinar que se trata de una porosidad secundaria (Fig. 3.61 b), debido a que esta se encuentra alineada en una dirección específica como si estuviera llenando estructuras de fracturas o de erosión y/o alteración de minerales preexistentes en la roca.

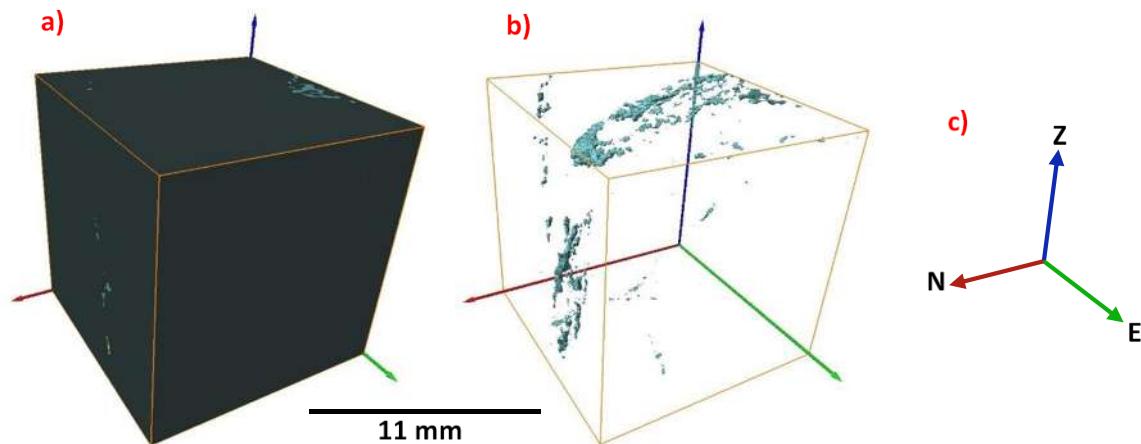


Fig. 3.61. Se representa en el a) a la muestra HM-05, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

3.4.2.1.3. Unidad J – Mar.

Tabla IV. Resultados de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica J - Mar.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
J-Mar	HM-03	28.089	1.84949673	SO	0.92990298 SE 0.00326773
	HM-26	27.529	2.76101073		14.0514068 15.6776322

Las muestras obtenidas de la unidad litológica J – Mar presentan permeabilidad en su estructura (Tabla IV). En el caso de la muestra HM-03 (Fig. 3.62 a) se caracterizó a una roca con un porcentaje de porosidad total de hasta el 4% (Fig. 3.62 b), con una interconectividad entre poros mayor al 40%, con un tamaño medio de poro de hasta 0.01 cm, permitiendo una tortuosidad promedio de 3.45, lo que genera una permeabilidad de hasta 1.8 mD (Fig. 3.62 d y e) en dirección SO (Fig. 3.62 c), que es el resultado de una permeabilidad secundaria, resultado de fracturas que a su vez se encuentran rellenas por minerales secundarios.

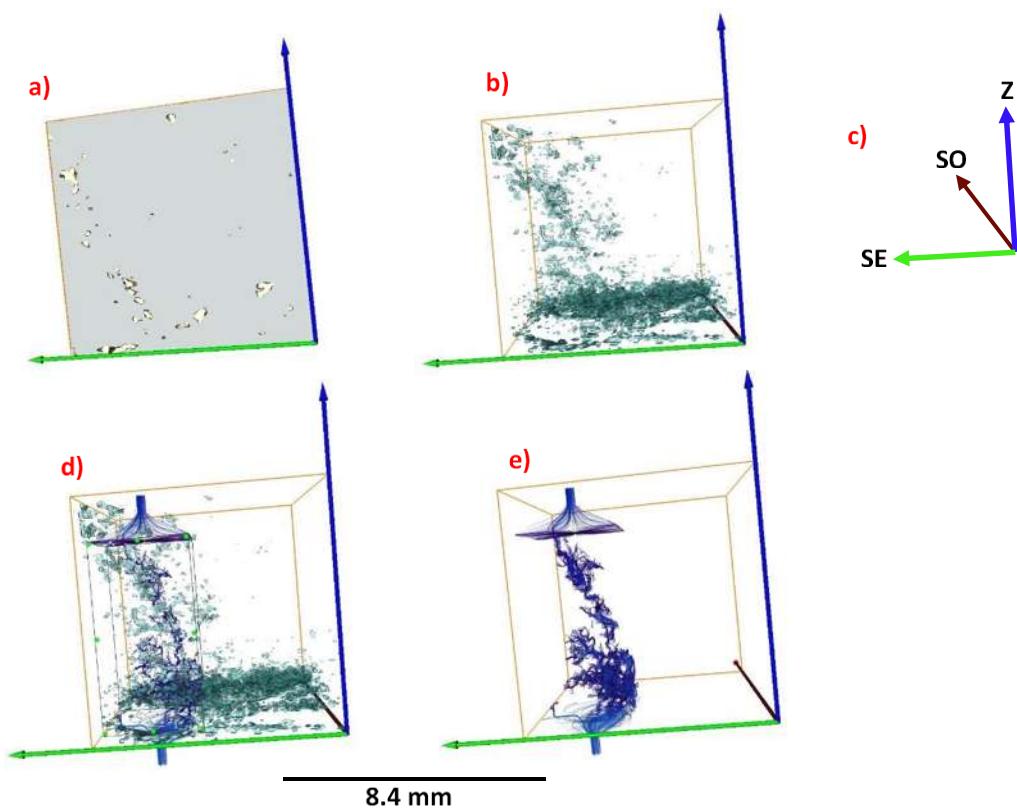


Fig. 3.62. Se representa en el a) a la muestra HM-03, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

También, se obtienen las características de la porosidad de la muestra HM-26 (Fig. 3.63 a), con un porcentaje de porosidad total (Fig. 3.63 b) menor a la muestra anterior (1.3 %), sin embargo, la interconectividad en ella es del 98.4% con un tamaño medio de poro de hasta 0.015 cm, reduciendo la tortuosidad en comparación con la muestra anterior a un valor de 1.6, aumentando considerablemente la permeabilidad en la roca (Fig. 3.63 d y e),

lamentablemente el tipo de depósito donde se extrajo la muestra, no nos da una orientación magnética confiable y por lo tanto, no son asignadas las direcciones en las permeabilidades obtenidas (Fig. 3.63 e).

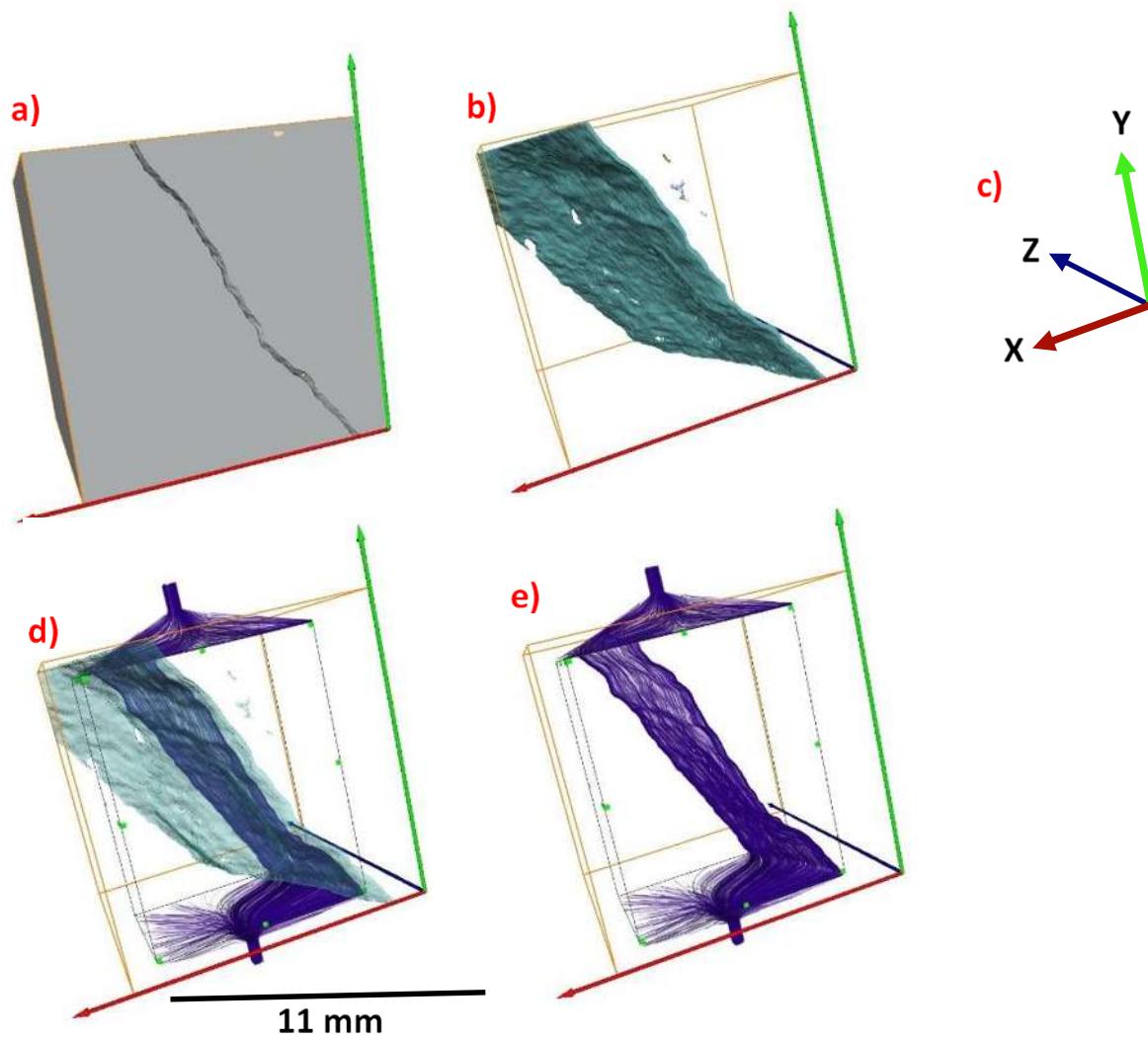


Fig. 3.63. Se representa en el a) a la muestra HM-26, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

3.4.2.1.4. Unidad K – Lim.

Tabla V. Resultados de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica K – Lim.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
K-Lim	HM-12	27.501	0	NE	0
	HM-19	27.119	19.3467902	N	20.0922889
				E	9.44933951

En esta ocasión, solo una de las muestras obtenidas para el análisis de la unidad litológica K-Lim presenta permeabilidad en su estructura (Tabla V). Con la caracterización de la muestra HM-12 (Fig. 3.64 a), podemos observar que el porcentaje de porosidad total (0.06%) no es favorable (Fig. 3.64 b), ya que a pesar de presentar más del 40% de interconectividad y un tamaño medio de poro de hasta 0.01 cm, no es posible el paso de los fluidos a través de la roca. En los resultados obtenidos por las simulaciones en 3D podemos determinar que, los poros presentes en la roca son el resultado de porosidad secundaria ligada a fracturas llenas por minerales secundarios que impiden la permeabilidad.

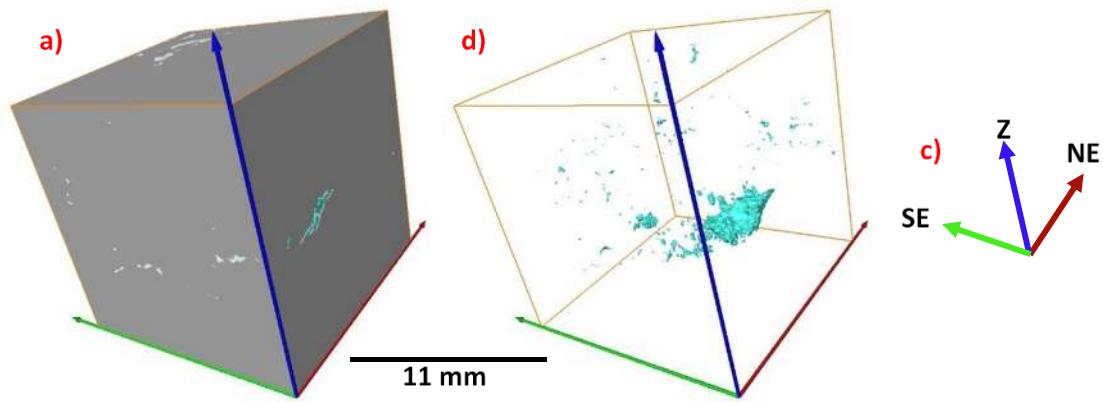


Fig.3.64. Se representa en el a) a la muestra HM-12, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

Por otro lado, la muestra HM-19 (Fig. 3.65 a) se caracteriza por tener un promedio de porosidad total de 1.10% (Fig. 3.65 b), en donde a pesar de ser un bajo porcentaje, presenta una interconectividad del 70%, con un tamaño medio de poro de hasta 0.017 cm, dando lugar a la permeabilidad. Con las representaciones en 3D de esta porosidad podemos determinar que la permeabilidad es secundaria (Fig. 3.65 d y e), derivada de fracturas que permiten un mayor flujo en dirección E-O (Fig. 3.65 c), que igual que en el caso anterior, se encuentra rellena de minerales secundarios, con la diferencia de que estos minerales no han cubierto en su totalidad a las fracturas que presenta la roca.

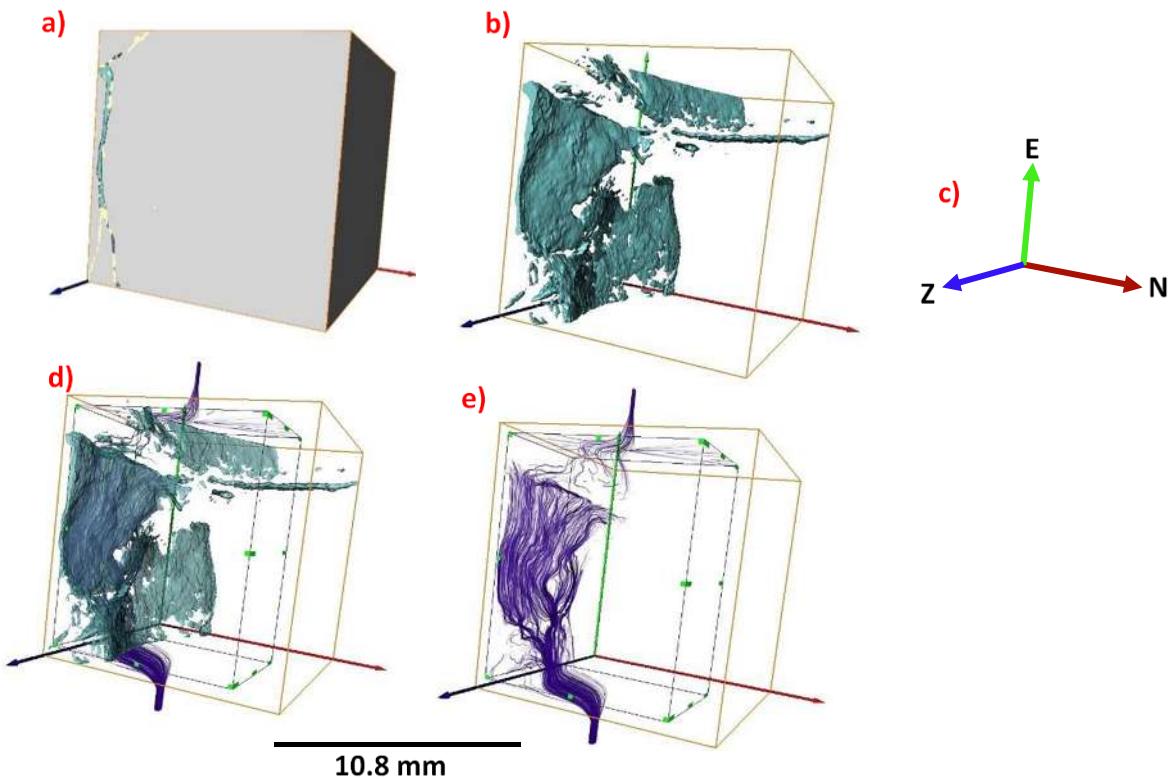


Fig. 3.65. Se representa en el a) a la muestra HM-19, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

3.4.2.1.5. Unidad OIB.

Tabla VI. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica OIB.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
OIB	HM-10	27.912	0.15219722	0.89678122	0.00415799
	HM-10	1.33783	0.00111552	0.00283171	0.00537342

Para caracterizar la permeabilidad de la unidad litológica OIB se obtiene la muestra HM-10 y debido al tipo de roca de la cual se extrae el núcleo analizado presenta el tamaño medio de poro más grande en nuestra estadística. Debido a las características de la muestra se realiza la misma metodología con dos escalas diferentes para obtener una mejor caracterización de la porosidad y determinar el tipo de permeabilidad con la que cuenta la roca.

En el caso de la caracterización de la porosidad obtenida con un tamaño de pixel de 27.9 μm podemos observar un promedio de la porosidad total de hasta el 12 % (Fig. 3.55) debido a que se cuenta con tamaño medio de poro de hasta 0.12 cm (Fig.3.57), sin embargo, la poca conectividad entre los poros es en promedio del 27% (Fig. 3.56), permitiendo obtener una permeabilidad máxima de 0.89 mD (Tabla VI). Por otro lado, los datos obtenidos con un tamaño de pixel de 1.3 μm demuestran un porcentaje promedio de la porosidad total de 5.45% (Fig.3.55), con un tamaño medio de poro de hasta 0.00067 cm (Fig. 3.57), pero con un promedio de interconectividad entre ellos del 50.65% (Fig. 3.56), resultando en una permeabilidad máxima del 0.005 mD (Tabla VI).

Tomando en cuenta el volumen de muestra analizada en cada una de las escalas trabajadas (Tabla I), podemos determinar que con el supuesto de tener una porosidad homogénea en la muestra, estaríamos determinando con el tamaño de pixel de 27.9 μm (Fig. 3.66) un máximo de 0.006 mD por cm^3 , mientras que con el tamaño de pixel de 1.3 μm se obtiene una permeabilidad máxima de 0.1 mD (Fig. 3.67), es decir, la permeabilidad no varía demasiado pero obviamente está controlada por una porosidad primaria, que puede caracterizarse mejor mientras la escala sea aumentada.

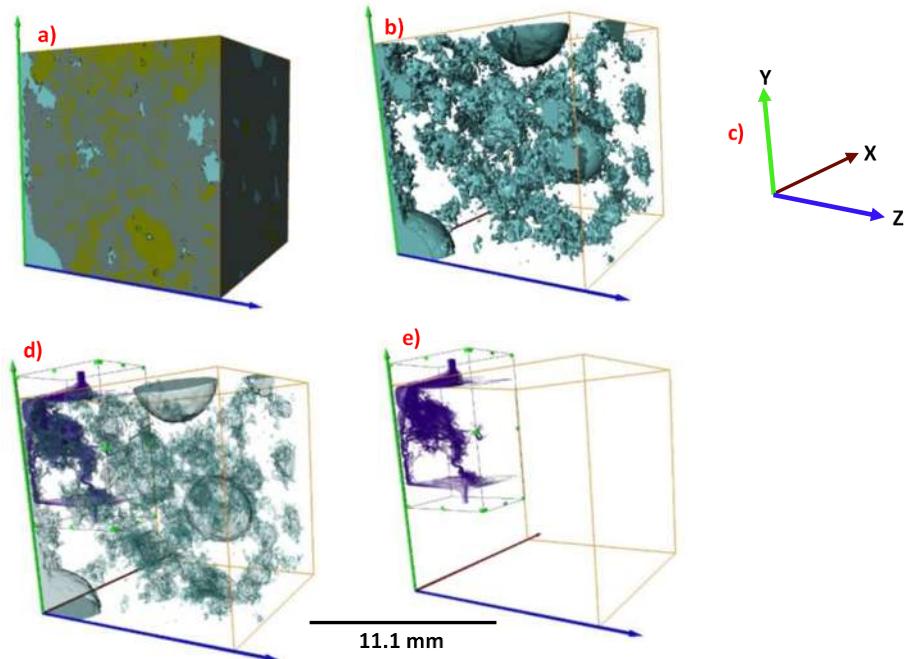


Fig. 3.66. Se representa en el a) a la muestra HM-10 de escala 27.912 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

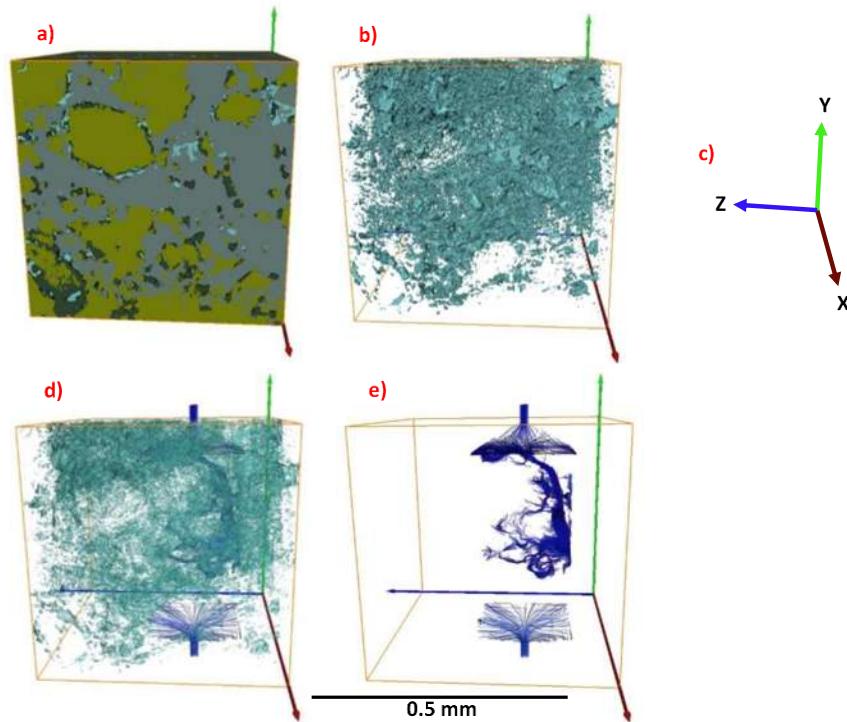


Fig. 3.67. Se representa en el a) a la muestra HM-26 de escala 1.33783 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

3.4.2.1.6. Unidad And 1.

Tabla VII. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica And 1.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
And 1	HM-23	27.501	0	NO	0
	HM-23	1.37468	0	0	0
	HM-24	27.529	0	N	0

Para determinar la permeabilidad de la unidad litológica And 1, se estudian las muestras HM-23 y HM-24 (Tabla VII). Como en el caso anterior (Tabla VI), la muestra HM-23 es analizada en dos escalas diferentes (tamaño de pixel de 27.501 μm y 1.37468 μm), con la finalidad de obtener una mejor caracterización de la porosidad presente en la muestra, sin embargo, con un porcentaje de porosidad total menor al 0.4% en ambos casos (Fig. 3.55) y una interconectividad menor al 10% en las dos escalas (Fig. 3.56), la tortuosidad (Fig. 3.58)

y permeabilidad se reporta como nula para la muestra HM-23, por lo tanto, no es posible realizar simulaciones del paso de los fluidos en ella (Fig. 3.68 y Fig. 3.69).

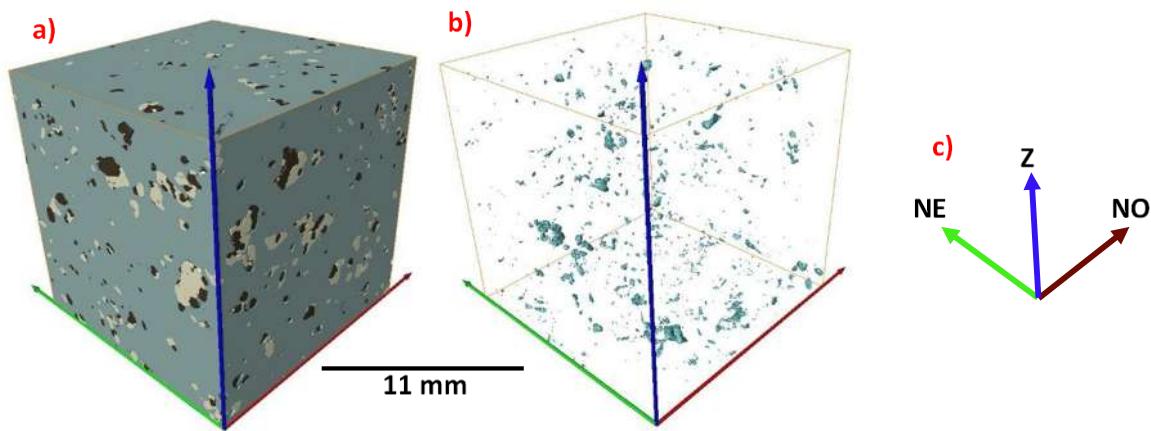


Fig.3.68. Se representa en el a) a la muestra HM-23 de escala 27.501 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

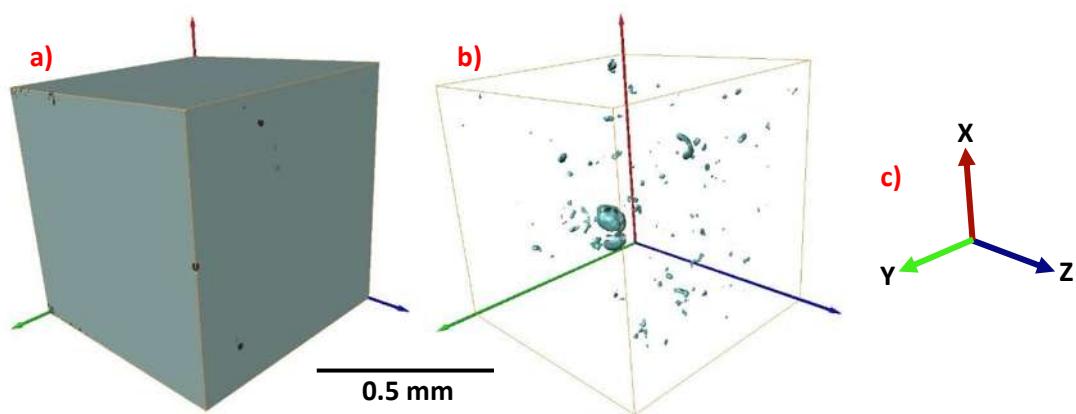


Fig. 3.69. Se representa en el a) a la muestra HM-23 de escala 1.37468 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

Para la muestra HM-24 se presenta la misma situación en donde hay un muy bajo porcentaje de porosidad total en la roca (Fig. 3.55), de hasta 0.1 %, con una interconectividad menor al 35% (Fig. 3.56), siendo insuficiente para que la roca pueda permitir el paso de los fluidos a través de ella, resultando en una porosidad primaria y una permeabilidad nula para la muestra (Fig. 3.70).

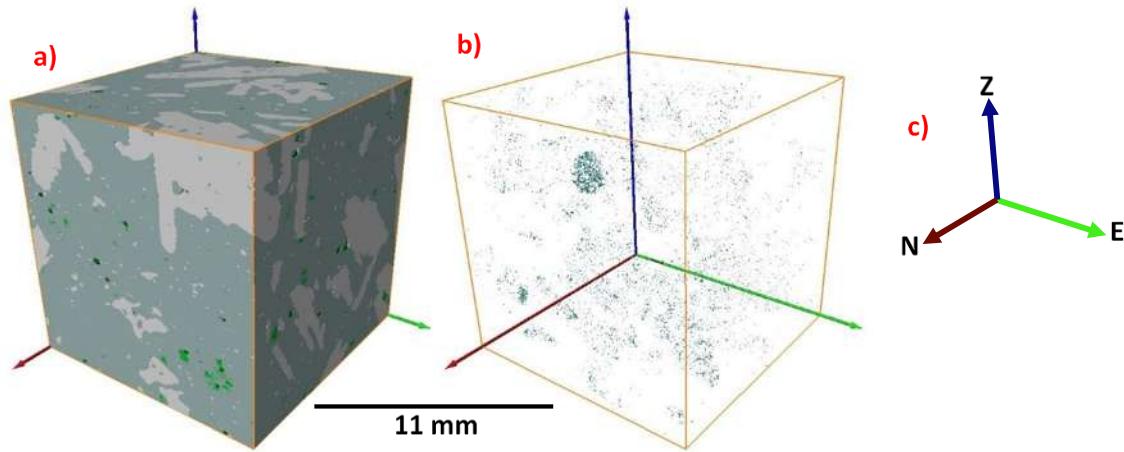


Fig. 3.70. Se representa en el a) a la muestra HM-24, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

3.4.2.1.7. Unidad Dique Máfico.

Tabla VIII. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Dique Máfico.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
Dique Máfico	HM-01	27.529	0	0	0

Para analizar la permeabilidad de la unidad litológica Dique Máfico se obtiene la muestra HM-01 (Tabla VIII). En esta roca observamos la misma situación que la unidad litológica anterior (And 1), en donde se puede observar porosidad, sin embargo, el porcentaje es tan pequeño que no favorece a la permeabilidad. En esta ocasión la muestra presenta un porcentaje de porosidad total del 4.4% (Fig. 3.55), con una interconectividad en ella del 7.9% (Fig. 3.56), resultado de una porosidad primaria que no permite el paso de fluidos a través de la roca (Fig. 3.71).

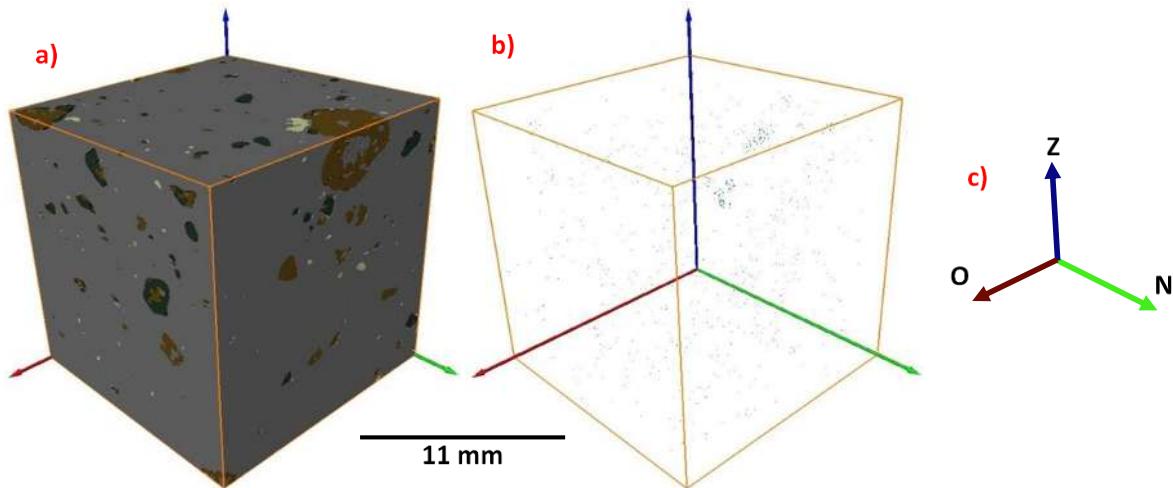


Fig. 3.71. Se representa en el a) a la muestra HM-01, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

3.4.2.1.8. Unidad Tpa – And 2.

Tabla IX. Datos de permeabilidad obtenidos de la unidad litológica Tpa – And 2.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
Tpa-And 2	HM-21	1.33783	0.00455217	0.00156383	0.0016635
	HM-28	26.939	0	NE	0

Para estudiar la permeabilidad en la unidad litológica Tpa – And 2 se obtienen las muestras HM-21 y HM-28 (Tabla IX). En este caso la muestra HM-21 con un porcentaje de porosidad de 2.8% (Fig. 3.55), con una interconectividad promedio del 38.2% (Fig. 3.56) y un tamaño medio de poro de $6.7 \mu\text{m}$ (Fig. 3.57), presenta una permeabilidad máxima de 0.004 mD. Estas cifras bajas en la caracterización cuantitativa están directamente ligadas con la escala de la imagen 3D de un tamaño de pixel de $1.33 \mu\text{m}$ (Fig. 3.72).

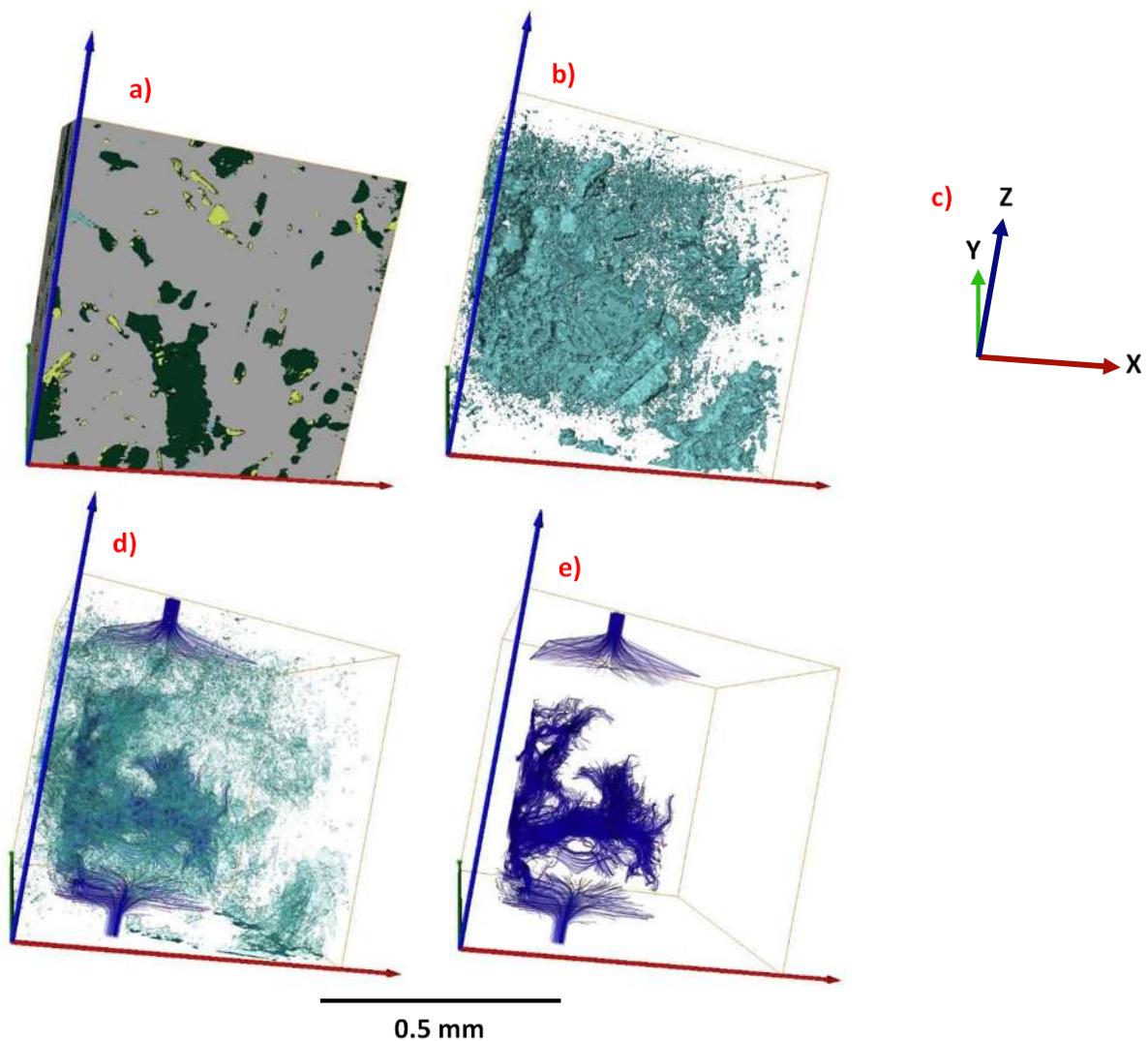


Fig. 3.72. Se representa en el a) a la muestra HM-21, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

En el caso de la muestra HM-28, se caracteriza a una roca cuyo tamaño medio de poro es de 0.02 cm (Fig. 3.57), sin embargo, la porosidad total en la muestra no es mayor al 8% (Fig. 3.55), junto con una interconectividad del 19% (Fig. 3.56) que disminuyen la posibilidad de que los fluidos puedan circular a través de la roca y, por lo tanto, generan una permeabilidad nula (Fig. 3.73).

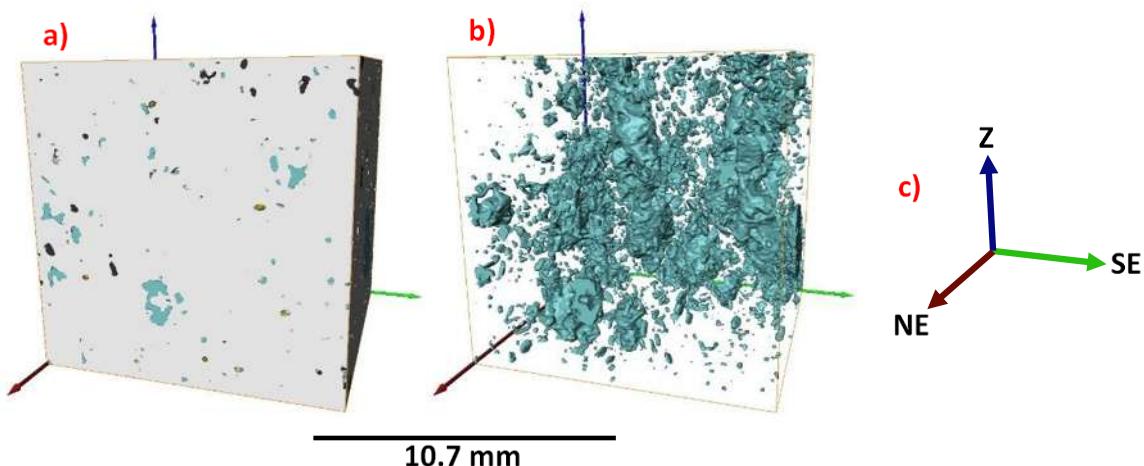


Fig. 3.73. Se representa en el a) a la muestra HM-28, en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

3.4.2.2. Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH).

3.4.2.2.1. Basamento.

Tabla X. Datos de permeabilidad obtenidos de una muestra de composición ignimbritica perteneciente a la etapa del Basamento.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
Ig 325 msnm	Hum-01	3.3	1.83777728	0.14300008	0.982424

A partir del pozo de exploración H-5, se obtiene la muestra Hum-01, de composición ignimbritica, perteneciente a las secuencias de depósitos volcánicas que forman parte de lo que se clasifica como Basamento en el CGLH. La caracterización de la porosidad de esta muestra nos describe a una roca con un promedio de porosidad total del 10.8% (Fig. 3.55), que es favorecida por un promedio de interconectividad del 55.9% (Fig. 3.56), a pesar de que el tamaño medio de poro sea de 0.002 cm. La caracterización cualitativa y cuantitativa nos indica una combinación de porosidad primaria y secundaria (Fig. 3.74) que favorecen el paso de los fluidos a través de la roca, generando permeabilidades de hasta 1.8 mD (Tabla X).

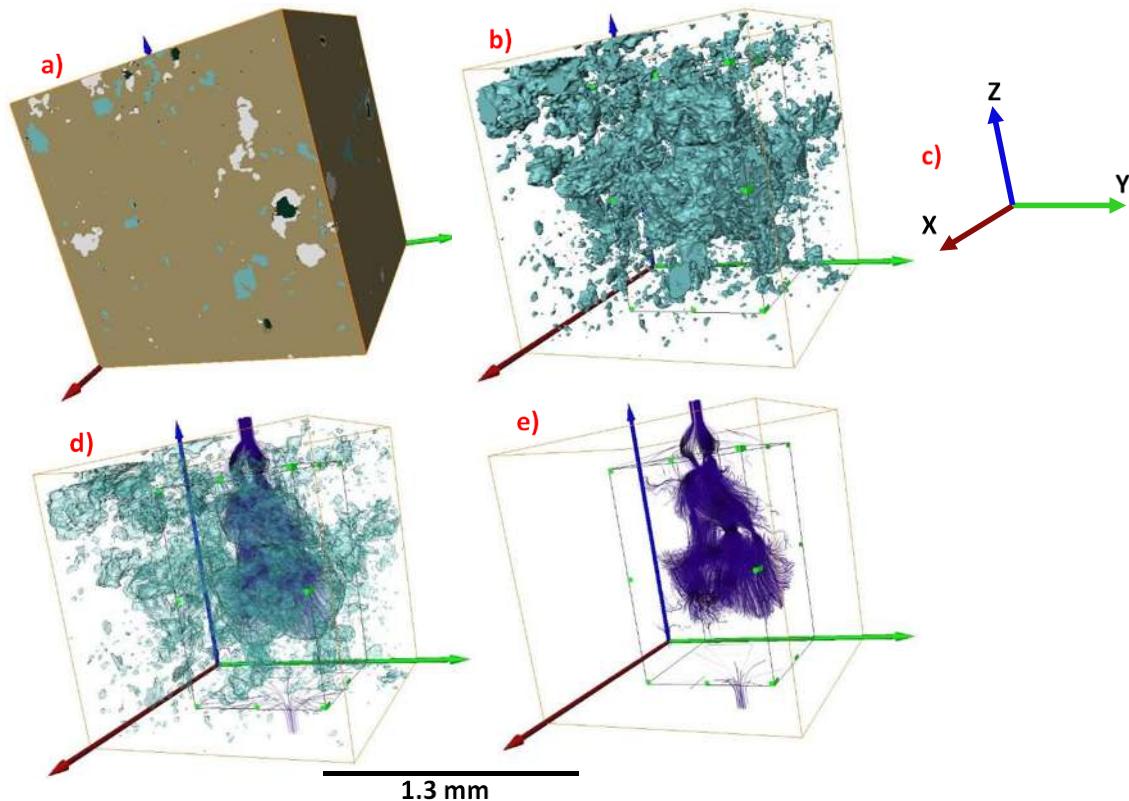


Fig.3.74. Se representa en el a) a la muestra Hum-01, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

3.4.2.2.2. Pre-Caldera.

Tabla XI. Datos de permeabilidad obtenidos de una muestra de composición andesítica perteneciente a la etapa de Pre- Caldera.

Unidad Litológica	Muestra	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (mD)		
			X	Y	Z
And 1201 msnm	Hum-03	27.119	0	0	0
	Hum-03	4.9987	0.1279897	0.968322	0.2681181
And 1800 msnm	Hum-14	22.586	3.82586738	0.56077816	2.18851346
	Hum-14	4.9987	0.2273291	0.300209	0.8246347

De los pozos H-23 y H-39, son obtenidas las muestras Hum-03 a 1201 msnm y Hum-14 a 1800 msnm respectivamente, ambas de composición andesíticas y pertenecientes a los depósitos volcánicos que forman parte de la etapa de Pre- Caldera.

En el caso de la muestra Hum-03 la porosidad es caracterizada en dos escalas diferentes (tamaño de pixel de $27.119 \mu\text{m}$ y $4.085 \mu\text{m}$), determinando en ambos casos a un

promedio de porosidad total de aproximadamente el 4% (Fig. 3.55), cuya diferencia para los resultados de permeabilidad es marcada por la interconectividad, que varía del 3.5% para la escala más grande, al 37.4% en la escala más pequeña (Fig.3.56), modificando la permeabilidad de nula (Fig. 3.75) a un máximo de 1.7 mD (Tabla XI y Fig. 3.76).

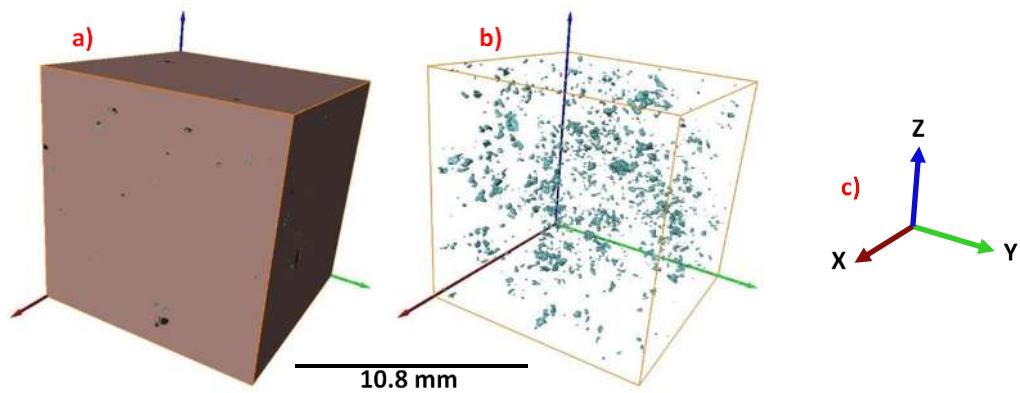


Fig. 3.75. Se representa en el a) a la muestra Hum-03 con escala de 27.119 μm , en el b) a la porosidad total y en el c) la orientación magnética.

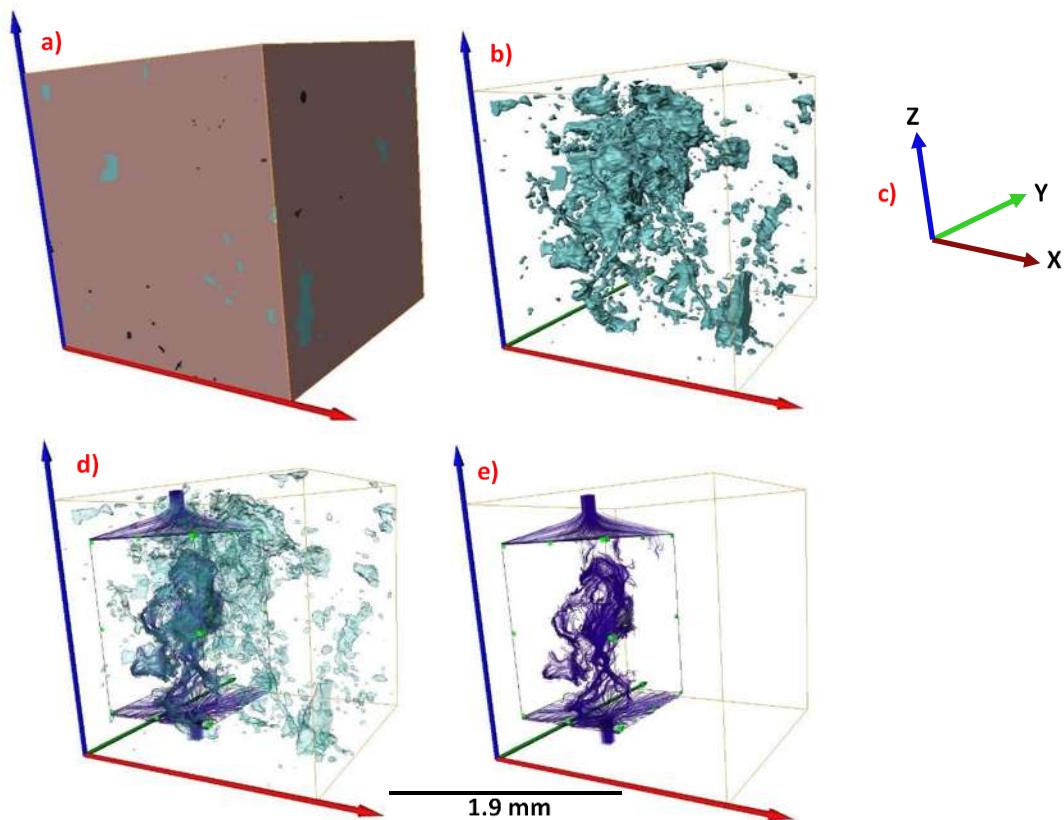


Fig.3.76. Se representa en el a) a la muestra Hum-03 con escala de 4.9987 μm , en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

Para la muestra Hum-14 también se trabajan dos escalas, para obtener una mejor caracterización de la porosidad, de tal manera que con ello se describe a una roca con un promedio de porosidad total que varía del 4.5% al 10.4% (Fig. 3.55) y una interconectividad que varía del 7.7 al 12.4% (Fig. 3.56) entre una escala de $22.586 \mu\text{m}$ y $4.9987 \mu\text{m}$ respectivamente. A pesar de que hay una diferencia del tamaño medio de poro de 0.009 cm a 0.000008 cm , el promedio de la porosidad total y la interconectividad no varía mucho entre una escala y otra, dándonos un máximo de permeabilidad de 3.8 mD en el tamaño de pixel de $22.586 \mu\text{m}$ (Fig. 3.77) y de 0.82 mD en el tamaño de pixel de $4.9987 \mu\text{m}$ (Fig. 3.78), esto directamente afectado por el volumen analizado en cada muestra.

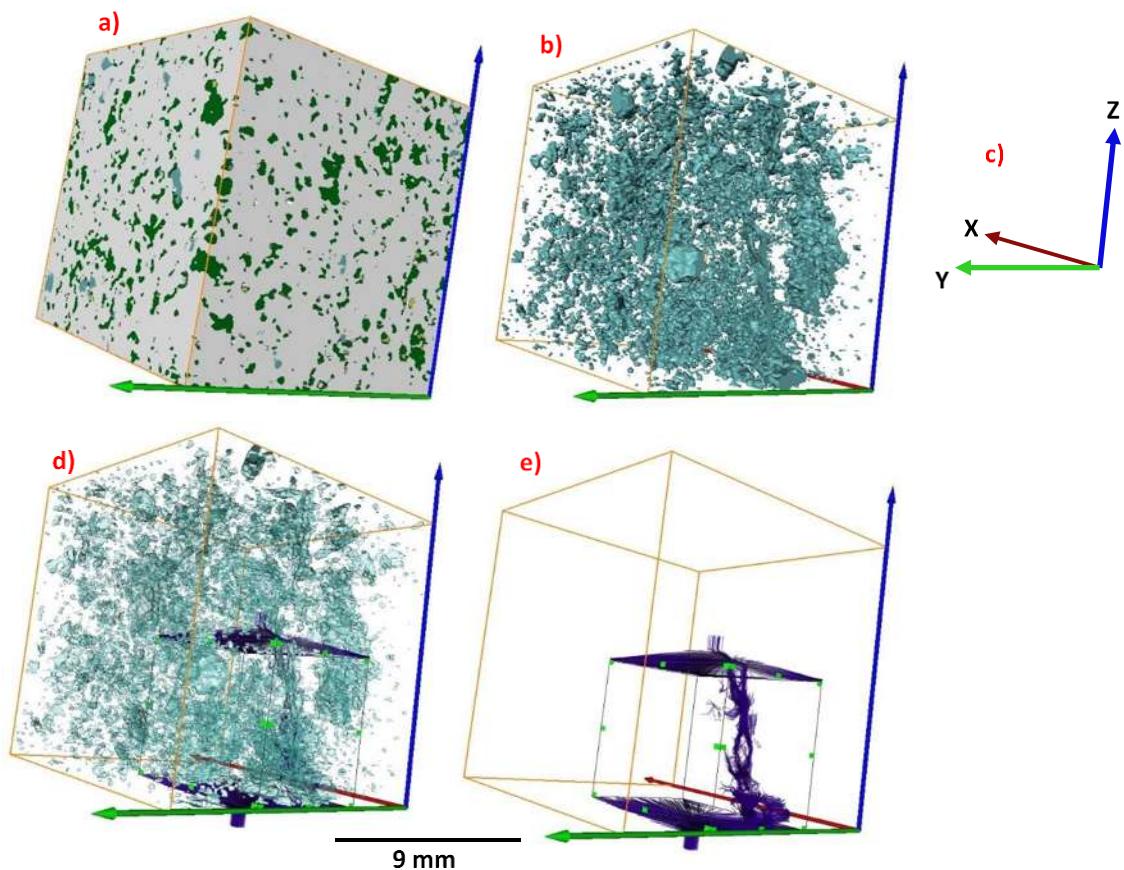


Fig.3.77. Se representa en el a) a la muestra Hum-14 con escala de $22.586 \mu\text{m}$, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d) y e) la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

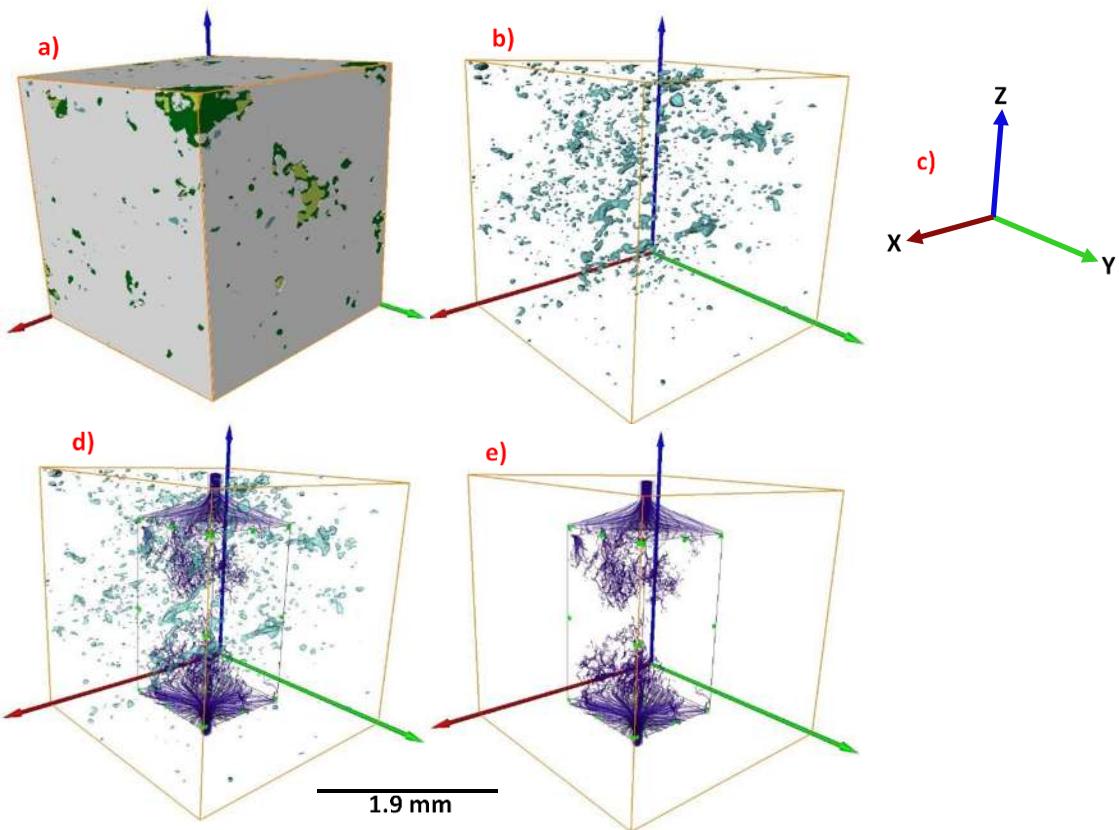


Fig.3.78. Se representa en el a) a la muestra Hum-14 con escala de $4.9987 \mu\text{m}$, en el b) a la porosidad total, en el c) la orientación magnética y en los incisos d y e la simulación del paso de los fluidos a través de la porosidad efectiva.

Por otro lado, el hecho de obtener la orientación magnética de cada una de las muestras permitió realizar el primer trabajo que relaciona la permeabilidad microestructural con la orientación de las fracturas en el masivo, como se muestra en la (Tabla II). En el caso de la unidad litológica Pz-Int 1 las direcciones de mayor permeabilidad son correspondientes con el fracturamiento que se obtiene a nivel de afloramiento (Fig. 3.6 a) y aquellas estructuras que son resultado de eventos de deformación como la Orogenia Laramide y la depresión de libres oriental que generan estructuras en dirección Noroeste-Sureste. En el caso de la unidad litológica J – Mar podemos obtener la dirección de mayor permeabilidad con un rumbo Suroeste-Noreste, contrario a la dirección de estratificación (Fig. 3.17 b) pero en coincidencia con los eventos volcánicos de composición andesítica. Para las rocas Calizas pertenecientes a la unidad litológica K – Lim se obtiene la mayor permeabilidad en direcciones Este-Oeste probablemente relacionada con los diques de la unidad litológica Tig – Int 2 de edad Neógena

que son emplazados con orientaciones similares (Fig. 3.12 b). Finalmente, la mayor permeabilidad de la unidad Dique Máfico se presenta en dirección Este-Oeste que quizás podrían coincidir con algunos de los lineamientos presentes en la zona del DMLM (Fig. 3.3. b).

Tabla XII. Direcciones en las que se muestra el dato de permeabilidad mayor para cada una de las muestras.

Unidad Litológica	Muestra	Dirección de mayor Permeabilidad.
DMLM		
Pz - Int 1	HM-06 HM-07	NOROESTE (NO) Sin Permeabilidad
Tig - Int 2	HM-05	Sin Permeabilidad
J - Mar	HM-03 HM-26	SUROESTE (SO) Sin Orientación
K - Lim	HM-12 HM-19	Sin Permeabilidad ESTE (E)
OIB	HM-10	Sin Orientación
And 1	HM-23 HM-24	Sin Permeabilidad Sin Permeabilidad
Dique Máfico	HM-01	OESTE (O)
Tpa - And 2	HM-21 HM-28	Sin Orientación Sin Permeabilidad
CGLH		
Basamento	Hum-01	Sin Orientación
Pre-Caldera	Hum-03 Hum-14	Sin Orientación Sin Orientación

3.4.3. Determinación de la Permeabilidad (Permeámetro).

Los resultados experimentales medidos con el permeámetro se presentan en la Tabla XII por litología y en función de las condiciones límite utilizadas en el permeámetro, incluyendo a la presión de entrada (psi), presión de salida (psi) y el flujo (ccn/min), en este caso de nitrógeno, ajustados manualmente con el software del permeámetro, según la demanda generada por la porosidad en la muestra. Islam *et al.*, (2018) también genera datos de permeabilidad determinada por la caída de presión a diferentes tasas de flujo, generados esta vez con helio, obteniendo hasta 1.97 Darcy en permeabilidad experimental y de 0.1 a 100 Darcys en permeabilidad simulada, en núcleos de 3.81 cm de carbonatos de reservorio, mientras nosotros adquirimos un máximo de 0.0062 Darcys en permeabilidad experimental

y 0.01567 Darcys en permeabilidad simulada para los carbonatos analizados en este trabajo. Por otro lado, Farquharson *et al.*, (2015) adquieren datos de permeabilidad con ayuda del método del permeámetro, trabajando con gas Nitrógeno, reportando cifras de 9.59 Darcys a 0.275 Darcys en lavas de composición andesítica provenientes del actualmente activo Volcán de Colima, mientras que nosotros podemos alcanzar valores máximos de 0.0002 Darcys para las rocas de composición andesítica utilizadas en este trabajo.

Con la comparación consumada de los resultados de permeabilidad que resultaron de ambos métodos (Tabla XIII) se pueden determinar coincidencias de hasta el 100%. Por otro lado, las diferencias más grandes son registradas por algunas de las rocas de composición calcárea provenientes de las unidades litológicas J - Mar (HM-26) y K - Lim (HM-19), probablemente debido a la calidad de las imágenes y a que los minerales que conforman a la roca no permiten un buen análisis de la misma por la similitud en sus densidades, sin tomar en cuenta la influencia de la escala, ya que en este caso, la permeabilidad se debe a porosidad secundaria que se percibe de mejor manera en la escala más grande que estamos utilizando para este trabajo.

Tabla XIII. Comparación de los resultados obtenidos con los diferentes métodos de permeabilidad utilizados. En recuadros rojos se presenta a los resultados con mayor discrepancia entre ellos.

Muestra	Unidad Litológica	Método Experimental (Permeámetro)				Método de Simulación (mTC)	
		Presión de entrada (psi)	Presión de salida (psi)	Flujo (ccn/min)	Permeabilidad (mD)	Tamaño de Pixel	Permeabilidad (Z) (mD)
DMLM							
HM- 01	Dique Máfico	0	0	0	0	27.529	0
HM-03	J - Mar	45.108	-0.024	0.51	0.012	28.089	0.003
		69.182	-0.027	0.82	0.009		
		95.451	-0.03	1.28	0.008		
		120.502	-0.028	1.82	0.008		
		150.159	-0.031	2.55	0.007		
HM-05	Tig - Int 2	147.635	-0.005	0.5	0.003	27.511	0
		149.07	-0.008	0.51	0.003		
		151.043	-0.01	0.52	0.003		
		153.115	-0.013	0.53	0.003		
		155.188	-0.014	0.54	0.003		
HM-06	Pz - Int 1	50.317	-0.02	0.56	0.013	27.529	0.051
		70.885	-0.022	0.89	0.011		
		89.263	-0.024	1.26	0.01		
		120.453	-0.024	1.97	0.01		
		150.12	-0.026	2.82	0.009		
HM-07	Pz - Int 1	46.916	-0.008	0.5	0.011	27.323	0

		76.029	-0.009	0.91	0.009		
		100.257	-0.011	1.33	0.008		
		120.145	-0.014	1.75	0.007		
		150.101	-0.013	2.47	0.007		
HM-10	OIB	108.241	-0.032	0.54	0.005	(b) 27.912	0.004
		120.154	-0.038	0.57	0.005		
		129.211	-0.041	0.7	0.005		
		140.64	-0.045	0.83	0.005	(a) 1.33783	0.005
		149.287	-0.048	0.94	0.005		
HM-12	K - Lim	0	0	0	0	27.501	0
HM-19	K - Lim	1.519	-0.028	2.76	5.253	27.119	9.449
		10.03	-0.027	25.76	5.627		
		30.059	-0.035	135.07	6.173		
		51.685	-0.037	299.98	5.676		
		82.781	-0.039	600.16	5.014		
HM-21	Tpa - And 2	126.364	-0.019	0.5	0.002	1.33783	0.001
		133.269	-0.021	0.54	0.002		
		140.691	-0.023	0.58	0.002		
		148.472	-0.02	0.61	0.002		
		155.166	0.022	0.65	0.002		
HM-23	And 1	67.169	-0.014	0.49	0.007	(a) 1.37468	0
		85.308	-0.017	0.64	0.006		
		114.938	-0.021	1.05	0.006		
		130.226	-0.023	1.3	0.006		
		150.244	-0.024	1.64	0.006		
HM-24	And 1	0	0	0	0	27.529	0
HM-26	J - Mar	1.466	-0.002	3.29	6.202	27.529	15.677
		9.908	-0.001	28.9	6.039		
		30.463	-0.001	124.4	5.231		
		70.758	-0.003	389.66	4.04		
		97.782	-0.003	600.08	3.506		
HM-28	Tpa - And 2	5.513	-0.001	0.49	0.23	26.939	0
		10.186	-0.002	0.98	0.215		
		30.035	-0.005	3.86	0.181		
		70.112	-0.008	13.65	0.156		
		150.416	-0.014	52.97	0.153		
CGLH							
Hum-01	Basamento (Ig)	1.003	-0.007	0.85	2.512	3.3	0.982
		9.923	-0.002	10.46	2.309		
		30.244	-0.005	49.8	2.248		
		75.003	-0.016	182.03	1.812		
Hum-03	Pre - Caldera (And)	5.054	0	0.63	0.449	(b) 27.119	0
		14.998	-0.001	2.18	0.389		
		35.003	-0.002	6.67	0.335	(a) 4.9987	0.268
		74.987	-0.004	20.72	0.289		
		149.96	-0.004	65.46	0.261		
Hum-14	Pre - Caldera (And)	1.538	-0.003	0.49	1.201	(b) 22.586	2.188
		9.986	-0.006	3.61	1.024		
		29.36	-0.01	14.01	0.859	(a) 4.9987	0.824
		69.506	-0.014	49.03	0.722		
		149.649	-0.017	172.07	0.635		

4. Conclusiones y Recomendaciones.

La microtomografía de rayos-X (μ TC) es una gran herramienta que nos ayuda a caracterizar en rasgos generales a los minerales que conforman a la roca, obteniendo su representación en 3D, permitiendo visualizar su forma y volumen. Sin embargo, debido a que esta funciona en relación a la densidad de cada una de los minerales, es más complicado hacer una buena comparación cuando ellos presentan el mismo peso específico, por lo tanto, es necesario complementar la determinación de los minerales con una técnica secundaria, en este caso, la descripción con una lupa de aumento de 60X fue la forma de corroborar la mineralogía obtenida con la μ TC. Otra técnica complementaria puede incluir a la petrografía detallada de las muestras, que permitan entender con más precisión la composición mineral de la roca.

A su vez, esta técnica nos permitió obtener la caracterización más detallada de la porosidad presentes en la roca y con ello entender el comportamiento de la misma, detalles como la fracción en volumen de poro (porosidad total), la interconectividad (porosidad efectiva), el tamaño medio de poro y la tortuosidad nos ayudaron a entender que la permeabilidad favorable en el DMLM y el CGLH está controlada por porosidad secundaria, reflejada a través de fracturas abiertas causadas por la cinemática de la zona, o huecos resultado del intemperismo de minerales alterados o removidos. También es importante mencionar que el relleno casi siempre de Calcita o Cuarzo de muchas de las fracturas, disminuyen en gran medida la permeabilidad e incluso ocasionan que ésta sea nula.

Las rocas con mayor grado de permeabilidad encontradas en este trabajo son aquellas de composición calcárea pertenecientes a la unidad litológica de J - Mar, con una permeabilidad simulada de hasta 15.677 mD y hasta 6.202 mD en la permeabilidad experimental, y las rocas calcáreas de la unidad litológica K – Lim con permeabilidad simulada de 9.449 mD y hasta 6.173 mD en la permeabilidad experimental. En relación con las rocas volcánicas de composición andesítica, se puede observar mayor permeabilidad en aquellas provenientes de los núcleos obtenidos del CGLH con permeabilidades simuladas de hasta 2.188 y 1.201 en permeabilidad experimental, que en las rocas obtenidas del DMLM, en donde podemos obtener permeabilidades simuladas nulas o de 0.001 mD y 0.002 en permeabilidad experimental para las rocas la unidad Tpa – And 2.

A una escala de afloramiento, estas permeabilidades coinciden en dirección con: 1) patrones de fracturas como lo es el caso de la unidad Pz-Int 1 que presenta una dirección NO-SE, 2) el emplazamiento de diques como se observa en la unidad K-Lim que es afectada por intrusivos de la unidad Tig-Int 2 y presenta una permeabilidad dominante E-O, 3) asociado a la estratificación, la unidad J-Mar con permeabilidad contrario a la estratificación (SO-NE), mientras que las demás unidades litológicas no presentan una coincidencia evidente a esta escala. Por otro lado, desde el punto de vista regional, podemos relacionar la dirección de mayor permeabilidad de las unidades con: 1) las estructuras generadas por la Orogenia Laramide y la depresión de libres oriental como en la unidad Pz-Int 1 con dirección NO-SE, 2) las estructuras generadas por la actividad volcánica de composición andesítica como es el caso de la unidad J-Mar con dirección SO-NE y, 3) lineamientos y fallas como en el caso de las unidades K-Lim y Dique Mafico que presentan una dirección E-O.

Es importante tomar en cuenta que la escala con la que se está trabajando es micro, por lo tanto, la correlación con la geología estructural regional representa solo una estimación. Sin embargo, el análisis estructural más detallado en escalas micro, meso y macro podrían ayudarnos a obtener resultados con una mejor correlación entre ellos, permitiendo establecer con mayor certeza las relaciones de permeabilidad que existen en las unidades litológicas, colaborando para definir el o los eventos estructurales que nos generan los datos más favorables de permeabilidad para mejorar la construcción de un modelo que ayude a describir el campo geotérmico.

Para asignar mayor confiabilidad a los resultados de permeabilidad y simulaciones numéricas obtenidos a través de la técnica de μ TC y los programas de ImageJ y Avizo[®], decidimos comprobar la permeabilidad por medio del método experimental del Permeámetro, usando la misma muestra en ambos casos para generar un mejor análisis y comparación. Los datos obtenidos en dicha comparación son favorables, obteniendo coincidencias de hasta el 100%, con resultados en mD que no varían de manera significativas, produciendo una diferencia máxima de aproximadamente 12 mD.

Por otro lado, a pesar de que atribuimos la poca desigualdad de las cifras de permeabilidad obtenidas, a el uso de los mismo núcleos de cada muestra en ambas técnicas, podemos obtener valores más cercanos entre sí, con la adquisición de imágenes con mayor resolución para el análisis de la permeabilidad, disminuyendo de esta manera las limitaciones

del método de simulación como: la calidad de las imágenes con las que se trabajó y la dificultad de análisis de las imágenes debido a la composición mineralógica de la roca e incluso la escala a la que es realizado el estudio.

5. Referencias.

- Aguilar V. H. y Verma S. P. (1987). Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*. 26 (2), 195-272.
- Al-Raoush R. y Papadopolus A. (2010). Representative Elementary volume analysis of porous media using X-ray computed tomography. *Powder Technology*. 200, 69-77.
- Álvarez A., Forastlerl F., Aguirre R., González-Luna R., González J., Ceballos E., Le-Gall L. y Villarreal S. (2015). Ley de Transición Energética. *Energy Alert*.
- Angelone S., Garibay M. T. y Cahuapé Casaux M. (2006). Permeabilidad de suelos. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura.
- Antuñano S. E., Aranda-García M. y Marrett R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, 1-26.
- Aragón-Aguilar A., Arellano V. M., Izquierdo-Montalvo G. y García A. (2000). Comportamiento de los índices de calentamiento en el yacimiento geotérmico de Los Humeros. *Revista Mexicana de Geoenergía*. 16 (1, 2 y 3), 83-95.
- Aragón-Aguilar A., Izquierdo-Montalvo G., López-Blanco S. y Arellano-Gómez V. M. (2016). Analysis of heterogeneous characteristics area with low permeability and high temperature. *Geoscience Frontiers*. 8 (5), 1039-11050.
- Arellano-Gómez V. M., García A., Barragán-Reyes R. M., Izquierdo-Montalvo G., Aragón-Aguilar A. y Pizano A. (2000a). A conceptual model of the Los Humeros, (Mexico), Geothermal Reservoir in its natural state. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. 2503-2509.
- Arellano-Gómez V. M., García A., Barragán-Reyes R. M., Izquierdo-Montalvo G., Aragón-Aguilar A. y Pizano A. (2000b). Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Bull. Instituto de Investigaciones Eléctricas*. 24 (4), 169-177.
- Arellano-Gómez V. M., Izquierdo-Montalvo G., Aragón-Aguilar A., Barragán-Reyes R. M. y García A. (2001). Distribución de presión inicial en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*. XVI (3), 75-84.

- Arellano-Gómez V. M., García A., Barragán-Reyes R. M., Izquierdo-Montalvo G., Aragón-Aguilar A. y Nieva D. (2003). An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 124 (1-2), 67-88.
- Arellano-Gómez V. M., Aragón-Aguilar A., Barragán-Reyes R. M., Flores-Armenta M., Ramírez-Montes M. y Tovar-Aguado R. (2008). Análisis de datos de producción y condiciones termodinámicas del fluido de alimentación de pozos de Los Humeros, Pue. *Revista Mexicana de Geoenergía*. 21 (2), 21-28.
- Arellano-Gómez V. M., Iglesias-Rodríguez E. y García-Gutiérrez A. (2008). La energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura. *Boletín IIE. Tendencias tecnológicas*. 102-114.
- Arellano-Gómez V. M., Barragán-Reyes R. M., Ramírez M., López S., Paredes A., Aragón-Aguilar A. y Tovar-Aguado R. (2015). The Response to Exploitation of the Los Humeros (Méjico) Geothermal Reservoir. *Proceeding World Geothermal Congress 2015*. 1-7.
- Arzate J., Corbo-Camargo F., Carrasco-Núñez G., Hernández J. y Yutsis V. (2018). The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics*. 71, 200-211.
- Arzilli F., Cilona A., Mancini L. y Tondi E. (2016). Using synchrotron X-ray microtomography to characterize the pore network of reservoir rocks: A case study on carbonates. *Advances in Water Resources*. 95, 254-263.
- Ashbridge D. A., Thorne M. S., Rivers M. L., Muccino J. C. y O'Day P. A. (2003). Image optimization and analysis of synchrotron X-ray computed microtomography (CuT) data. *Computers & Geosciences*. 29, 823-836.
- Baker D. R., Mancini L., Polacci M., Higgins M. D., Gualda G. A. R., Hill R. J. y Rivers M. I. (2012). An introduction to the application of X-ray microtomography to the three-dimensional study of igneous rocks. *Lithos*. 148, 262-276.
- Barragán-Reyes R. M., Nieva A., Santoyo E., González-Partida E., Verma M. P. y López J. M. (1991). Geoquímica de fluidos del campo geotérmico de los Humeros, (Méjico). *Geotermia. Revista Mexicana de Geoenergía*. 7 (1), 23-47.

- Barragán-Reyes R. M., Arellano-Gómez V. M., Flores-Armenta M. y Tovar-Aguado R. (2007). Intermittent Recharge Processes at the Los Humeros (Mexico) Geothermal Reservoir Indicated by Analysis of Gas Data. *Transactions of the Geothermal Resources Council*. 31, 545-550.
- Barragán-Reyes R. M., Arellano-Gómez V. M., Flores-Armenta M. y Tovar-Aguado R. (2008). Cambios químicos en fluidos de pozos del campo geotérmico de Los Humeros: Evidencia de recarga profunda. *Geotermia*. 21 (2), 11-20.
- Benavente D., Bernabéu A. M. y Cañaveras J. C. (2004). Estudio de propiedades Físicas de las rocas. *Enseñanza en Ciencias de la Tierra*. 12 (1), 62-68.
- Bernard R., Taran Y., Pennisi M., Tello E. y Ramírez A. (2011). Chloride and Boron in fluids of Los Humeros geothermal field (Mexico): A model based on the existence of deep acid brine. *Applied Geochemistry*. 26 (12), 2064-2073.
- BID (Banco Interamericano de Desarrollo) y OLADE (Organización Latinoamericana de Energía). (1994) *Guía de estudios de reconocimiento y prefactibilidad geotérmicos*. 145 p.
- Brown K., Schlüter S., Shepperd A. y Wildenschild D. (2013). On the challenges of measuring interfacial characteristics of three-phase fluid flow with x-ray microtomography. *Journal of Microscopy*. 253 (3), 171-182.
- Bruni S. (2014). La energía geotérmica. Una nueva serie sobre la innovación de energía. *BID Centro de innovación en energía*. 1-10.
- Bultreys T., Van-Hoorebeke L. y Cnudde V. (2015). Multi-scale, micro-computed tomography-based pore network models to simulate drainage in heterogeneous rocks. *Advances in Water Resources*. 78, 36-49.
- Bultreys T., De-Boever W. y Cnudde V. (2016). Imaging and image-based fluid transport modeling at the pore scale in geological materials: A practical introduction to the current state-of-the-art. *Earth-Sciences Reviews*. 155, 93-128.
- Cacho-Carranza Y. (2018). Estado de la energía geotérmica en México. La revista de la Industria Energética. Petroquimex. 11-17.
- Campos-Enríquez J. O. y Garduño-Monroy V. H. (1987). The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas Geothermal Fields, Mexico. *Geothermics*. 1987. Vol.16. No. 5/6. p. 539-554.

- Campos-Enríquez J. O. y Arredondo-Fragoso J. J. (1992). Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 449 (1-2), 69-90.
- Campos-Enríquez J. O., Domínguez-Méndez F., Lozada-Zumaeta M., Morales-Rodríguez H. F. y Andaverde-Arredondo J. A. (2005). Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 147 (1-2), 39-67.
- Campos R., Martínez-Martínez J., Barrios I. y Fusa N. (2012). Morfología del espacio de poros de las Areniscas de Utrillas a partir de imágenes de micro-tomografía axial computada RX. *Geo-Temas. CGE*.
- Carfantán J. C. (1981). Evolución estructural del sureste de México: Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas Mesozoicas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*. 5 (2), 207-216.
- Carrasco-Núñez G. y Branney M. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bull Volcanology*. (68), 3-20.
- Carrasco-Núñez G., Arzate J., Bernal J. P., Carrera J., Cedillo F., Dávila-Harris P., Hernández J., Hurwitz S., Lermo J., Levresse G., López P., Manea V., Norini G., Santoyo E. y Willcox C. (2015). A new Geothermal Exploration Program at Los Humeros Volcanic and Geothermal Field (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. 1-10.
- Carrasco-Núñez G., López-Martínez M., Hernández J. y Vargas V. (2017a). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*. 67, 1-17.
- Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila-Harris P., Norini G., Bernal J. P., Jicha B., Navarro M. y López-Quiroz P. (2017b). Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Terra digitalis*. 1 (2), 1-11.
- Carrasco-Núñez G., Bernal J. P., Dávila-Harris P., Jicha B., Giordano G. y Hernández J. (2018). Reappraisal of Los Humeros Volcanic Complex by New U/Th Zircon and

- ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating: Implications for Greater Geothermal Potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 1-18.
- Castro-Mora J. Ortíz-Hernández L. E., Escamilla-Casas J. C., Cruz-Chávez E. y Dorantes-Castro C. G. (2016). Metalogénesis de la mineralización tipo IOCG relacionada al Skarn del Distrito Minero Las Minas, Estado de Veracruz. *Tópicos de Investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*. 3, 128-143.
- Cedillo-Rodríguez F. (2000). Hydrogeologic model of the Geothermal Reservoirs from Los Humeros, Puebla, Mexico. *Proceedings world Geothermal Congress 2000*. 1639-1644.
- Clavellina-Miller J. L. (2014). Reforma energética, ¿era realmente una necesidad? *Economía Informa*. (385), 3-45.
- Contreras E., García A. y Domínguez B. (1990). Developments in geothermal energy in Mexico-part twenty-eight: The role of petrophysical studies in the development of the Mexican geothermal resources. *Heat Recovery Systems and CHP*. 10 (3), 213-230.
- Coronado C. y Garciadiego A. (2015). *Metodología para la elaboración de un modelo conceptual a partir de datos geológicos, geofísicos y geoquímicos en la fase de reconocimiento y prefactibilidad de un proyecto geotérmico*. Tesis Doctoral. Universidad de El Salvador.
- Cuéllar-Cárdenas M. A., Nieto-Samaniego A. F., Levresse G., Alaniz-Álvarez S. A., Solari L., Orteg-Obregón C. y López-Martínez M. (2012). Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 29 (1), 179-203.
- Cui X., M.-Busti A. M., y Bustin R. M. (2009). Measurements of gas permeability and diffusivity of tight reservoir rocks: different approaches and their applications. *Geofluids*. 9 (3), 208-223.
- De la Cruz M. V. (1983). Estudio Geológico a detalle de la zona geotérmica de Los Humeros. Puebla: Report. 10, 83.
- De la Nacedo C. (2014). Energía Geotérmica. Recursos Geotérmicos, Potencial, Accesibilidad. *Jornada sobre redes de climatización con energías renovables*.

- Demant A. y Robin C. (1975). Las fases del vulcanismo en México: Una síntesis en ralción con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista Inst. Geol. UNAM.* (1), 66-79.
- Dickson M. y Fanelli M. (2004). ¿Qué es la energía geotérmica? *Pisa: Istituto di Geoscienze e Georisorse, CNR.*
- DOF (Diario Oficial de la Federación). (2015). Ley de Transición Energética. *H. Congreso de la Unión de los Estados Unidos Mexicanos.* 40 p.
- DOF (Diario Oficial de la Federación). (2017). Reglamento de la Ley de Transición Energética. *H. Congreso de la Unión de los Estados Unidos Mexicanos.* 13 p.
- Domínguez L. A. (7 de mayo 2018). Geociencias. [En línea]. Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia. <<http://www.enesmorelia.unam.mx/index.php/oferta-academica/licenciaturas/licenciatura-en-geociencias/#.W-zCujhKjIU>> [14 de noviembre del 2018].
- Dorantes-Castro C. G. (2016). *Características Petrológicas y Geoquímicas de los Intrusivos Relacionados a la Mineralización y Paragénesis del Skarn tipo IOCG en la Zona Minera de Las Minas, Estado de Veracruz.* Tesis de Ingeniería dirigida por José Eleazar Rodríguez Galeotte. Instituto Politécnico Nacional ESIA-TICOMÁN. 132 p.
- Dorantes-Castro C. G., González-Partida E., Camprubí A., Canet C., González-Ruiz L. E., Rodríguez-Galeotte J. E. y Castro-Mora J. (2016). Características petrológicas y geoquímicas de los intrusivos relacionados a la mineralización del yacimiento tipo IOCG en la Zona Minera de Las Minas, Estado de Veracruz. *XXVI Congreso Nacional de Geoquímica. Morelia Michoacán.* 112-136.
- Eguiluz S., Aranda M. y Marrett R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* LIII, 1-26.
- Ellis B. y Peters C. (2016). 3D Mapping of calcite and demonstration of its relevance to permeability evolution in reactive fractures. *Advances in Water Resources.* 95, 246-253.
- Escobar-Delgadillo J. L. y Jiménez-Rivera J. S. (2009). Crisis económica, crisis energética y libre mercado. *Revista Digital Universitaria.* 10. (5), 2-23.

- Escobar-Macualo F. H. (2012). Fundamentos de Ingeniería de Yacimientos. Editorial Universidad Surcolombiana. Primera Edición. 331 p.
- Fernandes J. S., Appoloni C. R. y Fernandes C. P. (2016). Accuracy evaluation of an X-ray microtomography system. *Micron*. 85, 34-38.
- Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Manea V. y Manea M. (2011). The Dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. 522, 122-149.
- Ferrari L. (2014). Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-mexicano. *Centro de Geociencias e Instituto de Geología de la UNAM*.
- Ferriz H. (1982). Geologic and preliminary reservoir data on the Los Humeros geothermal system, Puebla, Mexico. *Interdisciplinary Research in Engineering and Earth Sciences*. 19-24.
- García-Gutiérrez A., Arellano-Gómez V. M., Barragán-Reyes R. M. y Espinosa-Paredes G. (2002). Initial temperature field in the Los Humeros geothermal reservoir. *Geofísica Internacional*. 41 (3), 303-312.
- Garduño-Monroy V. H. y Gutiérrez-Negrín L. C. A. (1992). Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*. 31 (4), 417-429.
- GEMex. (2019). Ambition. Recuperado de www.gemex-h2020.eu/index.php?option=com_content&view=featured&Item=101&lang=en.
- Giachetti T., Burgisser A., Arbaret L., Druitt T. H. y Kelfoun K. (2011). Quantitative textural analysis of Vulcanian pyroclasts (Montserrat) using multi-scale X-ray computed microtomography: comparison with results from 2D image analysis. *Bulletin of Volcanology*. 73 (9) 1295-1309.
- Gómez-Arias E., Andaverde J., Santoyo E. y Urquiza G. (2009). Determinación de lo viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 26 (2), 516-529.
- Gómez-Tuena A. (2000). *Control Temporal del Magmatismo de Subducción en la Porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana: Caracterización del Manto*,

- Componentes en Subducción y Contaminación Cortical.* Tesis doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. 118 p.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel M. T. y Ferrari L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* LVII (3), 227-283.
- González-Ruiz L. E., González-Partida E., Martínez L., Pironon J., Camprubí A. y Vega-González M. (2015). Fenómenos diagenéticos en calizas del Jurásico-Cretácico de un sector de las cuencas de Huimanguillo-Comalcalco-Alto de Jalpan y primeras observaciones mediante microscopio electrónico de barrido y microtomografía 3D. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 67 (3), 517-531.
- González-Partida E., Barragán-Reyes R. M. y Vázquez-Escobedo R. (1992). Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico – el caso de Los Humeros, estado de Puebla. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 10 (1), 47-53.
- González-Partida E., Barragán-Reyes R. M. y Nieva-G. D. (1993). Análisis geoquímico-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofísica Internacional.* 32 (2), 299-309.
- González-Partida E., Tello-Hinojosa E. y Pal-Verma M. (2001). Interacción agua geotérmico-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México.* XVI (2), 185-194.
- Gouze P. y Luquot L. (2011). X-ray microtomography characterization of porosity, permeability and reactive surface changes during dissolution. *Journal of Contaminant Hydrology.* 120-121, 45-55.
- Gutiérrez-Negrín L. C. A. y Quijano-León J. L. (2004). Analysis of Seismicity in the Los Humeros, Mexico, Geothermal Field. *Geothermal Resources Council Transactions.* 28, 467-472.
- Gutiérrez-Negrín L. C. A. e Izquierdo-Montalvo G. (2010). Review and Update of the Main Features of the Los Humeros Geothermal Field, Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress 2010.* 1-7.
- Hanna R. D. y Ketcham R. A. (2017). X-ray computed tomography of planetary materials: A primer and review of recent studies. *Chemie der Edder.* 77 (4), 547-572.

- Hazlett R. D. (1995). Simulation of capillary-dominated displacement in microtomographic images of reservoir rocks. *Transport in porous media*. 20 (1-2), 21-35.
- Hiriart-Le Bert G., Gutiérrez-Negrín L. C. A., Quijano-León J. L., Ornelas-Celis A., Espíndola S. y Hernández I. (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. *Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía*. 167 p.
- Holmes D. W., Williams J. R., Tulke P. y Leonardi C. R. (2016). Characterizing flow in oil reservoir rock using SPH: absolute permeability. *Computational Particle Mechanics*. 3 (2), 141-154.
- Iglesias R. E., Flores-Armenta M., Torres R. J., Ramírez-Montes M., Reyes-Picaso N. y Cruz-Grajales I. (2015). Tracer testing at Los Humeros, Mexico, High-Enthalpy Geothermal Field. *Proceedings World Geothermal Congress 2015*. 19-255 April 2015. p. 1-7.
- IGME (Instituto Geológico y Minero de España) y IDAE (Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía). (2008). *Manual de Geotermia*. Madrid.
- INEGI. (2017). *Anuario estadístico y geográfico de Veracruz de Ignacio de la Llave 2017*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. 1225 p.
- Islam A., Chevalier S. y Sassi M. (2018). Structural characterization and numerical simulations of flow properties of standard and reservoir carbonate rocks using micro-tomography. *Computers and Geosciences*. 113, 14-22.
- Izquierdo-Montalvo G., Arellano-Gómez V. M., Aragón-Aguilar A., Portugal y Martínez I. (2000). Fluid acidity and hydrothermal alteration at the Los Humeros Geothermal Reservoir Puebla, Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. 1301-1306.
- Izquierdo-Montalvo G., Arellano-Gómez V. M. y Aragón-Aguilar A. (2008). Características mineralógicas y microtermométricas del yacimiento geotérmico de Los Humeros, Pue., México. *Geotermia*. Julio-diciembre 21 (2), 2-10.
- Izquierdo-Montalvo G., Gutiérrez-Negrín L. C. A. y Aragón-Aguilar A. (2009). Considerations on the Origin of Acid Fluids in Los Humeros Geothermal Field, Pue., Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*. 33, 59-62.

- Izquierdo-Montalvo G., Aragón-Aguilar A., Gómez-Mendoza F. R. y López-Blanco S. (2014). Evidencia mineralógica del efecto de fluidos ácidos sobre las rocas del yacimiento del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Revista Mexicana de Geoenergía*. 27 (1), 3-11.
- Kaczmarczyk J., Dohnalik M. y Zalewska J. (2010). Three-dimensional pore scale fluid flow simulation based on computed microtomography carbonate rock's images. *V European Conference on Computational Fluid Dynamics (ECCOMAS CFD 2010)*. 1-17.
- Krakowska P., Dohnalik M., Jarzyna J. y Wawrzyniak-Guz K. (2016). Computed X-ray microtomography as the useful tool in petrophysics: A case study of tight carbonates Modryń formation from Poland. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 31, 67-75.
- Kozdrój W. (PGI-NRI), Nawrocki J. (PGI-NRI), Pańczyk-Nawrocka M. (PGI-NRI), Ziółkowska-Kozdrój M. (PGI-NRI), Wójcik K. (PGI-NRI), Kumek J (PGI-NRI), González-Partida E. (UNAM) y en cooperación con (PGI-NRI): Zieliński G., Krzemińska E., Czupyt Z., Rechowicz M., Lampart P., Wrzzoskiewic M. y Awdankiewicz H. (2019). Dating the succession of rocks. Final report on understanding from exhumed systems. GEMex.
- Landis E. N. y Keane D. T. (2010). X-ray microtomography. *Materials Characterization*. 61 (12), 1305-1316.
- Lejsec R. J., del Castillo-García L., González M. T. y Domínguez G. A. H. (1978). Interrelación geodinámica del Golfo de México y el Eje Neovolcánico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 39, 77-90.
- Lermo J., Antayhua Y., Quintanar L. y Lorenz C. (2008). Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de Fuente y distribución de esfuerzos. *Geotermia*. 21 (1), 25-41.
- Liu J., Pereira G. G., Liu Q. y Regenauer-Lieb k. (2016). Computational challenge in the analyses of petrophysics using microtomography an upscaling: A review. *Computers & Geosciences*. 89, 107-117.
- López-Romero O. (2006). Actualización del modelo geoquímico de Los Humeros, Pue., México. *Geotermia*. 19 (1), 23-32.

- Machado A. S., Dal Bó P. F. F., Lima I., Borghi L y Lopes R. (2015). X-ray microtomography characterization of carbonate microbialites from a hypersaline coastal lagoon in the Rio de Janeiro State-Brazil. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*. 784, 574-580.
- Martínez-Serrano R. G. y Alibert C. (1994). Características geoquímicas de las rocas volcánicas del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y su relación con la mineralogía de alteración. *Geofísica Internacional*. 33 (4), 585-605.
- Martínez-Serrano R. G. (2002). Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Geothermics*. 31 (5), 579-612.
- Maya-González R. y Gutiérrez-Negrín L. C. A. (2007). Recursos geotérmicos para generar electricidad en México. *Revista Digital Universitaria*. 8 (12), 3-13.
- Moeck I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 37, 867-882.
- Moran-Z. D. J. (1986). Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofísica Internacional*. 25 (1), 9-38.
- Norini G., Groppelli G., Sulpizio R., Carrasco-Núñez G. y Dávila-Harris P. (2014). The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field, Trans Mexican Belt, Central Mexico. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 16.
- Norini G., Groppelli R., Carrasco-Núñez G., Dávila-Harris P., Pellicoli C., Zucca F. y De Franco R. (2015). Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 301, 221-237.
- OLADEF-BID. (1994). Guía para estudios de reconocimiento y prefactibilidad geotérmicos. Quito-Ecuador. 145 p.
- Oliveira M. F. S., Lima I., Borghi L. y Lopes R. T. (2011). Petrophysical analysis of limestone rocks by nuclear logging and 3D high-resolution X-ray computed microtomography. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*. 652 (1), 905-910.

- Oliveira M. F. S., Lima I., Borghi L. y Lopes R. T. (2012). X-ray microtomography application in pore space reservoir rock. *Applied Radiation and Isotopes*. 70 (7), 1376-1378.
- Olmos L., Bouvard D., Cabezas-Villa J. L., Lemus-Ruiz J., Jiménez O. y Arteaga D. (2018). Analysis of Compression and Permeability Behavior of Porous Ti6Al4V by Computed Microtomography. *Metals and Materials International*. 1-19.
- Ortíz E. (2008). Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas de México. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (INEGI, México).
- Oswald U. (2017). Seguridad, disponibilidad y sustentabilidad energética en México. *Revista Mexicana de Ciencias Políticas y Sociales*. LXII (230), 155-196.
- Padilla y Sánchez R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIX (1), 19-42.
- Pindell J., Kennan L., Stanek K. P., Maresch W. V. y Draper G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*. 4 (1-2), 303-341.
- Pindell J. y Kennan L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South American in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of London, Special Publication*. 1-61.
- Peiffer L., Carrasco-Núñez G., Mazot A., Villanueva-Estrada R. E., Inguaggiato C., Bernard-Romero R., Rocha-Miller R. y Hernández-Rojas J. (2018). Sil degassing at the Los Humeros Geothermal field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 356, 163-174.
- Pérez-López R., Dóniz-Páez J., Rodríguez-Pascua M. A., Garduño-Monroy V. H., Giner-Robles J. L. y Romero-Ruiz C. (2008). Leyes de escalado de la distribución de tamaño de los volcanes monogenéticos de sector central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y su relación con la sismicidad instrumental somera. *Geotemas*.
- Pola A., Crosta G. B., Agliardi F., Fusi N., Barberini V., Galimberti L. y De Ponti E. (2010). Characterization and comparison of pore distribution in weathered volcanic rocks

- by different techniques. *ISRM International Workshop on Rock Mechanics and Geoengineering in Volcanic Environments*.
- Portugal E., Verma M. P., Barragán-Reyes R. M. y Mañón A. (1994). Geoquímica isotópica de ^{13}C , D y ^{18}O de fluidos del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla (México). *Geofísica Internacional*. 33 (4), 607-618.
- Prol-Ledesma R. M. y Browne P. R. L. (1989). Hydrothermal alteration and fluid inclusion geothermometric of Los Humeros Geothermal Field, Mexico. *Geothermics*. 18 (5/6), 677-690.
- PROMOEENER-A. (2013). *Guía del potencial de recursos geotérmicos de Extremadura (España), Alentejo y región centro (Portugal)*.
- Quijano León. (2007). *Manual de Geotermia*. Universidad de México. 109 p.
- Renard F., Bernard D., Desrues J. y Ougier-Simonin A. (2009). 3D imaging of fracture propagation using synchrotron X-ray microtomography. *Earth and Planetary Science Letters*. 286 (1-2), 285-291.
- Rionda R. A., Guerrero-Gutiérrez L. G., Rodríguez-Bolaños F., Ubaldo-Higuera A. y Ramos-Bautista A. L. (2015). Prospectiva del Sector Eléctrico 2015-2029. *Secretaría de Energía (SENER)*. 1-166.
- Rionda R. A., Villanueva-Arcos E., Muñozcano L. A., Rodríguez-Bolaños F., Rodríguez-Aguilar J. S., Ramírez-Bueno M., Gasca-Álvarez S., Ubaldo-Higuera A., García-Jiménez E., Ramírez-Flores T. y Carrasco-González F. (2017). Prospectiva de Energías Renovables 2017-2031. *Secretaría de Energía (SENER)*. 1-94.
- Rueda-Gaxiola J. (1998). El origen del Golfo de México y de sus subcuencas petroleras mexicanas, con base en la palinoestratigrafía de lechos rojos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 15 (1), 78-86.
- Sánchez-Cano J. E. (2012). La crisis energética global, la posición de México en el mundo. 1-21.
- Schlüter S., Weller U. y Vogel H. (2010). Segmentation of X-ray microtomography images of soil using gradient masks. *Computers & Geosciences*. 36 (10), 1246-1251.
- Spallati L. A. (2007). Textura de las rocas sedimentarias clásticas. *Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP*.

- Tafforeau P., Boistel R., Boller E., Bravin A., Brunet M., Chaimanee Y., Cloetens P., Feist M., Hoszowska J., Jaeger J., Kay R., Lazzari V., Marivaux L., Nel A., Nemoz C., Thibault X., Vignaud P. y Zabler S. (2006). Applications of X-ray synchrotron microtomography for non-destructive 3DD studies of paleontological specimens. *Applied Physics A*. 83 (2), 195-202.
- Tapia P. (2016). Gemex gana primer plan geotérmico México-UE. Milenio. Recuperado de <https://www.milenio.com/negocios/gemex-gana-primer-plan-geotermico-mexico-eu>
- Tarbuck E. J., Lutgens F. K. y Tasa D. (2005) *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Octava Edición. 712 p.
- Teles A. P., Machado A. C., Pepin A., Bize-Forest N., Lopes R. T. y Lima I. (2016a). Analysis of subterranean Pre-salt carbonates reservoir by X-ray computed microtomography. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 144, 113-120.
- Teles A. P., Lima I. y Lopes R. T. (2016b). Rock porosity quantification by dual-energy X-ray computed microtomography. *Micron*. 83, 72-78.
- Tello-Hinojosa E. (1992). Composición química de la fase líquida a descarga total y a condiciones de reservorio de pozos geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofísica Internacional*. 31 (4), 383-390.
- Tinoco-Michel J. A. (2008). *Desarrollo de un modelado termodinámico para mitigar la acidez del sistema actual del Campo Geotérmico de Los Humeros, Puebla, México*. Tesis de Maestría dirigida por el Dr. Eduardo González-Partida, Juriquilla, Qro., México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias. 76 p.
- Trillo G. y Angulo V. R. (2008). *Guía de energía geotérmica*. Fundación de la Energía de la Comunidad de Madrid. 178 p.
- Urbán-Rascón E. (2010). *Relación de la actividad sísmica local, pozos inyectores y fallas activas en los campos geotérmicos de México*. Tesis de Ingeniería dirigida por el M.C. Javier Lermo Samaniego. Universidad Nacional Autónoma de México. 117 p.
- Venegas-S. S., Herrera-F. J. J. y Maciel-F. R. (1985). Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*. 24. (1), 47-81.

- Verma M. P., Verma S. P. y Sanvicente H. (1990). Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Geotermics*. 19 (2). 187-197.
- Verma S. P., Gómez-Arias E. y Andaverde J. (2009). Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma chamber in Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *International Geology Review*. 53 (8), 905-925.
- Verma S. P. y Gómez-Arias E. (2013). Three-dimensional temperature field simulation of magma chamber in the Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico. *Applied Thermal Engineering*. 52 (2), 512-515.
- Vlassenbroeck J., Dierick M., Masschaele B., Cnudde V., Van-Hoorebeke L. y Jacobs P. (2007). Software tools for quantification of X-ray microtomography at the UGCT. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*. 580 (1), 442-445.
- Yáñez-Dávila D. (2016). *Procesos de interacción Agua-Roca en el reservorio geotérmico de Alta Entalpía; Los Humeros, Puebla, México*. Tesis de Maestría dirigida por el Dr. Eduardo González-Partida, Juriquilla, Qro., México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias. 154 p.
- Yáñez-García, C., y García-Durán, S. (1982). Exploración de la región geotérmica Los Húmeros-Los Derrumbados estados de Puebla y Veracruz (No. 333.88 Y3).