



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Alteración hidrotermal profunda y
superficial en el campo geotérmico de
Los Humeros como producto de los
fenómenos de interacción agua/roca**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Elidee Juárez Hilarios

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Eduardo González Partida



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIA

A:

Angel, todo lo que hago es por ti y para ti.

Ma, hermanito, a la memoria de mi papá y abues Q. e. p. d.

Bebés Viri, Denys, Greci.

Javier =)

Y por todo tu amor y apoyo, Jorgito.

AGRADECIMIENTOS

CFE en colaboración con el proyecto GEMex-UE (CONACyT) liderado por la UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO y dentro del PT # 8.2 y 4.1, dieron las facilidades necesarias como muestreo, colaboración en los trabajos de campo, información del Campo Geotérmico y, para poder actualizar el modelo de la alteración hidrotermal en el reservorio de los Humeros: Esta tesis en parte es el producto de dicha colaboración por lo que se agradece a todas las instituciones involucradas.

Dr. Eduardo González Partida, Compañeros de la Residencia Los Humeros, personal de la GPG y otras Residencias que aportaron, directa o indirectamente, una parte importante del apoyo, motivación y conocimientos necesarios para hacer esto posible.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	2
AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	7
I. TEORÍA SOBRE LOS FENÓMENOS DE INTERACCIÓN AGUA – ROCA	8
I.I INTRODUCCIÓN	8
I.III CLASIFICACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES	13
I.III.I ALTERACIONES RELACIONADAS A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA SOMERA	16
I.III.II ALTERACIONES RELACIONADAS A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA SOMERA Y VULCANISMO, SISTEMAS HIDROTERMALES DE BAJA TEMPERATURA.....	19
I.IV DISCUSIÓN DE ALGUNOS TIPOS DE ALTERACIONES A LA LUZ DE NUEVOS DATOS QUÍMICOS Y NUEVAS INTERPRETACIONES	23
I.IV.I ALTERACIÓN SÓDICA Y CÁLCICA.....	23
I.IV.II ALTERACIÓN FÍLICA	24
I.IV.III ALTERACIÓN ARGÍLICA INTERMEDIA.....	26
I.IV.IV ALTERACIÓN PROPÍLICA	28
I.V OTROS TIPOS PARTICULARES DE ALTERACIÓN	30
I.V.I YACIMIENTOS TIPO SKARN	30
I.V.II SERPENTINIZACIÓN Y ALTERACIÓN DE TALCO-CARBONATO.....	37
I.V.III CARBONATACIÓN Y DOLOMITIZACIÓN	38
I.V.IV FUENTE DE LOS ÁCIDOS PARA PROVOCAR LA ALTERACIÓN	39
I.V.V EFECTO DE LA PRESIÓN SOBRE EL EQUILIBRIO DEL FELDESPATO	39
I.V.VI ALTERACIÓN POR ATAQUE ÁCIDO PROVOCADO POR ENFRIAMIENTO	39
I.V.VI PAPEL DE LA ROCA ENCAJONANTE Y EL AGUA METEÓRICA	42
II. GEOLOGÍA DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS	44
II.I GEOLOGÍA REGIONAL Y ELEMENTOS TECTÓNICOS DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS	45
II.II EVOLUCIÓN DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS	49
III. ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES Y SU RELACIÓN CON LAS ALTERACIONES SUPERFICIALES	57
III.I INTRODUCCIÓN Y GENERALIDADES DE LOS FLUIDOS.....	57
III.II FUENTES TERMALES (DESCARGAS HIDROTERMALES)	60
IV. RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL	67
IV.I ALTERACIÓN HIDROTERMAL SUPERFICIAL	69
IV.I.I MÉTODOS ANALÍTICOS.....	69
IV.I.II FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX-WD).....	70
IV.I.III DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DXR)	70
IV.I.IV ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE ONDA CORTA (SWIR)	71
IV.I.V RESULTADOS	71
IV.I.VI ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL.....	79
IV.I.VII DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS	79
IV.I.VIII DIAGRAMAS NORMALIZADOS DE REE.....	82
IV.I.IX PROCESOS DE INTERACCIÓN AGUA-ROCA EN EL RESERVORIO GEOTÉRMICO DE ALTA ENTALPÍA; LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO.....	88
IV.II ALTERACIÓN HIDROTERMAL PROFUNDA	91
IV.II.I GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	91
V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	106
V.I PARÁMETROS DE CONTROL EN LOS TIPOS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y DE MINERALIZACIÓN .	107
VI. BIBLIOGRAFÍA	116

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1. Procesos de interacción agua/roca a partir de un sistema geotérmico hidrotermal activo.	8
Figura 2. Elementos que participan en los procesos de interacción agua/roca (Gonzalez-Partida, 2018).....	11
Figura 3. Mecanismos de origen-transporte-precipitación mineral en sistemas hidrotermales (Gonzalez-Partida, 2018).....	12
Figura 4. Comparación, analogías y diferencias entre algunos tipos de alteraciones de acuerdo con el planteamiento de Camprubí (2003).	14
Figura 5. Modelo de Lowell y Guilbert (1970) para el depósito de San Manuel-Kalamazoo, Arizona, mostrando el zoneamiento vertical y lateral de la alteración y la mineralización típico de los pórfidos de cobre.	16
Figura 6. Distribución de las alteraciones hidrotermales en ambientes de baja y alta sulfuración (González-Partida, 2018)....	18
Figura 7. Alteración hidrotermal por silicificación en descargas hidrotermales. Argílica avanzada (fotos superiores), cuarzo oqueroso (fotos intermedias) y calcita hojosa (fotos inferiores). Características similares se pueden observar en Los Azufres, Mich.	20
Figura 8. Ejemplo de alteración argílica. Dickita (superior Izquierda), pirofilita (superior derecha), muscovita (inferiores).	20
Figura 9. Alteración hidrotermal Propilítica donde Ep= epidota, Py = piritita, Chl =clorita, A la derecha superior, wairakita e inferior calcita masiva. Como en Los Humeros Pue.....	21
Figura 10. Diagrama tomado de Reed, (1997) que muestra diferentes estados de equilibrio para minerales clave de alteración hidrotermal a diferentes condiciones de temperatura y presión.	29
Figura 11. Zonación que sucede en la mayoría de los Skarn la cual copia la geometría del contacto del Plutón y los flujos de fluidos. Gar= granate, Pyx= piroxeno. Modificado de Meinert, et. al., 1983. Similar a Tatatila-Las Minas Ver. y basamento local de Humeros.	31
Figura 12. Zona de Skarn típica con calcita (min. Blanco) + Anfíboles (min. Verde)+grosularita (min. café) del Distrito minero de Tatatila Las Minas, Ver., y basamento local de Los Humeros	32
Figura 13. Granate + calcita (Izq.), clinopiroxenos (Inf. Izq), wollastonita (Inf. Der.)	32
Figura 14. Turmalina (negro) +Cuarzo (blanco) relacionada a cúpulas de intrusivos en forma de vetas.	36
Figura 15. Zoneamientos horizontales y verticales debido a la interacción de fluidos. Explicación en el texto.....	41
Figura 16. Alteración argílica avanzada con Azufre+alunita+kaolinita de Los Humeros Pue.....	42
Figura 17. Localización y morfología de la Caldera de Los Húmeros Pue. con localización de los rasgos estructurales mas importantes.	46
Figura 18. Mapa geológico de la Caldera Volcánica Los Humeros. (“Geologic map of Los Humeros Caldera and geothermal field” Carrasco-Nuñez, G, Hernández, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J. P., Jicha, B., Navarro, M., López-Quiroz, P., CemigEO, 2017).	48
Figura 19. Columna litoestratigráfica del Campo Geotérmico Los Humeros mostrando la edad de las rocas. Reconstruida a partir de Yañez G. (1980); Ferríz y Mahood (1984); Prol-Ledesma y Browne (1989); Martínez-Serrano y Alibert (1994) y Prol-Ledesma (1998).	48
Figura 20. Densidad de centros monogenéticos y anomalías térmicas (Norini et al., 2015)	56
Figura 21. Fluidos y su movilidad en distintos ambientes geológicos. (Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, 370, 519 – 527).	58
Figura 22. Fotografías de incrustación de precipitación de sílice en la descarga de un fluido hidrotermal en Los Humeros, donde se observa una textura colorme con atrapamiento de insectos.	62
Figura 23. Fotografías de precipitación de sílice que reemplaza materia orgánica en la descarga de un fluido hidrotermal en Los Humeros.	63
Figura 24. Mapa del Campo Geotérmico Los Humeros mostrando la geología local y el muestreo sistemático llevado a cabo.	70
Figura 25. Análisis de Espectroscopía de reflectancia de onda corta (SWIR) a 12 muestras de rocas con alteración del CGLH (EG-01 a EG-12) encontrando congruencia con los resultados de los análisis por DRX.	72
Figura 26. Muestras especiales en las que se observan los diferentes grados de alteración que se pueden encontrar en el Campo Geotérmico Los Humeros.	75
Figura 27. Ejemplo del tipo de alteración superficial, donde: A =Azufre nativo, B = Azufre nativo+alunita, C = tiberio de descarga con precipitación de arcillas, cuarzo anhidrita y sulfuros, D = wroewolfeita (mineral verde = $Cu_4(SO_4)(OH)6 \cdot 2H_2O$ con alunita (claro) E = Hematita.	76
Figura 28. Diagramas de variación Harker de elementos mayores vs SiO ₂ , mostrando la relación entre las rocas alteradas y no alteradas	78
Figura 29. Diagrama multielementos, normalizados al manto primitivo de muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989).	81

Figura 30. a) Diagrama de REE normalizados a condrita de las muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989). b) y c): Diagrama de REE normalizados a condrita de las muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989).
 84

Figura 31. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Torio en el CGLH. 86

Figura 32. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Rubidio en el CGLH. 87

Figura 33. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Estroncio en el CGLH. 87

Figura 34. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Aluminio en el CGLH. 89

Figura 35. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Calcio en el CGLH. 90

Figura 36. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Hierro en el CGLH. 90

Figura 37. Imagen satelital de la parte central de la Caldera con dos secciones representativas de la zona donde se concentran los pozos geotérmicos del Campo. 93

Figura 38. Correlación litológica Oeste – Este B-B’ 94

Figura 39. Correlación litológica Norte – Sur A-A’ 94

Figura 40. Fotomicrografías de rocas del subsuelo, Unidad Postcaldérica (50 a 550 m). 96

Figura 41. Fotomicrografías de rocas del subsuelo, Unidad Caldérica (550 a 1 100 m). 97

Figura 42. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Postcaldérica (150 a 350 m). 99

Figura 43. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Precaldérica (1 100 a 2 500 m). 100

Figura 44. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Caldérica (300 a 700) y Precaldérica (1 000 a 2 000 m).
 101

Figura 45. Basamento (> 2 500 m). 102

Figura 46. Minerales opacos neoformados característicos del Campo. 103

Figura 47. Espectro de RX del mineral Clinocloro. 104

Figura 48. Espectro de RX del mineral Wroewolfeita. 105

Figura 49. Zoneamiento mineralógico de minerales de alteración transparentes y opácos del CGH. 115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Mineralización de los Skarn de acuerdo a su contenido metálico y mineralogía. 35

Tabla 2. Unidades litológicas del subsuelo propuestas para el Campo Geotérmico Los Humeros. 50

Tabla 3. Composición de elementos traza de las 15 muestras de roca de superficie. 79

Tabla 4. Composición de elementos de tierra raras (REE) de las 12 muestras de roca alterada de superficie. 83

Tabla 5. Unidades litológicas identificadas con el microscopio de polarización y correspondencia con las unidades descritas previamente para la geología del subsuelo. 92

RESUMEN.

Debido a las características geológicas, de alta entalpía y la complejidad en el conocimiento y producción del yacimiento y los pozos productores del Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH) de la Comisión Federal de Electricidad (CFE EPS VI), se requieren análisis de los procesos naturales involucrados en su formación. Con este trabajo se espera contribuir con el estudio de los efectos hidrotermales dentro del yacimiento geotérmico mediante un esquema de clasificación de las alteraciones hidrotermales características de la zona, sustentadas científicamente y con metodologías de análisis y conceptos modernos.

En los resultados obtenidos mediante análisis realizados a muestras tanto alteradas como no alteradas, superficiales y del subsuelo, se distingue: Una zona superficial a subsuperficial (0 a 100 m de profundidad) y cuatro zonas paragenéticas (i, ii, iii y iv) ubicadas dentro de 3 de las unidades litológicas características del Campo conocidas como postcaldérica, caldérica y precaldérica.

Los diagramas tipo Harker evidenciaron variaciones sistemáticas de los elementos mayores de las rocas alteradas, donde las tendencias lineales negativas del TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3T , MnO , MgO y CaO y las positivas del Na_2O y K_2O de las muestras no alteradas se desvanecen completamente, estos enriquecimientos y empobrecimientos demuestran la intensa movilidad de elementos químicos que existe en el CGH, producto de la interacción agua/roca.

Mediante la clasificación de rocas por el diagrama de Winchester y Floyd (1977), se observó que las variaciones significativas se presentaron en rocas alteradas provenientes de fuentes activas, obedeciendo al grado de interacción agua/roca, presentando a su vez una composición con mayores tendencias ácidas a la original.

El uso de los diagramas de multielementos permitió determinar la variación existente en elementos traza de las rocas alteradas con respecto a las no alteradas cogenéticas; haciendo evidente la movilidad de elementos traza producto de la alteración hidrotermal.

El balance de masas y la correlación bivariable realizada a las tres zonas productoras, sugiere que los elementos que presentaron una mayor proporción de enriquecimiento en el análisis de balance de masas, coinciden con los elementos de altos coeficientes de correlación, por lo contrario los elementos mayormente empobrecidos en el balance de masas coinciden con los elementos de alto coeficiente de correlación negativa.

La distribución espacial de las anomalías ocasionadas por la interacción agua-roca, muestra patrones similares para los elementos enriquecidos, los elementos empobrecidos muestran tendencias más marcadas siguiendo las trazas de fallas existentes; estas observaciones espaciales son congruentes con las correlaciones bivariables realizadas en las zonas productivas y con dos de los tres sistemas estructurales principales que controlan el ascenso de fluidos. El primero de ellos es el sistema de fallas de tendencia NW- SE dominadas por la falla Maztaloya, limitada hacia el sur del CGH y por último el sistema N-S, que es donde ocurre la principal actividad geotérmica activa.

Diversos estudios de mineralogía de alteración identificaron la aparición de al menos dos episodios térmicos en el sistema geotérmico Los Humeros. El primer episodio se produjo por un metamorfismo de contacto entre intrusiones ígneas Terciarias y las calizas cretácicas desarrollando un *skarn* y, un segundo de importancia geotérmica causado por los fluidos hidrotermales actuales.

I. TEORÍA SOBRE LOS FENÓMENOS DE INTERACCIÓN AGUA – ROCA

I.1 INTRODUCCIÓN

La alteración hidrotermal en los reservorios geotérmicos activos ó fósiles (yacimientos minerales) se debe a la circulación de fluidos hidrotermales (como se muestra en el esquema de la Figura 1), ya sea agua caliente, vapor o gas, produciendo un cambio físico-químico en las rocas a través de las cuales circulan. Esta circulación involucra volúmenes relativamente grandes de fluidos calientes que atraviesan rocas permeables debido a la presencia de fisuras o poros interconectados que movilizan las soluciones a un sitio de precipitación. Un sistema hidrotermal consta de dos componentes esenciales: una fuente de calor que proporciona la energía necesaria (de origen magmática, asociada al gradiente geotérmico, por decaimiento radiogénico, o bien por metamorfismo) y una fase fluida, que incluye soluciones derivadas de fluidos magmáticos / juveniles, fluidos metamórficos, aguas meteóricas, connatas y agua de mar.

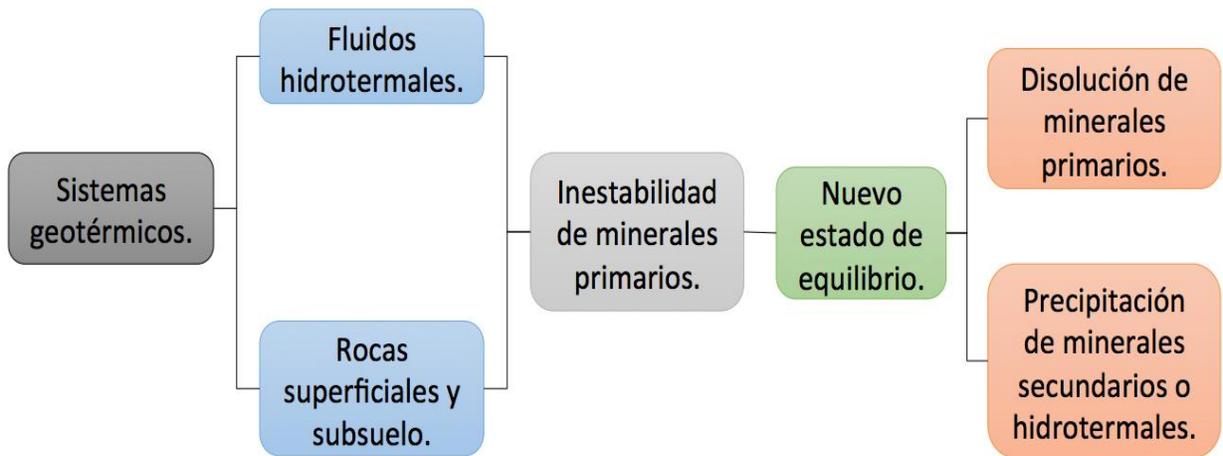


Figura 1. Procesos de interacción agua/roca a partir de un sistema geotérmico hidrotermal activo.

El fluido caliente tiende a estar fuera de equilibrio termodinámico con las rocas adyacentes, sin embargo, cuando estos fluidos entran en contacto con las rocas provocan reacciones químicas. Estas reacciones tienden a aproximarse al equilibrio al intercambiar componentes de la solución y de los minerales sólidos por procesos de disolución y precipitación. Este proceso origina la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma. El transporte de los materiales involucrados en la alteración de las rocas originales puede ocurrir por infiltración o por difusión (transporte de iones a través de fluidos estancados en los poros

de las rocas) o por una combinación de ambos procesos. Si la evidencia geológica muestra que los materiales o componentes químicos se movieron a gran distancia, el medio de transporte dominante probablemente fue la infiltración. En sistemas hidrotermales la difusión e infiltración ocurren simultáneamente. Los factores más importantes que controlan la mineralogía resultante de la alteración hidrotermal son la temperatura y el pH del fluido hidrotermal. Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que el de la permeabilidad, presión, temperatura y composición del fluido y esta no tiene ningún efecto después de los 230°C. Debido a que la alteración hidrotermal es el producto de un proceso de transformación, este puede dar información acerca de las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que generó las asociaciones mineralógicas y de las características químicas y morfológicas de la roca alterada. Los minerales que se formaron revelan las condiciones hidrológicas que prevalecieron dentro del sistema geotérmico activo y pueden reflejar la gama de las temperaturas en las que se formaron.

Los sistemas hidrotermales relacionados a la actividad magmática somera, son los principales responsables del gran movimiento de fluidos en la corteza superior y de grandes convecciones de calor hacia la superficie terrestre conformando los yacimientos geotérmicos y/o minerales. Asimismo, estos fluidos pueden transportar metales para dar origen a los yacimientos minerales. En este sentido los reservorios geotérmicos actuales son el ejemplo vivo de los procesos de interacción agua/roca que se dieron en los sistemas fósiles, por eso, más adelante se abordará ambos temas. Existe un acuerdo general de que la energía térmica que pone en operación a numerosos sistemas hidrotermales, proviene de las intrusiones o cámaras magmáticas someras que pueden alcanzar múltiples estados, a efecto de sostener la actividad hidrotermal por cientos o hasta miles de años. Sin embargo, a pesar de la estrecha relación entre la actividad intrusiva somera con muchos depósitos hidrotermales, pervive en la actualidad un amplio debate, sobre el alcance en que los magmas pueden aportar por sí solos a los sistemas hidrotermales, agua, metales, aniones y otros componentes. En este sentido, numerosos estudios iniciales de isótopos estables presentaron la evidencia del dominio de agua meteórica en una variedad de tipos de sistemas hidrotermales, lo que llevó a sugerir en algunos importantes trabajos, que los metales fueron extraídos de las rocas al interactuar con dichos fluidos meteóricos. Estudios más recientes de los sistemas hidrotermales activos demostraron que, efectivamente, los fluidos de origen magmático están comúnmente presentes, pero que sus firmas pueden ser borradas o enmascaradas por el efecto de la circulación tardía de grandes volúmenes de agua meteórica, que representa más del 95% del agua que circula en la última fase del proceso convectivo, durante el enfriamiento de una intrusión somera. Es muy bien conocida la relación genética entre los magmas y los yacimientos hidrotermales, principalmente de aquellas mineralizaciones indiscutiblemente vinculadas a intrusiones someras. Los modelos de estos tipos de yacimientos, junto con estudios experimentales, demuestran con toda claridad que los metales y los aniones que definen las ligas con ellos, se pudieron movilizar completamente

desde los magmas asociados. No obstante, los flujos de metales medidos de algunas erupciones volcánicas evidencian que, dado suficiente tiempo y un mecanismo de concentración, la desgasificación del magma puede exsolver suficientes metales para generar un yacimiento mineral (Hedenquist and Lowenstern, 1994). La alteración hidrotermal consiste en un reemplazamiento químico de los minerales originales de una roca por nuevos minerales, provocado por fluidos hidrotermales que aportan los reactantes químicos y al mismo tiempo remueven los productos en la solución acuosa (Figura 2). Es de gran significado entender el proceso de alteración hidrotermal, porque a partir de este conocimiento, es posible contar con suficientes evidencias acerca de las características químicas y orígenes de los fluidos mineralizantes, así como de las condiciones físico-químicas de formación de la mena. Ciertos datos, como las asociaciones mineralógicas y el comportamiento de las soluciones sólidas, permiten conocer no solamente las condiciones de presión y temperatura de las alteraciones, sino las condiciones de pH y de óxido-reducción del fluido hidrotermal. Es indispensable entonces, lograr la caracterización de los fluidos mineralizantes y así mismo conocer las condiciones de formación de la mena, a través del examen de la compleja interrelación entre paragénesis, sucesión y zoneamiento de la alteración hidrotermal (incluyendo minerales opacos), salinidad del fluido, pH y condiciones de óxido-reducción.

La reacción de los fluidos con las rocas encajonantes, constituye una parte esencial de los procesos de mineralización; esta alteración es comúnmente considerada como consecuencia del ingreso de tales fluidos. A diferencia de este punto de vista, cuando se analizan los sistemas mineralizantes en su totalidad y que incluyen la fuente de los fluidos distales, además de su trayectoria hasta el sitio de depósito, parece ser que las reacciones con las rocas encajonantes es un agente fundamental en controlar la composición del fluido mineralizante. El papel de las reacciones proximales y distales en el modelado de los procesos de mineralización, puede ser cabalmente entendido en el contexto de los procesos de fuente-transporte-depósito, en donde los fluidos originados en una fuente particular, transportaron metales hasta un ambiente físico y/o químico diferente, lo que condujo a su precipitación. A efecto de comprender los procesos de alteración hidrotermal, es imprescindible analizar la naturaleza fundamental de los ácido-base y reacciones de óxido-reducción en el ambiente de la alteración, reacciones de alteración que determinan la composición de los fluidos mineralizantes. Así pues, la naturaleza del fluido y rocas características, permiten definir la paragénesis de la alteración por reacciones que provocan la precipitación de mena, en el contexto de la interdependencia simultánea del equilibrio químico (Reed, 1997).

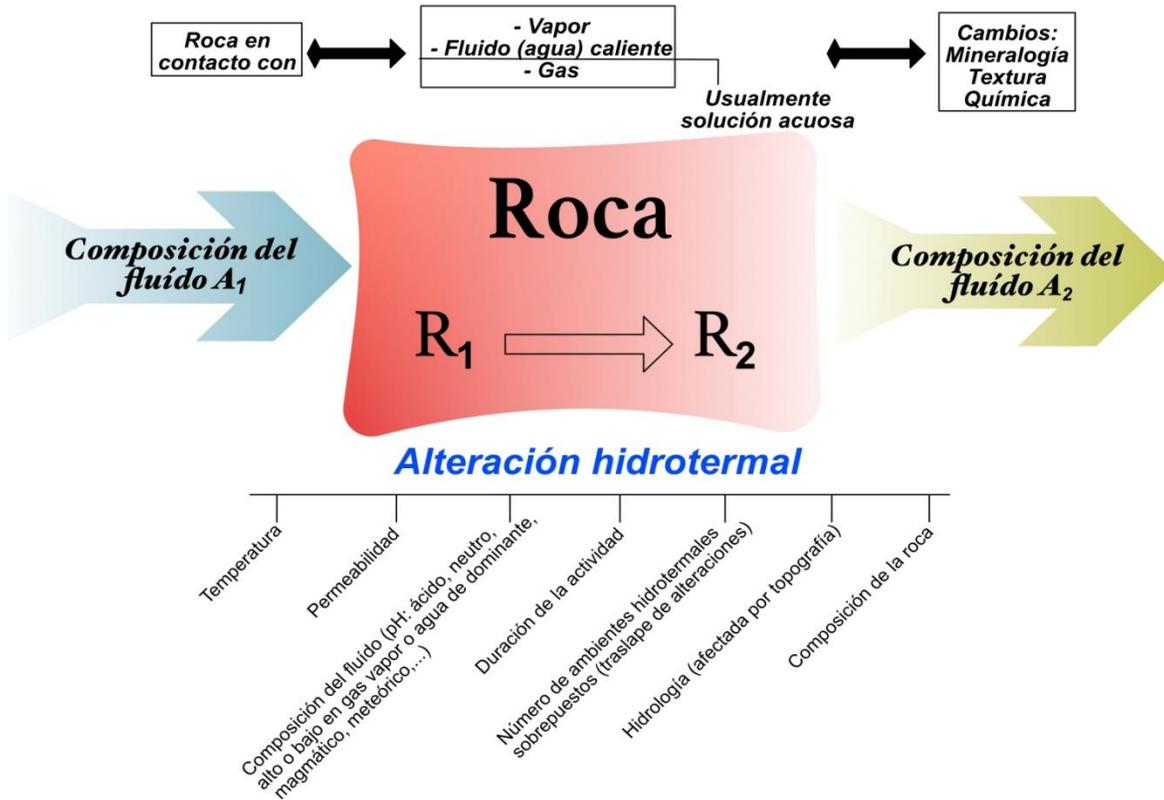


Figura 2. Elementos que participan en los procesos de interacción agua/roca (Gonzalez-Partida, 2018)

Como se sabe, los yacimientos hidrotermales se forman a consecuencia de la precipitación de metales en la zona de depósito. En estos sitios, concurren condiciones adecuadas que producen las reacciones de precipitación, como favorables estados físico-químicos y estructurales, principalmente. Es obvio que el fluido desde su fuente, cambia su composición por las naturales reacciones químicas que experimenta con la roca encajonante durante su trayectoria, por lo que está muy claro que el fluido que llega al sitio de depósito no es el mismo que el de la región fuente (Figuras 2 y 3). Es práctica común en los estudios de alteración hidrotermal de los cuerpos mineralizados, estudiar la distribución de las alteraciones dentro del depósito y en las zonas adyacentes a él. Pero es importante considerar en la medida de lo posible y en determinadas circunstancias, el estudio de las alteraciones hipogénicas a lo largo de la trayectoria completa del fluido, desde la región fuente hasta el sitio de depósito. Esta consideración suele tener gran significado, ya que el fluido puede también lixiviar metales durante su trayectoria, desde la fuente hasta la zona de depósito (fenómeno conocido como re-movilización metálica).

Es factible concebir entonces, que al tener en mente el sistema *fuentes-transporte-depósito*, la roca que interactúa con el fluido desde la fuente hasta el sitio de depósito, puede ser también considerada de un interesante potencial metálico. Es preciso establecer que, en la medida en que el fluido se equilibra con la roca, la naturaleza de la misma, ejerce una influencia determinante en las concentraciones de cationes, el pH, el estado de óxido-reducción del

fluido y como consecuencia, en las concentraciones de metales disueltos. Así, en determinadas condiciones, algunos metales que han sido extraídos del reservorio (*fente*) pueden ser removidos y otros adicionados, como resultado de las diversas reacciones del fluido con las rocas encajonantes, durante su trayectoria desde la zona donde fueron originados.

Las alteraciones hidrotermales pueden clasificarse de una manera general y en sentido cualitativo, como una función de la relación “*agua/roca*”. En términos rigurosos, esta variable se define exclusivamente para sistemas cerrados y en el marco de la dinámica de los ambientes geológicos, esta relación fluido/roca, pierde precisión, pero puede ser usada en un sentido estrictamente cualitativo, para discutir los efectos relativos del fluido y la roca en algún proceso hidrotermal.

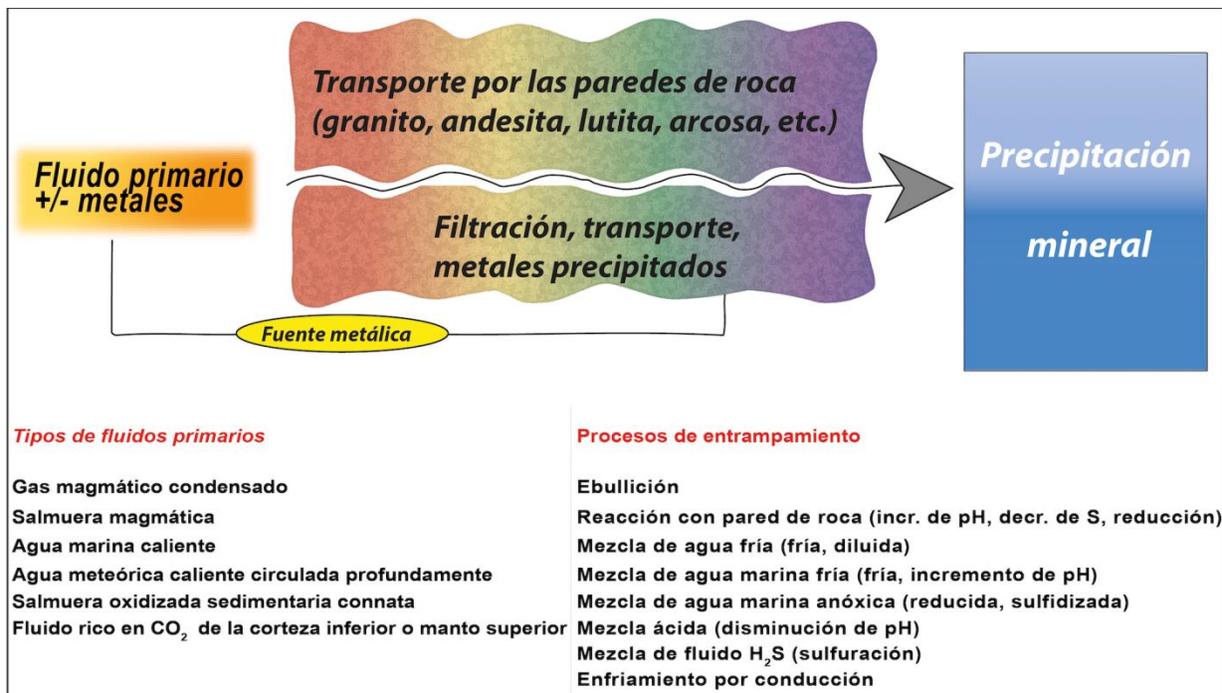


Figura 3. Mecanismos de origen-transporte-precipitación mineral en sistemas hidrotermales (Gonzalez-Partida, 2018)

I.II EQUILIBRIO QUÍMICO

La teoría del equilibrio químico aporta las bases fundamentales para entender la formación de los minerales de alteración y su relación con los cambios en la composición de los fluidos hidrotermales. Las paragénesis de las zonas de alteración, son rasgos constantes en numerosos tipos de yacimientos hidrotermales; esta característica, junto con el entendimiento de tales asociaciones mineralógicas en términos termodinámicos, implica que el equilibrio mineral-mineral y el concepto de equilibrio o metaestable, se apliquen a una escala local y puedan ser utilizados para comprender los orígenes de numerosas paragénesis

de alteración hidrotermal. Los cálculos de equilibrio pueden también ser aplicados para explicar ciertas asociaciones mineralógicas, producto de reacciones con retardo cinético que permiten el predominio del equilibrio metaestable.

Sin embargo, al aplicar los conceptos de equilibrio, no está claro sobre qué escalas de espacio-tiempo, el sistema puede ser considerado en equilibrio o metaestable, entre los minerales de alteración y los fluidos. El alcance de los geotermómetros químicos indica que los fluidos están en equilibrio con el ambiente de alteración, sobre grandes escalas de tiempo de migración del fluido a profundidad (meses, años y décadas) (Giggenbach, 1987); ha sido demostrado además, que el equilibrio entre minerales (silicatos) y aguas que son inyectadas en las operaciones de recuperación de petróleo, ocurre en una escala de tiempo de meses o menos, a temperaturas entre 60 y 200° C. Aparentemente, los silicatos y fluidos alcanzan el equilibrio, estable o metaestable, en escalas de tiempo de semanas a meses, un tiempo suficientemente corto para ser sensiblemente aplicado a numerosas circunstancias de alteración en los yacimientos hidrotermales. De hecho, el equilibrio entre fluidos y minerales de alteración en sistemas hidrotermales activos, no necesariamente implica equilibrio total en el sistema entre los minerales y el fluido. Esto significa equilibrio local entre el fluido y la roca que lo contiene. El equilibrio local fluido-roca es un rasgo de los gradientes espaciales en la composición del fluido, que son requeridos por los halos de alteración hidrotermal.

Los procesos dominantes durante el equilibrio local, son cinéticos y de flujo de fluido; sin embargo, el esquema esencial que enlaza las composiciones del fluido y las asociaciones mineralógicas en un sistema dinámico, es definido por el equilibrio químico local, sea estable o metaestable (Giggenbach, 1987).

I.III CLASIFICACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES

Las alteraciones hidrotermales reflejan la interacción del fluido (comúnmente dominado por H₂O) con la roca, a temperaturas que varían de menos de 100° C a más de 700° C. La alteración es un rasgo ubicuo en y alrededor de los depósitos hidrotermales, que frecuentemente se dispone en halos mucho más grandes que los depósitos que encierran. En términos generales, la distribución y mineralogía de estas alteraciones se relaciona directamente al ambiente hidrotermal y por consiguiente, al tipo de yacimiento mineral. La mineralogía, y en algunos ambientes la composición química de la alteración, aportan evidencias acerca de la proximidad de la mineralización o en el caso ideal, pueden definir un vector o vectores hacia el cuerpo mineralizado o bien, pueden indicar determinados gradientes dentro de un sistema hidrotermal (Figura 4).

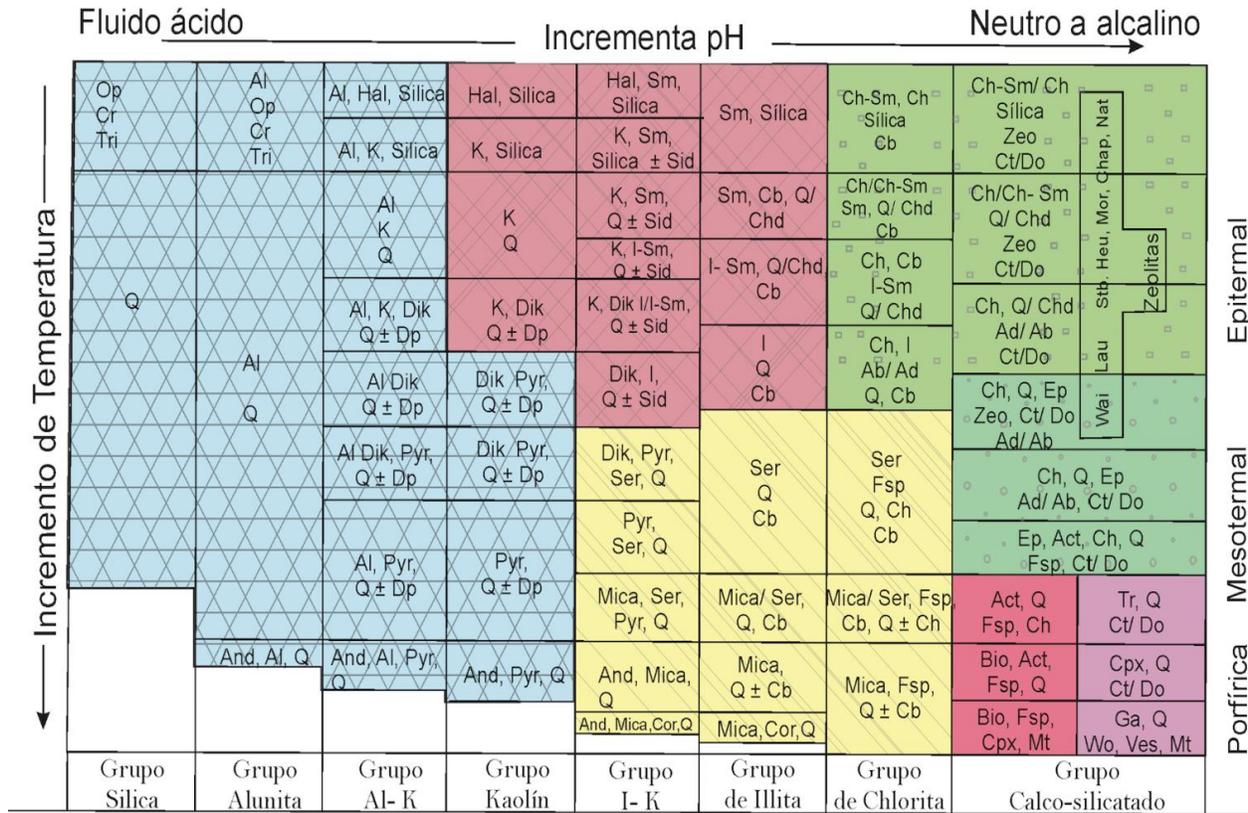


Figura 4. Comparación, analogías y diferencias entre algunos tipos de alteraciones de acuerdo con el planteamiento de Camprubí (2003). (Esquema comparativo/izquierda: esquema comparativo (no a escala) de la estructura, procesos, tipos de alteración, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la formación de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración. Igualmente se muestra su relación con las rocas magmáticas como fuente de calor, fluidos y componentes químicos para estos depósitos, comprendiendo desde una cámara magmática en proceso de enfriamiento, la formación de depósitos metálicos relacionados a pórfidos (cupríferos, auríferos, o molibdeníferos), hasta el ambiente epitermal (modificado de Sillitoe, 1995; con base en los datos de Hedenquist y Lowenstern, 1994; Gammons y Williams-Jones, 1997; Corbett y Leach, 1998). La posición de la transición frágil-dúctil se ha ubicado en temperaturas de ~ 420° C, y a 5–7 km de profundidad (p.e. Fournier, 1991; Nielson et al., 1999). Derecha: esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes (modificado y simplificado de Corbett y Leach, 1998). Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita-smectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = smectita o smectita-illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas (de menor a mayor temperatura: natrolita, chabazita, mordenita, heulandita; laumontita; wairakita). mica = muscovita generalmente. DONDE: Verde=Propilítica, Amarillo= Fílica, Azul=argílica avanzada, Morado=Skarn, Rojo intenso= potásica y Rojo diluido= Argílica.)

Un gran número de enfoques se han utilizado para la clasificación de las alteraciones hidrotermales. Es patente que la terminología ha sido fuertemente influenciada por el ambiente de formación y por consecuencia, las clasificaciones tienden a reflejar tipos

específicos de depósitos. Por ejemplo, las clásicas alteraciones hipogénicas que se distribuyen en torno de los pórfidos cupríferos (Lowell and Guilbert, 1970) o las alteraciones observadas en los yacimientos hidrotermales de baja temperatura (Buchanan, 1981; Sillitoe, 1993), entre otros tipos de yacimientos. Es evidente que estas clasificaciones tienen gran significado práctico, porque son de mucha utilidad en la interpretación de la geometría del sistema mineralizado, además de que representan guías de importancia fundamental en la exploración. Es pertinente aclarar que, no se discute la consistencia de estas clasificaciones, pero sus significados para áreas complejas o pobremente expuestas o para el caso de los sistemas conservados, pueden cobrar alcances verdaderamente ilimitados. Otros enfoques alternativos para clasificar a las alteraciones, están basados sobre asociaciones mineralógicas o sobre los cambios químicos que han ocurrido durante la alteración. Las clasificaciones que se basan en las paragénesis de alteración, se fundamentan básicamente, en observaciones de campo y estudios petrográficos detallados, con el apoyo ocasional de otras técnicas, como la difracción de rayos X o la microsonda. La clasificación de las alteraciones por cambios químicos, requiere el conocimiento de la roca original, además de entender los procesos y reacciones que han participado en la alteración. Este enfoque es particularmente útil, cuando son manifiestos cambios progresivos en la mineralogía en un tipo específico de roca, sea alrededor de una veta, una estructura o una zona mineralizada, de tal forma que la mineralogía puede servir de base para mostrar en diagramas las condiciones de los cambios, en función de los componentes químicos o de sus relaciones de actividad. En este caso, para lograr interpretaciones acertadas, es indispensable tener un conocimiento detallado de la roca original, así como la identificación de elementos inmóviles. Numerosas variables afectan la mineralogía de las alteraciones hidrotermales. Los factores más importantes son la composición y la mineralogía de la roca, la composición del fluido hidrotermal (que incluye pH y fO_2), la relación fluido/roca (si el sistema es dominado por roca o por fluido), temperatura y presión. Al establecer un contraste detallado entre estas variables, puede ser necesario cuantificar la composición de algunos minerales hidrotermales por microsonda, a efecto de computar los cambios en los límites de la estabilidad mineral-fluido, como una función de la composición mineralógica, comúnmente representada en diagramas de relaciones de actividad, actividad-temperatura y $pH-fO_2$. En forma similar, los análisis geoquímicos detallados son indispensables para determinar la transferencia de masa involucrada en el proceso de alteración. Asimismo, durante el estudio de los sistemas hidrotermales, es importante evaluar el grado de equilibrio alcanzado en la paragénesis de la alteración, ya que es muy frecuente encontrar en cavidades o vetas, minerales que no necesariamente están en equilibrio con los minerales que se forman por reacciones entre el fluido hidrotermal y la roca encajonante. Análogamente, diferentes paragénesis de alteración hidrotermal pueden ocurrir a cierta distancia de las vetas o aberturas, lo que entonces puede demostrar el progreso de las reacciones y la modificación del fluido, cuando éste se movió dentro de la roca en dirección opuesta de las vetas o de la trayectoria del fluido inicial. Estos rasgos demuestran la naturaleza dinámica y compleja de los sistemas hidrotermales, pero que al mismo tiempo, aportan relevantes datos que permiten lograr la interpretación de la evolución físico-química

en el espacio del sistema. Es imprescindible por tanto, desarrollar una evaluación detallada de las relaciones de campo, junto con observaciones texturales y mineralógicas, así como datos obtenidos de otras técnicas analíticas, con el objeto de lograr investigaciones completas y por ende, interpretaciones rigurosas de las alteraciones hidrotermales. Como ya fue indicado y como una primera aproximación, los minerales y sus proporciones encontradas en las paragénesis de alteración hidrotermal, dependen esencialmente de cinco factores: 1). *Temperatura*, 2). *Presión*, 3). *Composición de la roca original*, 4). *Composición del fluido primario* y 5). *Relación fluido/roca*, comúnmente conocida como relación agua/roca (w/r). La clasificación común de las alteraciones hidrotermales, se basa en la descripción de asociaciones mineralógicas, que en general revelan ambientes específicos de formación. Es posible resumir las principales alteraciones vinculadas directamente con el origen de tipos específicos de yacimientos hidrotermales generados en el ambiente de los arcos magmáticos (Figuras 5 y 6) de la siguiente manera:

I.III.I ALTERACIONES RELACIONADAS A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA SOMERA

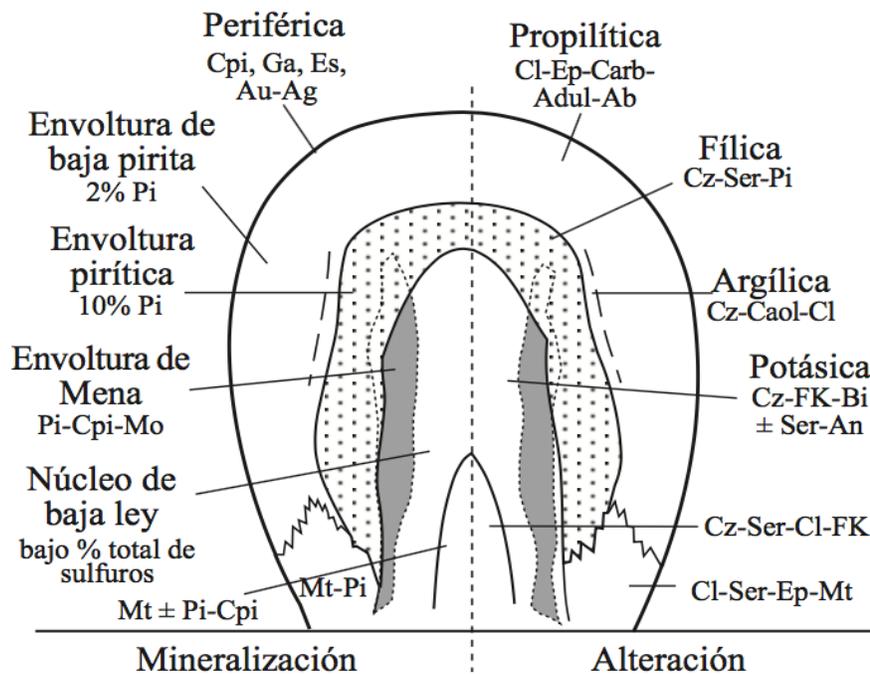


Figura 5. Modelo de Lowell y Guilbert (1970) para el depósito de San Manuel-Kalamazoo, Arizona, mostrando el zonamiento vertical y lateral de la alteración y la mineralización típica de los pórfidos de cobre.

A. Potásica rica en biotita o de silicato de K o biotítica

- Paragénesis: **Biotita** (flogopita)-**feldespato potásico** (ortoclasa)-**magnetita**, cuarzo, anhidrita, albita, actinolita, rutilo, apatita, sericita, clorita, epidota.

- Ambiente de formación: Generalmente se encuentra en el núcleo de los depósitos porfídicos, particularmente aquellos hospedados por intrusiones más máficas, como dioritas, monzonitas o granodioritas, o bien, por rocas volcánicas y/o volcanoclásticas de naturaleza máfica a intermedia. Puede formar una gran zona de alteración periférica en las rocas encajonantes (sin feldespato potásico), más grande que las zonas externas de alteración propilítica.

B. Potásica o de silicato de K

- Paragénesis: **Feldespato potásico** (ortoclasa o microclina), cuarzo, albita, muscovita, anhidrita, epidota.
- Ambiente de formación: Se encuentra en el núcleo de los sistemas porfídicos, particularmente hospedada por intrusiones félsicas (granodiorita - cuarzomonzonita, granito, sienita).

C. Sódica o sódico-cálcica

- Paragénesis: **albita, actinolita**, clinopiroxeno (diópsida), cuarzo, magnetita, titanita, clorita, epidota, escapolita.
- Ambiente de formación: Ocurre con poca mineralización en las partes profundas y en algunos casos periférica, de algunos sistemas porfídicos y hospeda mineralización en depósitos porfídicos asociados con intrusiones alcalinas.

D. Fílica o sericitica

- Paragénesis: **Sericita** (moscovita-illita), cuarzo, piritita, clorita, hematita, anhidrita.
- Ambiente de formación: Forma con mucha frecuencia, un halo que bordea al núcleo de los depósitos porfídicos; hospeda substancial mineralización y puede estar sobrepuesta a la alteración potásica temprana.

E. Argílica intermedia o alteración de sericita-clorita-minerales arcillosos (SCA) o simplemente argílica

- Paragénesis: **Sericita** (illita-esmectita), **clorita, caolinita** (dickita), montmorillonita, calcita, epidota, piritita.
- Ambiente de formación: Su distribución por lo general, manifiesta fuerte control estructural y está ampliamente sobrepuesta a otros tipos de alteración (potásica) en numerosos sistemas porfídicos; sin embargo, las texturas originales son comúnmente preservadas. El término *argílica* es frecuentemente utilizado para describir alteración destructiva que presenta una mineralogía similar rica en arcillas y que ocurre en y alrededor de estructuras, en las partes superiores de los sistemas porfídicos.

F. Argílica avanzada

- Paragénesis: **Pirofilita, cuarzo**, sericita, andalucita, diásporo, corundo, alunita, topacio, turmalina, dumortierita, piritita, hematita.
- Ambiente de formación: Alteración intensa que frecuentemente ocurre en la parte superior de los sistemas porfídicos. También se presenta alrededor de vetas ricas en piritita que cortan otros tipos de alteración.

G. Propilítica

- Paragénesis: **Clorita, epidota, albita, calcita**, actinolita, sericita, minerales arcillosos, piritita.
- Ambiente de formación: Por lo general forma la zona de alteración más externa, en los niveles intermedios y profundos de los sistemas tipo pórfido. En algunos sistemas, esta alteración muestra zoneamiento mineralógico: rica en actinolita en la zona interna que es bordeada por una zona externa rica en epidota.

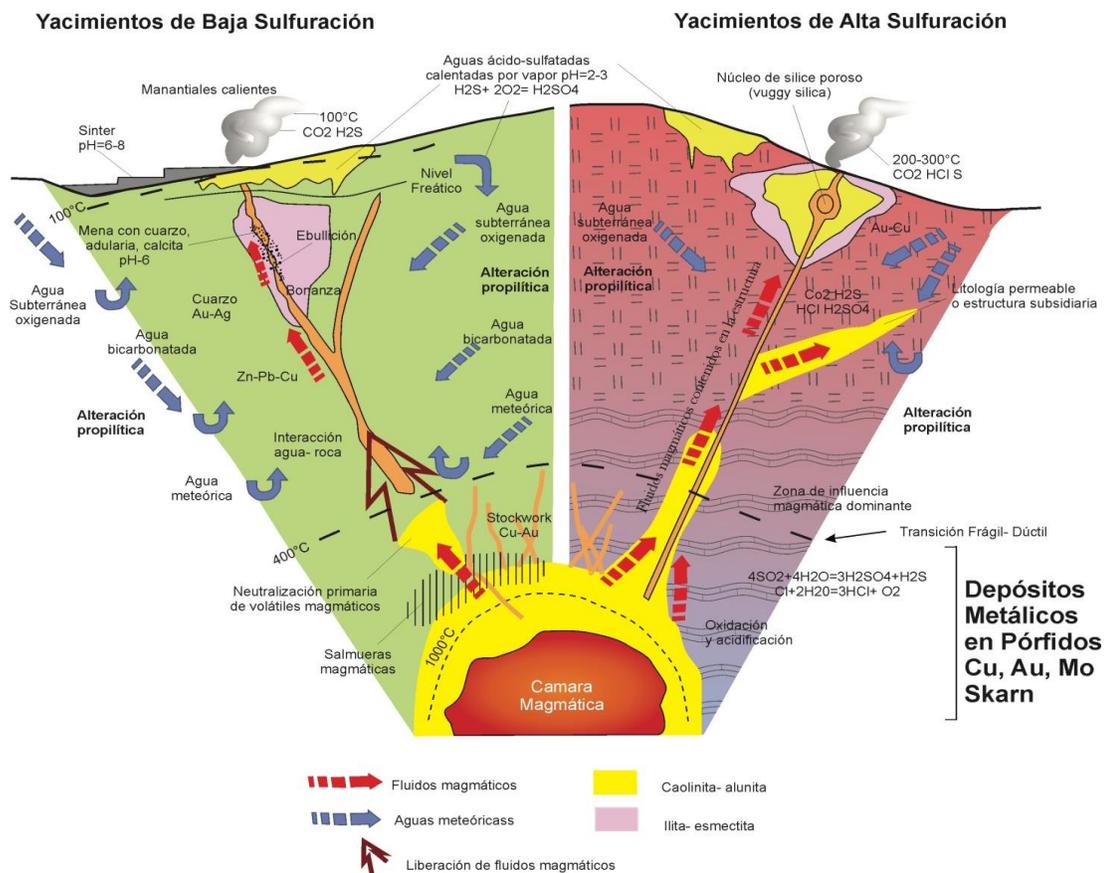


Figura 6. Distribución de las alteraciones hidrotermales en ambientes de baja y alta sulfuración (González-Partida, 2018)

I.III.II ALTERACIONES RELACIONADAS A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA SOMERA Y VULCANISMO, SISTEMAS HIDROTERMALES DE BAJA TEMPERATURA

A. Ambiente de alta sulfuración:

a. De cuarzo poroso o sílice oqueroso

- Paragénesis: Cuarzo, rutilo, alunita, azufre nativo, barita, hematita, pirita, jarosita.
- Ambiente de formación: Es clásica la ocurrencia de esta alteración en zonas de fuerte control estructural o en cuerpos de reemplazamiento en litologías permeables y suele ocupar el núcleo de las zonas de alteración argílica avanzada. Esta forma extrema de lixiviación puede ocurrir en las partes superiores de los sistemas porfídicos, en donde puede ser manifiesto el pero es mucho más común en los niveles más superiores, en el ambiente hidrotermal de baja temperatura.

b. Silícica

- Paragénesis: Cuarzo, calcedonia, alunita, barita, pirita, hematita.
- Ambiente de formación: Representa la adición de sílice a la roca, como resultado del reemplazamiento o más frecuentemente, del relleno de las cavidades desarrolladas durante la intensa lixiviación. La silicificación es común en sistemas hidrotermales someros de alta sulfuración vinculados con el ambiente pórfido (figura 7).

c. Argílica avanzada o sulfato ácida (Figura 8)

- Paragénesis: Cuarzo, caolinita/dickita, alunita, diáspora, pirofilita, rutilo, zunyita, fosfatos y sulfatos de aluminio, azufre nativo, pirita, hematita.
- Ambiente de formación: Conforman amplias zonas en las partes superiores de algunos sistemas porfídicos, para constituir litocapas de roca. Sin embargo, esta alteración es más frecuente encontrarla en halos alrededor de yacimientos hidrotermales de baja temperatura y de alta sulfuración.

d. Argílica o argílica intermedia

- Paragénesis: caolinita/dickita, montmorillonita, illita-esmectita, cuarzo, pirita.
- Ambiente de formación: Puede estar presente como una zona de alteración entre la alteración argílica avanzada y la propilítica.

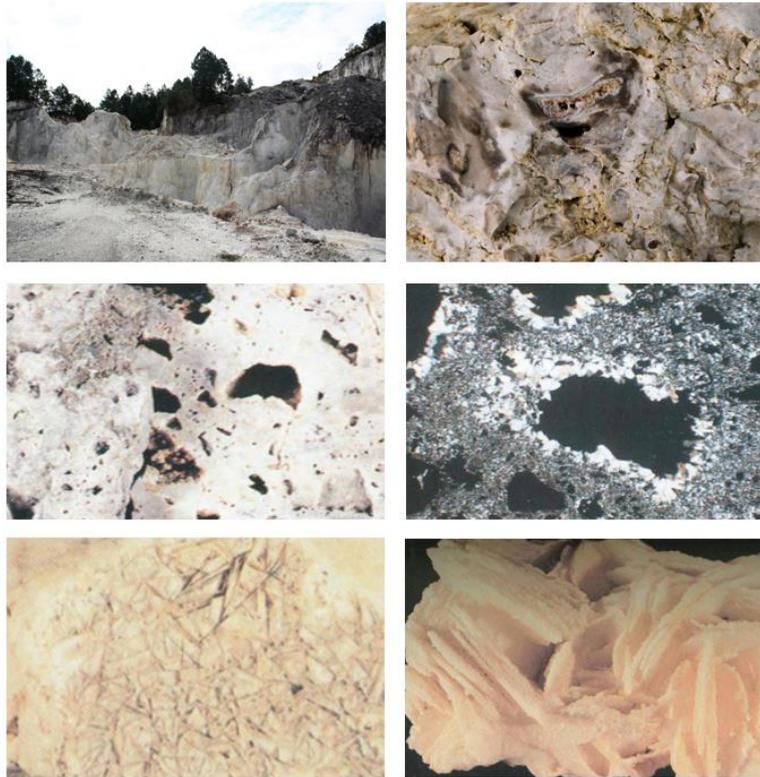


Figura 7. Alteración hidrotermal por silicificación en descargas hidrotermales. Argílica avanzada (fotos superiores), cuarzo oqueroso (fotos intermedias) y calcita hojosa (fotos inferiores). Características similares se pueden observar en Los Azufres, Mich.

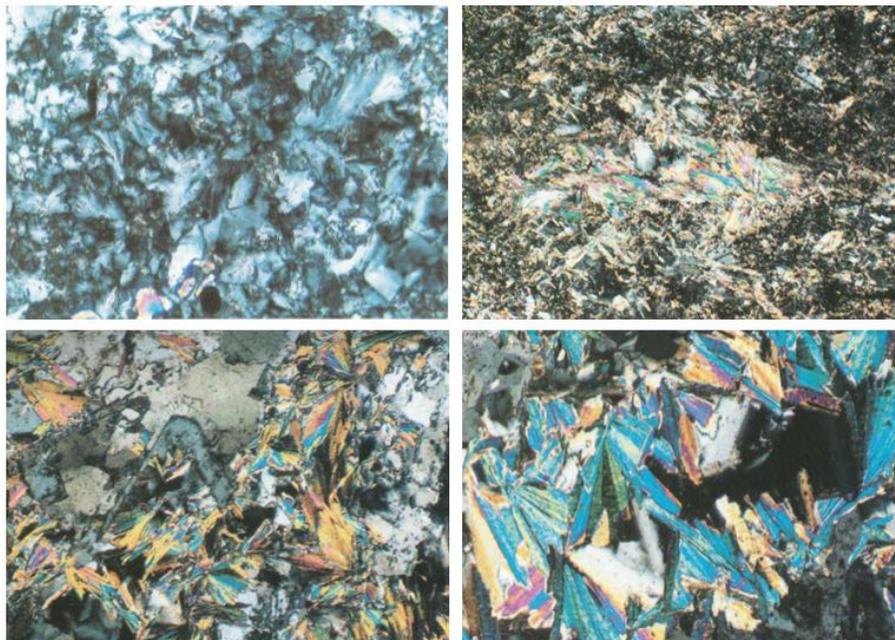


Figura 8. Ejemplo de alteración argílica. Dickita (superior Izquierda), pirofilita (superior derecha), muscovita (inferiores).

e. Argílica o argílica intermedia

- Paragénesis: caolinita/dickita, montmorillonita, illita-esmectita, cuarzo, pirita.
- Ambiente de formación: Puede estar presente como una zona de alteración entre la alteración argílica avanzada y la propilítica.

f. Propilítica (Figura 9)

- Paragénesis: Calcita, clorita, epidota, albita, sericita, minerales arcillosos, pirita.
- Ambiente de formación: Representa la zona más externa en los esquemas de alteración y puede tener distribución regional. Esta alteración se desarrolla en sistema de profundidad moderada (< 500 metros) y a gran profundidad (> 3 000 m) como sucede en los reservorios geotérmicos actuales.

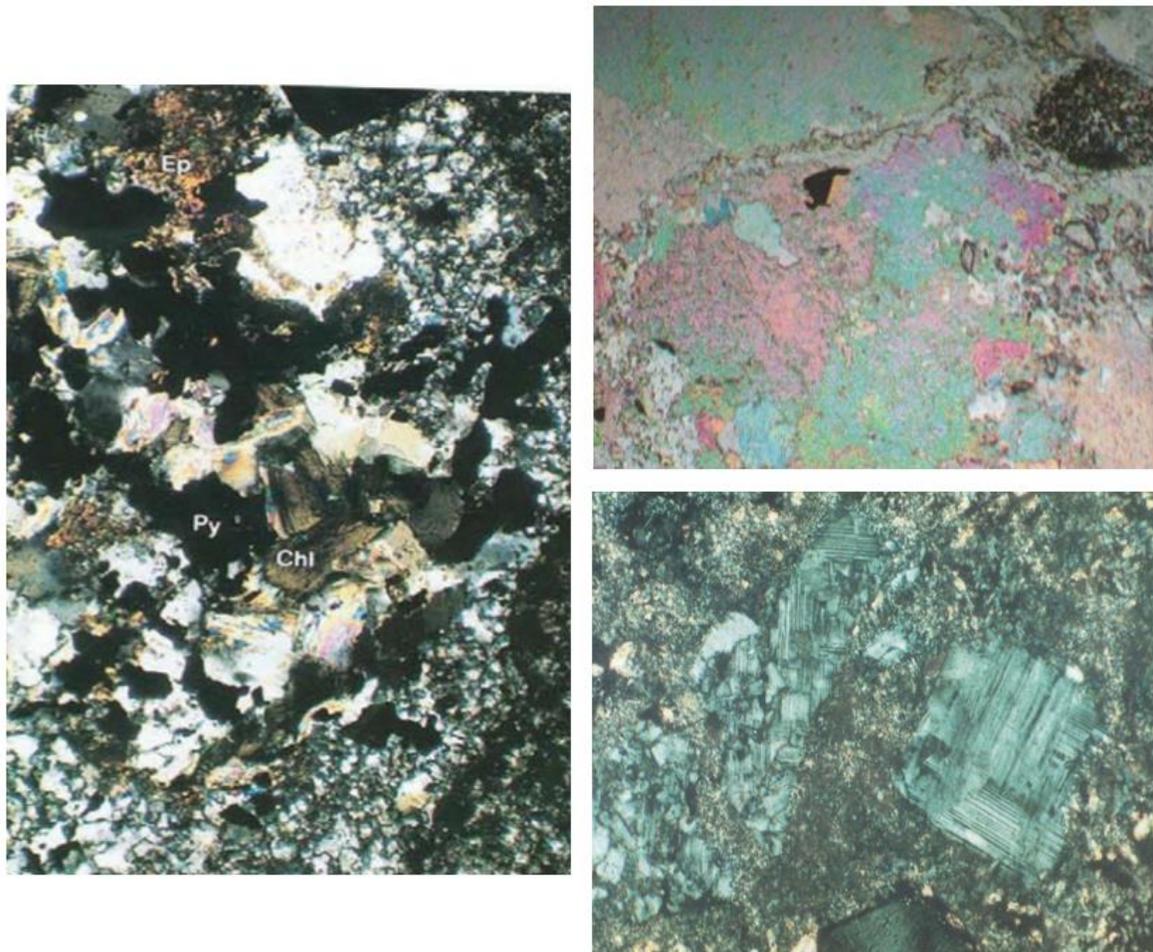


Figura 9. Alteración hidrotermal Propilítica donde Ep= epidota, Py = pirita, Chl =clorita, A la derecha superior, wairakita e inferior calcita masiva. Como en Los Humeros Pue.

B. Ambiente de baja sulfuración:

a. Silícica

- Paragénesis: Cuarzo, calcedonia, ópalo, pirita, hematita.
- Ambiente de formación: Constituye el reemplazamiento pervasivo de la roca por sílice. Se presenta alrededor de fracturas y vetas o dentro de zonas permeables, comúnmente en niveles relativamente someros. También forma cubiertas o zonas de reemplazamiento en el nivel freático, por debajo de la alteración argílica avanzada en la zona calentada por vapor. La silicificación, en forma de reemplazamiento estratiforme, puede ser confundida con un sinter.

b. Zona de adularia o zona potásica

- Paragénesis: Ortoclasa (adularia), cuarzo, sericita-illita, pirita.
- Ambiente de formación: Alteración que varía desde la roca encajonante y alrededor de fracturas, vetas y zonas permeables, a un reemplazamiento selectivo de plagioclasas. Esta alteración caracteriza profundidades someras a intermedias y puede estar asociada al fenómeno de ebullición. El reemplazamiento pervasivo por adularia es difícil de distinguir de la silicificación.

c. Sericitica o argílica

- Paragénesis: Sericita (muscovita), illita-smectita, montmorillonita, caolinita, cuarzo, calcita, dolomita, pirita.
- Ambiente de formación: Se presenta alrededor de vetas y zonas de reemplazamiento en litologías permeables. Puede exhibir progresión desde sericita a capas de arcillas mezcladas con el incremento de la distancia de las zonas mineralizadas (principales zonas de flujo ascendente). Las zonas de alteración carbonática que ocurren a manera de cubiertas, en la parte superior de algunos sistemas hidrotermales de baja temperatura, pueden reflejar la condensación de gases (CO₂) de zonas de ebullición ubicadas a mayor profundidad. Los carbonatos pueden ser también importantes en algunos sistemas ricos en metales base de mayor profundidad.

d. Argílica avanzada o sulfato-ácida

- Paragénesis: Caolinita, alunita, cristobalita (ópalo, calcedonia), azufre nativo, jarosita, pirita.
- Ambiente de formación: Forma áreas extensas encima del paleonivel freático, como consecuencia de la oxidación y condensación de gases (H₂S). Esta alteración se asocia a charcos de lodo, fumarolas y depósitos de azufre nativo.

e. Propilítica y alteración zeolítica

- Paragénesis: Calcita, epidota, wairakita, clorita, albita, illita-smectita, montmorillonita, piritita.
- Ambiente de formación: Se presenta como una alteración de alcance regional, en torno a los sistemas de baja temperatura. Los cambios mineralógicos de asociaciones ricas en zeolitas a la paragénesis propilítica, indican incremento en profundidad y temperatura. Las concentraciones de CO₂ pueden influenciar la estabilidad de las zeolitas y la importancia relativa de calcita versus epidota.

Como puede constatar, determinadas asociaciones mineralógicas definen los tipos comunes de alteración hidrotermal, las que se clasifican de acuerdo a su origen en función de las cinco variables indicadas, que en numerosos casos predomina uno o dos factores. A este respecto, es posible mencionar algunos ejemplos clásicos, como la influencia que puede tener la composición de un fluido primario en un ambiente de alta relación w/r, en determinar el origen de la alteración argílica avanzada, a partir del ataque ácido de los aluminosilicatos de la roca; o bien, la alteración clorítica avanzada que es producida por fluidos ricos en Mg al interactuar con rocas volcánicas, entre otros ejemplos. Entre los cinco factores, el papel de la presión es generalmente secundario, con excepción en donde los cambios de presión provocan cambios en el equilibrio mineralógico o en las características del fluido, como por ejemplo la ebullición o el movimiento del equilibrio feldespato-silicato de aluminio (Reed, 1997).

Las relaciones entre fluidos, rocas y paragénesis de alteración, pueden ser utilizadas para sistematizar el análisis de los procesos de alteración en función de tipos de rocas, tipos de fluidos, temperatura y la relación w/r que debe tratarse como una variable maestra en cada sistema. Resulta mucho más práctico definir los tipos de alteraciones, con base en la elección de términos adecuados de tipo mineralógico o químico que permiten establecer características de este tipo y que son clave en una determinada asociación. Por ejemplo, los términos sericitica o potásica son el reflejo en cada caso, de paragénesis específicas desarrolladas en distintas condiciones termodinámicas. Algunas combinaciones recurrentes w/r-temperatura generan tipos de alteraciones, cuyo reconocimiento en el campo aporta evidencias acerca de la naturaleza del fluido primario y su historia química durante el proceso de transporte.

I.IV DISCUSIÓN DE ALGUNOS TIPOS DE ALTERACIONES A LA LUZ DE NUEVOS DATOS QUÍMICOS Y NUEVAS INTERPRETACIONES

I.IV.I ALTERACIÓN SÓDICA Y CÁLCICA

Esta alteración se ha reconocido en algunos pórfidos de cobre de Nevada, E. U., como el del distrito de Yerington y el de Ann Mason (Reed, 1997); sin embargo, esta alteración se ha

identificado en otros pórfidos de cobre y en un número importante de sistemas no mineralizados. Alteración sódico-cálcica se ha reconocido por debajo del yacimiento de Yerington, así como en grandes volúmenes de las rocas adyacentes del depósito de Ann Mason. Los feldespatos potásicos primarios de la cuarzomonzonita están reemplazados por albita-oligoclasa y/o epidota, mientras que la hornblenda y biotita son reemplazados por actinolita. Los análisis de roca total indican que la roca alterada ganó gran cantidad de Na y Ca y asimismo perdió Al, Mg y Ti. También ambos yacimientos presentan enriquecimiento en Na, como consecuencia de una alteración sódica tardía, caracterizada por la paragénesis albita-clorita-sericita-epidota. Se ha sugerido que la alteración sódico-cálcica de Ann Mason ha sido el resultado del flujo y calentamiento de aguas salinas derivadas de los sedimentos marinos del Mesozoico y de las rocas volcánicas adyacentes al batolito de Yerington (Reed, 1997). En general, se consideran estos mismos procesos para los demás distritos en donde ocurre este tipo de alteración.

En la alteración sódico-cálcica es común la asociación de feldespato sódico con epidota \pm actinolita \pm clorita, en rocas alteradas por agua de mar que incluye fluidos derivados de evaporitas marinas, tal y como frecuentemente ocurre en los esquistos verdes y metagabros de filiación ofiolítica. Estas asociaciones son enriquecidas en Na, Ca y Mg y suelen ser parte de la suite espilítica de alteración. La cloritización es una alteración resultante de un enriquecimiento en Mg que se forma cuando el agua de mar reacciona con la roca primaria en un ambiente de baja relación w/r y la paragénesis resultante conforma albita, epidota y clorita (\pm actinolita). Estudios experimentales y modelos numéricos de la reacción agua de mar-roca, explican cuantitativamente la intensa alteración clorítica y de epidota-cuarzo en la suite espilítica, pero la intensa albitización sólo se explica de manera cualitativa. Esta última no se forma por una simple reacción agua de mar-roca, ya que probablemente requiera de un fluido evolucionado proveniente de agua de mar o un fluido diagenético evolucionado proveniente de sedimentos.

I.IV.II ALTERACIÓN FÍLICA

Esta alteración fue esencialmente concebida por Lowell y Guilbert (1970), como una parte importante del modelo de las zonas de alteración hidrotermal en los pórfidos cupríferos. Estos autores inicialmente reconocieron un esquema coherente de distribución de estas alteraciones, que inicia desde un núcleo o zona central de alteración potásica (cuarzo-feldespato potásico-biotita), seguido por la distribución sucesiva de zonas hacia el exterior del sistema: zona fílica (cuarzo-sericita \pm pirita), zona argílica (cuarzo-caolinita-clorita) y la zona propilítica (epidota-calcita-clorita). Existen suficientes evidencias para afirmar que el desarrollo de la alteración potásica, es consecuencia de la interacción de la roca con fluidos de alta salinidad, de más del 35% en peso equivalente de NaCl, a temperaturas de al menos 450° C (Gustafson, B. y Hunt, P., 1975). Asimismo, las proporciones reconocidas de $\delta^{18}O$ y δD , evidencian la naturaleza magmática primaria del fluido responsable de esta alteración. La

alteración fílica que rodea a la alteración potásica, se ha considerado como resultado de la mezcla entre agua meteórica y fluidos magmáticos salinos de baja temperatura (Reynolds, J. y Beane, E., 1985, entre muchos otros). Efectivamente, las relaciones isotópicas ($\delta^{18}O$, δD) observadas en numerosos pórfidos de cobre de Norteamérica, evidencian el importante papel que desempeñaron las aguas meteóricas en el desarrollo de la alteración fílica (Taylor, H. P., 1997), situación ampliamente documentada en vastas publicaciones sobre los pórfidos de cobre de esa región y que han ejercido gran influencia en el estudio del origen de la alteración fílica de los pórfidos cupríferos de otras partes del mundo. Así pues, se constata que en diversos modelos genéticos se omitió por tiempo considerable, la posibilidad de que la alteración fílica fuese también generada por la participación exclusiva o predominante de fluidos de origen magmático.

Harris, A. y Golding, S., (2002), con base en relaciones isotópicas de O e H en cuarzo y sericita de los distintos estados de alteración, evalúan la intervención de los fluidos magmáticos en el origen de la alteración fílica, en el depósito Endeavour 26 North en el este de Australia y establecen comparaciones con otros pórfidos de Cu-Au del cinturón circumpacífico. Estos autores concluyen que la alteración fílica de Endeavour está predominantemente, si no es que exclusivamente, relacionada a fluidos de origen magmático y señalan la misma relación para otros importantes yacimientos como El Teniente y El Salvador en Chile, Far Southeast en Filipinas (Hedenquist et. al., 1998) y Panguna y Porgera en Papua, Nueva Guinea. Estas observaciones ponen en tela de juicio la generalidad del modelo del origen de la alteración fílica, que contempla el ingreso de fluidos meteóricos, y permite asimismo, que se hagan algunas reconsideraciones sobre la evolución y Metalogénia de las intrusiones someras.

Se ha establecido en numerosos estudios sobre modelos de pórfidos de cobre que, el cambio temporal de fluido hipersalino que caracteriza la alteración potásica a fluidos de baja salinidad de la alteración fílica, constituye la evidencia de la dilución de fluidos magmáticos primarios con agua meteórica. Sin embargo, de acuerdo con Shinohara y Hedenquist (1997), en su modelo alternativo de generación de la alteración fílica, proponen que durante la cristalización temprana del magma, se liberan salmueras hipersalinas y vapor de baja salinidad, fluidos que al interactuar con la roca original generan respectivamente, la alteración potásica y la argílica avanzada. Al continuar la cristalización del magma, se produce un escape de menor cantidad de fluidos de baja salinidad que al ascender y enfriarse, pueden movilizarse a lo largo de una trayectoria de presión-temperatura que nunca intersecta su solvus y de esta manera, se retiene la salinidad del fluido magmático. El fluido magmático poco salino al experimentar el enfriamiento, no sólo va a producir el proceso de metasomatismo de potasio, indispensable para el desarrollo de la alteración fílica, sino la incorporación de importantes concentraciones de metales.

De acuerdo con este modelo alternativo, la alteración fílica no es una alteración periférica de la alteración potásica mineralizada. La alteración fílica que está mineralizada (sulfuros de Cu y Fe \pm Au) está dentro del núcleo de alteración potásica. Esta distribución se ha observado en

el pórfido de Endeavour (Harris y Golding, 2002), Bajo La Lumbre, Argentina (Ulrich et. al., 2001), Far Southeast (Hedenquist et. al., 1998) y Chuquicamata (Ossandon et. al., 2001), entre otros. En estos yacimientos la transición de la alteración potásica al principal estado de alteración fílica, está relacionada a fluidos que con el tiempo declinaron en su salinidad total y por lo tanto en las relaciones NaCl/KCl, con temperaturas desde 700° C hasta menos de 550° C, que inclusive podrían ser tan bajas como 250° C. La saturación de cuarzo ocurrió a temperaturas de más de 600° C, con relaciones $a(K+)/a(H+)$ lo suficientemente altas para estabilizar el feldespato potásico. Con el tiempo, el fluido magmático disminuye su temperatura y baja también la relación $a(K+)/a(H+)$, lo que provoca que la sericita sea la fase de silicato de potasio que predomine durante subsecuentes aperturas de vetillas. El cobre es transportado como complejo cloruroso en una salmuera relativamente oxidada, a temperaturas de 350° C a mayores de 700° C. Los cambios de temperatura, pH y/o fugacidad del oxígeno, producen el depósito de sulfuros de cobre y hierro, juntamente con el oro en la zona de alteración fílica, situación presente en un número considerable de importantes pórfidos cupríferos. Esto significa que los metales son exseltos del magma, más que lixiviados de la roca encajonante por procesos sobrepuestos. Los depósitos pueden entonces ser generados, únicamente por el enfriamiento de salmueras que se han desmezclado del magma, por lo que las condiciones térmicas y de acidez que son requeridas para provocar la destrucción de los feldespatos, no son necesariamente el resultado de la mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos. De hecho la mezcla entre fluido magmático y meteórico puede ocurrir, pero la mayor incursión de fluido meteórico sólo se llevará a cabo cuando la advección de fluido magmático decrezca notablemente (Harris y Golding, 2002).

A nivel global, existen evidencias de un peso importante, que relacionan el desarrollo de la alteración fílica con la presencia predominante de fluidos de origen magmático (Hedenquist et. al., 1998). Sin embargo, desde una perspectiva integral, los sistemas hidrotermales en donde se origina esta alteración, evolucionan de un estado temprano de alteración fílica de alta temperatura con el predominio de fluidos magmáticos, hasta un estado tardío de menor temperatura, dominado por fluidos de origen meteórico.

I.IV.III ALTERACIÓN ARGÍLICA INTERMEDIA

Esta alteración se caracteriza por la presencia de smectita y caolinita que comúnmente reemplazan a las plagioclasas y que producen una roca empobrecida en Ca y Na, entre otros elementos. La alteración argílica intermedia está desarrollada en grados variables en la zona externa de la alteración sericítica en algunos pórfidos cupríferos (Lowell and Guilbert, 1970). Asimismo, esta alteración suele ocurrir entre la alteración propílica y la sericítica en torno de algunos filones hidrotermales de baja temperatura. En sistemas que se forman aproximadamente por encima de 200 o 250° C, esta alteración no se desarrolla del todo, debido a que posiblemente, los efectos cinéticos que favorecen a la smectita son cambiados a altas temperaturas.

Existen problemas para la interpretación estricta de los procesos de la alteración argílica intermedia basados sobre relaciones de estabilidad termodinámica, dada la presencia de smectita y la posición de la caolinita relativa a otras zonas de alteración. Esta situación puede resumirse en dos aspectos:

-La caolinita no puede pertenecer a la zona externa de la alteración sericitica, porque el ataque ácido sobre sericita produce caolinita.

-La smectita no puede existir porque es termodinámicamente metaestable o inestable.

Estos aspectos poco consistentes evidencian que el desarrollo de zoneamiento de la alteración alrededor de una fractura, a lo largo de la cual ha ocurrido un flujo de fluido ácido, no es simplemente la respuesta al equilibrio por un gradiente de pH de ácido a básico, desde la abertura hacia sus bordes, sino ha sido la consecuencia de efectos cinéticos y posiblemente de dilución. A pesar de que la estabilidad termodinámica de la smectita está sujeta a fuerte controversia, es más probable que tenga un carácter metaestable y que se forme rápidamente con respecto a substitutos potencialmente más estables. Los modelos numéricos y de alteración en sistemas geotérmicos activos, evidencian que los minerales estables que pudieran formarse en lugar de la smectita son filosilicatos, como la clorita, muscovita, paragonita y margarita; a alto pH se podrían formar albita y algunos silicatos de calcio.

Al parecer, la smectita se forma rápidamente en un amplio rango de temperaturas en lugar de minerales más estables. La existencia de este mineral en sistemas geotérmicos, indica su gran persistencia en ambientes de alteración que se caracterizan por valores de pH neutros o levemente ácidos y temperaturas bajas (< 200° C); sin embargo, las relaciones que implican un decrecimiento en la actividad del sílice en la transición smectita-illita y probablemente smectita-clorita, sugieren que la elevada actividad del sílice es un parámetro clave en la formación de la smectita. Si se considera además, que las smectitas son arcillas expandibles, por consecuencia tienden a ocluir la porosidad de la roca e impiden el ingreso de fluidos que podrían contribuir a su reemplazamiento por minerales más estables. De esta forma, la smectita asegura su persistencia metaestable o inestable en la secuencia zonal entre la alteración sericita-clorita y propilítica, por el bloqueo de la permeabilidad después de su rápida formación, favorecida por el rompimiento de los feldespatos que provocan el incremento en la actividad del sílice y en donde los valores de pH son favorables para la transición de alteración sericita-clorita a alteración propilítica. Por su parte, los minerales del grupo del caolín en la zona de alteración argílica intermedia, son más abundantes hacia el lado de los filones en donde el flujo en los poros fue más ácido, a veces la caolinita se forman aquí, en la zona externa de la zona sericitica, a pesar del alto pH, dada la persistencia metaestable del feldespato potásico primario que retiene potasio, y que de otro modo podría formar sericita (Reed, 1997).

I.IV.IV ALTERACIÓN PROPÍLICA

Esta alteración afecta rocas volcánicas y plutónicas en condiciones de baja temperatura, entre 200° C a 400° C y una baja relación agua/roca (w/r), para así producir una asociación de albita, clorita y epidota. Es muy conveniente restringir el término propilítica a la presencia de estos tres últimos minerales, en rocas de poca alteración y permitir entonces la distinción entre la alteración propilítica y la albitización, cloritización y epidotización. En la paragénesis de la alteración propilítica se pueden incluir zeolitas y smectitas y en las rocas potásicas, el feldespato potásico puede ser reemplazado por albita. En rocas básicas a intermedias, la propilitización puede incluir prehnita y pumpellita y a altas temperaturas, actinolita, diopsida y granate andradítico (Reed, 1997, ver figura 10). La presencia de albita secundaria o feldespato potásico, es particularmente importante, porque evidencia condiciones de pH cerca de la neutralidad que son características de alteración en bajas relaciones w/r. La calcita y la dolomita también pueden ocurrir como parte de la paragénesis propilítica, si los fluidos llegan a introducir bicarbonatos, en las partes periféricas o someras de algunos sistemas geotérmicos, en donde la ebullición condensa CO₂ al entrar en contacto con aguas más frías. Como se sabe, en un sistema hidrotermal típico, las zeolitas y smectitas se presentan en la zona de alteración de baja temperatura, misma que gradúa a profundidad a clorita, albita y epidota, así como a actinolita y biotita a mayor profundidad y por ende, a mayor temperatura. La paragénesis de la alteración propilítica refleja esencialmente, la composición de la roca primaria, más no la composición del fluido. Según se indicó, esta alteración no tiene ninguna relación con la cloritización, albitización y epidotización, ya que fundamentalmente, estas alteraciones reflejan sistemas dominados por fluidos.

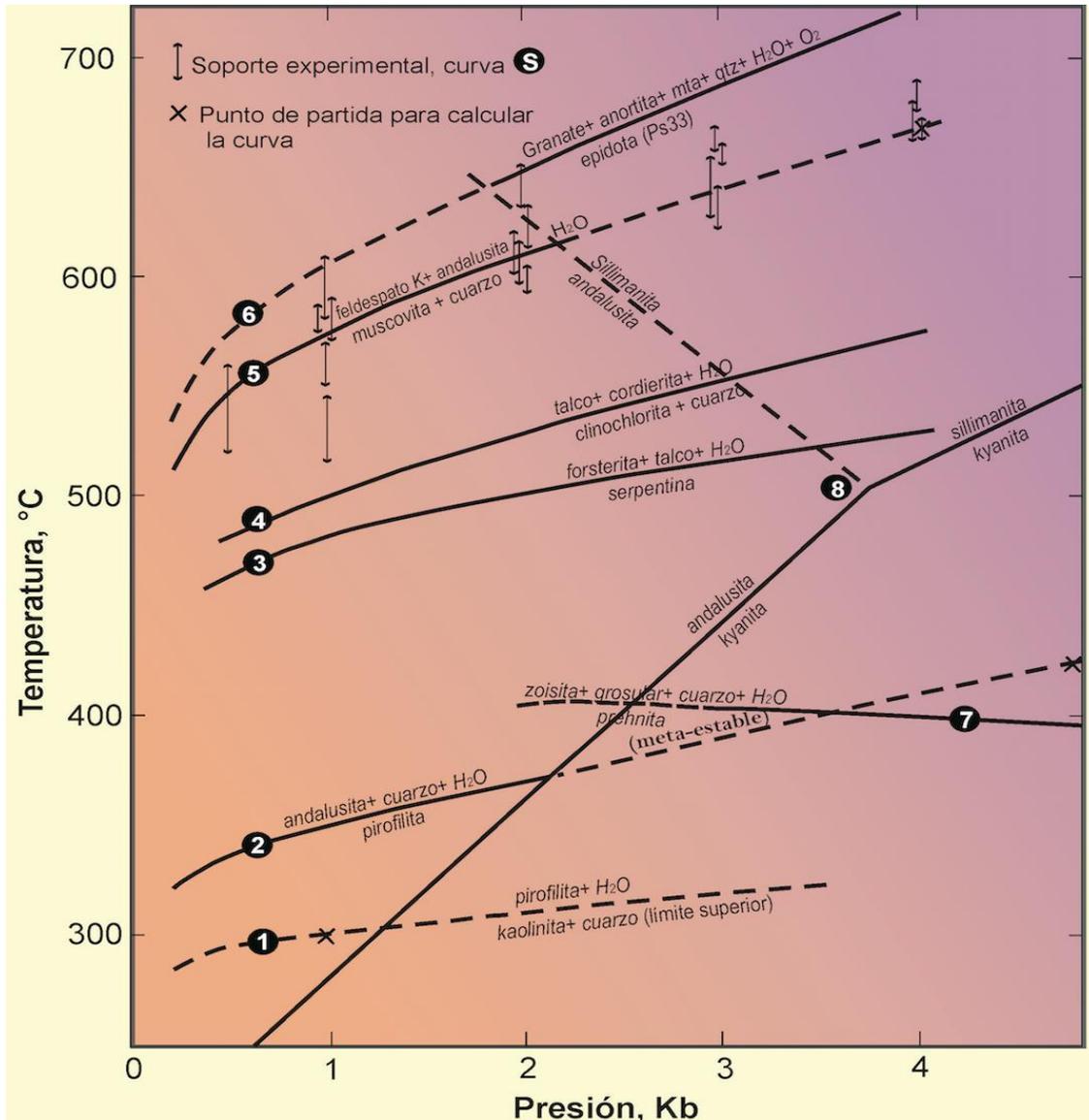


Figura 10. Diagrama tomado de Reed, (1997) que muestra diferentes estados de equilibrio para minerales clave de alteración hidrotermal a diferentes condiciones de temperatura y presión.

Los términos exoskarn y endoskarn se aplican al reemplazo de carbonatos por el intrusivo, respectivamente, aunque algunos autores utilizan el término endoskarn para los skarn formados en cualquier roca aluminosa incluyendo lutitas y rocas volcánicas (ver figura 11). Otros autores emplean el término skarn silíceo para referirse a cualquier reemplazo metasomático. En terrenos profundos, donde los plutones están menos fracturados y la circulación de fluidos es más restringida, el skarn solo desarrolla una zona estrecha muy próxima al intrusivo.

I.V OTROS TIPOS PARTICULARES DE ALTERACIÓN

I.V.I YACIMIENTOS TIPO SKARN

Los yacimientos tipo Skarn (figuras 11, 12 y 13) han sido descritos en la literatura científica por lo menos desde el siglo XIX; el término fue utilizado por primera vez por los mineros suecos, para designar una roca constituida por silicatos (anfíboles, piroxenos, granates, entre otros que semejaba una textura de “cuerno de vaca”), de ciertos depósitos de hierro que se formaban principalmente en calizas y dolomías (Evans, 1993). Un gran número de autores contemporáneos han adoptado la sugerencia propuesta por Einaudi, et. al., 1981, de utilizar los términos Skarn y yacimientos en Skarn como términos descriptivos basados en la mineralogía contenida en cada uno y libre de implicaciones genéticas.

Los skarns son rocas metamórficas formadas por minerales cristalizados a partir de litologías carbonatadas que sufrieron metasomatismo provocado por la intrusión de una roca ígnea, a este proceso se le conoce como metamorfismo de contacto. Este evento geológico se lleva a cabo en su parte inicial como un proceso isoquímico con un metamorfismo termal progresivo donde solo existe un cambio textural de la roca, en esta fase se lleva a cabo una volatilización del sistema (movilidad de gases), permitiendo la formación de calcita, y según las impurezas del protolito permite la formación de wollastonita, diópsido y feldespato potásico; la cristalización de estos minerales depende de la composición y de la temperatura presente, permitiendo la formación de rocas metasedimentarias en un bajo grado de metamorfismo y mármol en un alto grado (Mares, 2014).

En la siguiente fase de metamorfismo de contacto ocurre un incremento en el metamorfismo térmico, hasta llegar a fundirse la roca encajonante y mezclarse con el intrusivo originando un flujo de composición diferente, que al enfriarse permitirá la cristalización de los minerales característicos del skarn como son wollastonita, granate y piroxenos como diópsido, hedenbergita, johanesita y fassaita; los granates y los piroxenos presentes permiten clasificar el tipo de skarn desarrollado, en estos minerales además quedan registrados los cambios de los fluidos hidrotermales durante esta fase. Mencionan que este proceso se lleva a cabo a temperaturas desde 400°C hasta 900°C así como de 0.5 a 4 kbar de presión Pirajno (2009), Fettes y Desmons (2007). En la última fase de formación, se lleva a cabo una alteración hidrotermal retrograda que puede llegar a destruir el skarn y depositar minerales arcillosos como caolinita y montmorillonita además de clorita, calcita, cuarzo, hematita y pirita. En esta fase también se altera el intrusivo mediante el escape de fluidos por las fracturas presentes en este, así como del skarn; algunas de estas fracturas pueden quedar rellenas por minerales formados a partir de estos fluidos. Según Pirajno (2009) esta fase se lleva a cabo a temperaturas que van desde 200° C hasta 700° C y a presiones de 0.3 a 3 kbar, y el cloro-sodio equivalente en rangos de 10 a 45% wt. Einaudi (1982) clasificó a los skarn en dos tipos (exoskarn y endoskan) con base en la roca que sufrió metasomatismo, (Mares, 2014).

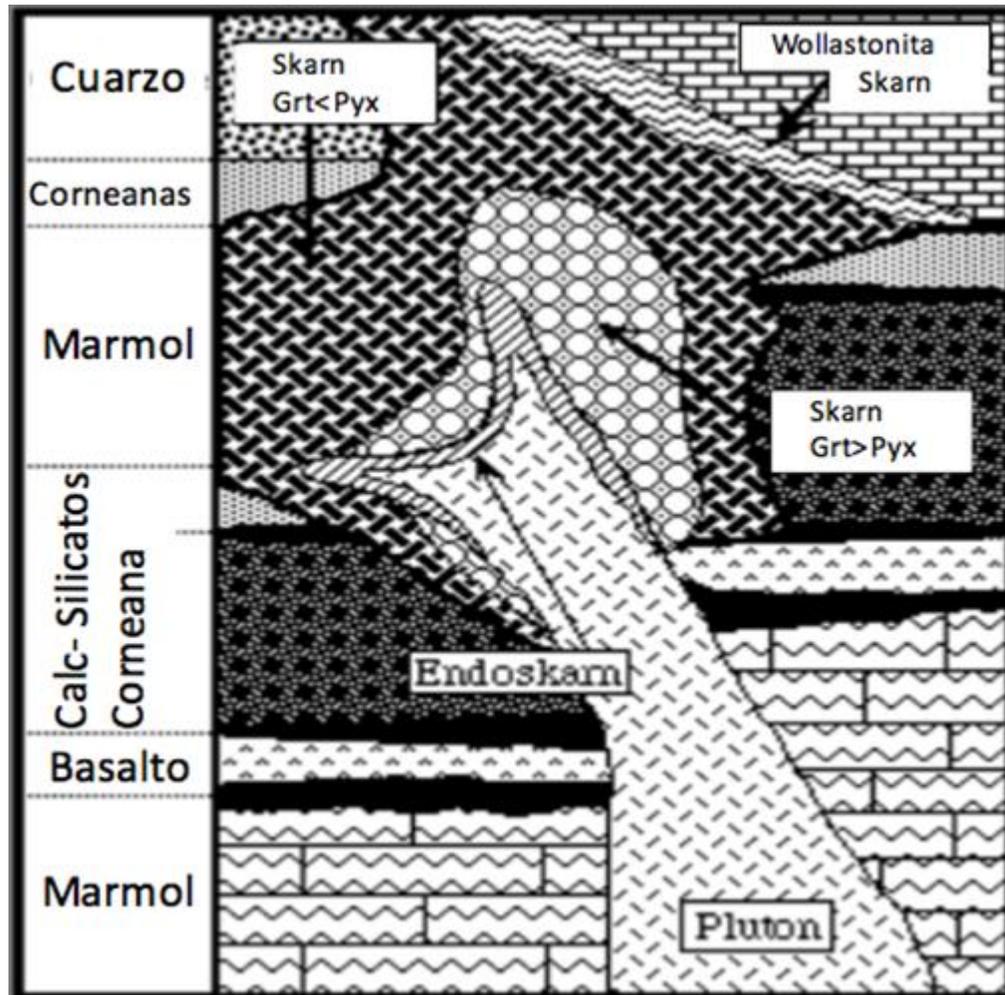


Figura 11. Zonación que sucede en la mayoría de los Skarn la cual copia la geometría del contacto del Plutón y los flujos de fluidos. Gar= granate, Pyx= piroxeno. Modificado de Meinert, et. al., 1983. Similar a Tatatila-Las Minas Ver. y basamento local de Humeros.



Figura 12. Zona de Skarn típica con calcita (min. Blanco) + Anfíboles (min. Verde)+grossularita (min. café) del Distrito minero de Tatatila Las Minas, Ver., y basamento local de Los Humeros

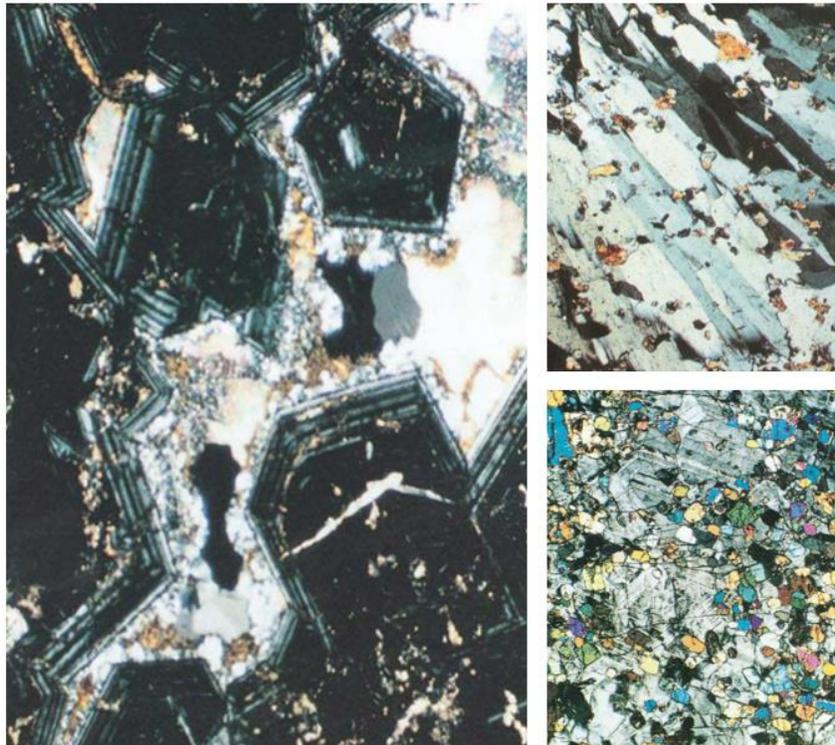


Figura 13. Granate + calcita (Izq.), clinopiroxenos (Inf. Izq), wollastonita (Inf. Der.)

En los casos en los que el skarn esté bien desarrollado, la mena se encuentra, por lo general en el exoskarn; sin embargo, en ausencia de rocas carbonatadas, la mena puede encontrarse en el endoskarn. La clasificación del exoskarn puede hacerse con base a la mineralogía dominante, la cual en la mayoría de los casos refleja la composición de la roca carbonatada reemplazada. Los skarn magnésicos de alta temperatura se forman a partir de dolomía y sus minerales característicos son: diópsido, forsterita, serpentina, magnetita y tremolita-actinolita, contienen un componente importante de silicatos de magnesio, tales como forsterita o sus productos de alteración serpentina comúnmente asociada con diópsido, calcita y espinelax. Los skarn cálcicos formados por el metasomatismo de alta a media temperatura, contienen abundantes silicatos de calcio o calcio-hierro, tales como andradita y hedenbergita, con mineralogía que incluye granate (andradita-grosularita), clinopiroxenos (diopsida-hedembergita), wollastonita, escapolita, epidota y magnetita. La sucesión típica de facies en un calci-skarn es la siguiente: el endoskarn al interior del cuerpo y en el exterior el exoskarn, esto se puede diferenciar por las zonas de mineralización que, partiendo del centro del cuerpo, se encuentra dada por una zona de asociación bi-mineral de andesina-escapolita, feldspato potásico asociado con grosularita o epidota; la segunda zona mono mineral de granate o clinopiroxeno cálcico, después una zona bi-mineral de granate-clinopiroxeno; esta zona puede no estar seguida de una zona de wollastonita (figura11); esta zonación depende de las condiciones de presión y temperatura al igual que la actividad química de óxido de sodio (Na_2O), óxido de potasio (K_2O), óxido de flúor (F_2O), dicloro (Cl_2), óxido de azufre (SO_2), óxido de hierro (FeO), oxígeno (O_2) y dióxido de carbono (CO_2), según Fettes y Desmons, (2007), las formas que pueden presentar son de una veta, o vetillas que cortan rocas tanto carbonatados como rocas silicatadas formando vetas.

La formación de skarns involucra esencialmente tres etapas:

1) Metamorfismo Isoquímico

Esto implica la recristianización de la roca caja alrededor del protolito, produciendo el mármol a partir de la roca caliza, hornfels de pizarra, cuarcita de arenisca, etc.

Los skarns de reacción pueden ser a lo largo de contactos litológicos. Si los mármoles son impuros, entonces pueden formarse varios silicatos de calcio y magnesio, y se tiene un hornfels calco silicatado que puede contener minerales de interés económico, tal como talco y wollastonita.

El principal proceso involucrado en el metamorfismo isoquímico es el efecto del agua y la temperatura de la misma en las rocas, además, estas pueden volverse más frágiles y más susceptibles a la infiltración de líquidos en la etapa 2.

2) Etapas múltiples de metasomatismo

La infiltración por fluido magmático-hidrotermal en contacto con las rocas, conduce a la formación de mármol puro e impuro y otros tipos de roca en los skarns, y la modificación del

hornfels calcosilicatado de la etapa 1. Este es un metamorfismo progradante y un proceso metasomático que intervienen a una temperatura de 800 a 400°C (Kwak 1986) durante el cual se desarrolla un fluido mineral, se produce la depositación inicial del mineral y el plutón comienza a enfriarse. Los nuevos minerales desarrollados generalmente son anhidros. La depositación de óxidos (magnetita, casiterita) y sulfuros comienza tarde en esta etapa, pero generalmente terminan de formarse en la tercera etapa.

3) Alteración Retrógrada

Enfriamiento del plutón y circulación de aguas de temperatura más baja, posiblemente meteóricas, oxigenadas, causando alteración retrógrada de los minerales calcosilicatados metamórficos y metasomáticos. En esta etapa se forman nuevos minerales hidratados de temperatura más baja, a partir de los minerales anhidros formados previamente. Incluyen: epidota, actinolita, clorita y otras fases minerales hidratadas, típicamente con control estructural y sobreimpuestos a la secuencia de progrado (fallas, contactos estratigráficos o intrusivos). En algunos casos la mineralización se extiende también a esta etapa retrógrada.

En un *skarn* distal, la etapa 1 e incluso la etapa 2 pueden no desarrollarse y las inclusiones fluidas pueden formarse de 350 a 210°C (Kwak 1986). Como señaló Meinert (1986), el grado en que una determinada etapa se desarrolla en un *skarn* particular dependerá de su entorno geológico. Los *skarn* se desarrollan mejor en los bordes de masas intrusivas de composición intermedia, tales como granodioritas y monzonitas. Adyacentes al contacto, en rocas relativamente no reactivas como las cuarcitas, esta no tiene ningún cambio, mientras que otras como las calizas pueden ser alteradas por varios kilómetros. En aureolas metamórficas bien desarrolladas que se encuentran en las rocas carbonatadas, se pueden generar zonas estrechas o amplias de *skarn*, las nuevas rocas que se forman son generalmente de granos finos y se denominan hornfels. El proceso que se da es esencialmente isoquímico: el sistema es cerrado y no se presenta transporte significativo de material. Cuando la roca de caja está compuesta por calcita, dolomita y minerales arcillosos, se pueden formar *skarn* de granos gruesos, los *skarn* de calizas se caracterizan por la generación de minerales ricos en calcio tales como grosularia, wollastonita, tremolita, epidota y hedenbergita. (piroxenos de Ca-Fe).

Los factores más importantes, que controlan la evolución hidrotermal de los sistemas de tipo *skarn* son:

1. Presión (Profundidad de formación).
2. Estado de oxidación del magma (Fugacidad de oxígeno).
3. Grado de diferenciación del magma (Cristalización fraccionada).
4. Tiempo de separación del fluido (Fase volátil del magma respecto a la cristalización del Plutón).

La mineralogía es la clave para reconocer y definir los *skarn*, es inclusive crítica para lograr el entendimiento de su origen y diferenciar los depósitos económicamente explotables de los

que no presentan interés económico. La mineralogía de un *skarn*, es mapeable en el campo y sirve como el “ensanchador” del halo de alteración alrededor del cuerpo de mena potencial, ya que la mayoría de los depósitos de *skarn* presentan zonación, el reconocimiento de las características de alteración distal puede ser críticamente importante en los estadios iniciales de la exploración.

Los detalles de la mineralogía y la zonación, pueden ser usados para la construcción de modelos específicos para exploración tanto como desarrollo de modelos útiles en programas de exploración regional. Muchos de los minerales de los *skarn*, son minerales formadores de las rocas típicas, algunos son menos abundantes y la mayoría tienen variaciones composicionales las cuales pueden brindar información significativa acerca del ambiente de formación (por ejemplo, piroxenos, escapolitas, etc). La Tabla 1 presenta los tipos de intrusivos que afectan a las calizas así como la mineralización que presentan los *skarn* más comunes.

Skarn	Plutón	Mineral dominante	Mineral Skarn	Localización del Skarn	Profundidad de formación	Otra característica
Skarn de hierro	Plutones máficos y/o hipabisales	Mgt (endoskarn) Mgt (endoskarn) clinopiroxenos, sulfuros de Co-Ni (exoskarn)	Granates rico en Fe, Cpx, Ep, Amp, Scapolita (endoskarn)	Comúnmente próximo al contacto del plutón; convirtiéndose mármol	Generalmente profundo	Hornflies y mármol son comunes
Skarn de oro	Plutónico o hipabisal, en parte granodiorita y diorita	Py, Po, sulfuros de Fe y As, Au y Bi	Cpx>Gnt, generalmente reducido el skarn intermedio, dominado la zona proximal por granates ricos en Fe, y la zona distal por Cpx	Proximidad cercana en contacto con la zona mineral (exoskarn)	Baja, por la similitud del skarn próximo de Gnt entre el skarn de Au y los skarn de Cu y Fe	Dominante en zonas orogénicas del Mesozoico, a menudo asociado a pórfidos de Cu.
Skarn de cobre	Calcoalcalino, series de magnetita y granodioritas o cuarzo-monzonitas hipabisales	Cp, Py, Mgt, bornita (exoskarn). Lado del Plutón: Cp, Mgt	Granates oxidados, Cpx reducidos, un zonamiento: Wol-Cpx>Gnt	Proximidad cercana en contacto con la zona mineral (exoskarn)	Profundo (>1Kbar)	Común en zonas orogénicas jóvenes
Skarn de hierro-cobre-oro	El patrón del zonamiento y las variaciones composicionales de los minerales del Skarn son similares entre depósitos del Skarn del Fe-Cu-Au. Los skarns reducidos se desarrollan extensivamente alrededor de un depósito del skarn del Fe y muchos depósitos tales como el skarn del Cu o del Au encontramos en la parte distal del skarn de Fe					
Skarn de zinc	Intrusivos hipabisales o diques, a veces plutones que no pueden ser identificados alrededor del depósito	Sph, Galena, Py, Po. Zonamiento del metal. Proximal>Fe,Cu,Zn,Pb,Ag< distal	Exoskarn dominante: mineralogía rica en Mn y Fe; Cpx>>Gnt (andradita). Proximal>Gnt- Fe,Cpx; Mn,Ch- Amp ricos en Mn<distal	Distal, usualmente 500m o más lejos del plutón	Comúnmente muy bajo (<1Kbar)	El piroxeno magnanífero, johanesita, se encuentra casi exclusivamente en skarn productores de zinc

Tabla 1. Mineralización de los Skarn de acuerdo a su contenido metálico y mineralogía. (Einaudi M.T., Meinert L.D. and Newberry R.J., 1981, Skarns deposits, Econ. Geol., 75th anniversary volumen, pp. 317-319.)

Los tipos de alteración hidrotermal que comúnmente se encuentran en los sistemas *mágnico – hidrotermales* son la turmalinización (Figura 14), serpentización por carbonato y talco, hematización y alteración de minerales de Fe, dolomitización y carbonización.



Figura 14. Turmalina (negro) +Cuarzo (blanco) relacionada a cúpulas de intrusivos en forma de vetas.

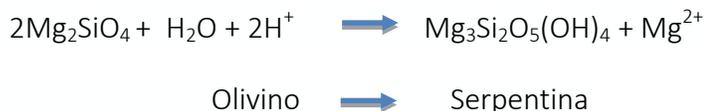
La turmalina es un mineral complejo con la fórmula general $XY_3Z_6B_3Si_6O_{27}(O,OH,F)_4$, donde el sitio de X puede ser tomado por Ca o Na, el sitio Y por Mg ó Fe_2+ , (Al + Li) ó Fe_3+ , mientras que el Al_3+ , Fe_3+ ó Cr puede ocupar el sitio de Z (Dietrich 1985). Los tres miembros finales de la serie de solución sólida de Fe-Li-Mg turmalina son la Schorlo (rica en Fe), Elbaita (Al, rica en Li) y Dravita (rica en Mg). La composición de turmalinas puede ser indicativa del medio en que se originaron. Por ejemplo, la relación Fe/Mg tiende a disminuir al aumentar la distancia de una fuente granítica (Pirajno y herrerías, 1992). En general, turmalinas ricas en Fe son asociadas con depósitos de Sn-W de afinidad con los “greisen”, mientras que turmalinas ricas en Mg se encuentran con depósitos de sulfuros masivos y yacimientos estratificados. “Turmalinita” es el nombre dado a las rocas que contienen en exceso más del 15% turmalina y pueden estar asociadas con depósitos exhalativos en zonas de ramificación (Plimer 1987). Se puede encontrar un relato detallado de turmalina y su asociación con relación a sistemas hidrotermales de minerales en Holgura (1996).

Desde penetrante a selectiva, la alteración generalizada por turmalinización (figura 14) ocurre generalmente asociada con depósitos de Sn-W y brechas. En muchos casos y en las cúpulas de los granitoides, la difusión pervasiva de turmalina se da por medio de la red de fracturas del granitoide. Concentraciones dominadas por cuarzo + turmalina forman generalizados reemplazos en forma de vetas y vetillas. Los reemplazos pueden ser en una escala muy fina, por lo que las características y texturas más pequeñas se conservan perfectamente. Este tipo de alteración a turmalina está vinculada al emplazamiento y la

cristalización de magmas graníticos ricos en boro, con la posibilidad de que el enriquecimiento de B puede haber sido heredado en una región de origen que contengan evaporitas o protolitos ricos en turmalina. Brecha de turmalina también pueden estar asociadas con la cristalización de magmas graníticos geoquímicamente especializados, y resultan de volátiles de alta presión superior a la carga litostática, por ejemplo, en el depósito de Krantzgerg al W en Namibia, la turmalinización se da por fracturas hidráulicas rellenos por turmalina y brecha. Estas características están relacionadas con el emplazamiento de magmas ricos en B e hiperaluminosos (Pirajno y Schlo 1987); brecha de turmalina ocurren igualmente asociadas con depósitos de pórfidos de cobre, en vetas de Sn asociadas a depósitos polimetálicos que contiene W, Cu, Bi y Au. En estos yacimientos los resultados del estudio de las inclusiones fluidas indican que se forman a profundidades entre 1 y 3 kilómetros y a temperaturas superiores a 300 °C con fluidos altamente salinos (Kirwin 1985). La turmalina estratiforme es común en el Proterozoico y Paleozoico y se encuentra en secuencias sedimentarias asociadas con los depósitos de sulfuros masivos alojados en sedimentos.

I.V.II SERPENTINIZACIÓN Y ALTERACIÓN DE TALCO-CARBONATO

La serpentización y alteración de talco-carbonato son el tipo más común de alteración de rocas ultramáficas. Los minerales de serpentina (antigorita, crisotilo y lizardita) se forman a consecuencia de la asociación olivino+ piroxeno y por introducción de cantidades abundantes de H₂O y CO₂ ligado con una reacción exotérmica. Un ejemplo típico es la conversión de olivino-serpentina:

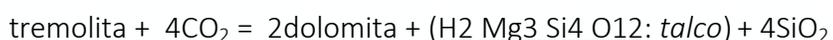


La serpentización generalmente es penetrante y puede afectar a masas de roca entera. Las temperaturas ligadas a los procesos de serpentización varían de valores < 100 °C para la lizardita, hasta 500 °C para la antigorita. Comúnmente, los pseudomorfos de serpentina, olivino y piroxeno pueden ser reconocidas fácilmente ya que tienden a conservar la forma de los cristales originales.

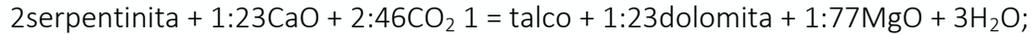
Durante la serpentización la reducción del agua por oxidación del Fe²⁺ para producir H₂ y magnetita se ejemplifica mediante la reacción:



Por otro lado la formación de talco-carbonatos y talco-clorita es en parte debido a la introducción de H₂O y CO₂ y se explica mediante la reacción:



El talco y la dolomita se pueden formar directamente durante la serpentización por:



En las rocas ultramáficas (en un medio marino) y sometidas a una serpentización, comúnmente presentan una alteración penetrativa; la escala regional y generalizada a la que se presenta este fenómeno es tal que, la serpentización puede ser considerada como un proceso metamórfico regional. Así los complejos máficos-ultramáficos relacionados a márgenes continentales donde se produce alta deformación y procesos metamórficos relacionados con la presión y la presencia de secuencias de ofiolitas, este fenómeno es común. En efecto, las serpentinitas de rocas ofiolíticas contienen normalmente la asociación de crisotilo + lizardita + brucita + magnetita. Esta asociación es un subproducto común de serpentización debido a la expulsión y la oxidación del Fe. La serpentinita es extremadamente dúctil, y se transporta fácilmente durante los movimientos tectónicos. Así la serpentización de las rocas ultramáficas es también un ambiente común en cinturones del Arqueano. Otros subproductos importantes de la serpentización son los procesos conformados por la albitización y la formación de las rocas peculiares conocidos como rodingitas.

I.V.III CARBONATACIÓN Y DOLOMITIZACIÓN

La alteración de carbonato y silicato en las rocas, implica dos procesos básicos: carbonatación y dolomitización. El primero es un tipo muy común de alteración de calizas en que el metasomatismo provoca un cambio de fase que tiene lugar entre el Mg^{+2} que se sustituye por Ca^{+2} , donde el CaCO_3 se convierte en $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Desde el punto de vista de la mineralización, es importante darse cuenta de que durante la dolomitización las reacciones químicas implican pérdida de volumen (entre 6 % a 13%), que mejora la porosidad de la roca y por lo tanto hace más receptivo a los fluidos mineralizantes (ej. *skarns*). Hay varios modelos que intentan explicar la dolomitización; una teoría considera que la dolomita es un mineral formado en medios evaporíticos, y esas dolomías por lo tanto se forman por la acción de la salmuera hipersalina con alta relación Ca/Mg. En ambientes evaporíticos se puede inferir que durante este proceso, la dolomita sustituye a la calcita y otros minerales evaporíticos. La dolomitización tiene una asociación importante con muchos tipos de depósitos minerales hidrotermales. La dolomitización se asocia comúnmente a los depósitos de Pb-Zn de baja temperatura tipo Valle del Mississippi, donde este tipo de alteración parece haber precedido y quizás favoreció la mineralización.

Aunque el origen de la dolomitización muy extensa sigue siendo incierta, puede estar relacionada a la liberación de CO_2 durante el metamorfismo. Reacción de CO_2 con mármoles impuros que contiene minerales como actinolita-tremolita, que a su vez por evolución

progrado pudo haber desarrollado un metamorfismo de alta temperatura para producir la dolomita y calcita bajo la reacción:



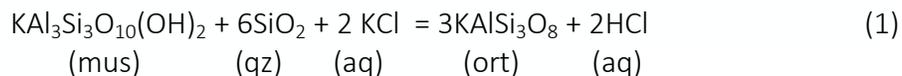
La reacción anterior se deduce de las asociaciones minerales y relaciones que presentan las rocas dolomitizadas (Pirajno y Jacob 1987) y marmolizadas, fenómeno muy común en los yacimientos tipo *skarn*.

I.V.IV FUENTE DE LOS ÁCIDOS PARA PROVOCAR LA ALTERACIÓN

El reemplazamiento de minerales primarios por sericita, caolinita, smectitas o cuarzo, representan evidencias directas de ataque ácido. El ataque ácido constituye la acción directa de ácidos reconocidos en aguas naturales, tales como los ácidos sulfúrico, clorhídrico, carbónico y acético. Además de la obvia ocurrencia de estos ácidos, existen fuentes de ácidos con gran capacidad para generar iones hidrógeno y la consecuente alteración de la roca encajonante. Los ácidos crípticos involucran la liberación de iones hidrógeno que se intercambian por cationes en solución que precipitan en la mena, en minerales de alteración o ganga.

I.V.V EFECTO DE LA PRESIÓN SOBRE EL EQUILIBRIO DEL FELDESPATO

Un decrecimiento en la presión afecta el equilibrio entre el feldespato alcalino y moscovita u otros silicatos de aluminio, que asimismo favorece el equilibrio de feldespato y la consecuente producción de HCl, de acuerdo a la reacción:



Este equilibrio permanece en condiciones de alta temperatura, en la zona de alteración potásica en los pórfidos cupríferos, en donde la caída de presión implica un cambio hacia arriba y hacia los bordes del sistema, de condiciones litostáticas a hidrostáticas, lo que provoca la precipitación de feldespato y la generación de un fluido rico en HCl. Esta situación es acorde con el incremento en alrededor de tres órdenes de magnitud, de la constante de equilibrio para la reacción muscovita (mus)-ortoclasa (or), a 500 °C y una caída de presión de 2 a 0.7 kbar.

I.V.VI ALTERACIÓN POR ATAQUE ÁCIDO PROVOCADO POR ENFRIAMIENTO

Los ácidos como HCl, HSO_4^- y H_2CO_3 , se disocian como resultado del enfriamiento, lo que provoca que el fluido incremente su acidez. Esta secuela ha sido propuesta para explicar la posición de la alteración sericítica en la parte externa de la alteración potásica, en el esquema

de zoneamiento de las alteraciones de los pórfidos cupríferos (Lowell y Guilbert, 1970), además del zoneamiento ascendente sericita+caolinita+alunita+cuarzo, observado en otros tipos de yacimientos hidrotermales, así como el desarrollo de la zona de cuarzo poroso (*silica vuggy*) como se muestra en la figura 15. El proceso inferido para estos últimos depósitos, es que el mismo fluido que está en equilibrio con muscovita-pirofilita a 300° C, genera cuarzo poroso a 150° C (Giggenbach, 1992; Hedenquist et. al., 1994). En contraste, en los pórfidos cupríferos, el mismo fluido que está en equilibrio con feldespato y muscovita a 500° C, produce exclusivamente muscovita a 250° C. Reed (1997), en sus interesantes estudios sobre la reacción de andesita con fluido a 300° C y 100° C demuestra que la disociación adicional de ácidos a bajas temperaturas, no tiene mayores consecuencias en el esquema de alteración, ya que se considera aproximadamente la misma cantidad de roca a ambas temperaturas para neutralizar el ácido en cada uno de los puntos de saturación (de valor similar a ambas temperaturas) con alunita, pirofilita (caolinita a 100° C) y albita.

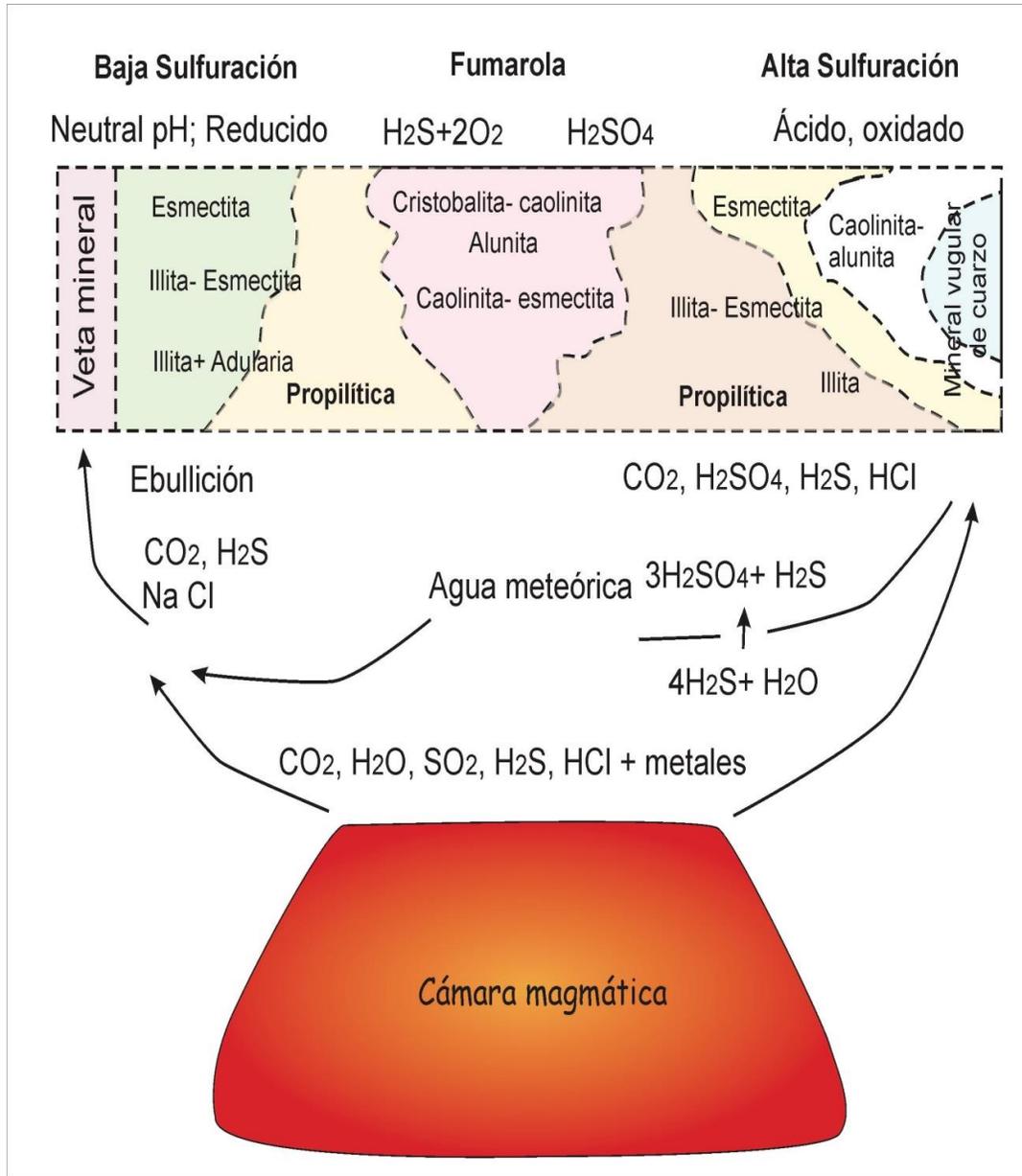


Figura 15. Zonamientos horizontales y verticales debido a la interacción de fluidos. Explicación en el texto. (Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: ECONOMIC GEOLOGY, v. 82, p. 1-26.)

De acuerdo con Redd (1997), la zona de cuarzo oqueroso puede ser más apropiadamente considerada, como una zona de alteración que disminuye con la profundidad y que es originada por la percolación hacia abajo de aguas ácidas que se generaron producto de la condensación superficial de SO_2 y HCl , con o sin la adición de aguas meteóricas. Al ser neutralizado el ácido durante su descenso, declina su capacidad para convertir a la roca en una zona argílica avanzada, ya que el volumen de roca alterada disminuye con la profundidad. Así, dentro del esquema general de alteración, la subzona de alunita disminuye con la profundidad, situación que puede sugerir un empobrecimiento de sulfatos de los fluidos percolantes. Así pues, las aguas ácidas suelen concentrar aluminio y hierro a profundidad, mismos que re-precipitan en forma de pirita y silicatos de aluminio. Tal enriquecimiento de hierro y aluminio es la consecuencia típica de la alteración sulfato-ácida de diversos tipos, que incluye las aguas oxidantes calentadas por vapor de circulación somera (Ej. figura 16).

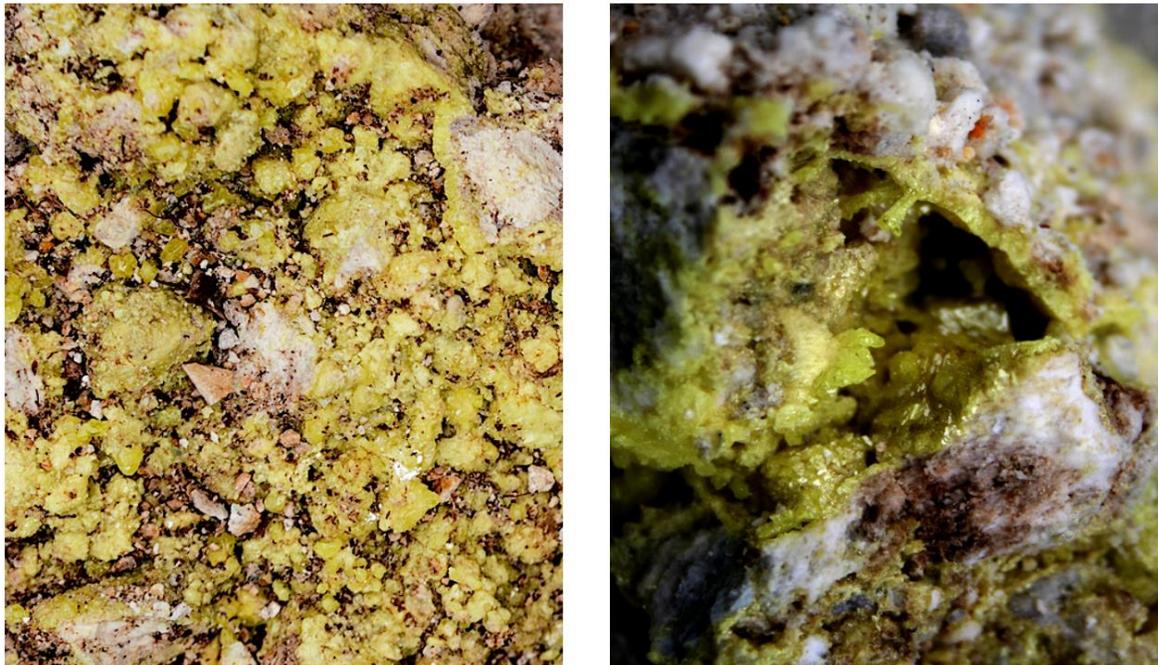


Figura 16. Alteración argílica avanzada con Azufre+alunita+kaolinita de Los Humeros Pue.

I.V.VI PAPEL DE LA ROCA ENCAJONANTE Y EL AGUA METEÓRICA

Es evidente que la reducción y neutralización por la roca encajonante, de un fluido magmático inicialmente ácido y oxidado, hace posible que un sistema magmático-hidrotermal puede evolucionar a través de una serie de estados químicos, para así generar un rango de fluidos hidrotermales de baja temperatura, que se pueden caracterizar desde aquéllos que originan los depósitos del tipo sulfato-ácidos. Al operar la dilución de los fluidos de éste último sistema, se podría tener la evolución a los yacimientos del tipo adularia-sílice. En el mismo sentido de estas consideraciones teóricas, al ocurrir la neutralización y reducción de los

fluidos ácidos y oxidantes por la roca encajonante y en la ausencia de repetidos pulsos de volátiles magmáticos, así como de aguas ácidas de origen superficial, se podría esperar un sistema cuyas menas evolucionan del tipo sulfato-ácido al tipo de pH neutro. En los sistemas hidrotermales, la dirección y el flujo del fluido, es el principal factor responsable de la distribución de las zonas de alteración hipogénica. Es evidente entonces, que los minerales que son más solubles a altas temperaturas, tendrán la tendencia a precipitar de las soluciones que se mueven hacia las zonas de menor temperatura; el caso contrario se cumple para fases que muestran solubilidad retrógrada. Se ha constatado en numerosos sistemas fósiles, que los silicatos de K-Al son más solubles a elevadas temperaturas, que los silicoaluminatos de Ca, Na y Mg, de manera que una solución que se moviliza hacia zonas de menor temperatura, a una velocidad que permita mantener el equilibrio con la roca, tenderá a depositar minerales de K, a expensas de las fases de Na, K y Ca, para así generar la zona de alteración potásica en las zonas de mayor flujo vertical. El proceso complementario ocurre cuando las soluciones que percolan hacia abajo, conforman un flujo de recarga alrededor de las zonas de flujo vertical; cuando estas soluciones se calientan, incrementan su potencial para disolver las fases potásicas y producen asociaciones ricas en Na, Mg y Ca, como albita, clorita y epidota, para así definir la alteración propílica. Cuando las soluciones se enfrían muy rápidamente, esencialmente por la mezcla con aguas frías, el grado de interacción con la roca puede no ser suficiente para permitir la neutralización de los ácidos de alta temperatura y probablemente, la alteración potásica coexiste con metasomatismo de hidrógeno (alteración ácida), para generar las zonas de alteración fílica y argílica que bordean a las zonas de mayor flujo vertical. El grado del metasomatismo de hidrógeno que normalmente acompaña a la alteración potásica, se incrementa con el decremento de la temperatura y por ende, con el decrecimiento de la profundidad. Asimismo, la sílice es otro componente que incrementa su solubilidad a altas temperaturas, por lo que el metasomatismo de potasio coexiste con la silicificación.

Giggenbach (1997) reconoce en interesante relación teórica, que el modo de desgasificación del magma, es el principal factor que determina el tipo de sistema hidrotermal relacionado con un yacimiento mineral. La desgasificación desde un sistema plutónico sellado, da lugar al desarrollo de los sistemas de baja sulfuración; este tipo de depósitos se originan a partir de fluidos reducidos, cerca de la neutralidad que contienen azufre en su estado más bajo de oxidación (H_2S). Su contraparte, los depósitos de alta sulfuración, se forman por la interacción de la roca con soluciones ácidas y oxidantes, que se originan por la absorción de vapores liberados directamente de una cámara magmática somera que manifiesta abierta desgasificación.

Al incrementarse la profundidad del magma en enfriamiento, la probabilidad de que ocurra el escape de volátiles decrece rápidamente; sin embargo, la liberación de fluidos se lleva a cabo a profundidad y ocurre a temperaturas del *subsolidus*, de manera que los volátiles permanecen atrapados en la fusión que solidifica para permitir la continuidad de la interacción agua-roca al disminuir la temperatura (en Giggenbach, 1997). En la primera, este

equilibrio se simboliza sobre la línea horizontal que representa el efecto de la roca en la parte de alta temperatura, esto es mayor a 400 °C; mientras que en la segunda, se observa sobre la continuidad de la línea que indica los fluidos atrapados en magma solidificado. La gran presión en la que el magma se degasifica, hace que grandes proporciones de las especies más solubles permanezcan disueltas en la fusión.

II. GEOLOGÍA DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS

El yacimiento geotérmico de Los Humeros se localiza (Figura 17) en la parte centro-oriental de México aproximadamente a 25 km al NW de la ciudad de Perote, dentro de un centro volcánico complejo de tipo caldera de edad inferior a 500 000 años (Yañez & García., 1982; Ferriz y Mahood, 1984). Este centro volcánico se encuentra en la parte oriental de la Faja Volcánica Neovolcánica Mexicana del Plio-Cuaternario (Robin, 1982), casi en los límites con la provincia volcánica alcalina del Golfo.

Desde sus etapas de exploración, el campo geotérmico de Los Humeros ha sido tema de diversos estudios en distintas disciplinas. Se le ha considerado como un sistema complejo desde el punto de vista geológico, geoquímico y de producción. El mapeo geológico y estructural convencional puede ser mejorado aplicando técnicas modernas de estratigrafía piroclástica, vulcanología física y mapeo estructural, resultando en un enfoque más preciso y determinista. Este análisis es clave para determinar las condiciones de permeabilidad más favorables para el depósito geotérmico, que está controlado principalmente por los patrones de fallas y fracturas principales. El mapeado morfoestructural detallado permite la identificación de fallas interpretadas de técnicas de teledetección que se confirmarán mediante verificación de campo.

La geomorfología de la zona de Los Humeros presenta los caracteres típicos de un sistema montañoso de pendiente moderada con altitudes de 2800 a 2950 m s.n.m. ya que las mayores cotas, se detectan a lo largo y ancho de la cadena montañosa de la Faja Neovolcánica Mexicana (Pico de Orizaba –5 700 m-, Popocatepetl – 5465 m-, Nevado de Toluca – 4691 m-, Nevado de Colima –4450 m-) y dentro del área de estudio, son comunes las cotas de 2900 m s.n.m., en tanto que los fondos de los llanos de Atoluca y Perote se sitúan a cotas entre 2400 m s.n.m.. Los rasgos geomorfológicos del campo de Los Humeros son el resultado de una serie de eventos magmáticos del tipo explosivo durante el terciario al cuaternario. El Campo Geotérmico de Los Humeros se encuentra situado en la porción más oriental del Eje Neovolcánico, donde se presentan diferentes formas volcánicas como conos cineríticos, domos y la gran caldera de Los Humeros que pertenece al semigraben de Libres-Oriental. Dentro de la Caldera de Los Potreros las estructuras más importantes son identificadas como Colapso Central, Xalapasco- Maztaloya éste último es un cráter de explosión freatomagmática, la estructura con orientación norte-sur conocida como “Falla

Humeros” y la estructura regional “La Antigua” con orientación NW inferida en el basamento y sin evidencia en superficie (Viggiano y Gutiérrez, 1995).

Dentro del campo se han identificado algunas estructuras geológicas superficiales y otras ocultas, se han perforado 58 pozos a una profundidad mínima de 1500 m y máxima de 3100 m. En 1981 se perforó el primer pozo profundo, mientras que en 1990 la explotación comercial del recurso comenzó con la instalación de la primera unidad de 5 MW.

El Campo Geotérmico de Los Humeros es el tercero en importancia dentro del país con una capacidad instalada de 90.5 MW y el segundo de los campos localizado en la Provincia Fisiográfica de la Faja Neovolcánica. Actualmente genera 68.5 MW con 3 unidades a contrapresión de 5 MW y 2 a condensación de 25 MW cada una. De los 58 pozos perforados hasta el momento 24 son productores, 10 están en evaluación, 8 son exploratorios, 6 en estudio, 6 dados de baja y 4 son inyectores.

II.I GEOLOGÍA REGIONAL Y ELEMENTOS TECTÓNICOS DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS

El marco geológico regional de la CGH (Figura 18 y 19) ha sido descrito principalmente por Viniegra (1965), Yañez y García (1982), Negendank *et al.* (1985) y Campos y Garduño (1987), donde las rocas más antiguas que han sido reportadas corresponden a granitos y esquistos de edad Paleozoica los cuales forman el Macizo Teziutlán (De la Cruz, 1983). Posteriormente, a partir del Jurásico Medio inicia el depósito de lutitas negras carbonosas con intercalaciones de caliza arcillosa perteneciente a la Fm Santiago descrita por Reyes (1964), la que se depositó en un ambiente somero en condiciones euxínicas; sobreyaciendo concordantemente a la unidad anterior se encuentra la Fm Tamán descrita por Heim (1926), compuesta por caliza negra de grano fino y caliza microcristalina que alterna con lutita negra, cuyo ambiente de formación está relacionado con cuencas intraplaca de tipo euxínicas, cuyo carácter es meramente transgresivo y representa el avance de la línea de costa sobre los altos estructurales. La serie Jurásica descrita anteriormente aflora principalmente en el norte del área. Ya en el Cretácico, como consecuencia de la transgresión marina, se vió favorecido el depósito de sedimentos calcáreos que es la unidad más antigua que aflora en el área, la Fm Tamaulipas Inferior, descrita por Stepheson (1922), está representada por bancos potentes de calizas cristalinas con lentes de pedernal negro, cuyo ambiente de formación para la parte inferior corresponde a marino somero de alta energía debido a los remanentes topográficos del Jurásico.

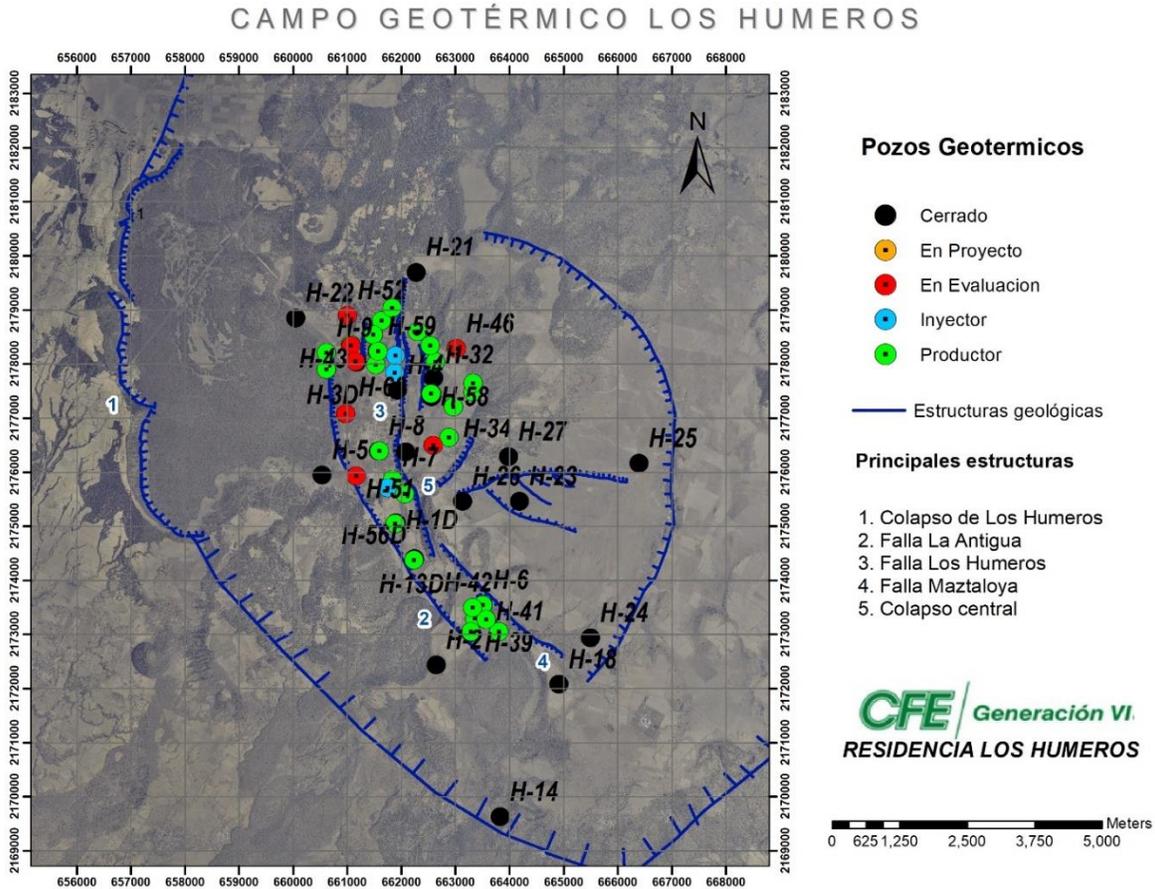


Figura 17. Rasgos estructurales de la Caldera de Los Húmeros Pue. con localización de algunos de los pozos del Campo.

En el Cretácico Medio y Superior se depositaron calizas arcillosas de estratificación delgada y media con bandas de pedernal negro pertenecientes a la Fm Tamaulipas Superior (Stepheson, 1922); le sobreyacen acumulaciones de calizas arcillosas en capas delgadas con alguna intercalación de lutitas pertenecientes a la Fm Agua Nueva (Stepheson, 1922), cuyo ambiente de formación fluctuaba entre plataforma externa y cuenca intraplaca, a esta unidad le sobreyace transicional y concordantemente la Fm San Felipe descrita por Jeffrey (1910), compuesta por calizas arcillosas con intercalaciones de bentonita, indicando un ambiente de formación de plataforma externa y cuenca intraplaca, la presencia de bentonita indica vulcanismo del arco magmático del occidente contemporáneo al depósito. La secuencia sedimentaria Cretácica descrita, aflora en todas direcciones alrededor de la caldera de Los Humeros, al SW esta secuencia cretácica forma prominencias topográficas como la Sierra de Tepeyahualco; cabe mencionar que algunos de los pozos perforados atraviesan las unidades Cretácicas (González-Partida, 2001).

A finales del Cretácico y durante el Paleógeno tuvo lugar la Orogenia Laramide, consecuencia de esfuerzos compresivos en dirección NE-SW, afectando la secuencia sedimentaria Jurásica – Cretácica generando pliegues principalmente al norte de la cuenca y cabalgaduras sobre calizas hacia el sur, los esfuerzos orogénicos produjeron bajo metamorfismo regional en el medio sedimentario. Al término del proceso orogénico comenzó una fase de distensión representado por el Graben de Libres – Oriental del Oligoceno y de tendencia NW-SW, caracterizado por fallas normales y fracturas (Garduño *et al.*, 1985). Intrusiones Oligocénicas – Miocénicas de composición granodiorítica y sienítica afectaron localmente la secuencia sedimentaria para estas rocas dataron edades de 31 hasta 14.5 Ma (Yañez y García, 1982). Después de una etapa de quietud donde predominó la erosión, un sistema de esfuerzos más reciente tuvo lugar durante el Mio-Plioceno con dirección predominante N-S, siendo su principal elemento el lineamiento Tehuacán – Pico de Orizaba – Cofre de Perote.

El último proceso de deformación ocurrido en la caldera de Los Humeros está relacionado con el magmatismo que generó la actividad volcánica de esta zona. Las estructuras más importantes son fallas anulares (caldera Los Humeros y caldera Los Potreros), cuya formación fue debida a la extravasación de importante volumen de magma, produciendo un vacío parcial en la cámara magmática, causando el colapso de su techo formando estas fallas anulares las cuales posteriormente se rellenaron por magma líquido que posteriormente solidificó formando diques anulares.

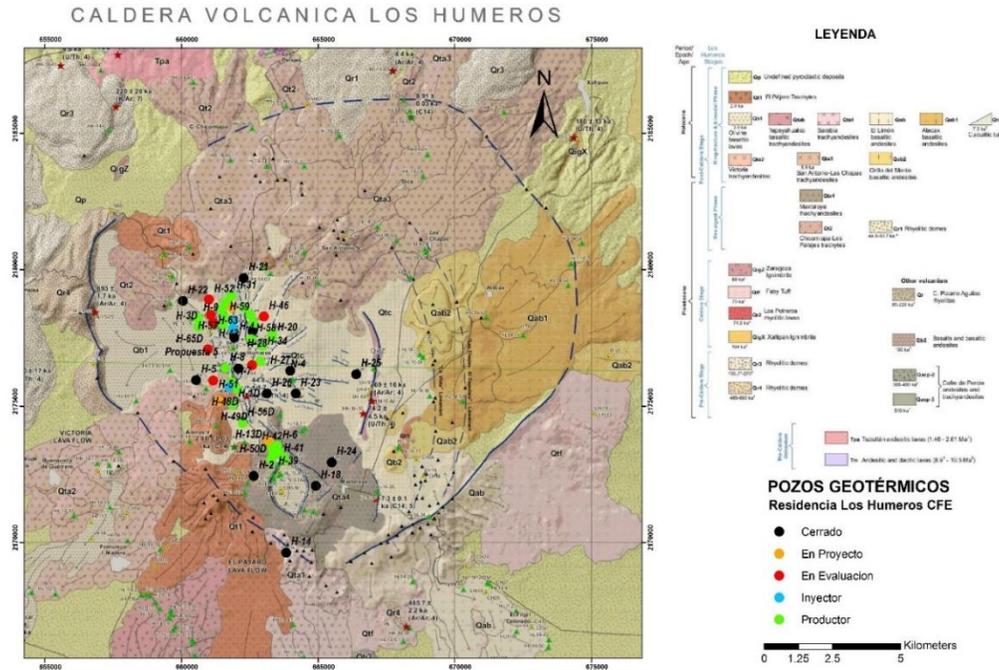


Figura 18. Mapa geológico de la Caldera Volcánica Los Humeros. (“Geologic map of Los Humeros Caldera and geothermal field” Carrasco-Nuñez, G, Hernández, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J. P., Jicha, B., Navarro, M., López-Quiroz, P., Cemiego, 2017).

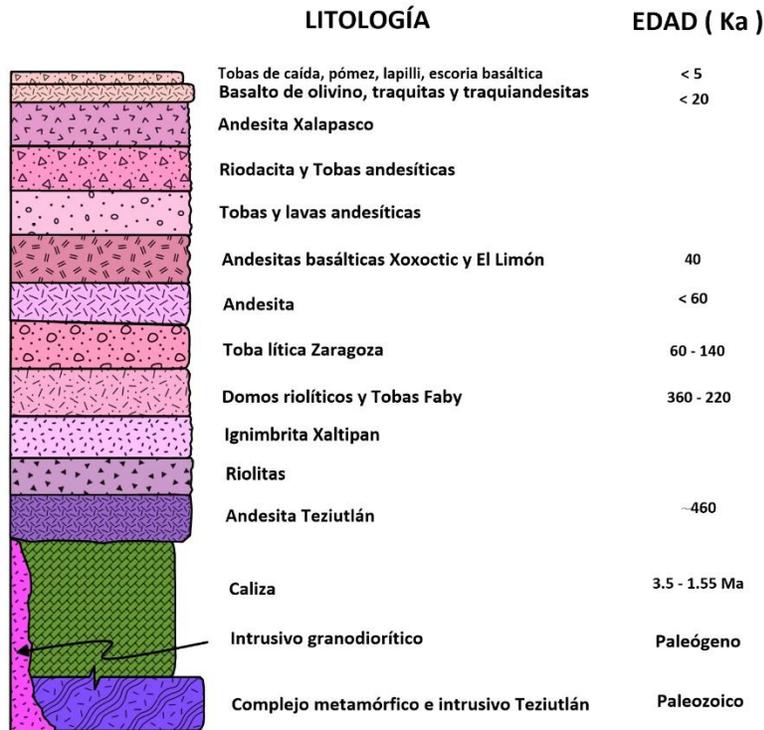


Figura 19. Columna litoestratigráfica del Campo Geotérmico Los Humeros mostrando la edad de las rocas. Reconstruída a partir de Yañez G. (1980); Ferríz y Mahood (1984); Prol-Ledesma y Browne (1989); Martínez-Serrano y Alibert (1994) y Prol-Ledesma (1998).

II.II EVOLUCIÓN DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS.

La última actividad volcánica pre-caldera registrada que constituye la base de los productos volcánicos de la caldera de Los Humeros, se caracteriza por una andesita afanítica de color gris claro y lavas ferrobásálticas nombrada andesita Teziutlán, con edades de 5, 3.5 y 1.5 Ma por lo que se sitúa principalmente en el Plioceno - Pleistoceno (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984).

La evolución de la actividad volcánica de la caldera de Los Humeros ha sido dividida en tres etapas (Harris-Dávila, 2014), la primera de ellas y más importante marca la actividad silícea con la extrusión de lavas riolíticas y domos, seguida de una erupción explosiva de gran magnitud que originó las ignimbritas Xáltipan, esta erupción ocasionó la formación de la caldera de Los Humeros hace ~460 ka (miles de años). La segunda etapa (~360 ka), está marcada por tobas de caída aérea de composición riolítica, donde principalmente existen grandes acumulaciones de pumicita de caída la cual fue definida como toba Faby por Ferriz y Mahood (1984), esta etapa también fue acompañada por el emplazamiento de domos sobre la zona de fractura anular. Las extrusiones magmáticas continuaron con derrames de andesitas, andesitas basálticas y basaltos localizados en la parte central de la caldera, al sur tuvo lugar la tercera etapa (60 – 140 ka) representada por la Ignimbrita Zaragoza, la cual representa el episodio que dió formación a la caldera Los Potreros, ubicada en el sector central de la caldera de Los Humeros. Después de esta extrusión mayor, se produjo la erupción postzaragoza la cual está distribuida hacia el este y sureste enmascarando los rasgos más antiguos de la zona; los productos volcánicos originados por esta erupción fueron principalmente de pómez de composición riodacítica y escoria de caída, que incluye el miembro Xoxoctic de pumicita de caída, el miembro Tilca rico en líticos, y finalmente el miembro Cuicuilitic el cual consta de intercalaciones de traquidacitas con basaltos-andesitas, pumicita y escoria. El episodio considerado post-caldera más reciente sucedió en la porción sur de la fractura anular de la caldera de Los Humeros, formando un arco de conos de escoria y derrames de lava de basalto de olivino, andesitas – basálticas, cuya extensión es de 15 km hacia el sur con edades menores a los 20 ka (Ferriz y Mahood, 1984, González-Partida, 2001).

Las unidades litológicas descritas anteriormente han sido cortadas por diversos pozos de exploración-explotación, descritas y clasificadas de acuerdo a diversos autores (Tabla 2); inicialmente se propuso dividirla en cuatro grandes grupos litoestratigráficos (Gutiérrez-Negrín, 1982; Viggiano y Robles, 1988a, b). Posteriormente, Cedillo et al. (1994) subdividió estos cuatro grandes grupos en nueve unidades litoestratigráficos y, finalmente, la última clasificación propuesta (Carrasco-Nuñez et al., 2008; Pilar- Martínez, 2015) fue agruparlas en cuatro unidades, que van desde la parte superior a la parte inferior: unidad 1. Post-caldera (<100 ka), unidad 2. Vulcanismo de caldera (510 – 100 ka), unidad 3. Vulcanismo pre-caldera (10 – 1.9 Ma), unidad 4. Basamento (140 – 31 Ma). Una correlación litológica de algunos pozos ubicados en una alineación representativa con orientación N-S del Campo obtuvo una

división de unidades litológicas, en donde se constatan los minerales de alteración de cada unidad (Martínez- Serrano y Alibert-Chantal, 1994), determinando que las unidades litológicas de la zona de Colapso Central y Xalapasco son las mismas y que solo existen diferencias en el espesor, logrando agruparlas en 7 unidades litológicas (Tabla 2) con las siguientes características principales:

1) Calizas con diversas texturas y fauna de edad Cretácico Superior, descrita por Viniegra, (1965) esta es la unidad litológica más profunda y está siendo afectada por metamorfismo de contacto e hidrotermalismo de alta temperatura, debido a que se encuentra trasformada parcialmente a skarn de wollastonita, granate, clinopiroxeno y calcita recristalizada.

2) Andesitas y dacitas microlíticas, de texturas traquíticas y porfiríticas, éstas cubren discordantemente a la unidad anterior, tiene espesores que van de 100 a 500 m. Este conjunto de rocas se puede asociar con la Formación Tezuilán descrita por Yañez (1980), los minerales de alteración observados en esta litología son epidota, anfíbol, cuarzo, piroxeno, clorita y biotita.

Viggiano y Robles (1988)	Litología	Cedillo et al. (1994)	Litología	Carrasco-Núñez et al. (2008)	Litología	Pilar-Martínez (2015)	Litología		
I	Andesitas de augita y basaltos	1	Pómez, basaltos y andesitas	Grupo Post-caldérico	Lavas-escorias basálticas, andesítico-basálticas y pómez	Grupo Post-caldérico	Lavas-escorias basálticas, andesítico-basálticas y pómez		
II	Ignimbritas vitreas y líticas	2	Tobas líticas	Grupo Caldérico	Superior	Grupo Caldérico	I. Zaragoza	Tobas líticas dacíticas-riodacíticas, andesitas	
		3	Ignimbritas líticas y vitreas		Principal		T. Faby	Tobas cristalinas-líticas dacíticas-andesíticas	
		4	Intercalaciones de andesitas e ignimbritas		Basal		I. Xáltipan	Andesitas, a-basálticas, tobas riolíticas cristalinas-líticas	
III	Andesitas de augita en la parte superior, andesitas de hornblenda en la parte inferior. Localmente tobas y basaltos	5	Andesitas de augita	Grupo Pre-caldérico	Superior	Grupo Pre-caldérico	Superior	Andesitas y dacitas porfídicas-microporfídicas	
		6	Toba vitrea Humeros		Tobas alteradas		Toba vitrea andesítica		
		7	Andesitas de hornblenda		Inter-medio		Andesitas de piroxeno y basaltos	Inferior	Basaltos, andesitas y dacitas porfídicas-microporfídicas
		8	Basaltos		Basal		Andesitas de hornblenda y basaltos		
IV	Hornfels de calcita, diópsida, wollastonita y granate; localmente calizas y granodioritas	9	Calizas, calizas metamorfozadas e intrusivos	Basamento pre-volcánico	Calizas metamorfozadas, hornfels y skarns, rocas intrusivas (diabasas, granodioritas)	Basamento pre-volcánico	Calizas metamorfozadas, hornfels y skarns, rocas intrusivas (diabasas, granodioritas)		

Tabla 2. Unidades litológicas del subsuelo propuestas para el Campo Geotérmico Los Humeros. (Tomado de Pilar-Martínez, 2015).

3) Riolitas y tobas riolíticas sobreyacen la unidad anterior, estas rocas presentan diferentes texturas y grados de consolidación y tiene un espesor de 50 a 100 m; en un grado menor existen tobas vítreas y tobas líticas. Los minerales de alteración son cuarzo, clorita y a veces epidota; cabe mencionar que la alteración es muy leve.

4) Andesitas, dacitas, tobas andesíticas y ciertos niveles de tobas riolíticas, las cuales alcanzan espesores promedio de 800 m, con texturas porfirítica y microlítica o traquítica, estas rocas presentan un mayor grado de alteración hidrotermal con hasta un 60% de minerales secundarios del total de la roca original, donde se observa epidota, clorita, feldespato potásico, cuarzo, anfíbol, un poco de granate y clinopiroxeno.

5) Sobreyaciendo la unidad anterior, se encuentran rocas de composición ácida compuestas de dos subunidades, la unidad más profunda está constituida por tobas riolíticas, riolitas esferulíticas e ignimbritas con espesores que varían de 200 a 500 m, la unidad superior está formada por tobas líticas ácidas, con espesores que varían de 100 a 300 m.

6) Andesitas – Basálticas de textura afanítica y microlítica, es la última unidad importante, los minerales de alteración observados son: calcedonia, calcita, minerales arcillosos, cloritas y algunas zeolitas, el espesor de esta unidad varía de 150 m en el Colapso Central, a 400 m cerca de Xalapasco, esto evidencia que el conducto de la erupción se encuentra en las proximidades de Xalapasco.

7) Esta unidad solo está presente en algunas partes del campo geotérmico y consiste en una capa muy delgada de tobas ácidas sin consolidar, mezcladas con material aluvial y suelos actuales, los cuales presentan sílice amorfa, calcedonia, sulfatos, minerales arcillosos y azufre nativo.

Como se describió anteriormente, la actividad de la caldera presenta como primeros productos, riolitas con alto sílice a riodacitas emplazadas entre ~ 0.46 Ma y ~ 0.22 Ma, seguidos por el emplazamiento de rocas andesíticas a riodacíticas entre 0.24 y 0.02 Ma y finalmente, basaltos de olivino emplazados a < 0.02 Ma, lo que sugiere una evolución magmática en el tiempo a composiciones más máficas. En esta secuencia, los magmas riolíticos de alto sílice dominan volumétricamente sobre los otros tipos de magma, donde las rocas más diferenciadas pertenecen a la serie calco-alcalina con alto contenido en potasio y son de carácter metaluminosas (Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985; Gómez-Tuena et al., 2007).

El sistema geotérmico se encuentra dentro de la caldera de Los Humeros, cuyo diámetro varía entre 14 y 21 km según diversos autores (Verma y López, 1982; González-Partida, 2001; Campos- Enríquez et al., 2005); dicha caldera alberga dos colapsos Los Potreros, Colapso Central y una estructura volcánica Xalapasco (Campos- Enríquez et al., 2005). Como todo sistema geotérmico convencional, la fuente de calor es una cámara de magma parcialmente solidificada; se estima que está a una profundidad de 5-7 km (Castillo-Román et al., 1991),

donde una serie de ignimbritas cuaternarias de baja permeabilidad actúan como una capa sello para el yacimiento geotérmico.

En síntesis, La actividad volcánica más antigua en la zona de Los Humeros tuvo lugar antes de 3 Ma (Casique et al., 1982, Ferriz y Mahood, 1984) y está representada por lavas andesíticas y ferrobásicas de la Formación Teziutlán, cuya edad varía de 3.5 A 1.5 Ma. Sin embargo, la mayoría de las unidades volcánicas se formaron después de 0.5 Ma y fueron acompañadas por la formación de estructuras de la caldera.

El colapso de la caldera de Los Humeros se debió a la erupción de la ignimbrita Xaltipan (0.46 Ma) (Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985). Después del colapso se formaron algunas bóvedas félsicas (0.3 Ma). La emisión de la ignimbrita Zaragoza (0.1 Ma) causó el colapso de la caldera de Los Potreros, mientras que la estructura de Xalapasco se originó por andesitas, andesitas basálticas, lava, piedra pómez y ceniza (0.08 ^ 0.04 Ma). La actividad volcánica más reciente está representada por basaltos de olivino (0.02 Ma). Los sucesos volcánicos formaron tres estructuras de caldera que favorecieron el desarrollo de la actividad hidrotermal en la zona. La caldera de Los Humeros contiene las calderas de Los Potreros y El Xalapasco y tiene un diámetro de más de 18 km (Casique et al., 1982).

Campos y Garduño (1987) revisaron la evolución estructural de las provincias morfotectónicas en esta área. Estos autores encontraron que las principales fallas regionales están orientadas preferentemente en dirección NW-SE y que dentro de la caldera, el sistema de fallas local más importante para el transporte de fluidos geotérmicos, tiene dirección N-S (fallas Humeros, La Cuesta y Antigua, ver Figura 17).

La evolución de la caldera de Los Humeros se ha dividido en tres etapas marcadas por productos de erupción y ampliamente distribuidos:

- La primera etapa (~ 460 ka) comenzó con la extrusión de las lavas y domos de riolita, seguida probablemente de la mayor erupción explosiva cuaternaria en México, con el emplazamiento de la ignimbrita Xaltipan y al hundimiento de la caldera de Los Humeros.
- La segunda etapa (~ 360 ka a ~ 240 ka) está marcada por la sucesión apilada de depósitos de piedra pómez principalmente riolíticos separados por paleosoles. Esto fue acompañado por el emplazamiento de un pequeño número de domos.
- La tercera etapa (60 – 140 ka) está representada por la erupción de la Ignimbrita Zaragoza, que formó la caldera de Los Potreros, anidada en el sector central de la estructura de Los Humeros. En esta erupción se ha identificado la zonificación composicional vertical normal e invertida (Carrasco-Núñez y Branney, 2005). Numerosos depósitos de piedra pómez y escoria caen sobre Ignimbrita Zaragoza. Estos incluyen el depósito de piedra pómez del miembro riolítico Xoxoctic y finalmente, el Miembro Cuicuiltic del Holoceno; también se reconoce una capa intercalada, de naturaleza traquítica a basáltica-andesita, de piedra pómez mezclada con capas proximales escoriáceas. Los conos de escoria más jóvenes, las andesitas basálticas y las

lavas de basalto de olivino representan las últimas erupciones y se supone que son menores de 20 ka (edad K-Ar de Ferriz y Mahood, 1984).

De la identificación de los lineamientos se pudieron encontrar algunas direcciones preferenciales en cada una de las imágenes usadas:

- Lineamientos N-S: identificados con el gradiente horizontal de la Componente Principal, concentrados en la porción central de la caldera Los Potreros.
- Lineamientos NNE-SSW: identificados en la derivada vertical, el cual mostró resaltar estructuras más grandes que el filtro 2. Estos se encontraron principalmente en la porción norte de la caldera, así como a un costado del Xalapasco.
- Lineamientos E-W: identificados en la misma imagen, y que atraviesan la caldera en su parte central, y hasta un poco más allá del límite de ésta en la dirección oeste.
- Lineamiento NW-SE: identificado también en esta imagen, muestra una tendencia inicial NW-SE al norte del Xalapasco, pero cambia su dirección a N-S en la parte central de la caldera.
- Lineamientos NW-SW: identificados principalmente en la derivada vertical por i del filtro 2. Se encuentran en menor cantidad, pero son fácilmente distinguibles. Algunos de los lineamientos que se pudieron identificar han sido descritos como fallas en trabajos previos, en especial los que se encuentran dentro del colapso de Los Potreros (Norini et al., 2015). Las dos direcciones preferenciales que tienen estas fallas son en dirección NNE-SSW, y algunas en dirección casiE-W.

En otro estudio más reciente (Norini et al., 2015), titulado “STRUCTURAL ANALYSIS AND THERMAL REMOTE SENSING OF THE LOS HUMEROS VOLCANIC COMPLEX: IMPLICATIONS FOR VOLCANO STRUCTURE AND GEOTHERMAL EXPLORATION”, se presentó un análisis estructural del Complejo Volcánico Los Humeros (LHVC) enfocado en la tectónica del Cuaternario y formas volcano-tectónicas, incluyendo la distribución en el área de centros volcánicos monogenéticos. El análisis morfoestructural y el mapeo de campo estructural reveló la geometría, cinemática y dinámica de las formas estructurales. Además, la percepción remota en el infrarrojo térmico se aplicó al campo por primera vez, con la finalidad de mapear las anomalías térmicas endógenas.

Estos datos fueron integrados a las unidades estratigráficas discordantes, para evaluar las implicaciones en el comportamiento estructural del complejo de la caldera y el campo geotérmico. El LHVC está caracterizado por una formación de multietapas, con al menos dos episodios mayores del colapso de la caldera: Caldera Los Humeros (460 ka) y Caldera Los Potreros (100 ka). Este estudio sugiere que la geometría del primer colapso recae en una estructura de trampa e incide en una sucesión gruesa volcánica (10.5 – 55 Ma), que ahora se encuentran en el reservorio geotérmico. Las principales fallas tipo anillo de las dos calderas fueron enterradas y afectadas por productos volcánicos como volátiles post-calderas, y por esta razón probablemente no tienen suficiente permeabilidad para ser transportadores de la circulación de fluido hidrotermal. Un sistema de fallas activo, no conocido con anterioridad,

se identificó dentro de la Caldera Los Potreros. Este sistema de fallas es el principal causante de la geotermia, probablemente originado por una resurgencia del piso de la caldera.

El sistema de fallas activo define los tres sectores estructurales distintos en el fondo de la caldera, donde la ocurrencia de los fluidos hidrotermales está controlada por una permeabilidad secundaria inducida por falla. La resurgencia del fondo de la caldera podría ser inducida por una intrusión magmática inferida, representando la fuente de calor del sistema geotérmico y alimentando simultáneamente la actividad volcánica monogenética alrededor del área de deformación.

El estilo estructural del área del LHVC está caracterizado por dos eventos tectónicos principales. El primero, la fase compresional desde el Cretácico tardío al Paleoceno, conocida como Orogenia Laramide, con una compresión máxima NE-SW, da lugar a las fallas NW-SE y pliegues que afectan la secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas localizadas sobre el basamento ígneo Paleozoico y metamórfico. Este proceso orogénico produjo un metamorfismo regional de grado bajo en la secuencia sedimentaria. La segunda, una o más fases extensionales y transtensionales no bien definidas del Eoceno-Plioceno produjeron las fallas normales N-S con rumbo NE. Estas estructuras extensionales han sido descritas como trayectorias preferenciales de intrusiones magmáticas del Eoceno-Oligoceno del volcanismo del TMVB, y, posterior emplazamiento de volcanes del Plio-Cuaternario, como la cadena volcánica del Pico de Orizaba – Cofre de Perote de rumbo general NNE-SSW.

El estudio del LHVC comenzó con un análisis morfo-estructural de lineamientos y escarpes de fallas en el área de estudio. Las formas de deformación de la superficie fueron interpretadas de la información satelital ortorectificada y de las imágenes de relieve sombreado de modelos de elevación digital (DEMs). Tales modelos con contornos de mapas digitalizados a escala 1:50,000 del área LHVC (30 metros de resolución) y fotogrametría del LHGF (10 metros de resolución con alta precisión y bajo ruido). Las líneas de falla y lineamientos fueron mapeados en el Sistema de Información Geográfica (GIS), el que ha sido usado para el análisis de información geológica disponible, mapas e interpretaciones publicadas de registros de pozos. La distribución de centros volcánicos monogenéticos ha sido mapeada con los DEMs y datos satelitales pancromáticos del SPOT5 con 2.5m de resolución. Las estructuras identificadas fueron verificadas en el campo a través del análisis de sitios estructurales de control, donde las mediciones geométricas e interpretaciones cinemáticas fueron conducidas en todas las formas de deformación observadas.

La percepción remota en el análisis termográfico TIR (Termografía Infrarroja) ha sido usada extensamente en los últimos años para detectar las anomalías superficiales asociadas con volcanes y actividad geotérmica en áreas volcánicas. La información satelital en el TIR ha sido aplicada en la detección del flujo de radiación infrarroja anómala sobre fallas activas, potencialmente relacionadas a la circulación de flujo geotérmico.

Con la finalidad de analizar la distribución espacial de los centros eruptivos mapeados, se creó un mapa de densidad con una función kernel con un radio de 3 kilómetros, para obtener una superficie de densidad suavizada. El mapa resultante muestra que los 87 volcanes monogenéticos recientes están distribuidos en un área con forma de anillo. Esta área circular con alta densidad de volcanes monogenéticos está ligeramente elongada en la dirección NNW-SSE.

El análisis de la percepción remota en el TIR, revela que la base de las calderas sostiene algunas anomalías térmicas, no correlacionadas con la elevación topográfica, la posición superficial o la cobertura superficial. Un filtro de convolución (valor promedio sobre un área cuadrada de 10x10 celdas) ha sido aplicado en el mapa de la Figura 20 realizado para definir mejor estas anomalías térmicas:

- T1. Zona marcada NNW-SSE que muestra una anomalía termal positiva, que es espacialmente coincidente con fallas, volcanes monogenéticos post-calderas y muchos de los pozos de producción del campo geotérmico. El rumbo NE-SW/E-W desplaza un área fría.
- T2. Anomalía termal positiva en la porción sur de la caldera Los Humeros y Los Potreros, incluyendo algunos lineamientos NW-SE y algunos centros monogenéticos post-calderas.
- T3. Anomalía termal positiva en las partes norte y oriental de la caldera Los Humeros, espacialmente coincidente con estructuras en la superficie y centros volcánicos monogenéticos.

La información geomorfológica y estructural de la LHVC muestra que su estilo de deformación está definido por la coexistencia de dos sistemas estructurales volcano- tectónicos. Un sistema (a) está compuesto de las fallas de la caldera de colapso circular y los bordes morfológicos de las calderas Los Humeros y Los Potreros. El otro sistema (b) está representado por las fallas de rumbo NNW-SSE, N-S, NE-SW y E-W en la base de la Caldera Los Potreros.

No se tienen datos geofísicos de alta resolución disponibles para revelar la geometría estructural del interior de la LHVC. Para profundizar en la geometría, y las intersecciones posibles a profundidades de los sistemas estructurales volcano-tectónicos principales y la geología subsuperficial de la LHVC, los datos que se usaron son: (1) identificación de las superficies de discordancia en los afloramientos, mapeo geológico e interpretaciones publicadas de registros de pozos; (2) posición de las fallas medidas en los afloramientos y (3) modelos de las fallas anillo y geometría de las estructuras de resurgencia en las calderas de colapso. La ocurrencia de afloramientos del basamento Pre-volcánico alrededor del LHVC y las interpretaciones publicadas de los datos de registros de pozos, indican que el espesor de la sucesión volcánica vieja es máximo debajo de la Caldera Los Potreros, sugiriendo una topografía cónica que ha estado completamente hundida por los episodios de colapso de la caldera. Estos datos sugieren también una posible geometría de trampa asimétrica de la

Caldera Los Humeros, con las superficies de discordancia a lo largo del basamento Pre-volcánico, la sucesión volcánica vieja y la fase de calderas LHVC ligeramente inclinada desde el NE hacia el SW como se observa en la Figura 20.

Es posible que el área con forma de anillo definida por la densidad de conos monogenéticos, se encuentre formando un sistema de alimentación de estos volcanes que probablemente ha rellenado y sellado las fallas y fracturas cerca de la superficie, reduciendo la permeabilidad y empujando hacia adentro los fluidos hidrotermales asociados a las intrusiones.

La falla maestra NNW – SSE está asociada a la continuación norte-norte-oeste de su anomalía termal (T1), donde un lineamiento estructural ha sido detectado. Esta continuación podría ser un objetivo secundario para la exploración geotérmica, aún si la densidad mayor de volcanes monogenéticos puede inhibir la preservación de la permeabilidad secundaria, sin embargo, considerando que la producción de vapor en la zona Sur se asocia con el Xalapasco como fuente de calor, es importante mencionar que la antigüedad de esta estructura es más reciente que los volcanes monogenéticos ubicados dentro de la anomalía termal (T1) en el Noroeste del campo.

Finalmente, la anomalía termal del área T3, fuera de las fronteras conocidas del LHGF, podría ser un importante objetivo, el cual se puede reforzar mediante información geofísica obtenida por métodos resistivos, para sustentar el origen endógeno de la anomalía termal y para buscar fuentes de energía geotérmica en el LHVC.

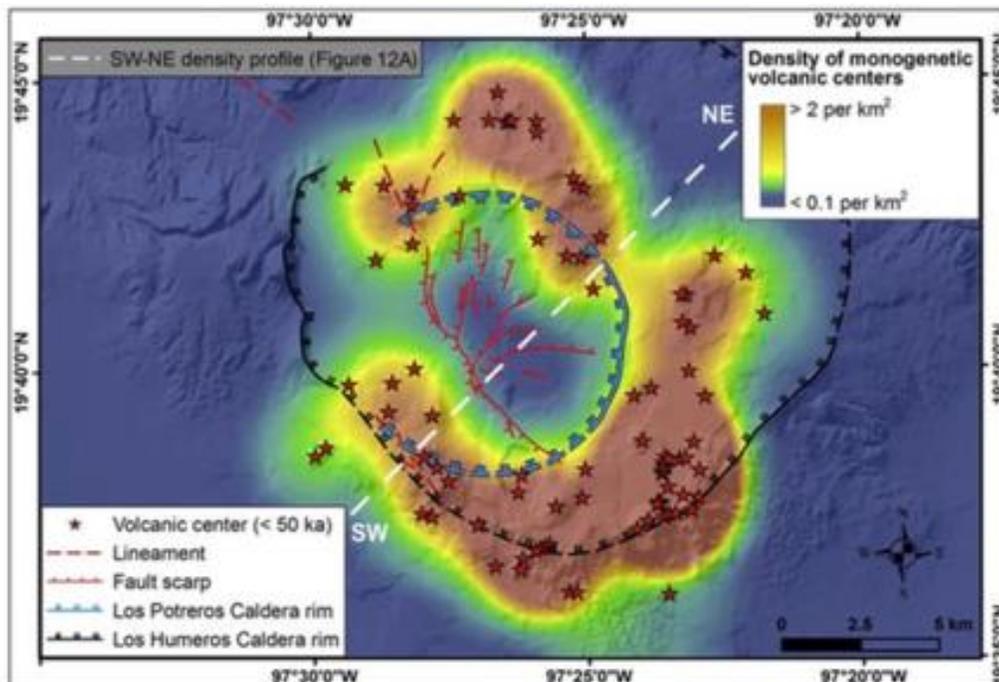


Figura 20. Densidad de centros monogenéticos y anomalías térmicas (Norini et al., 2015)

III. ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES Y SU RELACIÓN CON LAS ALTERACIONES SUPERFICIALES.

III.I INTRODUCCIÓN Y GENERALIDADES DE LOS FLUIDOS

El principal fluido es el agua, constituido de dos átomos de H y uno de O que forman una molécula polar, lo que significa que los átomos de H tienen una carga positiva débil y el átomo de O una carga negativa débil. Esta polaridad es extremadamente importante debido a que provoca que el agua sea un buen *ligante* para cationes, permitiendo procesos de hidratación e hidrólisis. Agua pura se disocia de acuerdo a:



El ion OH^- es conocido como el grupo hidroxilo, que comúnmente entra en la estructura de un gran número de minerales, tales como anfíboles, micas y minerales arcillosos. El agua es usada como estándar para constantes físicas, es un poderoso solvente, que transporta y deposita sustancias.

El agua en nuestro planeta se encuentra en las tres fases, líquido, sólido (hielo) y vapor. Sobre y cerca de la superficie el agua existe en el estado líquido, como en los océanos, ríos, lagos, bajo tierra en los poros en la superficie de materiales sólidos (agua subterránea), así como el vapor en la atmósfera y en emisiones volcánicas; el sólido existe en las capas de hielo polar, glaciares de montaña y como permafrost. El agua es también, y considerablemente, en el contexto de este trabajo, un gran constituyente de muchos minerales, que son calificados como hidratados. El agua participa en dos ciclos mayores (Figura 21): (1) el ciclo endógeno, que deriva su energía del interior de la Tierra y se involucra en procesos tectónicos, ígneos y metamórficos; (2) el ciclo exógeno, que deriva más del 99% de su energía del sol, y promueve la interacción entre la hidrósfera, atmósfera y geosfera (ciclo de meteorización e hidrológico). Las aguas juveniles nunca han sido parte del ciclo exógeno. Su existencia es difícil de probar debido a la evidente contaminación con agua reciclada. Aunque la detección de aguas juveniles puede ser hecha en fases minerales que se originan en la profundidad del manto y para lo cual se puede postular una composición isotópica única, la posibilidad de contaminación no puede ser descartada (tal como la placa de subducción descendiendo), ya que fases minerales hídricas existen en este nivel cortical que probablemente influyen en parte de la composición. Ringwood (1966) fue pionero en el estudio de fases minerales en el manto y estimó que la masa de agua en el manto sería aproximadamente tres veces la masa total de los océanos actuales. Aquí la desgasificación empezó inmediatamente cuando la Tierra se formó, con un periodo temprano de desgasificación en los primeros 500 mil años produciendo el equivalente de una masa oceánica actual.

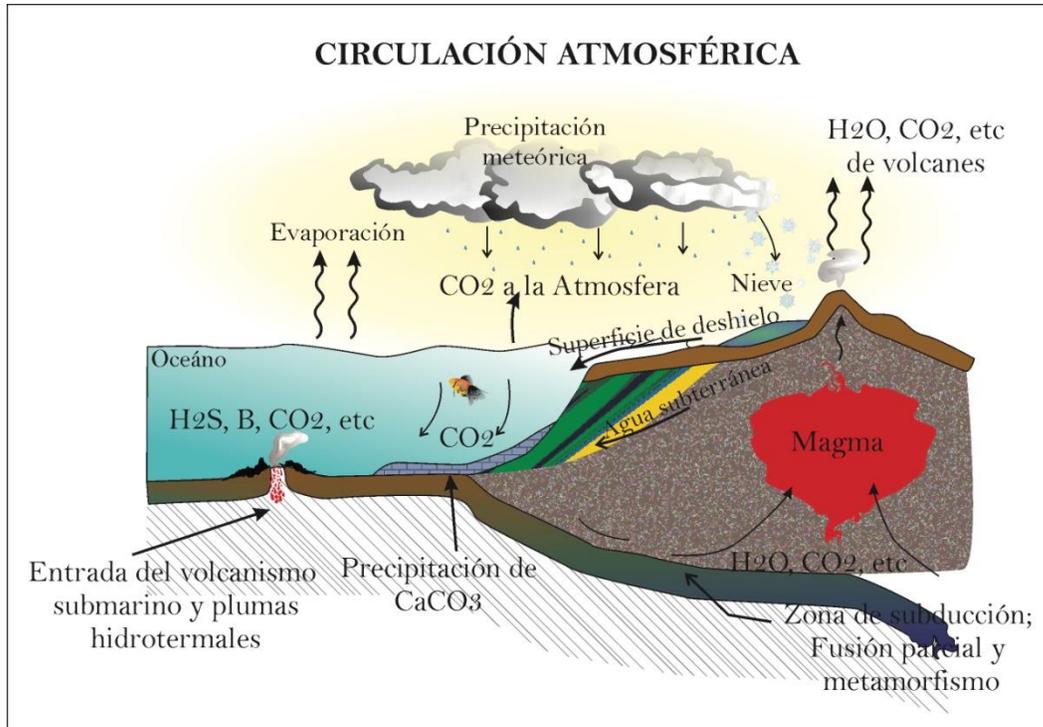


Figura 21. Fluidos y su movilidad en distintos ambientes geológicos. (Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, 370, 519 – 527).

Los fluidos naturales se definen como “fuentes de fluidos corticales” que operan en diversos procesos geológicos y tienen una composición química e isotópica bien definida, algunos pueden tener un origen similar, pero condiciones de formación diferentes (White, 1957; Price y Thompson, 1978; Robb, 2005; Sharp, 2007; Shmulovich et al., 2012). Los fluidos juegan un rol muy importante en la evolución geoquímica y geodinámica de la corteza, siendo el flujo de fluidos a través de las rocas el principal proceso asociado al transporte de masa y energía (Yardley y Bodnar, 2014) y en los fenómenos de interacción agua/roca. El movimiento e interacción de fluidos con las rocas se encuentra condicionado por diversos factores, como son: variaciones estratigráficas, litológicas, estructurales, geoquímicas y petrológicas; normalmente se encuentran en equilibrio con rocas y magmas en altas condiciones de presión y temperatura. El rasgo más importante que permite distinguir los fluidos, en términos de distribución espacial en diferentes niveles corticales, es su comportamiento físico. En zonas donde la presión de fluido es debida a gradiente hidrostático o gravedad, puede existir una circulación muy amplia, no así cuando a grandes profundidades se tienen presiones debidas a gradientes de presión litostática y solo pueden escapar en direcciones irreversibles, condicionando un flujo mucho más limitado (Yardley y Bodnar, 2014).

De acuerdo a las condiciones del entorno geológico que los generan, los fluidos corticales adquieren características geoquímicas particulares, pudiendo clasificarse de manera general por las fases que los componen (gases, gases y sales en disolución acuosa). La fase gaseosa se

encuentra dominada por CO_2 , sin embargo el CH_4 y gases enriquecidos en nitrógeno y azufre también pueden ser importantes. Las principales sales son usualmente NaCl y CaCl_2 , pero las sales de K, Mg y Fe pueden estar presentes como sales principales.

La solubilidad de gases o sales en H_2O generalmente es alta, cuando se incrementa la temperatura o la presión en el entorno geológico, pero en muchos ambientes las composiciones de los fluidos son tales, que la separación de fases (inmiscibilidad o ebullición) conduce al desarrollo de fluidos acuosos enriquecidos en sales que coexisten con una fase rica en volátiles.

Los principales cationes en agua marina es sodio y magnesio, mientras que en fluidos de cuenca son sodio y calcio. En sistemas hidrotermales asociados a magmas silícicos son predominantemente sodio-potasio y en algunas ocasiones existe un exceso de Fe. Los fluidos asociados a magmas máficos regularmente contienen grandes cantidades de sales cálcicas.

Las fases gaseosas que componen los fluidos corticales consisten en gases como CO_2 , CH_4 , H_2S , SO_2 y N_2 , su especiación depende directamente de la fugacidad de oxígeno, la temperatura y la presión. En medios geológicos diagenético-sedimentarios y metamórficos de bajo grado, bajo condiciones reducidas, el CH_4 suele presentarse en grandes concentraciones, también el H_2S puede estar presente, mientras que a altas temperaturas el CO_2 es mucho más común. En medios magmáticos, la fase gaseosa es predominantemente CO_2 con un contenido subordinado de H_2S o SO_2 dependiendo de su estado de oxidación, como ya se analizó en párrafos anteriores.

La identificación de las fuentes de fluidos que se involucran en procesos geológicos en diversos niveles corticales, es posible a partir del análisis de las concentraciones de isótopos de oxígeno e hidrógeno, que constituye una técnica ampliamente utilizada. Las interacciones “agua – roca” modifican la composición isotópica del fluido, ya que proporcionalmente el oxígeno se encuentra contenido en la roca y el hidrógeno en la fase acuosa. Durante la interacción con las fases minerales existe un intercambio iónico, que afecta primordialmente al oxígeno, mientras que los isótopos de hidrógeno se conservan en el fluido, por encontrarse prácticamente con una concentración nula en la geoquímica de la roca.

La estructura de la molécula de agua es de especial importancia debido a su comportamiento físico-químico, como es discutido en Franks (1982) y Neilson y Enderby (1986). Ha sido determinado que la estructura del agua es análoga a la de la tridimita, donde los oxígenos en el agua están coordinados tetraédricamente. Por lo tanto el agua parece tener un arreglo pseudo-cristalino similar a la estructura del cuarzo, que posiblemente sirve para explicar su mayor densidad con relación al hielo (Paton 1978). El ión oxígeno en una molécula de agua es más grande que el ión hidrógeno, con el resultado que la molécula puede ser descrita como una esfera que, aunque es neutra, tiene una carga positiva en el lugar de los dos hidrógenos y una carga negativa en el lugar del oxígeno. Consecuentemente, la molécula aislada tiene un carácter polar y se comporta en solución como un pequeño imán. Este carácter polar es la

clave para la hidratación e hidrólisis de los silicatos, lo que es importante en procesos de meteorización y alteraciones hidrotermales. En el proceso de hidratación, las moléculas de agua son atraídas y, en virtud de sus cargas polares, se orientan alrededor de otros iones, formando cadenas de hidratación. Disoluciones ocurren cuando capas sucesivas de moléculas de agua entran a la red cristalina y se orientan contra las superficies iónicas. Donde estas moléculas entran en contacto mutuo, una superficie lubricada es producida, por ejemplo las arcillas se vuelven resbaladizas cuando están mojadas. El agua de cristalización puede ser parte de la red cristalina del mineral, como en el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). No obstante, al calentarse esta agua es expulsada sin la ruptura de la red cristalina, pero puede ser restaurada y volver a formar el mineral. La hidrólisis es el efecto de la disociación de moléculas de agua en iones H^+ y OH^- . El proceso de hidrólisis es responsable de la ruptura de la estructura cristalina de los silicatos, e involucra la adición de H^+ y OH^- a sitios de unión en la red cristalina del mineral.

III.II FUENTES TERMALES (DESCARGAS HIDROTERMALES)

De acuerdo con los resultados de un cuestionario enviado a varios geocientíficos por la Revista Canadiense Earth Science, la definición de fuente termal incluye:

- (1) Aguas termales; agua que se emite a temperaturas por encima de $36.7\text{ }^\circ\text{C}$, refiriéndose a la definición de calor o frío en relación con el cuerpo humano.
- (2) Manantiales termales; definidos con aguas con temperatura media más alta que la temperatura promedio del aire.
- (3) Temperatura sobre el aire medio local, pero sobre $36.7\text{ }^\circ\text{C}$ (temperatura promedio del cuerpo humano).
- (4) Fuente fría definida por la temperatura del agua menor que $36.7\text{ }^\circ\text{C}$. Existe la dificultad de usar las definiciones indicadas debido a que frío, tibio y caliente son términos relativos.

La recomendación final fue que el uso del término “fuente termal” es más aceptable y debe ser aplicado para emisiones de aguas en o cerca de $36.7\text{ }^\circ\text{C}$, preferiblemente medida en el punto donde emerge del subsuelo a la superficie. Las aguas termales subaéreas y subacuáticas (descargas submarinas y sublacustres) y la desgasificación de los volcanes son evidencia de actividad hidrotermal. Las aguas termales subacuáticas son muy comunes en los lagos volcánicos y tectónicos (por ejemplo, los lagos del Este de África, el lago Taupo en Nueva Zelanda) y en el fondo marino a lo largo de las dorsales mesoceánicas y en las islas volcánicas. Durante los últimos 25 años, estudios del fondo oceánico por submarinos tripulados y no tripulados han conducido a algunos de los descubrimientos científicos más asombrosos. Entre estos descubrimientos se encuentran los sitios de ventilación activos en el fondo marino, en donde comúnmente se depositan minerales en los valles submarinos de las

dorsales en expansión y en los flancos de las islas volcánicas. Se ha constatado también la existencia, previamente insospechada, de ecosistemas bien desarrollados. Estos sistemas de aguas termales submarinas son de gran importancia por varias razones, incluyendo el hecho de que pueden ser considerados como análogos modernos de antiguos sistemas minerales, que ahora están expuestos en tierra y constituyen depósitos explotables de minerales, además de proporcionar valiosa información sobre el origen de la vida y posibles procesos biológicos evolutivos. Las fuentes termales subaéreas se encuentran generalmente en áreas de altos gradientes geotérmicos tanto en orogénicos (márgenes convergentes) como no orogénicos (márgenes divergentes, rifts intracontinentales). Los gradientes geotérmicos anómalos se relacionan con la actividad magmática en curso o residual, por ejemplo, magmas de enfriamiento a profundidad, condiciones de levantamiento tectónico (orógeno) (como la zona de la falla Alpina en Nueva Zelanda, o del Himalaya, las cuales son zonas de colisión continental) o bien, zonas de deslizamiento de corteza cerca de un manto freático o de aguas meteóricas, en donde el alto flujo de fluidos profundos a altas temperaturas, posteriormente tiende a manifestarse en superficie como alteración hidrotermal. Las fuentes termales también pueden resultar de regiones de flujo de calor anómalo debido a la alta concentración de elementos radiactivos en la corteza o en granitos que producen calor.

Existen varios tipos de fuentes termales en tierra, incluyendo sulfatos ácidos, alcalinos y ricos en carbonatos. Los manantiales de sulfato-ácido son generalmente bajos en cloruros y se caracterizan por un pH bajo, debido a la oxidación de H_2S a H_2SO_4 . Otros volátiles que pueden estar presentes incluyen CO_2 , NH_3 , B, así como metales como Hg, Bi, As, Au, Sb, W, Tl y Sn. Las aguas termales de sulfato-ácido se generan por condensación de vapores a medida que se elevan a través de grietas y fisuras a temperaturas por debajo de 400 °C. Las aguas termales de sulfato ácido ocurren más comúnmente en las pendientes volcánicas y en los lagos de cráteres que en las cuencas o estructuras de caldera y generalmente se asocian con fumarolas y estanques de barro. Las aguas termales alcalinas (próximas al cloruro neutro), se caracterizan por la presencia de cloruros de Na, K, sílice, bicarbonatos, fluoruro, amoníaco, As, Li, Rb, Cs y compuestos de boro. El pH, aunque generalmente casi neutro, puede oscilar entre 5 y 9. Estas fuentes termales se encuentran generalmente en ambientes de la caldera, porque la columna convectiva alcanza la superficie terrestre. Como ya se señaló anteriormente, los sinters silíceos suelen estar bien desarrollados en zonas de fuentes de cloruro, debido a la precipitación de sílice amorfa como ópalo-A, que posteriormente cambia a cristobalita y finalmente a cuarzo. Los sinters silíceos pueden tomar una variedad de colores debido a los óxidos de Fe y al crecimiento de algas, y sus depósitos pueden formar rasgos espectaculares como cascadas, terrazas y montículos. Los sinters silíceos pueden contener Au, Ag, W, Sb, As, Tl, como se ejemplifica en la famosa Champagne Pool en Waiotapu, Zona Volcánica de Taupo, en Nueva Zelanda. Fuentes termales alcalinas están también asociadas con geysers, tales como en el parque nacional de Yellowstone en Estados Unidos, y la zona volcánica de Taupo. Los sinters silíceos (incluida la geyserita) son quizás el producto más común de los precipitados de aguas termales. Los mecanismos de precipitación de la sílice

pueden ser abióticos o bióticos. El primero incluye procesos tales como enfriamiento rápido, evaporación y cambios de pH. La precipitación biótica es por mediación microbiana con dos vías principales: activa y pasiva. En la vía activa los microbios pueden inducir la precipitación de sílice cambiando el pH de la solución, como por ejemplo por reducción de sulfato. En el mecanismo pasivo, los microbios promoverían la precipitación de sílice simplemente proporcionando un sustrato orgánico adecuado. Además, la silicificación activa de los microbios es bastante rápida y puede ocurrir mientras todavía están vivos como se muestra en las Figuras 22 y 23. La sílice precipitada de las fuentes termales consiste generalmente de ópalo ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), en donde hay muchas variaciones dependiendo del contenido de agua y del modo de precipitación. Por ejemplo, la geyserrita de la zona geotérmica de Whakarewarewa en Nueva Zelanda puede contener hasta 15 % en peso de agua, aunque la ubicación de esta agua cambia según las morfologías del precipitado. El ópalo puede formar cuerpos esféricos, espículas, varillas, túbulos, formas lenticulares o pueden reemplazar sustratos orgánicos, tales como microbios o material vegetal como se muestra en las figura 22 y 23. De los microbios, las cianobacterias son especialmente propensas a la silicificación y pueden ser parcialmente silicificados mientras todavía están vivos. De este modo, se conservan microbios con formas de filamentosas reveladoras y por ello cuando se detectan estas formas en antiguos sedimentos químicos síliceos, se infiere la posibilidad de vida microbiana. Además del ópalo, otros minerales que pueden ser encontrados en sinters síliceos incluyen caolinita, arcillas, jarosita, alunita, oxihidróxidos de Fe, pirita y azufre nativo.



Figura 22. Fotografías de incrustación de precipitación de sílice en la descarga de un fluido hidrotermal en Los Humeros, donde se observa una textura coliforme con atrapamiento de insectos.

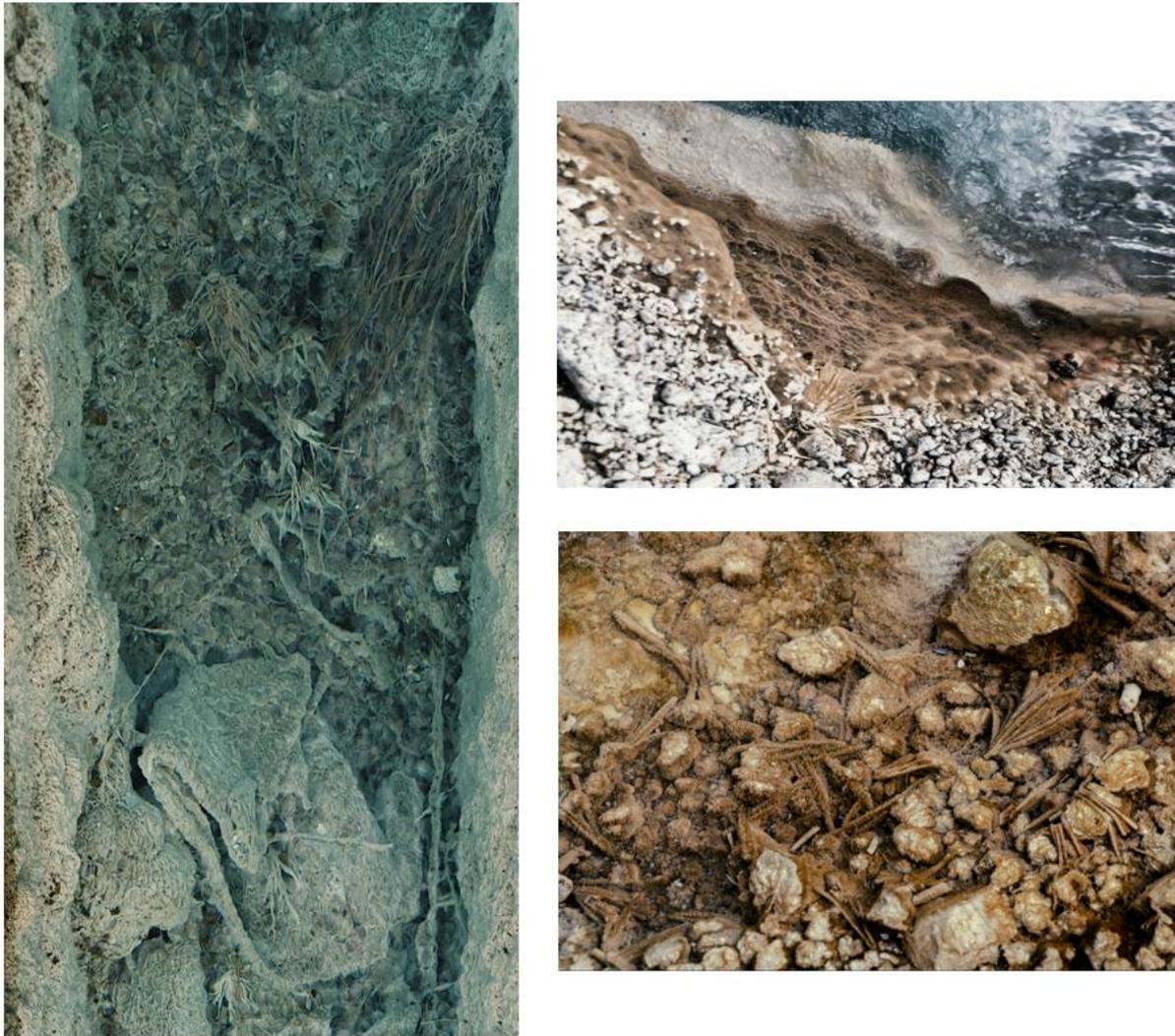


Figura 23. Fotografías de precipitación de sílice que reemplaza materia orgánica en la descarga de un fluido hidrotermal en Los Humeros.

Como se mencionó anteriormente, los sinters silíceos pueden contener concentraciones metalíferas de Au, Ag, W, Sb, As, Tl y Hg. Por ejemplo, en Champagne Pool en Nueva Zelanda, son una mezcla de sílice amorfa, silicatos, sulfato, materiales orgánicos y sulfuros ricos en Au (110 ppm) y Ag (330 ppm). Sin embargo, gran parte de las abundantes anomalías de elementos traza encontradas en los sinters no están asociadas con sulfuros u otras especies minerales, pero parecen estar asociadas al ópalo, que precipita alrededor de las bacterias filamentosas. En contraste, otros elementos como Cu, Pb, Zn, Te y Bi se concentran, en niveles más profundos del sistema geotérmico. Por lo tanto, es muy evidente que los sistemas geotérmicos pueden tener zonaciones metálicas distintas con respecto a la profundidad. La característica sobresaliente de estas descargas de agua, es su pobre contenido en metales

comparado con la fuerte concentración en la zona de precipitación (por un factor superior a 106), como puede ser el caso del Au y Ag. Como se mencionó anteriormente, algunos de los factores críticos para este enriquecimiento deben ser el tiempo y las tasas de precipitación, así como la presencia de vida microbiana. En este sentido, un interesante cálculo publicado por primera vez por Weissberg (1979) muestra que el agua de descarga de un pozo contenía 0.04 ppb de Au, o 0.00004 ppm, de modo que 32 x 10⁶ g de Au estarían contenidos en 800 km³ de agua de descarga (1 tonelada de H₂O = 1 m³). Dado que una tasa de descarga natural de 1,6 x 10⁶ kg/h (ó 0.014 km³/año) fue registrado en Wairakei (Nueva Zelanda); luego entonces, unos 800 km³ de agua termal pasarían a través del sistema en 57 000 años. En 300 000 años, un total de 4 200 km³ de agua circularía a través del sistema y, dada una tasa adecuada de precipitación, un cuerpo de mineral podría contener como resultado, 168 x 10⁶ g de Au. Cálculos similares realizados por Browne (1986) estimó una concentración de 1,5 g/t de Au en el acuífero, y consideró que tardaría sólo 1500 años en transportar 32 x 10⁶ g de Au a través del sistema. Estudios de gases fumarólicos del volcán Colima (México) hechos por Taran (2000), revelaron la presencia de varios precipitados minerales, incluyendo cristales de Au de hasta 40 mm de tamaño, en tubos de sílice que habían sido insertados en un conducto fumarólico a 800°C. El mineral precipita en las paredes internas del tubo experimental de sílice reflejando zonas de temperatura complejas, como: (1) 380-450°C sílice amorfa, cristobalita, hematita y varias fases de Na-K-V-Zn-Cu-S; (2) 450-550°C Au, cristobalita, hematita, óxidos de Fe-Ti, tenorita, calcopirita; (3) 600°C Au, sílice amorfa, cristobalita, hematita, tenorita, WO₃, barita, anglesita y varias fases de K-Cu-Pb-V-Cl-S; (4) 680°C cristobalita, tridimita, hematita, plattnerita (PbO₂), anglesita, fases de Sn-Zn-Cl; (5) 740°C tridimita, hematita, bunsenita, fluorita, wolframita, fases de K-Na-Pb-Zn-S, (6) 828°C, tridimita, hematita, bunsenita (NiO), fluorita, fases de Na-K-Pb-Cu-S, fases de Na-K-Ca-S, fases de Fe-Ti-U-S, fases de As-Sb-S y fases de W-V-Co. Se encontró que el oro precipitó dentro de un estrecho rango de temperatura, entre 550 y 600°C. Taran calculó que dentro del intervalo de temperatura anterior, la precipitación de Au a alta f_{SO_2} corresponde a una concentración de Au de aproximadamente 1 ng/kg. Dado que se sabe que los campos geotérmicos han estado activos entre 1 y 2 millones de años, las implicaciones de estas estimaciones son evidentes, aún si se toman de manera conservadora, en consideración a las tasas de precipitación menos eficientes.

Las similitudes entre los sistemas geotérmicos activos y los depósitos epitermales de metales preciosos y minerales se ha señalado desde hace muchos años por Lindgren (1933) y por Gonzalez Partida (2004) en México. En la actualidad, se reconoce ampliamente que los depósitos epitermales son esencialmente el resultado de la interacción de las aguas geotérmicas con las rocas encajonantes y que muchos depósitos epitermales en el registro geológico son, de hecho, el equivalente fósil de los antiguos sistemas geotérmicos. En ninguna parte esto es más evidente que en Nueva Zelanda, donde la arcas volcánicas de subducción, como la zona volcánica de Taupo y los volcanes de la península de Coromandel del Mioceno-Plioceno y los campos auríferos asociados de Hauraki, ofrecen una oportunidad

única para examinar sistemas epitermales activos y fósiles geográficamente adyacentes entre sí (Camprubí 2006).

En general, la descarga de fluidos en la superficie está representada por aguas termales ricas en cloruro cerca de la neutralidad, o pueden caracterizarse por piscinas de ebullición ácido-sulfatadas. Estos últimos se relacionan generalmente, con el vapor que se separa por ebullición de fluidos ricos en cloruros más profundos en sistemas dominados por vapor, dando como resultado actividad fumarólica que contiene CO_2 y H_2S . Las aguas ricas en bicarbonato son comunes en áreas donde hay rocas carbonatadas. A mayor profundidad en el sistema, por debajo de los niveles de ebullición y la oxidación atmosférica, las aguas suelen ser ligeramente alcalinas (pH 6-7) y débilmente salinas. La sistemática de los isótopos, indica que las aguas de los sistemas geotérmicos son predominantemente de origen meteórico con un posible componente menor derivado de fuentes magmáticas, por ejemplo, para el sistema geotérmico de Yellowstone se estima que todas las aguas de cloruro descargadas por las aguas termales podrían derivarse de aproximadamente 0,2-0,4% de aguas magmáticas y 99,6-99,8% de aguas meteóricas (Cai MG et al, 2007., Brugger J. et al, 2005.)

Las aguas termales ricas en carbonatos se encuentran normalmente bajo rocas calcáreas. El travertino es el sinterizado de CaCO_3 , su depositación es debida a la exsolución de CO_2 de las aguas a medida que alcanzan la superficie. Los depósitos de travertino son abundantes en la región de Lacio, en el centro de Italia, de donde se originó el nombre (Lapis tiburtina). Las aguas con bajas concentraciones de cloruro pueden obtener bicarbonato en áreas de H_2S y capas que contengan CO_2 . Los bicarbonatos son formados por reacciones con rocas encajonantes.

El estudio de la desgasificación de los volcanes ha adquirido un impulso considerable, desde la erupción catastrófica de CO_2 en 1986 del lago Nyos (un lago en un cráter) en Camerún. En esta erupción el gas CO_2 salió del lago, provocando la muerte de unas 1700 personas y 5000 bovinos. Fumarolas han sido estudiadas durante casi 130 años en el Monte Vesubio, donde los análisis realizados a finales del siglo XIX revelaron altas cantidades de Cu, Pb, Fe y Sn, pero su correlación con los sistemas mineralizados es comparativamente reciente. En este sentido, el trabajo de Hedenquist (1994) es de considerable importancia. Estos autores estudiaron el flujo de volátiles del volcán Satsuma Iwojima en Japón y estimaron una descarga total de aproximadamente 5×10^6 toneladas/año de S, siendo 6×10^4 toneladas/año de fumarolas de alta temperatura, mientras que el flujo de metales (Cu, Pb, Zn, Mo) en el vapor de los manantiales ácidos es de 0,1 a 10 toneladas/año y la de Au es de 10^{-5} a 10^{-3} toneladas/año. También se han observado descargas de metal fumarólico (incluido Au) en el volcán Galeras en Colombia, en el cual se liberan hasta 0,5 kg de oro/año a la atmósfera, mientras que al mismo tiempo se calcula que se depositan unos 20 kg/año dentro del edificio volcánico. Los lagos en cráteres de volcanes inactivos liberan activamente volátiles que se derivan de los magmas de desgasificación en profundidad. Algunos de estos lagos en cráteres contienen aguas naturales muy ácidas, con pH = 0. El monitoreo del lago ácido del Volcan Poás en Costa

Rica reveló tasas de liberación volátil de aproximadamente 0,78 Gg/año de F, 15 Gg/año de Cl y 13 Gg/año de S, durante la desgasificación entre 1988 y 1989. El volcán Merapi en Indonesia tiene fumarolas de alta temperatura (800°C) con sublimados de hasta 3% de Mo, 1,8% de Pb, 100 ppm de Au y 60 ppm de Ag. Los fluidos fumarólicos de los volcanes de la isla se mezclan con el agua del mar, dando lugar a reacciones de formación de mineral. Puede ser de interés saber que durante la erupción del Monte Pinatubo de junio de 1991, se estima que se han arrojado unos 38 Mt de CO₂ y 17 Mt de SO₂, mientras que en el Monte Etna, cuando está en reposo, emite aproximadamente 1000 toneladas de gases de efecto invernadero cada día. Asombrosamente, el monte Etna descarga Au a la atmósfera con una tasa de 0.1-1.0 toneladas por año. White Island (Nueva Zelanda) por su parte, produce aproximadamente 10 millones de toneladas de Cu y 45 toneladas de Au durante una vida útil de 10,000 años de su sistema hidrotermal. En algunas fumarolas, el cloruro de amonio (NH₄Cl) puede ser tan abundante que puede ser explotado comercialmente, como es el S nativo, que se forma por la oxidación de H₂S según:



El ácido bórico, conocido mineralógicamente como sassolita (H₃BO₃), se extrajo del campo geotérmico Los Larderello en Italia. Sassolita también se encuentra en el cráter de Vulcano en las Islas Eolias. El origen del elemento B en las fumarolas de Larderello puede estar relacionado con rocas sedimentarias evaporíticas en la región.

En los arcos volcánicos de Kamchatka-Kurile, entre el Mar de Okhotsk y el Océano Pacífico, se registran temperaturas intensas y altas, hasta de 940 °C, en descargas fumarólicas. Aquí, el volcán basáltico-andesítico Kudryavy en la isla de Iturup descarga una gran cantidad de volátiles, incluyendo unos 106 t de agua y elementos como Pb, W, Cd, As, Mo, Bi, Sn, In, Se, Re y Te, y también elementos nativos como Si, Ti, Fe y Pt. Es interesante observar que, especialmente en estos días de intensa preocupación por las emisiones de CO₂ inducidas por el ser humano, es el hecho de que el volcán Kudryavy emite aproximadamente 18.000 t⁻¹ de CO₂ a la atmósfera, de los cuales se estima que el 67% y el 21% se derivan de los carbonatos marinos subducidos y de la materia orgánica respectivamente, y cerca del 12% del manto.

Cabe señalar que las fumarolas volcánicas se estudian comúnmente insertando tubos de sílice en las fumarolas. Esto induce una precipitación sublimada dentro del tubo con los sublimados formándose en diferentes niveles en el tubo, dependiendo de la temperatura de precipitación de las fases minerales naturales. Estos experimentos han demostrado que la magnetita, la molibdenita y la wolframita se forman a temperaturas > 500°C, mientras que la calcopirita, la galena, la pirita y la esfalerita precipitan a temperaturas < 450°C. La precipitación de Au nativo a temperaturas entre 450 y 550 °C, también fue constatada en experimentos con tubos de sílice por Taran en el volcán Colima en México.

Las aguas termales y los sistemas hidrotermales también pueden formarse en cráteres complejos de impacto de meteoritos. En este caso, la fuente de calor resulta de la conversión de la energía cinética a la térmica, lo que a su vez provoca perturbaciones térmicas y liberación de calor particularmente en los levantamientos estructurales centrales, donde una corteza más profunda y más caliente se aproxima a la superficie.

Los sistemas hidrotermales suelen interactuar con diversas comunidades microbianas, que emplean diferentes vías metabólicas para obtener alimento y energía. Estas incluyen cianobacterias fotosintéticas y quimioautótrofos, como bacterias reductoras de azufre y bacterias oxidantes de azufre. Los sistemas de dorsales oceánicas tiene una longitud media de 70 000 km y albergan ecosistemas profundos y anóxicos con una abundancia de formas de vida quimioautotróficas y termofílicas. El Sistema de Rift al este de Africa, las aguas termales de Yellowstone (Estados Unidos), Nueva Zelanda e Islandia, proporciona ejemplos bien documentados de sistemas hidrotermales terrestres que interactúan con las comunidades microbianas. La existencia microbiana de sistemas hidrotermales fósiles está presente en el antiguo registro geológico de las áreas de Sulphur Springs (3,24 Ga) y Polo Norte (3,49 Ga) del Cráter Pilbara, Australia Occidental (Bada JL, 2004., Renault RW et al, 1998.).

IV. RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL.

Las unidades litológicas descritas en el capítulo anterior, son cortadas por diversas fracturas y fallas formando cuencas (grabens) y pilares (horts) con un aspecto de un conjunto de bloques, mismos que son asociados con el proceso de formación del colapso de la caldera (Campos y Arredondo, 1992). Las fallas actúan como límites laterales de los fluidos geotérmicos siendo éstos, lugares por donde circulan la mayor cantidad de fluidos ya sean geotérmicos o superficiales. La interacción fluido-roca provoca que algunos minerales modifiquen su equilibrio químico original (Arnorsson et al., 1982; Fournier, 1977). Esto provoca que los constituyentes primarios de la roca sean disueltos, esencialmente por el metasomatismo del ion hidrógeno, de donadores como el CO_2 disuelto (HCO_3), la sílice acuosa (H_4SiO_4) y el H_2S , generando así un fluido sobresaturado con algún mineral en particular, que posteriormente por procesos de dilución con fluidos más fríos, por enfriamiento, desgasificación, ebullición, etc., originen la depositación de minerales secundarios. Esto produce que los constituyentes en el fluido tiendan a equilibrarse con los minerales de alteración que se encuentran precipitados, los cuales representarían fases estables o metaestables, acordes a las nuevas condiciones físico- químicas del sistema, mientras que los minerales de la roca primaria estarían bajo condiciones inestables.

Una de las principales características del yacimiento geotérmico de Los Humeros es su permeabilidad heterogénea, donde la mayoría de los pozos presentan vapor seco y solo algunos producen fluidos bifásicos de vapor + agua. Considerando que el fluido recolectado y

reinyectado al yacimiento está constituido de vapor que se condensa en superficie, el término salmuera geotérmica es utilizado con ciertas reservas en este Campo. De los pozos productores de vapor, muy pocos presentan pH de 3 a 5, el resto presentan tanto en vapor condensado como agua, características prácticamente neutras con pH de 7 y en pocos casos hasta 8 (Fuente: BDDH Geoquímica RLH, CFE EPS VI).

La interacción que existe entre los fluidos geotérmicos con la secuencia estratigráfica del sistema de la caldera de Los Humeros, promueve que se genere la concentración de fluidos bifásicos de altas temperaturas (mayores a 300 °C), se estimule la producción de HCl en estado gaseoso y aparentemente se dispare preferencialmente en ciertas zonas de baja permeabilidad, produciendo una variación significativa en la concentración de muchos iones; por ejemplo, el cloruro ha variado de 1.4 a 982 ppm, mientras que el boro de 67 a 3 169 mg/l, observando que las aguas cloruradas sódicas profundas se mezclan con las aguas bicarbonatadas sódicas someras (en términos de la profundidad del intervalo productor del yacimiento) producto de la interacción agua/roca. Dicho contexto, ha modificado las condiciones del acuífero superficial (Tello-Hinojosa, 1992), manifestándose con la aparición y distribución de nuevos minerales (Serrano y Dubois, 1998), donde el fluido ácido es en parte neutralizado por las rocas y el medio circundante, manifestándose como zonas con alteración hidrotermal; el resto del fluido no neutralizado es descargado en forma de fumarolas y suelos calientes vaporizantes.

Este desequilibrio químico entre los constituyentes disueltos y los minerales de alteración a lo largo de la evolución del sistema geotérmico Los Humeros (González-Partida et al., 1991; Martínez-Serrano, 2002), junto con la reacción que hace el fluido geotérmico (a la temperatura del yacimiento), y la tubería de revestimiento de los pozos, ha ocasionado que algunos de ellos tengan que ser abandonados por corrosión severa y por la consecuente obturación de los mismos por la precipitación de nuevos minerales (incrustación) (Martínez-Serrano, 2002). Existe una hipótesis sobre el origen de la “acidez” en el CGH, donde el principal factor es el desequilibrio químico agua - roca con los componentes magmáticos en los fluidos geotérmicos asociados al vulcanismo reciente (altas concentraciones de arsénico y boro), no son neutralizados por reacciones con los feldespatos, calcita (andesitas o hornfels) y micas, ocasionando altas concentraciones de cloruros (por lo que debido a la interacción con agua, se infiere la formación de HCl) (BDDH Geoquímica RLH, CFE EPS VI), otro factor que promueve las concentraciones de ácidos es ocasionado durante la etapa de producción de los pozos, en donde si no se manejan adecuadamente las condiciones de producción del vapor, los efectos de la presión y la temperatura podrían volverse contraproducentes considerando que los ácidos antes mencionados se encuentren en estado gaseoso. Con el fin de encontrar una asociación directa entre las alteraciones superficiales, las alteraciones profundas, las características de acidez y la roca no alterada, se realizó un muestreo de rocas con y sin alteración, para posteriormente comparar los resultados de los análisis a alteraciones superficiales con alteraciones del subsuelo.

IV.I ALTERACIÓN HIDROTERMAL SUPERFICIAL

El muestreo se realizó mediante una retícula regional de 9 x 9 kilómetros, en donde se recolectó una muestra de roca alterada o en su defecto de roca fresca, esto se hizo aproximadamente a cada kilómetro, recolectando así un total de 69 muestras. El muestreo local se realizó sobre una de las zonas productoras del campo geotérmico en malla de 2 x 3.5 kilómetros, recolectando una muestra aproximadamente cada 100 metros de roca alterada o fresca, obteniendo un total de 323 muestras (Figura 24). Para la caracterización de la alteración hidrotermal se recolectaron 12 muestras de roca alterada, tomadas en fuentes activas y en el escarpe de las fallas, 3 muestras de rocas no alteradas que corresponden al mismo tipo de roca, a las cuales se les refiere en adelante como muestras especiales. El control del muestreo se realizó tomando como premisa que, para realizar un correcto balance de masas de las muestras de rocas, tanto alteradas como no alteradas, deben corresponder al mismo tipo de roca y evento volcánico.

IV.I.I MÉTODOS ANALÍTICOS

Las muestras regionales (69), locales (323) y las muestras especiales (12 muestras de rocas alteradas y 3 muestras de rocas no alteradas) se prepararon en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias de la UNAM, en el campus Juriquilla, Qro. La trituración se realizó con una prensa neumática de marca Montequipo mod. LAB-20T-3HP, con capacidad de 2,500 kg/cm², posteriormente se tamizó la muestra con un equipo U.S Standard Sieves con apertura del no. 100 equivalente a 150 micrones, aquí las muestras se cuartearon con la finalidad de obtener mejor representatividad, hasta obtener aproximadamente 50 gr; las muestras con contenido de humedad se secaron en un horno de secado de gran volumen (102 x 82 x 65 cm) marca Rio Rocha mod. Hs-102, a una temperatura de 40°C por 12 horas. Finalmente las muestras se guardaron en bolsas etiquetadas para su posterior análisis por fluorescencia de rayos X por dispersión de energías. Para el tratamiento de las 15 muestras especiales se utilizó un equipo Shatterbox de 825 r.p.m, con una pulverizadora de alúmina marca SPEX dejando cada muestra por 3 minutos, alcanzando así la malla 200 que es el equivalente a 75 micrones. Con las muestras homogenizadas se procedió a realizar su análisis por diferentes técnicas como son: espectroscopia de masas de acoplamiento inductivo, difracción de rayos X, espectroscopia de reflectancia de infrarrojo de onda corta y fluorescencia de rayos X por longitud de ondas.

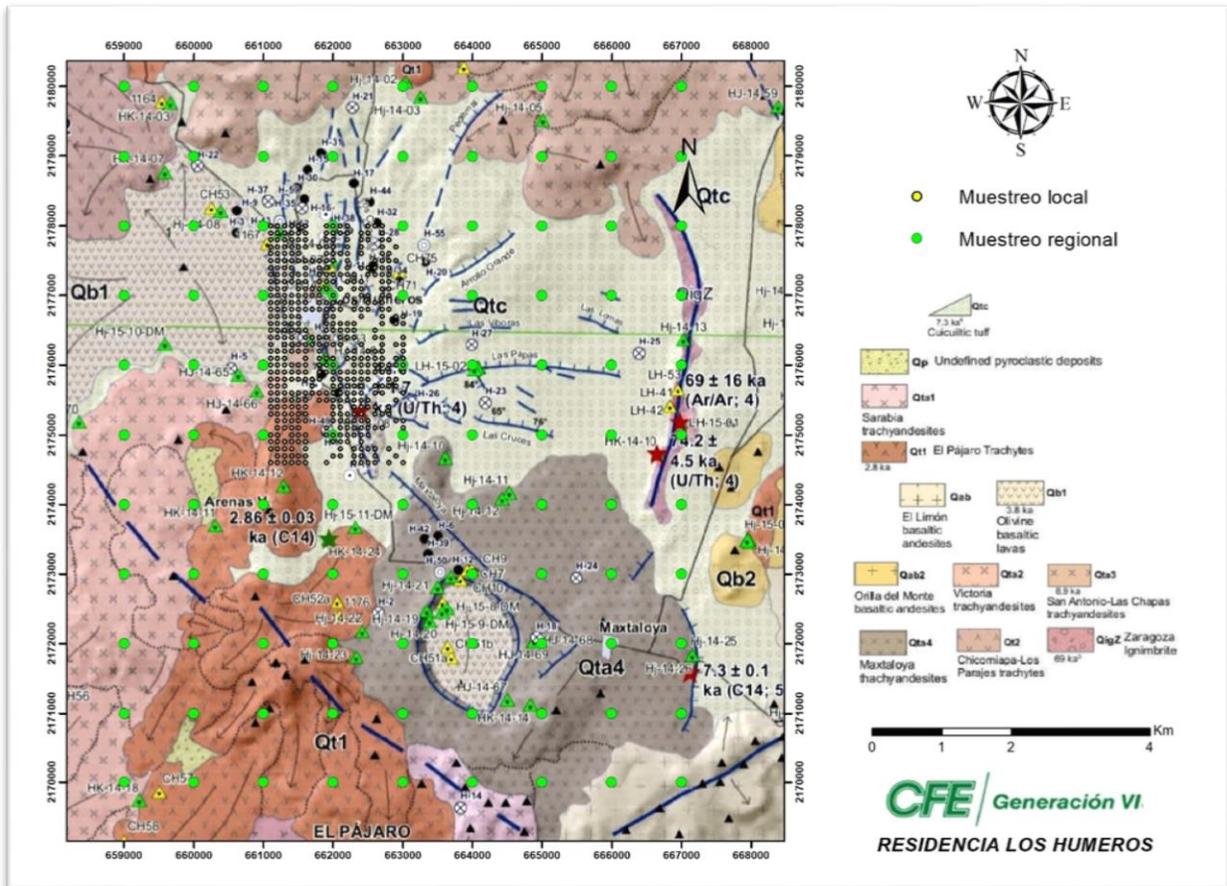


Figura 24. Mapa del Campo Geotérmico Los Humeros mostrando la geología local y el muestreo sistemático llevado a cabo.

IV.I.II FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX-WD)

La caracterización cualitativa de la mineralogía de alteración hidrotermal superficial del CGH, se llevó a cabo a partir de las técnicas de difracción de rayos X (DRX) y espectroscopia de reflectancia de onda corta (SWIR); el uso de ambas técnicas complementan los resultados, debido a que la técnica de SWIR no identifica minerales que carezcan de enlaces OH, H₂O, SO₄, etc., como el cuarzo, cristobalita, hematita, albita, etc., los cuales son identificables por la técnica de DRX.

IV.I.III DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Los minerales identificados mediante DRX, que son el resultado de los procesos de interacción agua-roca llevados a cabo en la superficie del CGH, fueron los siguientes: caolinita, montmorillonita, cuarzo, cristobalita, calcita, hematita, albita, alunita, jarosita y yeso. Las asociaciones hidrotermales presentaron preferencia a una determinada litología; en el caso de la caolinita ± montmorillonita ± cuarzo se presentó en los basaltos, la alunita ± cuarzo se presentó solo en las andesitas, el cuarzo se hizo presente en las diferentes litologías

principalmente en rocas que presentaban alteración pervasiva; la calcita ± cuarzo se presentó principalmente en tobas.

IV.I.IV ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE ONDA CORTA (SWIR)

De los resultados obtenidos por el SWIR, se determinó principalmente la presencia de smectita en 11 de las 12 muestras especiales de roca alteradas; el ópalo se detectó principalmente en rocas que mostraron alteración pervasiva (alteración argílica – silícica); la caolinita predominó en basaltos y finalmente, la dickita se presentó en basaltos, andesitas y tobas. Estos resultados son congruentes con los obtenidos mediante DRX, por lo que se infiere que la alteración hidrotermal a la que están sometidas dichas rocas, varía de argílica, silícica, argílica avanzada y argílica avanzada - ácido-sulfato, ya sea con la presencia de alunita o jarosita según sea el caso, como producto de la alteración de fases minerales primarias (plagioclasas, piroxenos, feldespatos, magnetita, vidrio volcánico, etc.) por su interacción con aguas ácido sulfatadas, produciendo ensambles de minerales secundarios dominados por sílice amorfa, sulfatos de Ca/Fe/Al, filosilicatos (grupo de la caolinita y de la smectita) y óxidos (hidróxidos) de Fe.

IV.I.V RESULTADOS

Los resultados obtenidos mediante SWIR (Figura 25), reflejan una mezcla de fases debido a la gran cantidad de curvas presentes en el espectro, pertenecientes a diferentes grupos. Se identificó el grupo OH (relacionado a las arcillas), específicamente el OH-Al determinando que la muestra (EG-01) presenta caolinita ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$), cuyo espectro característico presenta dos absorciones dobles, una en un rango de 2 176 y 2 215 nm y la segunda en 1 434 y 1 483 nm, la primer absorción corresponde a enlace Al-OH y la segunda a la vibración de H_2O molecular; la presencia de caolinita se confirmó mediante DRX. Por otro lado, se encontró el grupo Si-O perteneciente a los silicatos; en este caso se trata del ópalo ($SiO_2 \cdot nH_2O$), el que presenta dos absorciones pronunciadas asimétricas con mínimos de reflectancia, con un primer rango de 1905 a 1927 nm y el segundo de 1410 a 1448 nm, que corresponden a agua molecular y agua ligada, respectivamente (Canet *et al.*, 2015); la presencia de ópalo fue confirmada por DRX, con asociación de cuarzo y cristobalita (Tabla 3). Un mineral de alteración presente en 11 de las 12 muestras es la smectita, cuyo espectro produce una absorción característica en 1410 nm y una reflectancia mínima a los 2 210 a 2 218 nm, que corresponde a enlaces Al-OH. Otra absorción característica de esta, ocurre a 1 910 nm, debida al agua molecular y otra menos pronunciada, solo vista en algunas muestras a 2 350 nm por enlaces Mg-OH, la presencia de smectita se confirma por la presencia de montmorillonita, dickita y caolinita obtenida mediante DRX (Canet *et al.*, 2015).

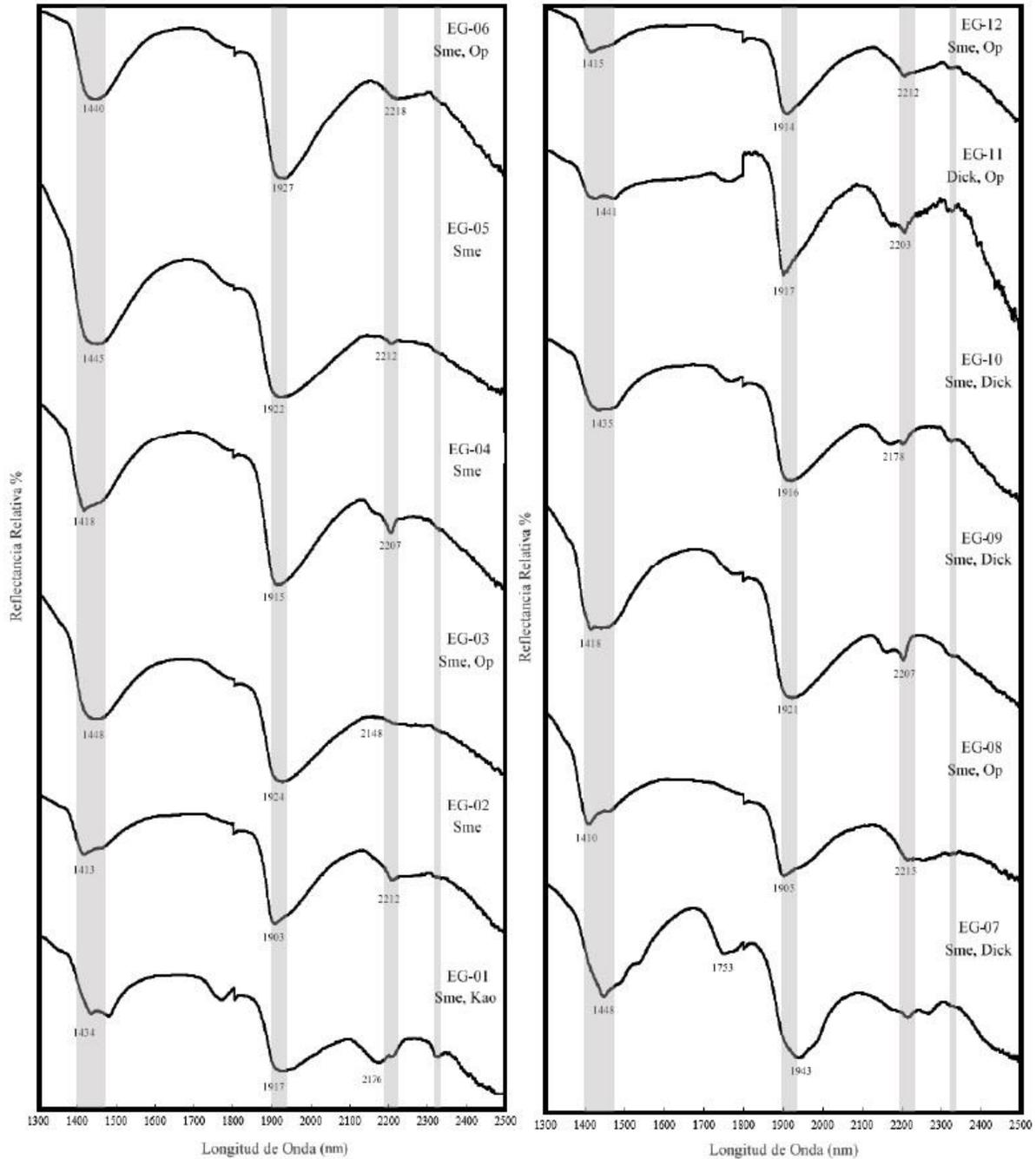
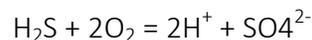


Figura 25. Análisis de Espectroscopía de reflectancia de onda corta (SWIR) a 12 muestras de rocas con alteración del CGLH (EG-01 a EG-12) encontrando congruencia con los resultados de los análisis por DRX.

Con los resultados obtenidos mediante DRX y SWIR se realizó la clasificación de la alteración hidrotermal, con base en las asociaciones minerales presentes en las zonas de alteración argílica, argílica avanzada, silícica y argílica avanzada – acido-sulfato, ya sea con presencia de jarosita o alunita (Tabla 3). La alteración silícica está representada por cristobalita y ópalo, los cuales fueron identificados mediante DRX y SWIR, respectivamente. Esta asociación indica temperaturas por debajo de 150° C y condiciones de pH cercano a la neutralidad (Henley y Ellis, 1983; White y Hedenquist, 1995). La alteración argílica avanzada está representada por

asociaciones de caolinita, dickita, alunita, este tipo de asociación comúnmente es encontrada en depósitos epitermales de alta sulfuración; sin embargo, en depósitos epitermales de baja sulfuración y sistemas geotérmicos, se presenta asociada también a cristobalita, jarosita y ópalo ocasionada por una sobreimpresión, debido al calentamiento de vapor por encima de la capa freática, asociado a la disolución y oxidación de H₂S en el condensado de vapor o agua superficial, bajo condiciones de pH ácido (2-3) y temperaturas alrededor de 100°C (White & Hedenquist, 1995; González-Partida et al., 2005). La afluencia de gas H₂S (H₂S + 2O₂ = H₂SO₄) derivado del vapor, produce a su vez aguas ácidas sulfatadas (Carson, 2015).

El CGH no presenta pozas de lodo (mud pots), manantiales calientes (hot springs), ni descargas laterales, pero sí zonas con escapes de vapor en forma de fumarolas y suelos calientes vaporizantes; tales manifestaciones son liberadas en pequeñas cantidades de vapor a través de suelos porosos, con temperaturas entre 50 – 89°C (Tinoco, 2009), por lo que la alteración hidrotermal es originada principalmente por la interacción de vapor de origen profundo con aguas someras y a la circulación de fluidos por las fallas principales del sistema (Tello-Hinojosa, 2005). Las asociaciones de alteración superficial identificadas en el presente estudio mediante DRX y SWIR son para rocas sin aparente fallamiento o fuente activa cercana (smectita ± caolinita ± cuarzo ± cristobalita), para la zonas de alteración con control estructural muestran un mayor contenido de SiO₂ e incluye ópalo ± cristobalita ± cuarzo ± smectitas ± dickita ± calcita y para las zonas activas (fumarolas) las asociaciones contienen minerales sulfatados (alunita ± jarosita ± yeso ± smectitas ± dickita + ópalo); las anteriores asociaciones indican que la alteración es producida por la segregación de vapor rico en volátiles como CO₂, H₂S y H₂ (gas), gases que son separados de un cuerpo de agua debido a fenómenos de ebullición discutidos en la sección de Inclusiones Fluidas en el presente trabajo, donde principalmente es debido a la despresurización provocada por el sistema de fallas. Posterior a la fase de segregación, los vapores ricos en componentes volátiles, reaccionan con aguas oxigenadas subterráneas produciendo aguas sulfatadas ácidas con base a la siguiente reacción:



Se producen entonces, tres distintos grupos de agua geotérmica superficial basado en su composición: aguas ricas en NaCl (pH > 8), aguas ácido sulfatadas derivadas del vapor rico en volátiles (pH < 4) y aguas geotérmicas mixtas (Carson, 2015), las cuales controlan la interacción agua - roca superficial. Se ha comprobado en diversos campos geotérmicos (Krafla, Námafjallm), que la interacción de aguas sulfatadas con rocas básicas – intermedias produce ensambles mineralógicos característicos de alteraciones argílica, argílica avanzada y silicificación (Stefánsson, 1981; Carson, 2015) como se observa en las muestras de la figura 26. Los minerales identificados como la smectita, ópalo, caolinita y dickita, son fases de minerales reportados en otros sistemas geotérmicos en México (Acoculco, Azufres, La Primavera, etc.), y en depósitos epitermales cuya asociación indica alteración argílica

avanzada (Stefánsson, 1981; Carson, 2015; Canet et al., 2015). En el caso del ópalo generalmente se produce en asociación

con tridimita y anatasa; cabe mencionar que estos minerales no fueron identificados mediante SWIR o DXR pero no se descarta su ocurrencia en el CGH. La caolinita tiene mayor presencia en manifestaciones superficiales activas y se asocia a dickita, alunita, montmorillonita y a illita/smectita, minerales identificados mediante SWIR y DRX. Los minerales como ópalo, caolinita, smectita y dickita son indicadores de condiciones específicas (pH ácido entre 2-4 y temperaturas < 150 °C) que rigen las reacciones agua-roca que se están llevando a cabo en el CGH.

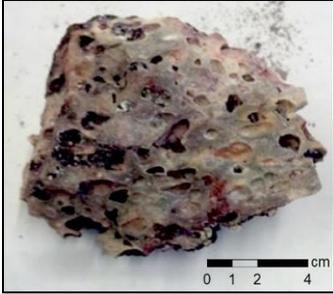
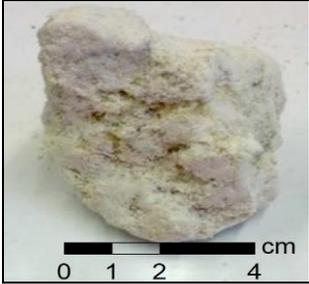
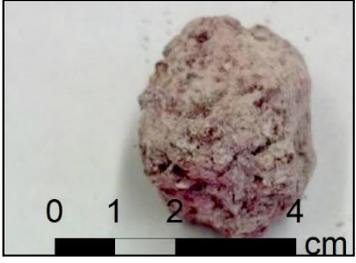
EG-01		EG-02	
	Fragmento de basalto vesicular con bajo grado de alteración. Se observa oxidación superficial y tonos claros asociados con formación incipiente de minerales arcillosos		Basalto con mayor grado de alteración.
EG-03		EG-04	
	Roca con alteración pervasiva – intensa		Roca alterada de la falla Las Habas
EG-08		EG-10	
	Roca con alteración pervasiva – intensa		Roca alterada de la falla Xalapasco
EG-11		EG-12	



Figura 26. Muestras especiales en las que se observan los diferentes grados de alteración que se pueden encontrar en el Campo Geotérmico Los Humeros.

En algunas zonas se presenta una fuerte oxidación como se muestra en la figura 27.

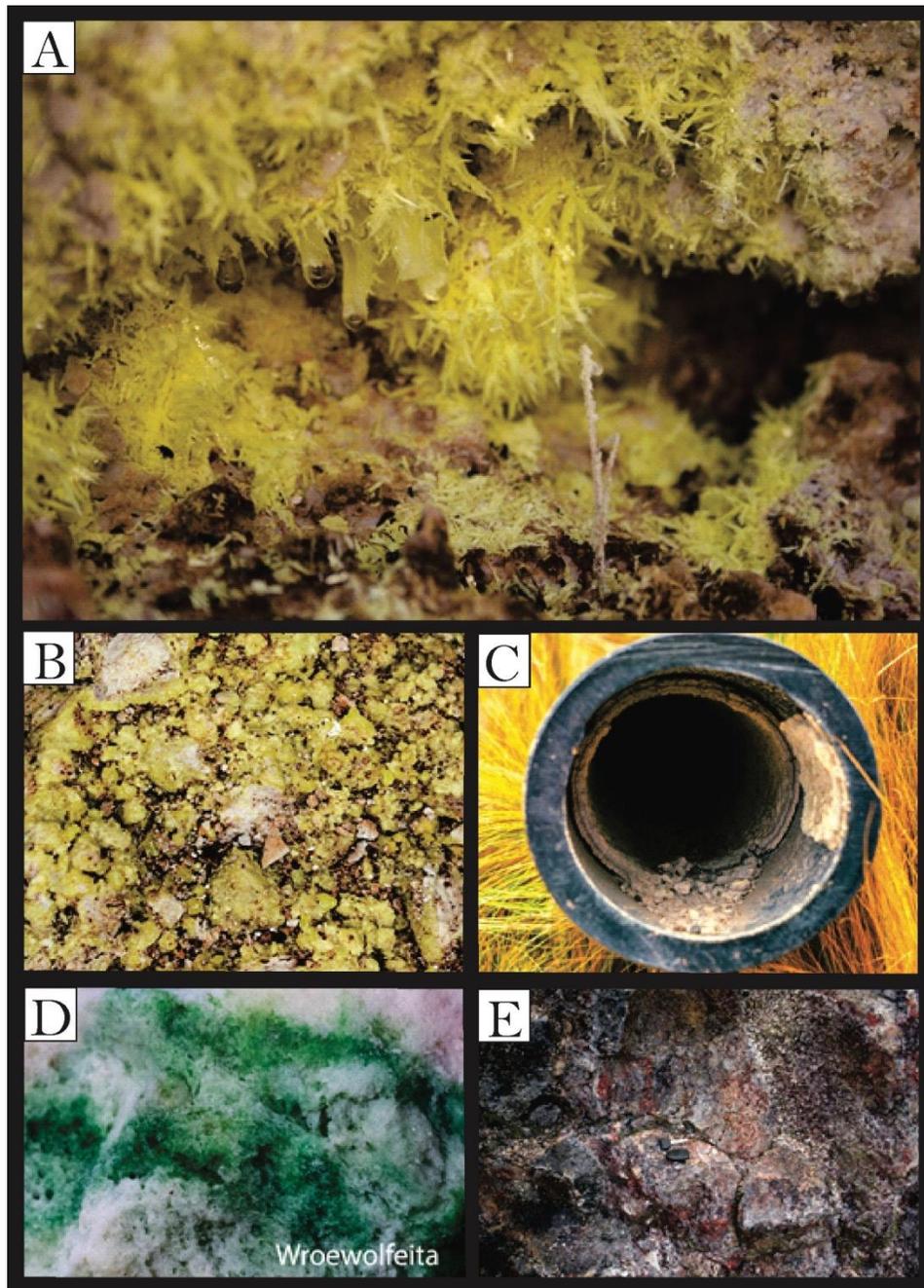


Figura 27. Ejemplo del tipo de alteración superficial, donde: A =Azufre nativo, B = Azufre nativo+alunita, C = tiberio de descarga con precipitación de arcillas, cuarzo anhidrita y sulfuros, D = wroewolfeita (mineral verde = $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})6\text{2H}_2\text{O}$ con alunita (claro) E = Hematita.

La relación entre las rocas no alteradas con respecto a las alteradas (figura 28), refleja en general, una disminución de TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO y Na_2O ; mientras que algunas muestran un enriquecimiento de Al_2O_3 y K_2O . Las rocas no alteradas de superficie muestran

empobrecimiento en TiO_2 de 1.48 a 0.67 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ de 10.94 a 4.18 % MnO de 0.17 a 0.08 %, MgO de 8.51 a 0.97 % y CaO de 10.60 a 2.14 %, esto respecto al incremento de SiO_2 de 48.36 a 66.10 %. Para el Al_2O_3 fue de 17.37 a 16.77%, la tendencia fue atenuada por las rocas alteradas, sin embargo se observa una tendencia negativa como los demás elementos empobrecidos.

Las rocas alteradas mostraron tendencias más dispersas, que puede ser explicado por el grado de interacción agua – rocas. Las rocas que se consideraron originalmente como basaltos y andesitas presentaron empobrecimiento con respecto a las rocas no alteradas, en elementos como TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MnO , MgO , CaO . Algunas muestras que se consideraron como tobas mostraron un ligero enriquecimiento en Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ y K_2O con respecto a una disminución de SiO_2 . Las tendencias observadas son muy diferentes a las de las rocas no alteradas, para el caso del TiO_2 (0.52-1.26 %) muestra un enriquecimiento con respecto al SiO_2 (38.43-79.80 %), otros elementos que presentaron enriquecimiento son Al_2O_3 (5.19-18.70 %), MnO (0.01-0.09 %), MgO (0.10-2.24 %), Na_2O (0.72-4.15), K_2O (0.72-4.20 %); sin embargo, al tener varios puntos de inflexión, se manifiestan tendencias difusas. Solo el Fe_2O_3 (11.73-2.13) mostró una tendencia al empobrecimiento con respecto al incremento de SiO_2 (38.43-79.80 %). Las muestras que presentaron alteración pervasiva mostraron tendencias más claras, observándose un enriquecimiento de todos los elementos (TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O y K_2O) con respecto al incremento del SiO_2 .

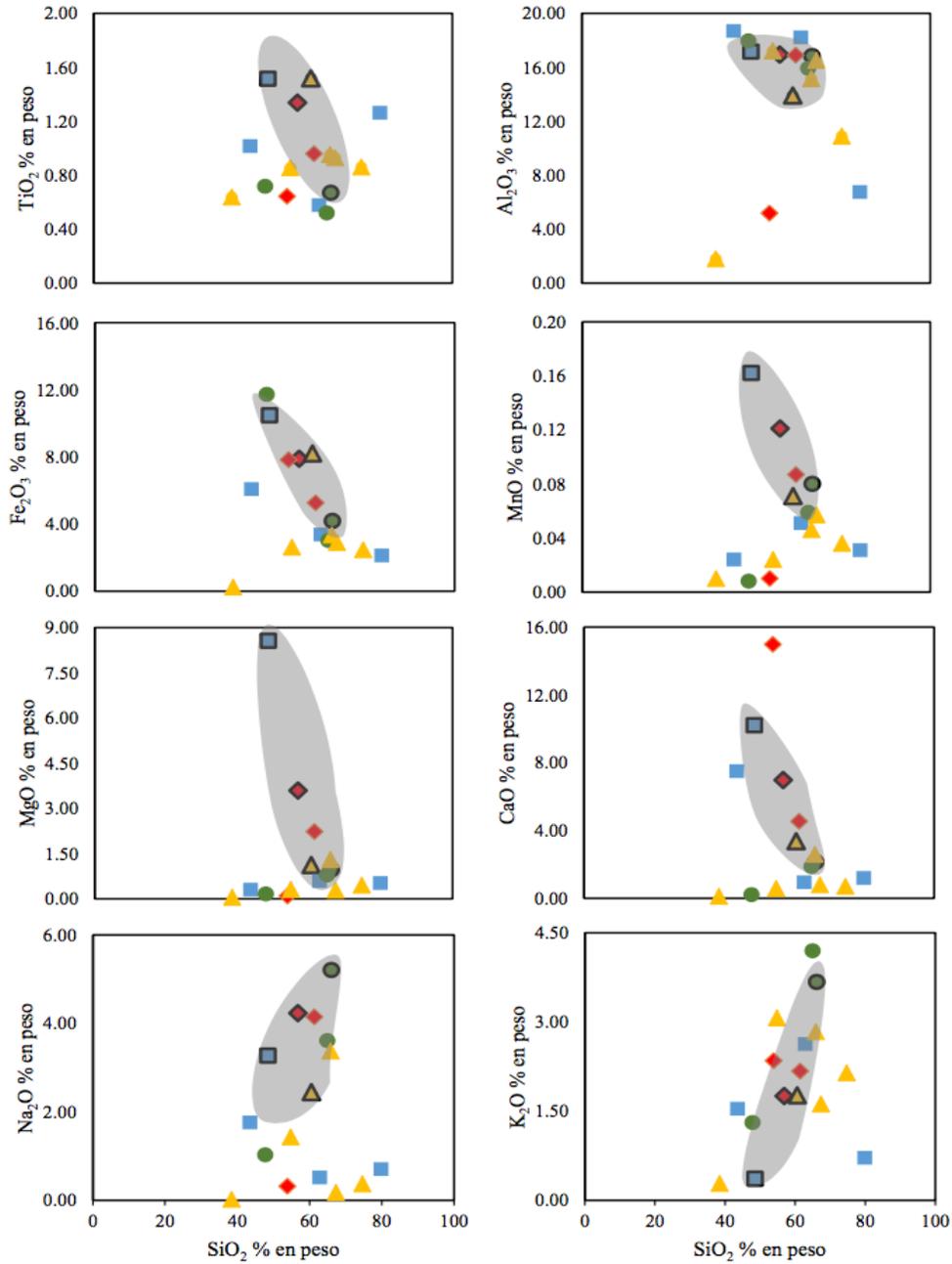


Figura 28. Diagramas de variación Harker de elementos mayores vs SiO₂, mostrando la relación entre las rocas alteradas y no alteradas ■ Basaltos- Andesita EG – 13, ◆ Andesita EG – 14, ▲ Andesita – Basalto EG – 15, ● Toba TC – 13A y rocas alteradas ■ Basaltos- Andesita EG – 01, 02 y 04, ◆ Andesita EG – 07 y 08, ▲ Andesita – Basalto EG-03, 05, 10, 11 y 12, ● Toba EG-06 y 09. El Hierro total viene expresado como Fe₂O₃.

IV.I.VI ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Se realizó el análisis de las 15 muestras especiales, de estas, 12 corresponden a rocas alteradas y 3 a rocas no alteradas. Esta determinación se llevó a cabo por la técnica de ICP – MS para elementos traza y tierras raras (REE). Los resultados, se presentan a continuación en la Tabla 3:

Muestra	TiO ₂ %	B	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr
EG-01	0.89	4.01	2.85	1.29	14.26	137.16	14.69	6.10	4.45	35.26	38.80	15.58	28.14	331.83
EG-02	1.13	7.61	2.34	0.99	5.16	62.68	7.85	4.33	2.27	37.71	29.67	12.14	24.19	164.33
EG-03	0.44	4.11	0.61	0.37	N.D	6.57	3.10	0.45	0.13	3.91	15.77	2.47	8.60	100.97
EG-04	0.53	19.93	3.13	3.31	4.58	29.13	6.66	5.72	1.29	6.97	44.49	20.09	82.29	100.92
EG-05	0.82	11.18	1.85	3.87	3.88	9.51	3.23	2.62	0.48	8.46	47.10	21.54	56.30	69.71
EG-06	0.46	26.28	17.49	3.49	5.36	22.54	7.22	4.26	4.39	6.99	49.30	19.33	104.80	153.24
EG-07	0.48	2.36	0.64	0.25	2.94	24.85	21.64	0.89	7.35	13.36	11.53	24.56	13.47	211.25
EG-08	0.90	12.95	15.46	2.20	10.28	81.69	16.15	12.92	17.02	26.48	61.46	20.49	46.91	380.31
EG-09	0.67	2.63	1.04	1.43	13.98	110.85	22.80	1.19	1.68	14.37	17.81	17.65	17.46	435.22
EG-10	0.79	55.80	3.39	1.29	8.20	69.35	34.23	2.49	2.86	16.51	24.56	20.11	51.21	345.94
EG-11	0.90	10.85	10.87	1.90	9.48	78.93	36.48	7.29	13.51	18.21	46.39	20.48	66.78	341.31
EG-12	0.71	12.83	3.29	2.11	2.77	14.74	4.31	1.55	0.46	7.10	27.82	16.39	47.96	92.51
EG-13	1.51	1.35	5.96	1.00	30.98	200.72	139.64	43.39	34.72	60.57	71.64	18.30	4.22	386.40
EG-14	1.34	6.29	13.24	1.86	22.40	162.10	45.45	24.69	15.04	35.85	75.76	20.81	47.51	456.52
EG-15	1.43	6.16	4.44	1.95	12.50	142.18	15.03	12.01	5.58	30.03	61.72	18.97	42.17	349.61

Muestra	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
EG-01	24.70	156.38	9.17	1.68	1.01	0.11	0.87	315.20	3.34	0.56	0.25	0.17	6.48	4.91	1.35
EG-02	8.47	242.88	12.00	1.83	1.29	0.18	1.94	432.36	4.75	0.87	0.32	0.73	8.46	3.24	0.83
EG-03	2.29	223.66	9.59	2.41	1.52	0.34	0.54	177.87	4.47	0.65	0.42	0.11	3.64	1.69	0.56
EG-04	20.81	407.16	17.44	3.83	2.83	0.56	3.17	525.51	8.42	1.30	0.72	1.74	14.77	12.70	3.35
EG-05	29.52	617.99	26.63	3.90	4.14	0.61	3.37	593.15	12.90	2.02	0.80	1.13	23.33	17.99	4.79
EG-06	27.41	365.48	17.71	4.83	3.08	0.75	4.14	617.94	8.28	1.41	1.18	1.04	16.76	17.26	4.81
EG-07	3.90	160.95	7.39	0.93	0.87	0.20	0.77	203.76	3.19	0.46	0.24	0.24	6.30	2.31	0.66
EG-08	20.28	285.75	18.76	2.56	1.70	0.34	1.82	610.10	5.86	1.76	0.69	0.27	11.72	9.65	2.66
EG-09	5.79	156.62	8.23	2.37	1.08	0.29	1.30	446.53	3.38	0.54	0.28	0.67	8.21	8.30	1.09
EG-10	11.43	289.27	14.39	2.95	2.13	0.52	2.30	611.97	6.13	1.03	0.58	0.48	13.15	9.78	2.70
EG-11	20.78	312.24	16.40	3.20	2.19	0.48	2.00	711.46	6.78	1.12	0.66	0.47	14.18	10.93	3.42
EG-12	15.18	520.00	22.67	4.37	3.62	2.30	2.13	826.31	11.08	1.70	0.91	0.57	14.35	12.20	2.94
EG-13	24.70	131.68	5.66	1.20	1.06	0.06	0.03	91.69	2.92	0.39	0.06	0.04	1.74	0.72	0.20
EG-14	26.63	236.58	14.45	1.86	1.49	0.13	1.12	498.54	4.86	0.96	0.35	0.34	8.19	5.08	1.48
EG-15	24.09	268.79	15.51	2.41	1.68	0.18	1.60	578.17	5.75	0.97	0.42	0.52	10.50	5.74	1.70

Tabla 3. Composición de elementos traza de las 15 muestras de roca de superficie. EG – 01 a EG – 12 corresponden a rocas alteradas y EG – 13 a EG – 15 corresponden a rocas no alteradas.

IV.I.VII DIAGRAMAS MULTIELEMENTOS

Los elementos traza son generalmente clasificados con base a su potencial iónico o densidad de carga (z/r : carga del ion/radio del ion), donde los elemento incompatibles (aquellos que tienen preferencia en concentrarse en la fase líquida durante la fusión y cristalización) se subdividen en alto y bajo potencial iónico (Rollinson, 1993). Los elementos de alto potencial iónico (HFS, High Fiel Strength), tienen un $z/r > 2$ e incluyen el Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Nb y Ta, mientras que los elementos de bajo potencial iónico conocidos como elementos litófilos de

radio iónico grande (LILE, Large Ion Lithophil Elements), los cuales tienen un $z/r = \text{ó} < 2$ e incluyen elementos como Cs, Rb, Ba, Sr y Eu.

Los resultados de las 15 muestras especiales de superficie (alteradas como inalteradas) se normalizaron con respecto al manto primitivo (composición del manto antes de que se formara la corteza continental), los valores utilizados fueron los de Sun y McDonough (1989) de 13 elementos traza y 12 elementos de REE, expresados en escala logarítmica en bases diez.

En el diagrama multielementos de las 15 muestras especiales (Figura 29), las rocas alteradas (RA) muestran una tendencia general a disminuir en su concentración elemental con respecto a la incompatibilidad de elementos del Cs al Lu, exhibiendo un patrón de comportamiento similar al de las rocas inalteradas (RI). Sin embargo las RA muestran una mayor concentración en HFS y LILE con respecto a las RI a excepción de la muestra EG-07 la cual presenta alteración silícica y EG-03 que corresponde a una muestra tomada en una fuente activa. Las rocas alteradas presentan anomalías negativas en Nb y positivas para Th, U, Pb y Zr en elementos HFS. En elementos LILE existen anomalías positivas para Cs, y anomalías negativas en Sr y Rb en EG – 03 y EG – 5 que pertenecen a fuentes activas. Cabe destacar que estas anomalías son más perceptibles en las muestras que fueron tomadas de fuentes activas (EG – 03, 05 y 12) cuya roca presenta alteración argílica pervasiva de intensidad fuerte.

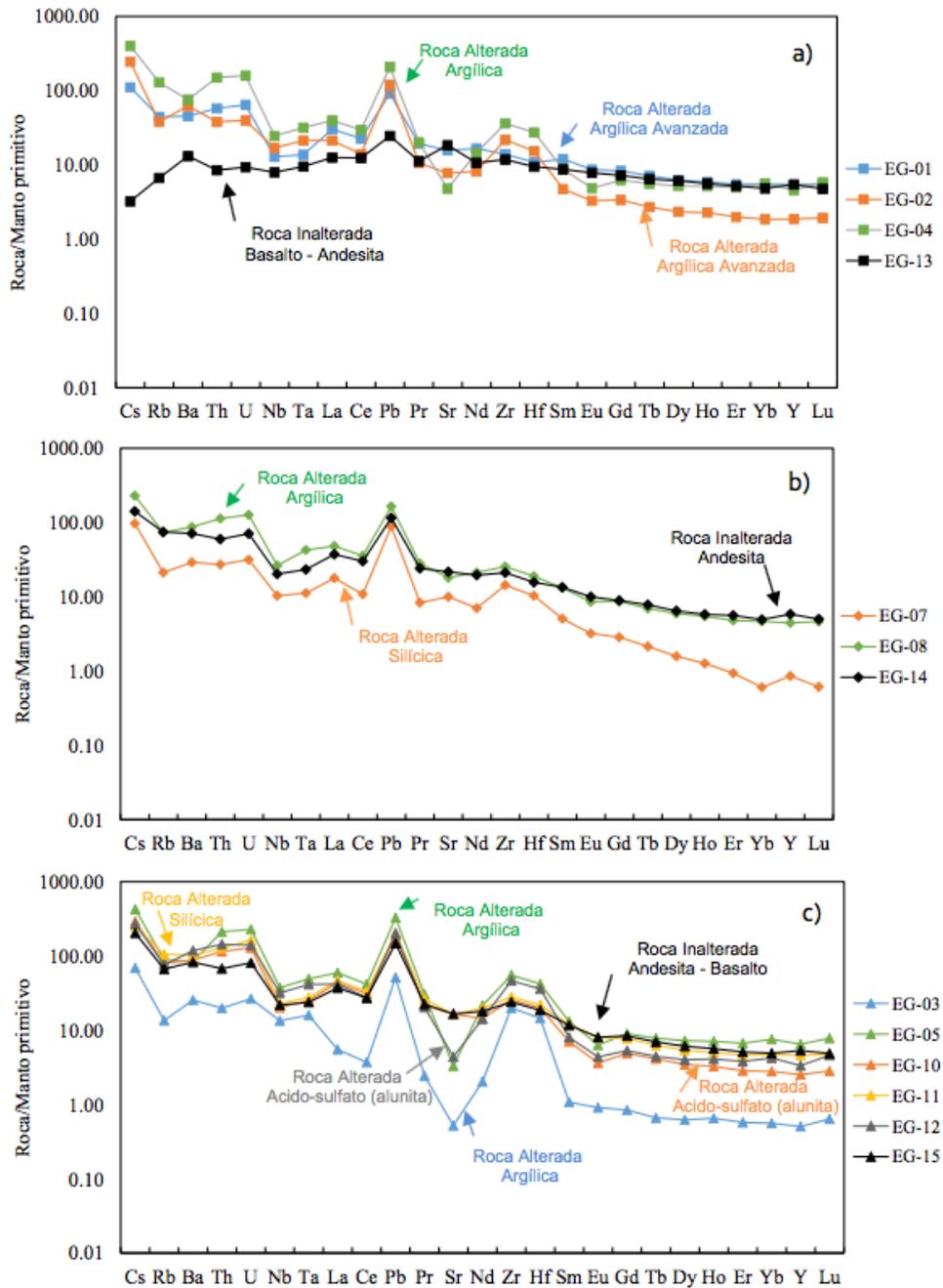


Figura 29. Diagrama multielementos, normalizados al manto primitivo de muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989).

De acuerdo a lo expuesto por Pilar-Martínez (2015) el patrón mostrado para rocas inalteradas donde se observa un enriquecimiento en LILE y empobrecimiento en HSF reflejar el aporte de una fase acuosa transportada por la corteza oceánica subducida, característica distintiva de los magmas formados en ambientes de subducción en un arco volcánico como es el caso del CVTM, este mismo patrón se observa en rocas alteradas pero con concentraciones que difieren de acuerdo al grado de alteración.

Por ejemplo, en el caso de EG – 03 y 07 muestran un patrón predominantemente empobrecido con respecto a sus rocas cogenéticas. La movilidad del Cs, Rb, Ba, Th y Sr se debe a su bajo potencial iónico (carga/radio) lo que propicia su migración bajo fluidos hidrotermales durante la alteración hidrotermal (Pearce, 1982, Kaasalainen, et al., 2015), de esta manera los elementos móviles actúan como vectores geoquímicos de áreas de mayor flujo de fluido, mientras que los elementos inmóviles distinguen a las rocas precursoras de las alteradas. En el sistema geotérmico de Los Humeros, la identificación de zonas activas o inactivas de alto flujo de fluido proporciona zonas de alimentación de pozos (Mauriohooho et al., 2016). La movilidad del Cs, Rb y Ba observada en los diagramas multielementos, refleja el aumento en la interacción agua-roca, muy probablemente por la formación de smectita/illita, mientras que la movilización del Sr es consistente con la destrucción de plagioclasas cálcicas (sustitución del Sr por el Ca), por lo que es posible que las plagioclasas cálcicas hayan sido alteradas y reemplazadas por smectita/illita (Mauriohooho et al., 2016, Kaasalainen, et al., 2015). Aunque en el presente estudio no se analizaron fluidos geotérmicos, la movilidad de Cs, Rb, Ba, Th y Sr se ha confirmado en otros campos geotérmicos de Islandia debido a la concentración de los mismos en fluidos geotérmicos, donde el incremento de la concentración está en relación directa con el incremento de temperatura; esto se debe a la lixiviación y partición de las rocas con alto contenido en Na y K (Kaasalainen, et al., 2015). Se constata que en el primer diagrama (figura 29–a) de las rocas alteradas de basalto-andesita, el Ba se presenta relativamente móvil durante la interacción agua-roca a diferencia de las otras dos unidades, este comportamiento es típico en las rocas de composición basáltica (Arnórsson & Andrésdóttir, 1995), haciendo del Ba un buen indicador de los procesos de lixiviación.

IV.I.VIII DIAGRAMAS NORMALIZADOS DE REE

El grupo de elementos traza que representa un gran uso en las ciencias geológicas son los denominados elementos de tierras raras (REE, Rare Earth Elements). Este consta de 15 elementos que tienen números atómicos que van de 57 (Lantano) a 71 (Lutecio), 14 de ellos ocurren en forma natural (Hanson, 1980). Las REE son divididas de acuerdo a su número atómico, las REE ligeras (LREE) corresponden a las de menor número atómico, y las REE pesadas (HREE) tienen un número atómico mayor (Pirajno, 2009). Se muestran los resultados obtenidos en la siguiente Tabla 4:

Muestras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
							$\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$						
EG-01	20.75	40.10	5.32	22.51	5.32	1.45	4.96	0.77	4.63	0.96	2.62	2.69	0.41
EG-02	14.63	24.74	2.93	11.02	2.09	0.55	2.01	0.29	1.72	0.37	0.95	0.92	0.14
EG-03	3.77	6.55	0.67	2.76	0.47	0.15	0.50	0.07	0.46	0.11	0.28	0.27	0.05
EG-04	27.20	52.41	5.58	19.50	3.90	0.81	3.71	0.60	3.83	0.85	2.38	2.77	0.43
EG-05	40.78	73.71	8.34	29.08	5.82	1.06	5.35	0.84	5.34	1.16	3.21	3.72	0.58
EG-06	34.66	66.50	7.51	26.63	5.40	1.05	5.00	0.77	4.85	1.03	2.85	3.21	0.49
EG-07	12.25	19.25	2.31	9.56	2.25	0.54	1.71	0.23	1.16	0.21	0.45	0.30	0.05
EG-08	33.16	63.17	7.71	28.71	5.85	1.44	5.19	0.75	4.40	0.89	2.31	2.30	0.34
EG-09	28.84	57.10	7.80	32.05	5.04	0.89	2.86	0.37	1.60	0.29	0.79	0.65	0.10
EG-10	30.07	54.80	6.02	19.41	3.13	0.61	2.90	0.44	2.54	0.53	1.36	1.37	0.21
EG-11	32.04	58.92	7.29	26.88	5.23	1.33	4.60	0.68	3.97	0.82	2.21	2.31	0.35
EG-12	28.80	48.32	5.61	19.25	3.54	0.73	3.15	0.48	2.96	0.67	1.82	2.08	0.34
EG-13	8.58	21.89	3.11	14.39	3.87	1.31	4.30	0.70	4.48	0.92	2.49	2.38	0.35
EG-14	25.71	53.33	6.64	26.50	5.96	1.68	5.32	0.84	4.76	0.95	2.68	2.44	0.37
EG-15	25.43	48.36	6.19	24.23	5.17	1.35	4.99	0.75	4.47	0.93	2.45	2.41	0.36

Tabla 4. Composición de elementos de tierra raras (REE) de las 12 muestras de roca alterada de superficie.

Los resultados de las 3 muestras de rocas no alteradas correspondientes al mismo tipo de roca y episodio volcánico de las 12 muestras de superficie alteradas, se normalizaron con respecto a los valores de condrita de Sun y McDonough (1989). Estos son considerados material primitivo del sistema solar que pueden ser comparados con la abundancia original de REE en la tierra, la normalización se consideró para identificar procesos de fraccionamiento de estos elementos (Rollinson, 1993). El diagrama esta expresado en escala logarítmica en base diez, donde se graficó la concentración normalizadas vs el número atómico (Figura 30).

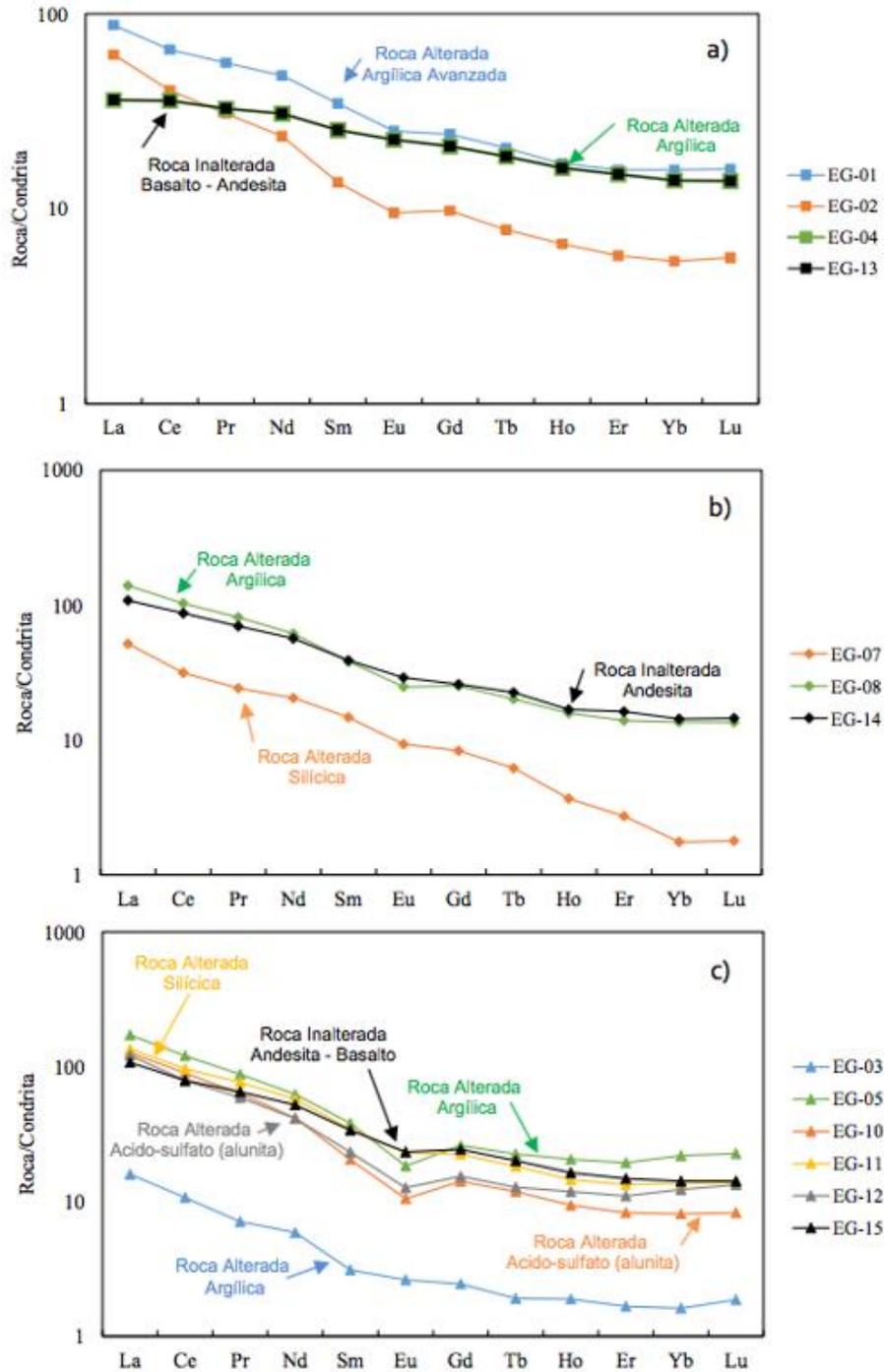


Figura 30. a) Diagrama de REE normalizados a condrita de las muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989). b) y c): Diagrama de REE normalizados a condrita de las muestras alteradas (líneas de color) con respecto a su roca inalterada (línea negra) del CGLH (Sun y McDonough, 1989).

El diagrama normalizado de REE en las 12 muestras alteradas presenta patrones similares con respecto a las rocas inalteradas con enriquecimiento en LREE, empobrecimiento en HREE y

una evidente anomalía de Sr, el cual está asociado al fraccionamiento de plagioclasas o feldespato alcalino (Rollinson, 1993); Los resultados de las anomalías geoquímicas del torio (Figura 31) en el CGH son predominantemente positivas, con anomalías en el muestreo regional en la zona productora norte y sur del campo geotérmico; sin embargo, son valores por debajo del umbral geoquímico ($<2\sigma$) por lo que no se pueden considerar anomalías significativas en el sentido estricto; en el muestreo local los valores obtenidos son significativos arriba de $>3\sigma$ (10.26 – 16.01 ppm), el torio presentó pequeñas zonas de empobrecimiento al norte de la falla de Los Humeros. El rubidio presentó anomalías predominantemente positivas (Figura 32). En el muestreo regional las anomalías están distribuidas tanto en la zona norte, central y sur del campo, con valores por encima del umbral geoquímico ($<2\sigma$), en el muestreo local se muestran zonas enriquecidas con valores arriba de $>3\sigma$ (174.61 - 188.95 ppm), al igual que el torio el rubidio presentó anomalías empobrecidas al norte de la falla de Los Humeros. En el caso del estroncio (Figura 33), este elemento presenta enriquecimiento regional en la zona norte del campo geotérmico y empobrecimiento en un sector sur-oeste aislado de pozos exploratorios. Localmente se observa enriquecimiento por encima del umbral geoquímico $>2\sigma$ (219.8 – 385.5 ppm) al noreste del muestreo local, y valores cercanos al umbral geoquímicos alrededor de las fallas principales.

En rocas alteradas esta anomalía es aún más pronunciada (figura 33), esta movilidad del Sr es debido a las condiciones de redox en el sistema, donde una anomalía menor al patrón de referencia (roca inalterada) significaría condiciones hidrotermales oxidantes y baja temperatura; por lo contrario y como se muestra en los resultados un patrón mayormente empobrecido al de la roca EG – 03 y 07 con respecto a sus rocas cogenéticas, mientras que las muestras que presentan alteración argílica avanzada EG – 02, 10 y 12 evidencian un empobrecimiento a partir del elemento Pr. Las muestras EG – 01, 08, 05 y 11 presentan enriquecimiento con respecto a su roca cogenética de La, Ce, Pr, Nd y Sm.

La diferencia entre los patrones de REE en rocas cogenéticas alteradas e inalteradas ha sido estudiada en diferentes litologías de yacimientos minerales, cuya distribución en la roca o mineral está íntimamente relacionada con el ambiente de formación y el grado de interacción agua-roca, transporte y depositación (Fleischer, 1978; Hanson, 1980; Smith, 2000). Se ha demostrado que en estadios avanzados de alteración, de propílica a fílica, las REE son empobrecidas debido a una constante lixiviación por la disminución del pH (incremento del ion H^+), y al aumento de la intensidad de la interacción agua-roca provocando un decremento más pronunciado en las LREE que para HREE (Taylor y Fryer, 1982, 1983); siendo esto congruente con los resultados obtenidos para las muestras EG – 02, 03 y 07; sin embargo, estas observaciones no son consistentes con los resultados obtenidos para las muestras EG – 01, 02, 08, 10, 11 y 12 que presentan mayor grado de alteración argílica – argílica avanzada, las cuales están mayormente empobrecidas en HREE y muestran enriquecimiento en LREE con respecto a las rocas inalteradas cogenéticas, lo cual implicaría que existe un proceso diferente a lo anteriormente visualizado por Taylor y Fryer (1982, 1983).

Mediante el análisis geoquímico de fluidos en diferentes campos geotérmicos (Italia, Dominica, Caldera Valles, Mar de Salton) se ha podido determinar que el proceso por el cual se tiene enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE en estadios avanzados de la alteración podría deberse al contenido de REE en los fluidos geotérmicos, los cuales tienden a aumentar con la disminución del pH (incremento ion del H^+), y la presencia de aguas cloruradas (Michard, 1989); estos elementos posteriormente precipitan desde las soluciones acuosas en la química de los cristales de alteración (Lottermoser, 1992; Moller, 1998) o son integradas en la química de los minerales mediante procesos de sorción en la superficie del mismo (Bau, 1991), donde las REE con mayor movilidad son el La y Ce bajo complejos fluorurados o clorurados bajo temperaturas $> 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Haas et al., 1995). El proceso anteriormente mencionado es muy probable que esté ocurriendo en las muestras EG – 01, 02, 08, 10, 11 y 12 las cuales presentan un mayor grado de alteración argílica – argílica avanzada, ya que muestra congruencia con los resultados obtenidos.

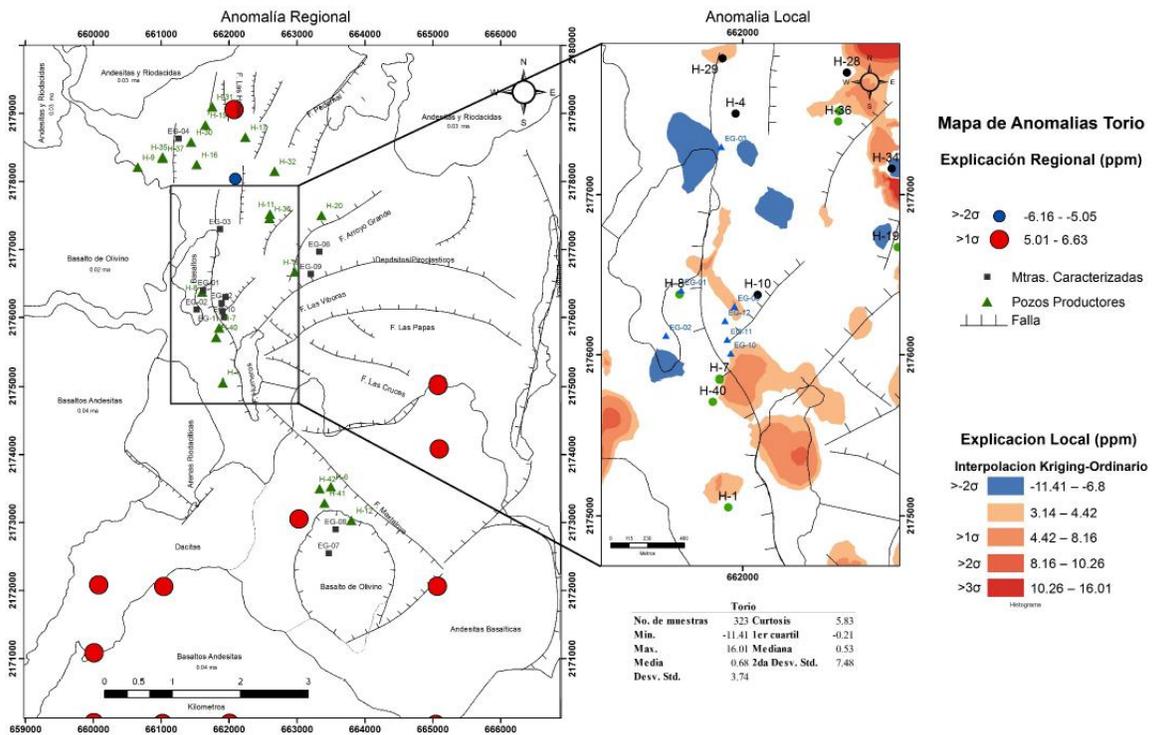


Figura 31. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Torio en el CGLH.

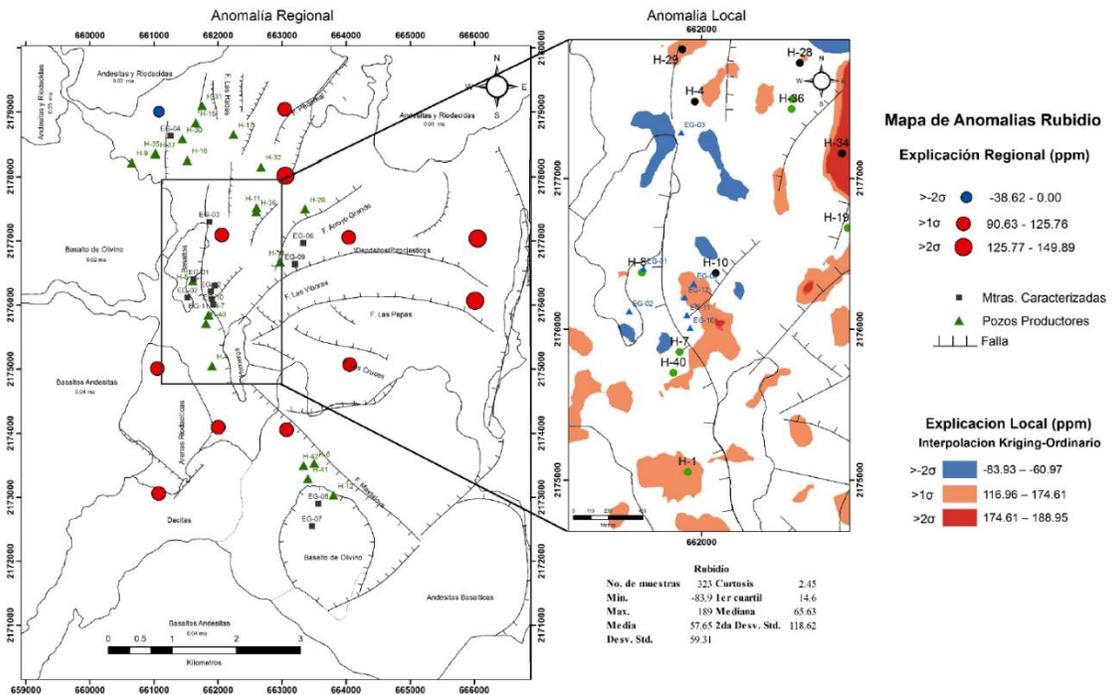


Figura 32. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Rubidio en el CGLH.

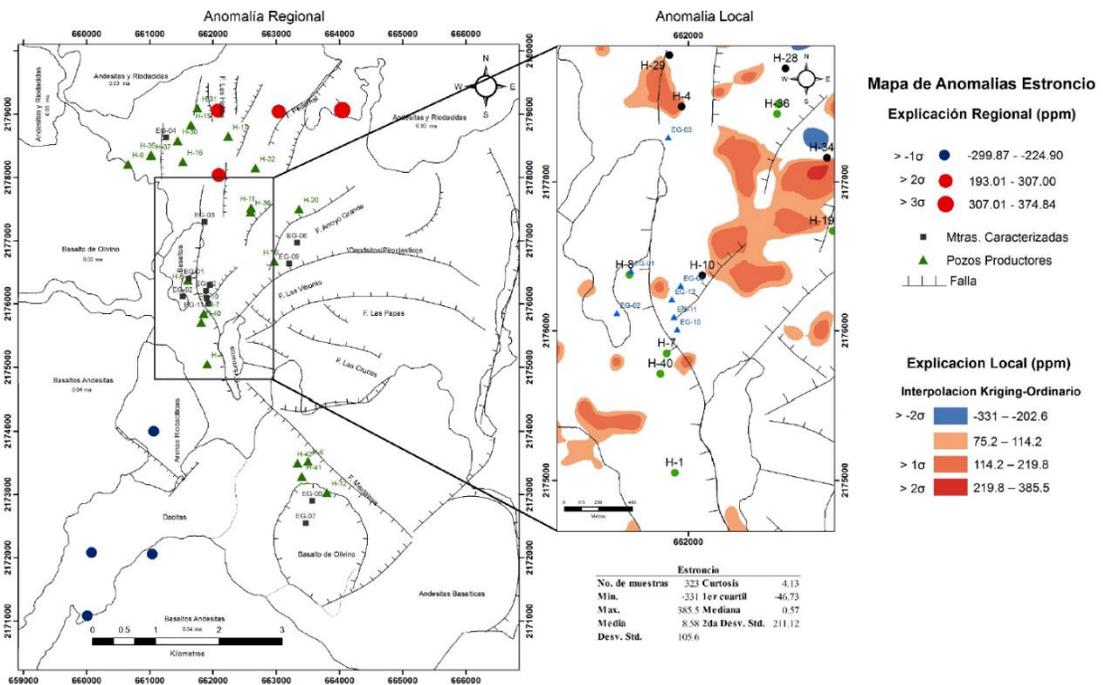


Figura 33. Anomalías geoquímicas predominantemente positivas de Estroncio en el CGLH.

La distribución espacial de las anomalías producto de la interacción agua-roca observada en

las Figuras 31, 32 y 33 muestran patrones similares para los elementos enriquecidos, siguiendo las trazas de algunas estructuras geológicas identificadas como “falla Arroyo Grande”, Las Papas y Las Víboras. Las dos principales unidades litológicas en la zona productora central y norte de la caldera de Los Potreros son basaltos de olivino y depósitos piroclásticos, ambas unidades presentan alteración argílica – argílica avanzada cuyo balance de masas mostró que los elementos enriquecidos durante los procesos de alteración hidrotermal son el Bi, Th, Mo, As, Nb, Pb, Sr, Ba, Zn, Rb, S, SiO₂, Cu, U, y K₂O. Para efectos de este estudio solo se muestran los resultados de Th, Rb y Sr debido a que la correlación bivariable realizada al balance de masas, sugiere que los elementos Th, Rb y Sr son los de mayor coeficiente de correlación (> 0.5).

Estos elementos pueden ser considerados bajo otros parámetros de exploración geológicos, geoquímicos y geofísicos como elementos indicadores de zonas productivas en el campo geotérmico de Los Humeros, ya que indican fuerte correlación geoquímica con la alteración hidrotermal y las zonas de producción actual.

IV.I.IX PROCESOS DE INTERACCIÓN AGUA-ROCA EN EL RESERVORIO GEOTÉRMICO DE ALTA ENTALPÍA; LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO.

Los resultados de las anomalías geoquímicas del aluminio (Figura 34) son predominantemente negativas; el muestreo regional muestra anomalías en la zona productora sur del campo geotérmico, con valores por encima del umbral geoquímico (<2σ); en el muestreo local existen valores obtenidos mediante el balance de masas que están por encima de >2σ (-13.98 – -9.60 ppm); el aluminio presentó un pequeño enriquecimiento en la zona norte en el muestreo regional. El calcio presenta anomalías predominantemente negativas (Figura 35). En el muestreo regional las anomalías están distribuidas principalmente al sur del campo, con valores por debajo del umbral geoquímico (<1σ); en el muestreo local se observan zonas empobrecidas con valores arriba de >2σ (-5.96 – -5.12 ppm); al igual que el aluminio, el calcio presentó pequeñas zonas con anomalías enriquecidas en la zona productora norte del campo geotérmico y al norte de la falla de los Humeros. En el caso del hierro (Figura 36), este elemento presenta empobrecimiento regional en la zona sur, con un enriquecimiento en la zona norte del campo geotérmico, localmente se observan enriquecimientos por encima del umbral geoquímico >2 (-6.18 – -3.94 ppm).

La distribución espacial de las anomalías geoquímicas predominantemente negativas, observadas en las Figuras 34, 35 y 36, muestran patrones similares para los elementos empobrecidos, siguiendo trazas de fallas. Las dos principales unidades litológicas en la zona productora central y norte de la caldera de Los Potreros son basaltos de olivino y depósitos piroclásticos, ambas unidades presentan alteración argílica – argílica avanzada cuyo balance de masas indica que los elementos enriquecidos durante los procesos de alteración hidrotermal son el Al₂O₃, Cr, Cu, Zn, CaO, MgO, K₂O y Fe₂O_{3T}. Para efectos de este estudio,

solo se muestran los resultados de Al_2O_3 , CaO y Fe_2O_3 debido a que la correlación bivariante realizada al balance de masas, sugiere que los elementos Al_2O_3 , CaO y Fe_2O_3 son los de mayor coeficiente de correlación (> -0.5).

A diferencia de las anomalías positivas, las negativas no son usadas directamente para la exploración geoquímica, ya que el empobrecimiento puede no estar asociado directamente con la integración agua-roca, por lo que únicamente se pueden utilizar como una aseveración más para la movilidad de elementos químicos del Campo Geotérmico de Los Humeros.

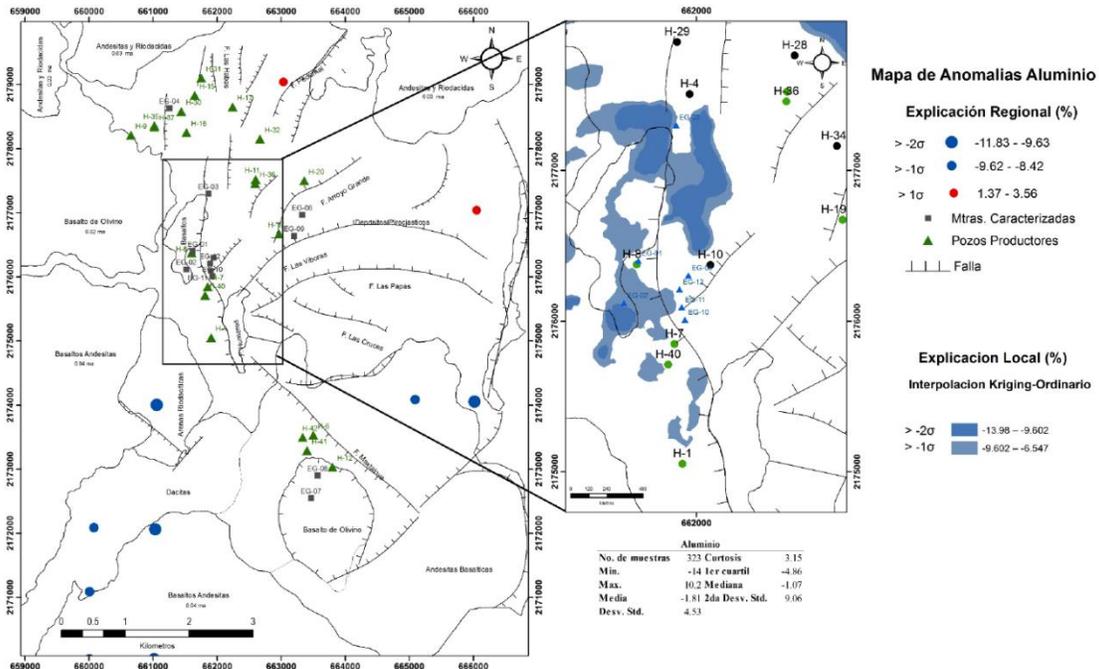


Figura 34. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Aluminio en el CGLH.

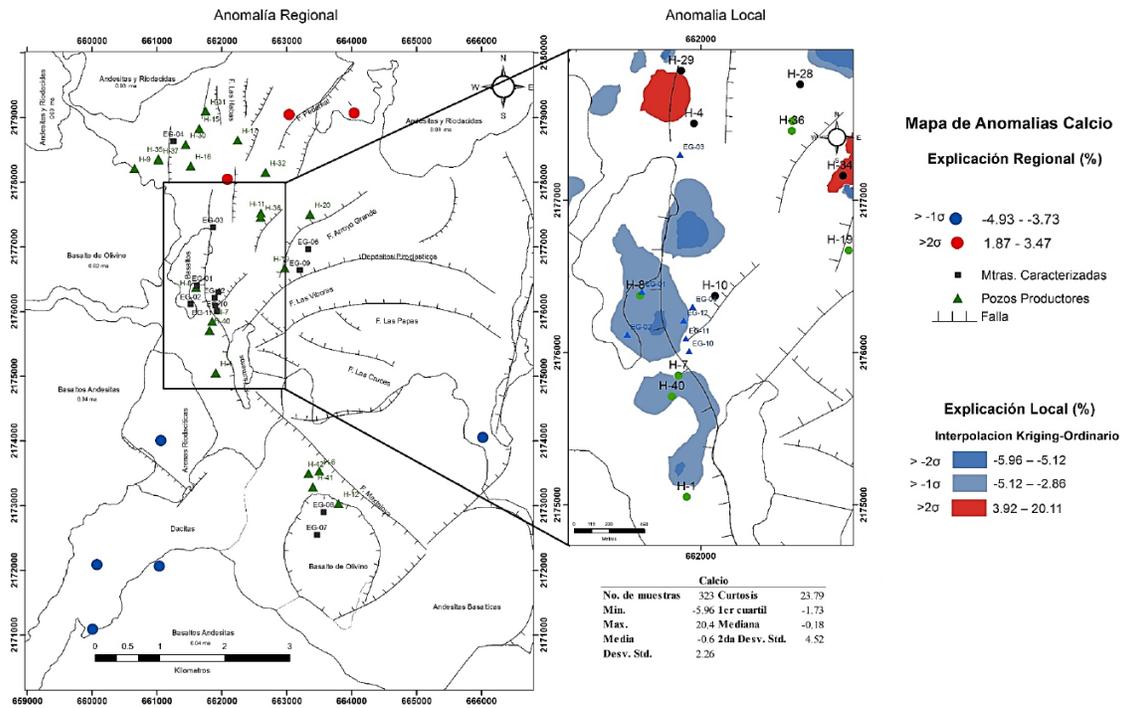


Figura 35. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Calcio en el CGLH.

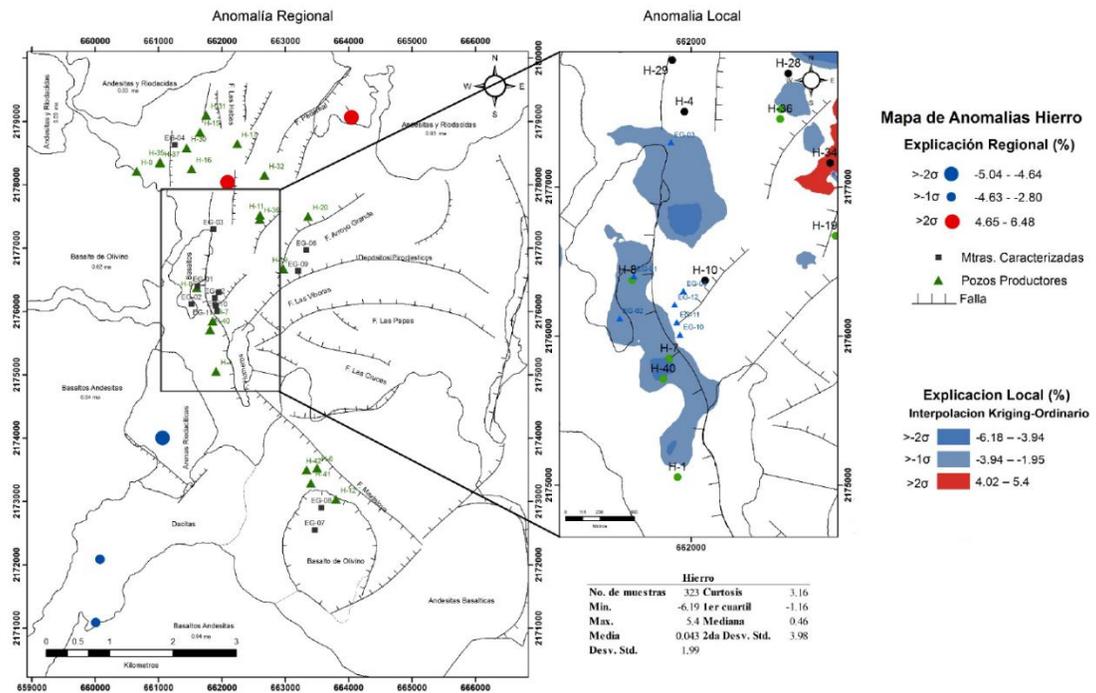


Figura 36. Anomalías geoquímicas predominantemente negativas de Hierro en el CGLH.

IV.II ALTERACIÓN HIDROTERMAL PROFUNDA

Estudios petrográficos y minerográficos llevados a cabo en el CGH por Viggiano y Robles (1988a), Prol-Ledesma y Browne (1989), Prol-Ledesma (1991), Izquierdo (1993), Martínez-Serrano y Alibert (1994), Prol-Ledesma (1998) y Tinoco (2008), mostraron que la secuencia de rocas volcánicas fueron y están siendo afectadas por la circulación de fluidos geotérmicos con temperaturas >290 °C y con menos de 2 500 mg/kg de sólidos disueltos totales, transformando los minerales primarios de la roca a minerales más estables a las nuevas condiciones físico-químicas.

Los análisis químicos de los fluidos que provienen de las descargas de los pozos, presentan baja salinidad, esto se debe a que el fluido analizado es vapor condensado en superficie, además, en el caso del agua recuperada de los pozos productores de fluidos bifásicos (agua + vapor), también se encontró baja salinidad, por lo que la permeabilidad en el yacimiento geotérmico es irregular; la intensidad de la alteración hidrotermal está íntimamente relacionada con las fallas, ya que en esta zona se muestra un incremento en la alteración total, lo cual evidencia una falta de equilibrio químico en la relación agua-roca (Prol-Ledesma, 1998).

La figura 37 muestra el sector de la Caldera de Los Humeros, en donde se ha centrado el desarrollo del campo. En dicha figura están localizados los pozos analizados en este estudio y dos secciones geológicas que se presentan en las figuras 38 y 39.

IV.II.I GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Básicamente se reconocen cuatro unidades de espesor variable (Tabla 5) (Viggiano-Guerra y Robles, 1988), con intercalaciones de rocas de distinta composición; no todas presentes en la columna litológica de cada pozo, a saber:

Unidad 1. Vulcanismo Post-caldera. Cuaternaria (Reciente a 100,000 años). Compuesta por andesitas, basaltos, dacitas, riolitas, flujos y tobas de ceniza, pómez, ceniza y material de erupciones freáticas.

Unidad 2. Caldera volcánica. Cuaternaria (510,000 - 100,000 años). Compuesta principalmente por ignimbritas líticas y vítreas de dos derrumbes (Los Humeros y Los Potreros). Incluye pómez, tobas y algunas coladas de lava andesítica, así como domos riolíticos.

Unidad 3. Vulcanismo Pre-caldera. Terciario (Mioceno-Plioceno, 10 - 1.9 Ma). Compuesta por flujos de lava andesítica, con algunas intercalaciones de horizontes de tobas. El mineral accesorio característico de las andesitas es la augita y la hornblenda en zonas profundas. Esta unidad incluye flujos locales y menores de basalto, dacita y eventualmente riolita.

Unidad 4. Basamento. Mesozoico-Terciario (Jurásico-Oligoceno, 140 - 31 Ma). Compuesta por calizas y lutitas subordinadas y pedernal. En esta unidad se encuentran rocas intrusivas (granodiorita, diorita y gabro) y metamórficas (mármol, *skarn*, hornfels), eventualmente algunos diques diabásicos a andesíticos más recientes (Mioceno).

UNIDAD LITOLÓGICA	DESCRIPCIÓN	EDAD (VIGGIANO-GUERRA Y ROBLES, 1998)	PROFUNDIDAD APROXIMADA
I. UNIDAD POSTCALDÉRICA	Material piroclástico y lavas acidas a básicas	Vulcanismo postcaldérico, 20 ka	0 a 550 m
II. UNIDAD CALDÉRICA	Tobas líticas e ignimbritas	Ignimbrita Xaltipan, 0.5 ma	550 a 1 100 m
III. UNIDAD PRECALDÉRICA	Andesitas, basalto y toba vítrea	Andesitas Teziutlán y Alseséca, Terciario	1 100 a 2 300 m
IV. BASAMENTO	Caliza recristalizada, intrusivo granodiorítico y metamórficas de contacto	Rocas calcáreas metamorfizadas del Cretácico	2 300 a 3 000 m <i>(Pozo más profundo del Campo)</i>

Tabla 5. Unidades litológicas identificadas con el microscopio de polarización y correspondencia con las unidades descritas previamente para la geología del subsuelo. Según Viggiano-Guerra y Robles (1988).

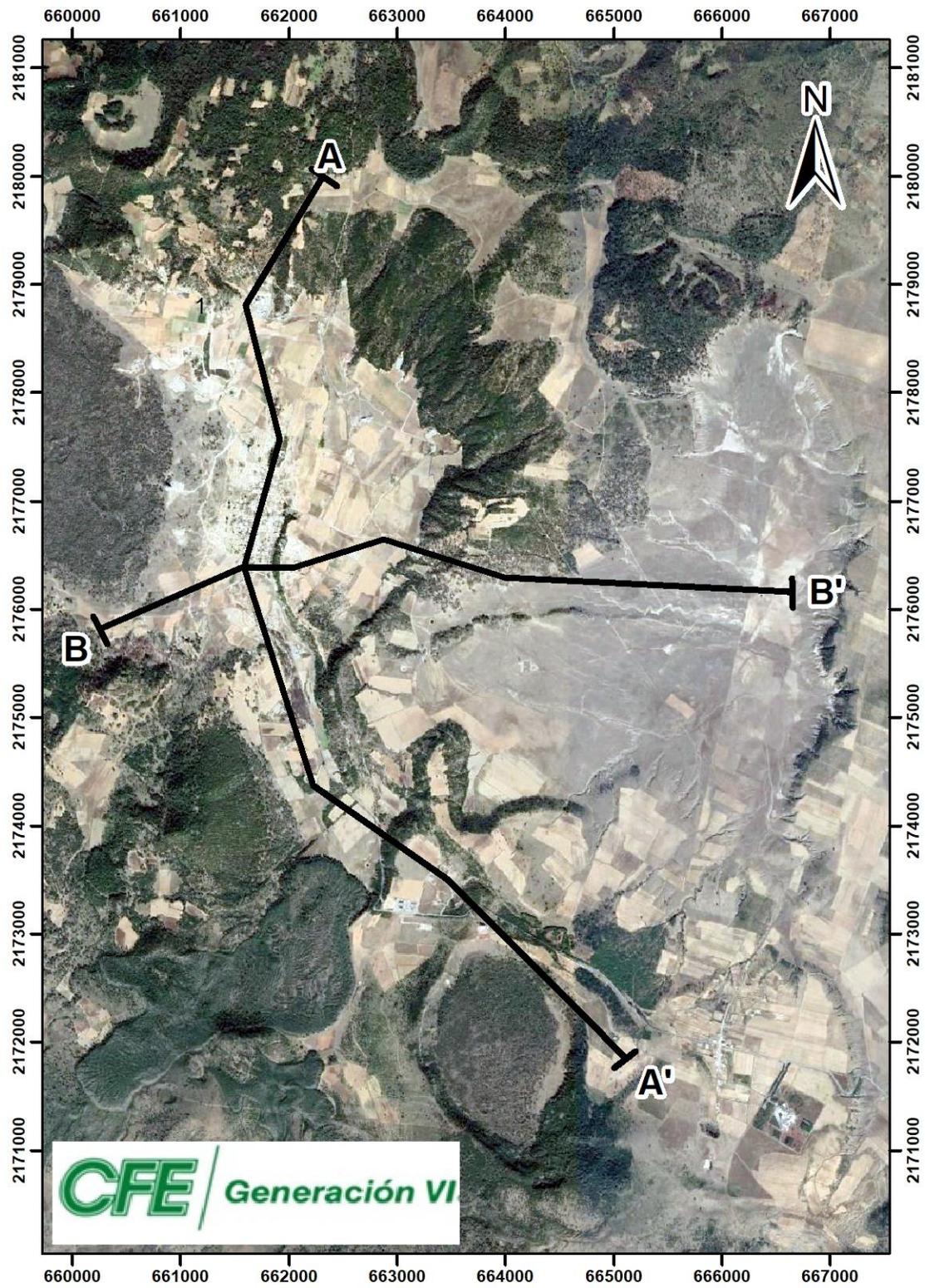


Figura 37. Imagen satelital de la parte central de la Caldera con dos secciones representativas de la zona donde se concentran los pozos geotérmicos del Campo.

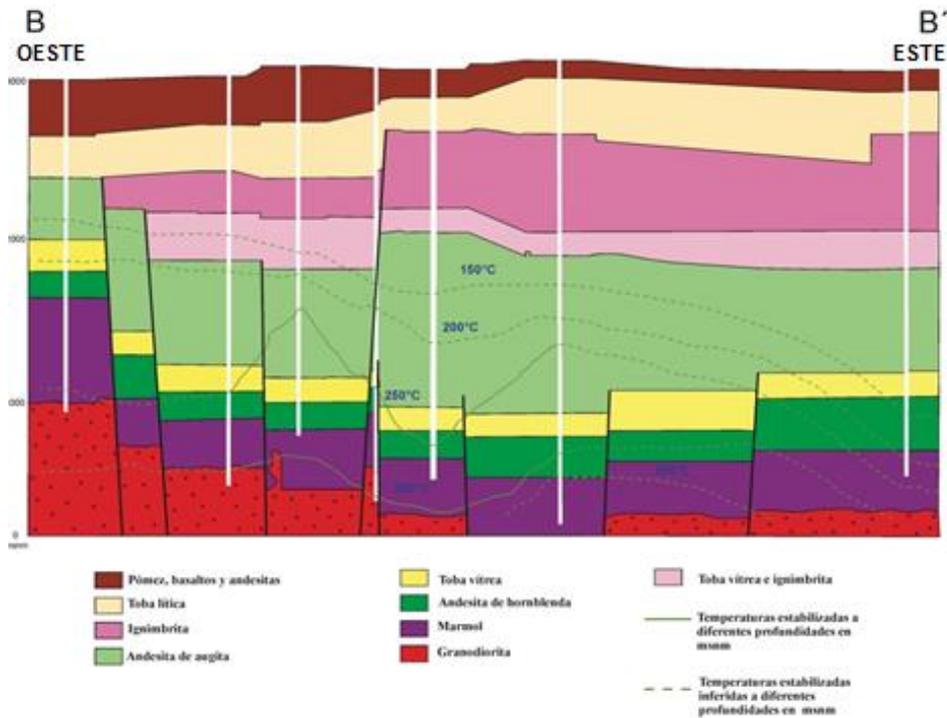


Figura 38. Correlación litológica Oeste – Este B-B'.

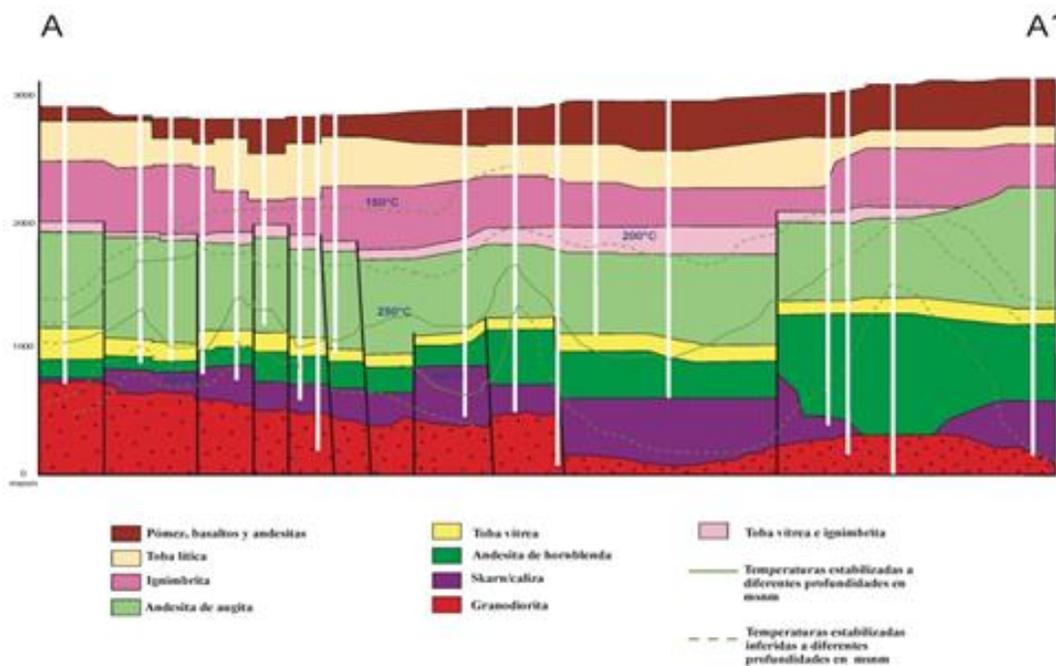
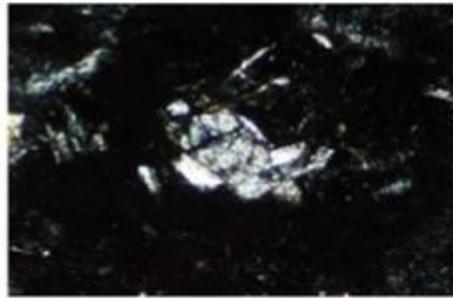


Figura 39. Correlación litológica Norte – Sur A-A'.

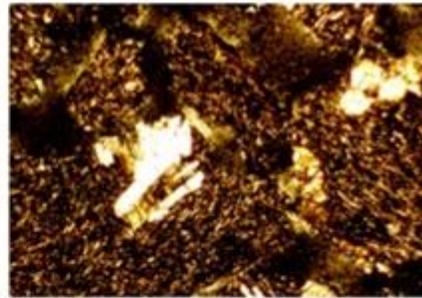
A) MINERALES PRIMARIOS

En las Figuras 38 y 39 se muestran dos correlaciones litológicas en las que se han integrado las unidades litológicas, las fallas y los pozos estudiados en este trabajo, mismos que fueron perforados a profundidades promedio de 2 200 m. Los estudios petrográficos y minerográficos fueron realizados cada 10 m de profundidad, en cada uno de ellos lo que corresponde a 1 500 láminas delgadas (determinación de minerales transparentes: primarios y neoformados) y 1 500 superficies pulidas (determinación de minerales opacos) estudiados previamente por González Partida y publicados por Viggiano & Robles (1988). La unidad superior está constituida por andesitas básicas con intercalaciones de basaltos. Hacia la parte superior, la unidad se hace más básica constituyéndose de basaltos; sobreyaciendo a estas se presentan ignimbritas líticas y vítreas. Las ignimbritas líticas están constituidas por fragmentos de andesitas, de basaltos, de calizas, y de intrusivos. Las ignimbritas vítreas muestran típicas evidencias de desvitrificación según formas esferulíticas, axiolíticas o material felsosídico. El “paquete andesítico” se caracteriza por la presencia de andesita de augita en la parte superior y de andesitas de hornblenda en la parte inferior.

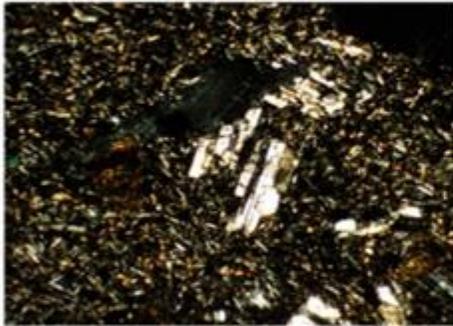
El paquete de andesitas de augita carece de interdigitaciones piroclásticas; no así las andesitas de hornblenda que ocupan una tercera parte del espesor de la unidad, siendo hacia la base interrumpidas por intercalaciones de piroclásticos. El “basamento local” está constituido por caliza cretácica. A manera de ejemplo en las figuras 40 y 41 se presentan fotomicrografías de las rocas antes descritas.



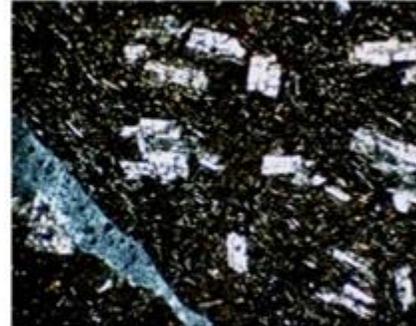
Andesita microporfídica



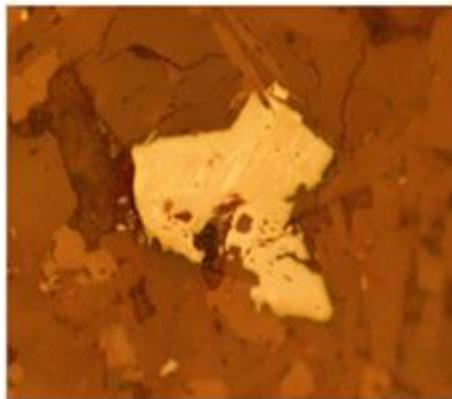
Andesita microporfídica



Andesita de augita



Andesita Microporfídica



Ilmenita + Magnetita



Ilmenita

Figura 40. Fotomicrográficas de rocas del subsuelo, Unidad Postcaldérica (50 a 550 m). (Luz Natural, 200 x)
Se observa andesita microporfídica con microcristales de plagioclasa y minerales opacos de ilmenita y magnetita, muestras obtenidas de un pozo del Sur del CGLH.

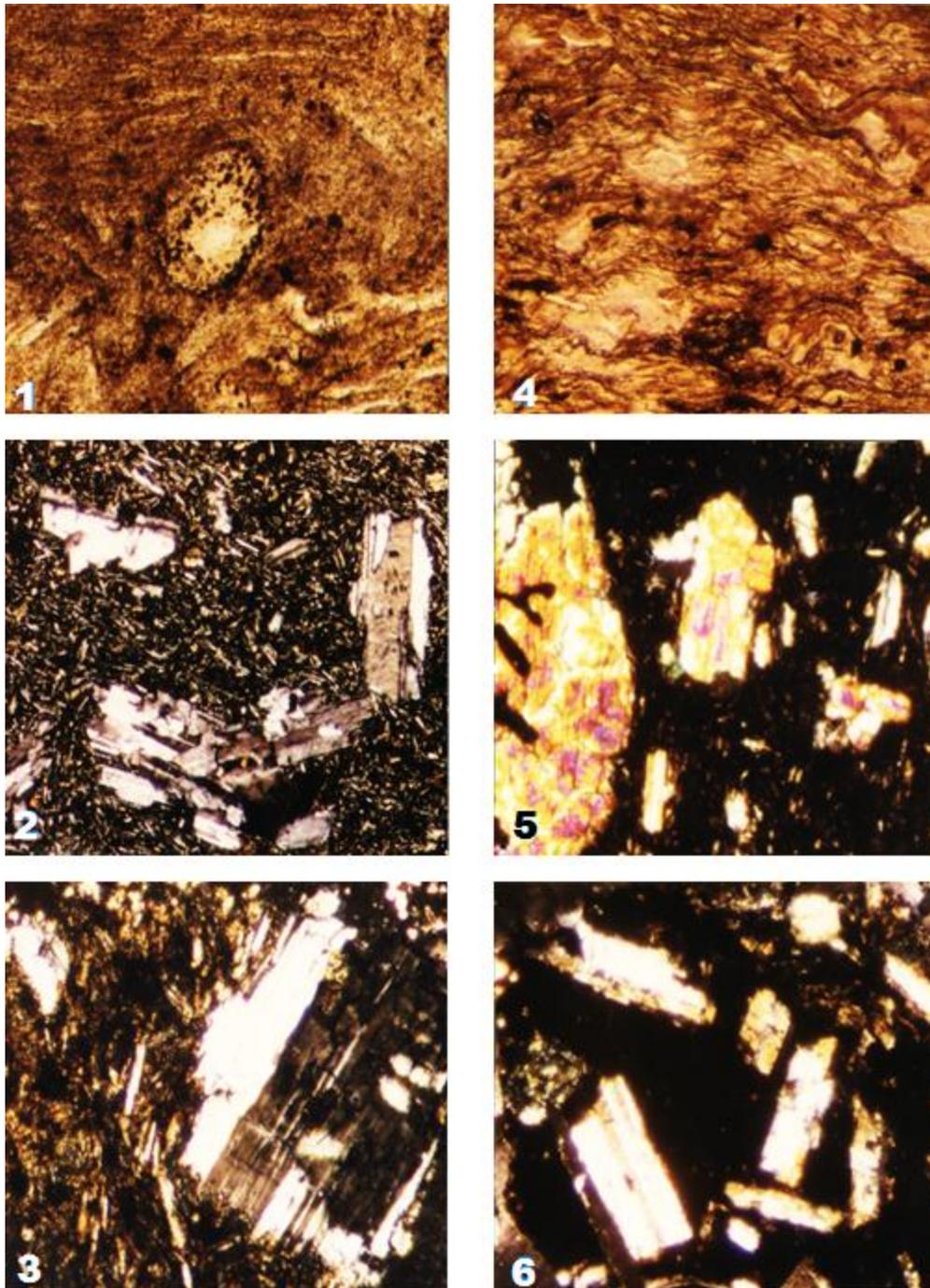


Figura 41. Fotomicrografías de rocas del subsuelo, Unidad Caldérica (550 a 1 100 m). (Luz Natural, 200 x) 1 y 4 muestran la secuencia piroclástica del paquete superior de ignimbritas, sello local del reservorio. En las fotomicrografías 2, 3, 5 y 6 se observa andesita microporfídica con fenocristales de plagioclasa.

B) MINERALES DE ALTERACIÓN

Los principales minerales de alteración hidrotermal observado en el CGH son cuarzo, calcita, caolinita, illita, clorita, zeolitas, anfíboles (actinolita), azufre nativo, sulfatos, clinopiroxenos (diópsido), feldespatos potásico (adularia) , biotita, granate, sulfuros (pirita y pirrotita), y óxidos de hierro (magnetita y hematita); en menor cantidad se observa wairakita, titanita, formando asociaciones paragenéticas bien definidas (Figuras 42, 43, 44, 45 y 46). La epidota es uno de los minerales más ampliamente distribuidos en el campo y está presente en zonas donde las temperaturas medidas directamente en pozo son de 220 a 250 °C, indicando que debió de haberse formado durante etapas de mayor temperatura. En el caso de las zeolitas han sido identificadas coexistiendo con granates y micas en pozos de la zona norte a profundidades de 900 m, respectivamente; el granate está incluido en vetas a estas profundidades pudiendo ser depositado por un proceso de telescopeo debido a que la estabilidad de este mineral está por encima de los 300 °C (Prol-Ledesma, 1991; Izquierdo 1993; Martínez-Serrano y Alibert, 1994; Prol-Ledesma, 1998; Tinoco, 2008). En el CGH la alteración hidrotermal depende en gran parte de la temperatura, la que se encuentran emplazada generalmente en fracturas y/o microfracturas y en vuggs, fenómenos previamente visualizados por Martínez-Serrano & Alibert, (1994) y Prol-Ledesma, (1998). Con base en los datos anteriormente publicados (Viggiano & Robles, 1988a; Prol-Ledesma, 1991; Izquierdo 1993; Martínez-Serrano & Alibert, 1994; Prol-Ledesma, 1998; Tinoco, 2008) y los datos adquiridos en el presente estudio, los tipos de alteración están distribuidos de la siguiente manera:

- La zona i, la cual consiste en una zona de descarga superficial ácida (0 m a 60 m) y una zona argílica avanzada (60 a 600 m) con la presencia de zeolitas, calcita y óxidos.
- La zona ii es de tipo propilítica (600 – 1700 m) con presencia de epidota, clorita, calcita, cuarzo y sulfuros (pirita principalmente).
- La zona iii (>1815 m) está presente solo en ciertos sectores del Campo Geotérmico como en un pozo de la zona Noroeste, donde las temperaturas superan los 350 °C y presenta un pH de alrededor de 2, se observan minerales de alteración argílica como la pirofilita, sericita, anhidrita, biotita y pirrotita.
- La zona iv y más profunda (>1700 m) con la presencia de minerales característicos de un skarn de calcita, diopsida, wollastonita, calcopirita, etc. La pirita es el mineral más abundante en la secuencia volcánica alterada.

Las siguientes fotomicrografías que se presentan en las figuras 42 a la 46, se obtuvieron de ripios de perforación de algunos pozos del CGH, muestran imágenes representativas de la mineralogía observada en el yacimiento geotérmico de Los Humeros.

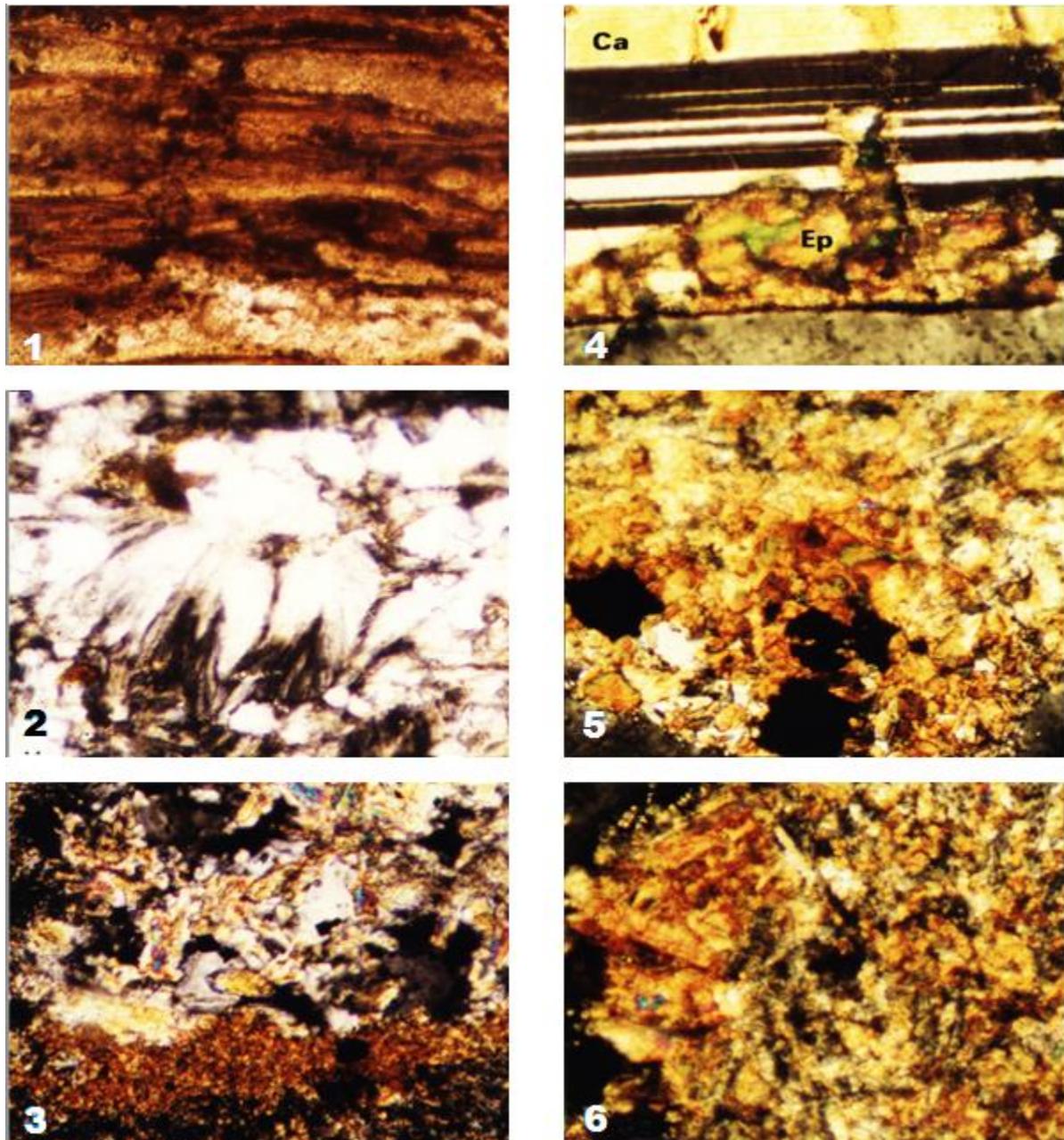


Figura 42. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Postcaldérica (150 a 350 m). 1 Piroclastos de la roca sello del reservorio; 2 Vetilla de zeolitas de los niveles someros del reservorio (200m - 330 m), 3 Cuarzo y escasa epidota, 4 Epidota reemplazando plagioclasa, 5 y 6 pirofilita. Fotomicrografías con Luz Polarizada, 400 x (10 x 40).

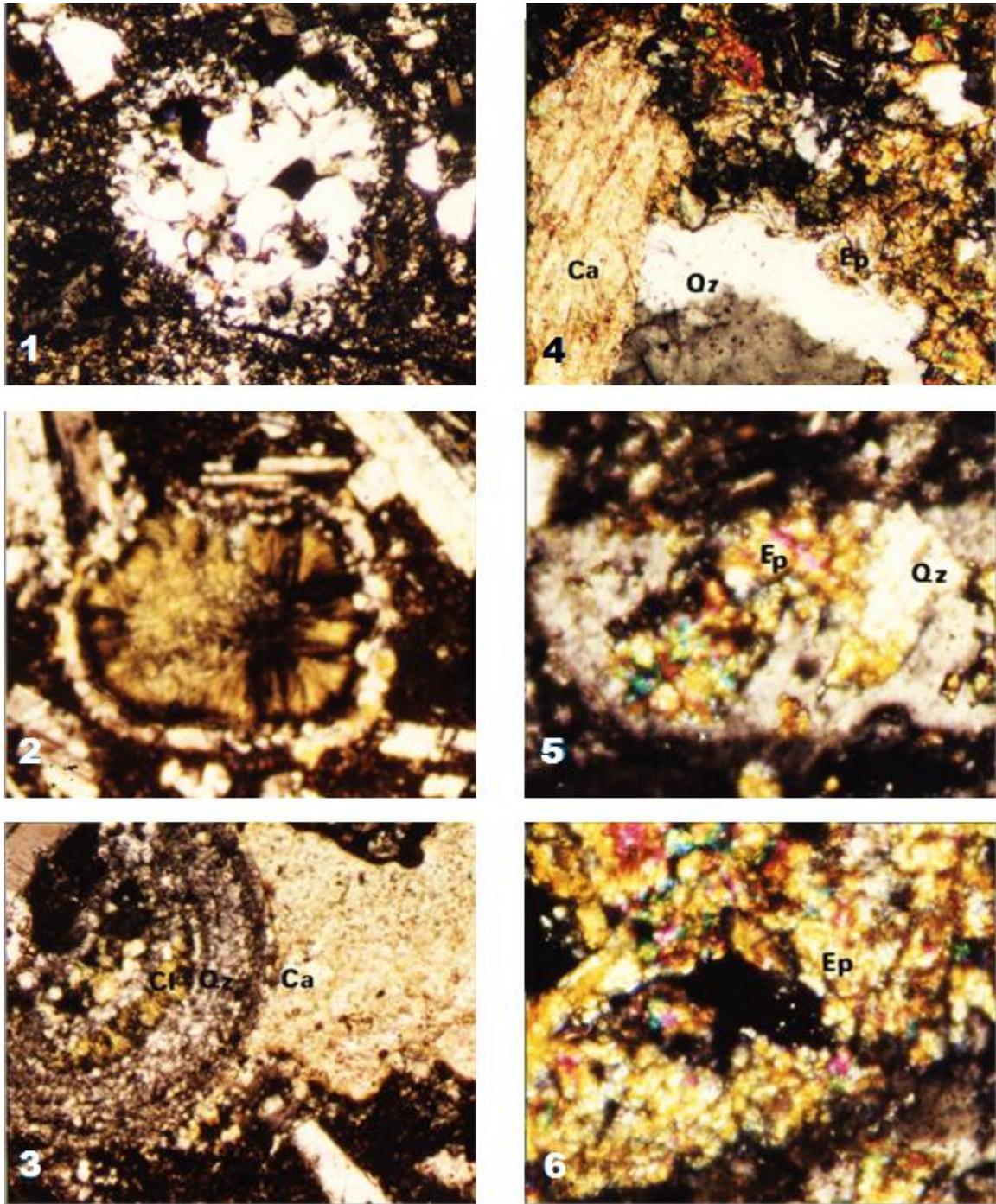


Figura 43. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Precaldérica (1 100 a 2 500 m). 1 vugulo relleno de cuarzo al centro y zeolita, 2 y 3 Vugulo relleno de clorita al centro y calcita, y clorita (Cl) + cuarzo (Qz) + calcita (ca), representativo de 200 a 600 m de profundidad. 4, 5 y 6 Propilitización de alta temperatura con Ca=calcita, Qz = cuarzo, Ep = epidota, representativo de 1000 a 2000 m de profundidad. Fotomicrografías con luz polarizada, 400 x (10 x 40).

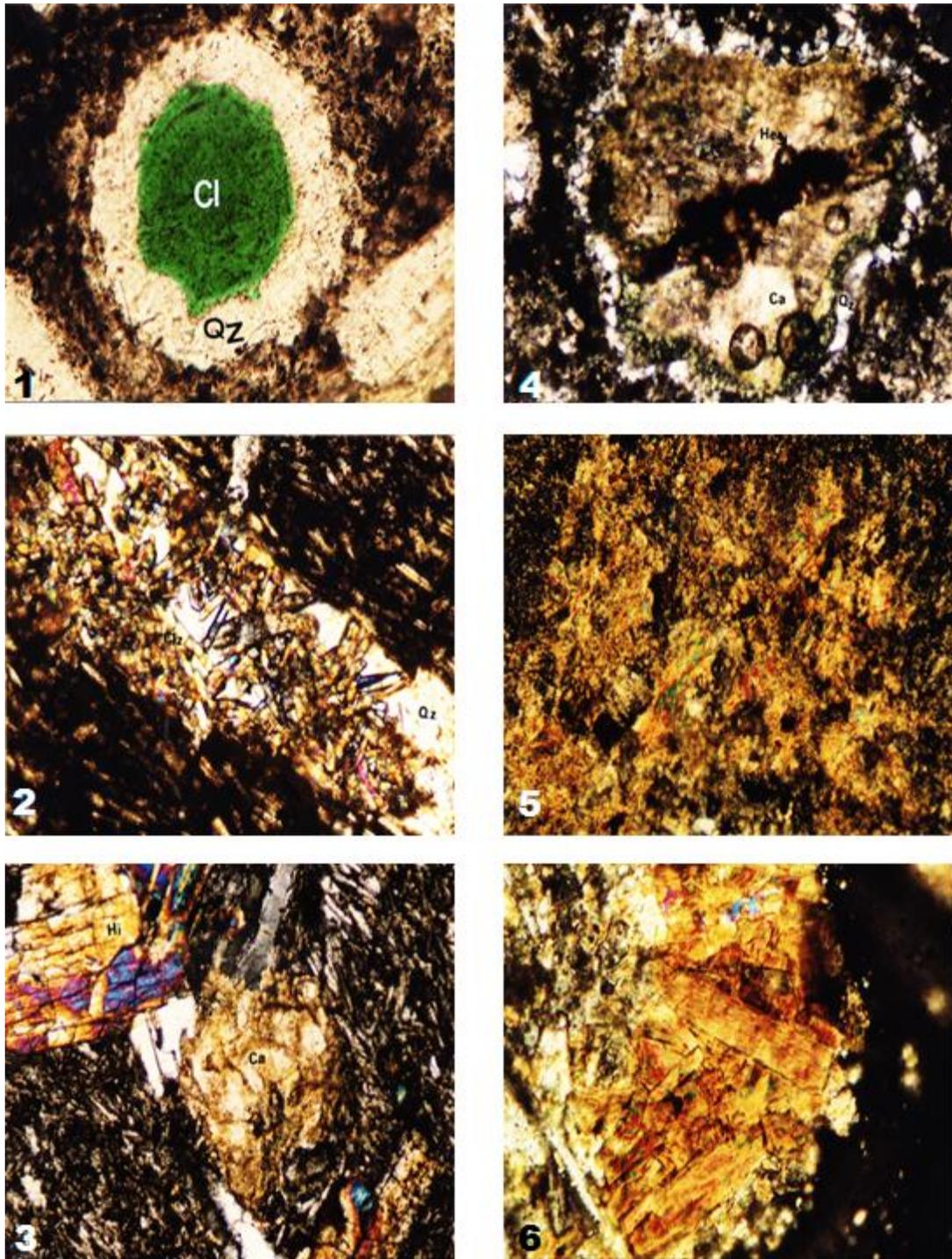


Figura 44. Muestras representativas del subsuelo del CGLH, Unidad Caldérica (300 a 700) y Precaldérica (1 000 a 2 000 m). 1 Vugulo relleno de clorita (Cl) y cuarzo (Qz). 2 y 3 Propilitización de alta temperatura representativo de 1000 a 2000 m, Qz = cuarzo, Ep = epidota, y calcita (Ca) de profundidad similar pero en zonas de menor alteración. 4 Vugulo relleno de clorita al centro y calcita (Ca), clorita + cuarzo (Qz) + hematita (He), representativo de 300 a 700m de profundidad. 5 y 6 Biotita y actinolita que representan las zonas más profundas y calientes del reservorio. Fotomicrografías con Luz Polarizada, 400 x (10 x 40).

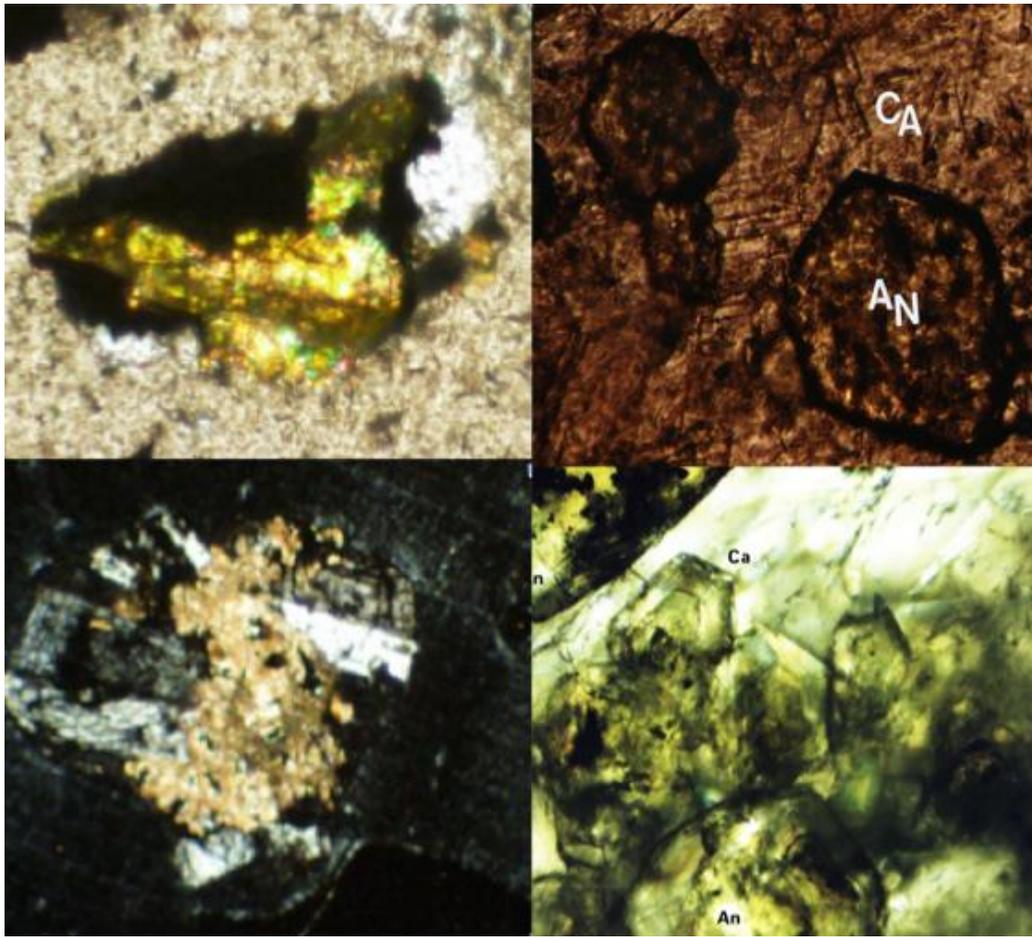
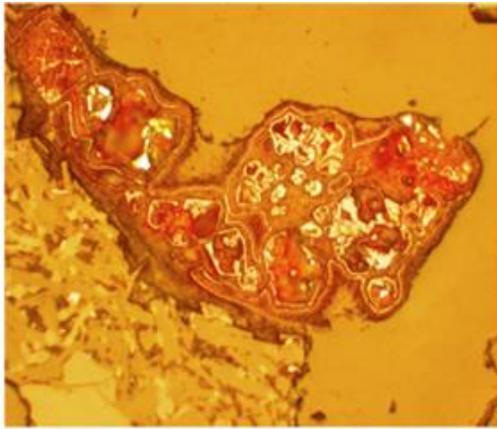
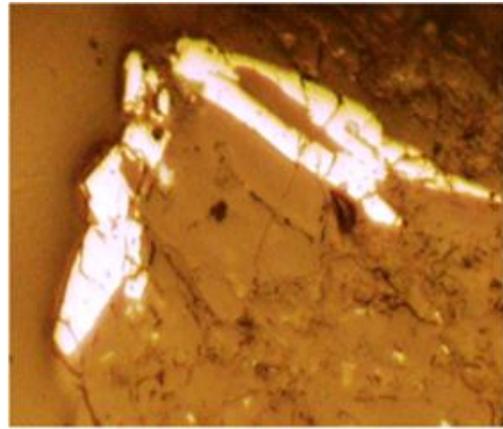


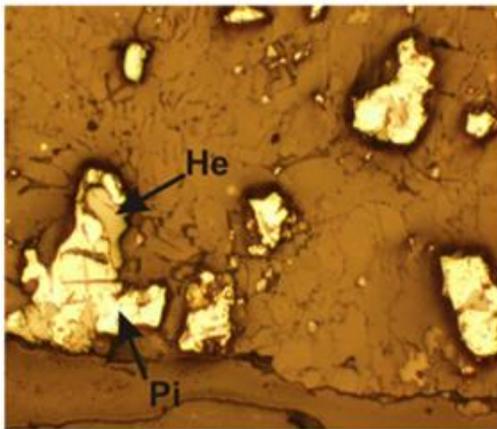
Figura 45. Basamento (> 2 500 m). Se observa la mineralogía del skarn asociada a un evento térmico anterior al hidrotermalismo del reservorio actual, donde se tiene calcita + magnetita + cuarzo + epidota (Sup. Izq.), calcita (Ca) + andradita (An) (Sup. Der.), calcita reemplazando andesina (Inf. Izq.) y calcita (Ca) + andradita (An) (Inf. Der.) Fotomicrografías con Luz Polarizada, 400x (10 x 40).



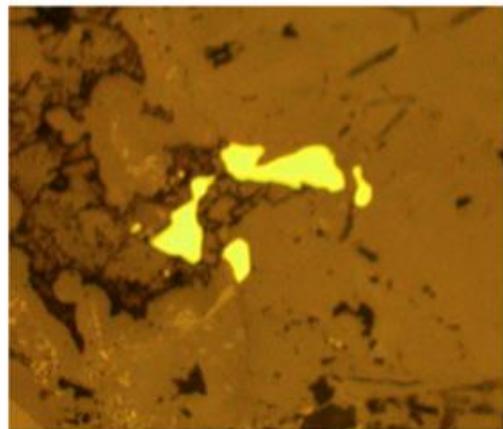
Hematita



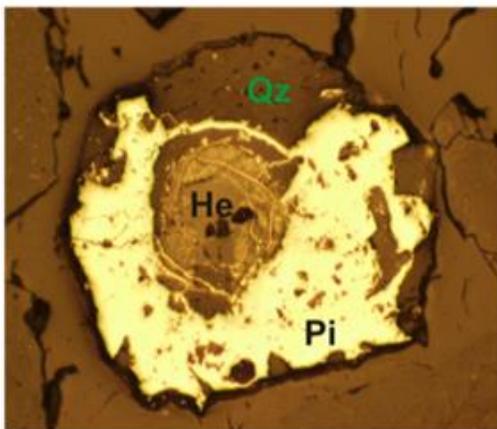
Marcasita



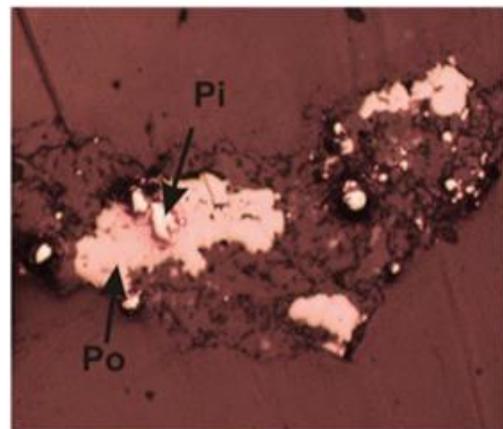
Pirita + Hematita



Calcopirita



Pirita + Hematita + Cuarzo



Pirita y Pirrotita

Figura 46. Minerales opacos neoformados característicos del Campo.

En este trabajo se presenta el descubrimiento de dos nuevos minerales, uno superficial y el otro de profundidad media, en la figura 47 se presenta el Clinocloro y en la 48 la Wroewolfeita.

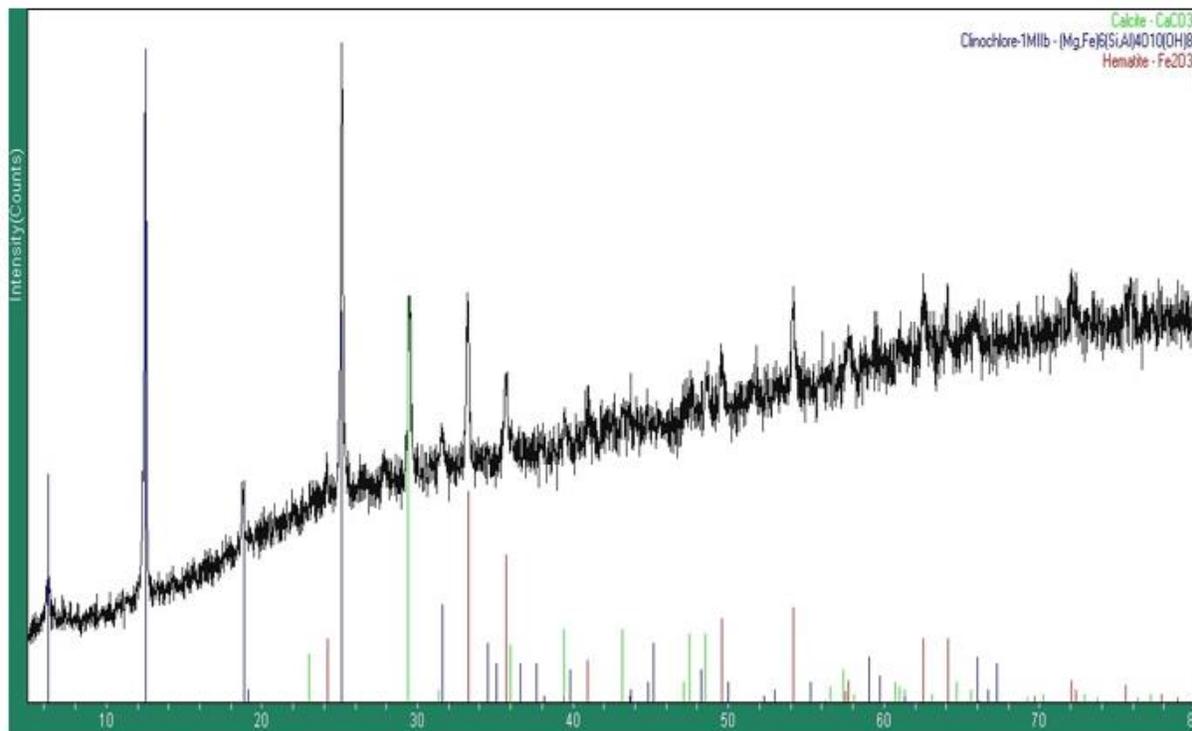


Figura 47. Espectro de RX del mineral Clinocloro. Muestra obtenida de un pozo de la zona Centro. Andesita profundidad 1 038 m; El mineral Clinocloro se observa en la imagen de color pardo rodeado de Clorita (Verde).

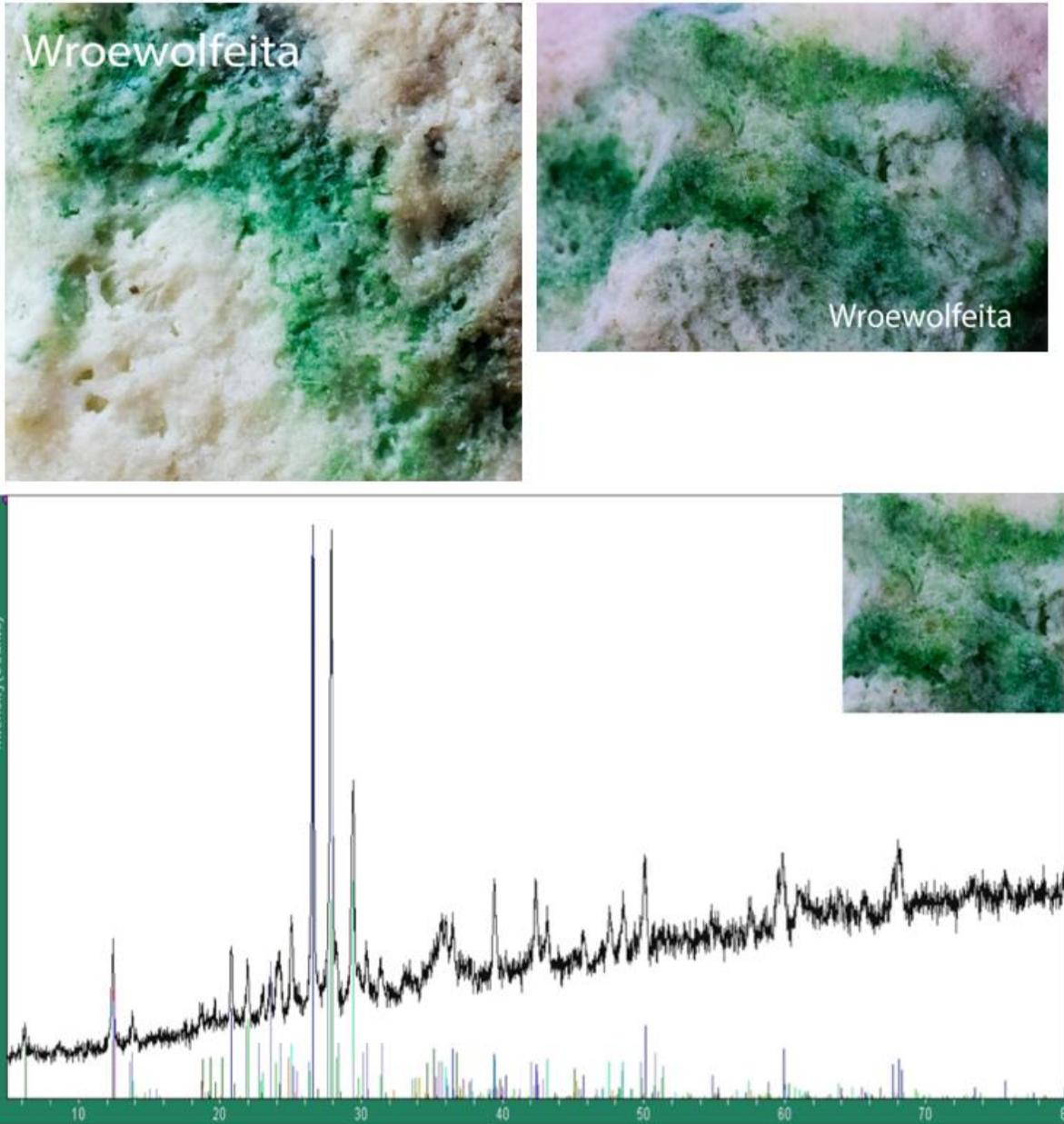


Figura 48. Espectro de RX del mineral Wroewolfeita. Fórmula: $\text{Cu}_4[\text{SO}_4][\text{OH}]6.2\text{H}_2\text{O}$, este mineral de color verde es asociado a la descarga hidrotermal argílica avanzada (azufre + alunita + coalinita + cuarzo) en Loma Blanca, Los Humeros.

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

En Los Humeros las estructuras profundas del basamento permiten el rápido ascenso de vapor sobrecalentado el cual se neutraliza en los niveles someros de la caldera (\pm a los 2000 m); las aguas meteóricas neutralizan estos fluidos propiciando una “cubierta propilítica” que envuelve la alteración ARGILICA AVANZADA profunda, además de que se presenta un zoneamiento mineralógico que depende en gran parte de la temperatura y de la acidez del fluido: Así, se distingue:

1º Una zona superficial a subsuperficial (0 a 100 m de profundidad) “*argilica avanzada*” de baja temperatura entre los 100 a 70 °C representada por *kaolinita + calcedonia + alunita + wroewolfeita + azufe nativo + poca illita+esmectita + hematita* producto de la descarga de gases con pH acidos.

2º Cuatro zonas paragenéticas:

La mas somera (I) propilítica de baja temperatura o “de zeolitas” y esta constituida por *estilbita y/o mordenita + hematita + calcita + pirita + marcasita + cloritas + calcedonia + leucoxemos + hematita + esmactita – Na + kaolinita* hacia la cima.

La zona (II) dominada propilítica y representada por la paragénesis mineral de *epidota + calcita + pirita + cloritas + cuarzo + prehnita + wairakita \pm hematita) + Clinocloro + Esmectita + illita interestratificada + poca clorita en fracción arcillosa + marcasita (en piroclastos principalmente).*

La zona (III) dominada propilítica de alta temperatura y representada por *clinozoicita +epidota+ anhidrita (escasa)+biotita +sericita+ calcopirita e idaita \pm (clorita+cuarzo+calcita) and clorita+ (llita+ esmactita interestratificada) + magnetita +pirrotita + pirita .*

La zona (IV) “*argilica avanzada profunda de alta temperatura y pH acido*” representada por *Anhidrita (principalmente)+ cuarzo (principalmente) + (Alunita + Dikita + sericita +pirofilita).*

Los minerales del Skarn no deben de considerarse en la tabla paragenética ya que siempre han causado confusión y que están representados por *grosularia-andradita, diópsida, Clinozoicita, epidota, fuxita, magnetita, sulfuros de cobre, clinopiroxenos y Wollastonita+calcita distal.*

Los minerales hidrotermales se encuentran emplazados generalmente en fracturas y/o microfracturas, y en "vuggs" y en menos proporción reemplazando plagioclasas. La presencia de fallas parece estar íntimamente relacionada con la alteración total ya que ésta se incrementa preferentemente en zonas de estructuras permeables.

Para las arcillas, la ocurrencia de illita, illita/esmectita interestratificada y esmectita se han correlacionado con los gradientes de temperatura en los sistemas geotérmicos (Steiner, 1968; Muffler & White, 1969; Browne & Ellis, 1970; Esslinger & Savin, 1973; Browne 1978; Yau et al., 1988; Harver & Browne 1991); Basados en estos estudios, el límite superior para la estabilidad térmica de la esmectita es de $< 120^{\circ}\text{C}$, la interestratificación de illita/esmectita de $< 220^{\circ}\text{C}$, e illita a 300°C , ya que según Simmons & Browne (1998) la illita se transforma a muscovita a los 300°C . En sistemas geotérmicos la montmorillonita se convierte en illita aproximadamente a los 200°C , en otros medios geológicos su conversión total requiere de temperaturas próximas a los 300°C : Sin embargo la confiabilidad de usar las arcillas como un geotermómetro ya se ha cuestionado Essene & Peacor (1995).

V.I PARÁMETROS DE CONTROL EN LOS TIPOS DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL Y DE MINERALIZACIÓN

Tomando como referencia características comunes encontradas en algunos sistemas geotérmicos del borde del Pacífico (Filipinas, Japón, USA, Islandia y Nueva Zelanda), se concluye este trabajo con el siguiente análisis de grupos minerales y tipos de alteraciones en función de la temperatura y pH como condiciones de formación.

Las variables que influyen en la formación de la alteración en sistemas hidrotermales son:

1. Temperatura
2. Química del fluido
3. Concentraciones
4. Composición de la roca almacenadora
5. Cinética de los fluidos
6. Periodo de actividad o grado de equilibrio
7. Permeabilidad

Al incrementarse la temperatura, las especies minerales tienden a deshidratarse paulatinamente, y se favorece la estabilidad de estas, por ejemplo la formación de la secuencia esmectita con interestratificación de esmectita – illita presenta cada vez menos contenido de esmectita conforme aumenta la temperatura en las pequeñas zonas de arcilla hasta llegar a illita y finalmente a mica blanca.

Similarmente, las ceolitas se deshidratan más bajo condiciones más calientes como se observa en la secuencia clinoptilolita – mordenita – estilbita – laumontita – wairakita.

La temperatura también influye en el grado de cristalinidad de los minerales, las temperaturas más altas favorecen a la formación de minerales más cristalinos.

La caolinita y halloysita, se forman a condiciones y temperatura ambiente, mientras que una caolinita más profunda se forma bajo temperaturas hidrotermales elevadas, y la dickita más cristalina se desarrolla bajo condiciones todavía más calientes.

La composición de los fluidos hidrotermales tiene una fuerte influencia sobre la mineralogía de alteración mientras que la temperatura tiene una marcada influencia sobre los límites de fases. Las proporciones de los minerales constituyentes, son más importantes que las concentraciones absolutas. Por ejemplo en sistemas hidrotermales activos, las salmueras altamente salinas del campo geotérmico Salton Sea (aproximadamente 250, 000 ppm de sólidos totales disueltos) producen los mismos enlaces de alteración en la mayoría de los rangos de temperatura que los fluidos (más diluidos) de Nueva Zelanda (3,000 ppm de sólidos totales disueltos) y algunos Campos Geotérmicos Islandeses. (Weissberg et al., 1979).

La composición de la roca almacenadora controla hasta cierto punto los enlaces de minerales de alteración.

La mineralogía del Skarn, por ejemplo, se forma en rocas almacenadoras calcáreas.

La adularia feldespato potásico secundario es preferencialmente encontrada donde la roca almacenadora y/o fuente son ricas en potasio (riolita o shoshonita por ejemplo).

La paragonita (Na-mica) bajo ciertas condiciones se forma como un producto de alteración de albita, mientras que la muscovita se forma a partir de los feldespatos potásicos alterados.

La sílice amorfa se puede formar a temperaturas moderadamente altas ($\pm 200^{\circ}\text{C}$) (donde los fluidos saturados de sílice disminuyen, por ejemplo tuberías de infraestructura superficial, mientras que el cuarzo cristalino grueso se forma a la misma temperatura pero bajo condiciones estáticas lo cual permite que los cristales crezcan lentamente.

La duración del hidrotermalismo o el periodo durante el cual la permeabilidad ha permanecido constante, determina si se ha establecido el equilibrio entre el fluido en circulación y la roca almacenadora. Los minerales pueden formarse en condiciones metaestables si el equilibrio no ha sido alcanzado.

La permeabilidad secundaria, como sistemas de fracturas dilatadas y litologías permeables, comúnmente ponen a la roca almacenadora en contacto con los fluidos hidrotermales. La alteración fílica y argílica son comúnmente encontradas adyacentes a las estructuras mayores o vetas, donde los fluidos son menores al pH neutro (ácidos), mientras que la alteración propilítica es usualmente encontrada en rocas almacenadoras en condiciones de permeabilidad decreciente y más lejano al canal del fluido principal.

Es así que la temperatura y el pH del fluido son los más importantes de los muchos factores que influyen en la mineralogía de los sistemas hidrotermales. Bajo condiciones saturadas, calientes e hidrostáticas, la presión está directamente relacionada a la temperatura, mientras

que la presión del gas y la proporción de concentraciones elementales son reflejadas en el pH del fluido. Las otras variables (con la excepción local de quizás la composición de la roca almacenadora y la composición absoluta de los fluidos), tienen una influencia menor sobre la mineralogía de alteración.

Los grupos minerales que se analizan en la figura 4 de este trabajo, se describen brevemente a continuación, con base en su temperatura y pH como condiciones de formación y considerando los más comunes en el yacimiento y zona superficial de los Humeros.

Grupo Sílica.

Los minerales de **sílice** son los únicos minerales de alteración estables significativos que se producen a un pH muy bajo del fluido (generalmente menor a 2, Stoffregen, 1987) cuando se asocian comúnmente con pequeñas cantidades de fases de hierro y titanio, como el **rutilo**. Bajo condiciones extremadamente ácidas, **sílice opalina, cristobalita y tridimita** se encuentran en ambientes superficiales por encima del nivel superior del sistema hidrotermal de cloruro, generalmente a temperaturas de menores a 100°C. El cuarzo es el principal mineral del grupo que se forma a altas temperaturas. En la figura 4 el cuarzo o sílice (**cristobalita, tridimita o sílice amorfo**), ha sido incluido en todos los enlaces debido a que los fluidos hidrotermales (en sistemas geotérmicos activos) son más comúnmente saturados de SiO₂.

Bajo condiciones de pH más altas en el fluido, la sílice amorfa es encontrada a temperaturas menores a 100°C. El cuarzo está casi presente a temperaturas más altas, mientras que la **calcedonia** se produce localmente a temperaturas intermedias (generalmente en el rango de 100-200 ° C), especialmente en condiciones de depositación rápida, la sílice amorfa puede formarse a temperaturas de hasta 200 ° C en ambientes de enfriamiento rápido (por ejemplo, escalas en tuberías de superficie geotérmica; Brown, 1986)

Grupo Alunita

En un fluido con pH ligeramente superior a 2, la alunita se forma junto con los **minerales de sílice** en un amplio rango de temperatura (Stoffregen, 1987). Ocurre en asociación con **andalucita** a altas temperaturas (típicamente > 350-400 ° C; Sverjensky et al., 1991).

Los siguientes ambientes de formación de la **alunita** han sido identificados por Rye y otros (1992), usando datos de isotopos de sulfuro y oxígeno. Las condiciones de formación de la alunita en estos ambientes pueden además ser inferidas, desde su forma cristalina así como de sus propiedades geológicas y paragénesis mineral.

La alunita calentada por vapor se desarrolla en ambientes superficiales por la oxidación de fluidos de sulfato ácido del gas H₂S que se desarrolló a partir de un sistema hidrotermal en ebullición a profundidad. La alunita depositada de esta agua de bajo pH calentada por vapor comúnmente se da como cristales pseudo cúbicos de grano fino. Esta alunita puede ser

encontrada en profundidades de 1 a 1.5 km en entornos donde los fluidos de sulfato ácido descienden en sistemas hidrotermales decrecientes (Reyes, 1990b).

La alunita superficial se desarrolla a partir de la producción de ácido sulfúrico debido al intemperismo de depósitos masivos de sulfuro y muestra un hábito pseudoacicular muy fino, pobremente cristalino.

Grupo Caolín

El grupo **caolín** se obtiene de fluidos moderadamente bajos de pH (4 aprox. Reyes 1990b) y coexiste con el grupo de la **alunita** bajo un fluido transicional con un rango de pH de 3 a 4. La **halloysita** se presenta como un producto de intemperismo superficial aunque hay algunas evidencias de que la **halloysita** se forma bajo condiciones hidrotermales de temperaturas muy bajas. La **caolinita** es formada a profundidades someras bajo condiciones de baja temperatura (<150 – 200 °C) y la **pirofilita** se forma a mayores profundidades de la corteza, bajo condiciones de temperatura mas altas (<200 – 250 °C). La **Dickita** se forma en características transicionales entre estos dos últimos rangos de profundidad y temperatura. La diáspora es localmente encontrada con fases de los grupos de **alunita y/o caolinita**, comúnmente en zonas de intensa silicificación y a expensas de la pirofilita con base en la reacción: cuarzo + diáspora → pirofilita (Hemley et al. 1980).

Grupo Illita

Se forma a partir de fluidos con un rango de pH de 4 a 6, el grupo **illita** domina y coexiste con el grupo **Caolín** con fluidos de pH 4 – 5, dependiendo de la temperatura y salinidad del fluido. La **esmeclita** se da a bajas temperaturas (< 100 – 150°C) intercalada con **illita-esmeclita** a alrededor de 100 a 200°C, la **illita** a 200 – 250°C y la **muscovita** a temperaturas mayores a 250°C.

Los cambios en la cristalinidad de la **muscovita** pueden además ser observados por análisis de difracción de rayos X. Con el incremento de la temperatura hay un cambio progresivo de mica a muscovita bien cristalizada. Aunque la muscovita es el mineral común presente en los sistemas hidrotermales de cobre y oro, la fase mineral sódica **paragonita** es encontrada en algunos sistemas donde la roca almacenadora tiene una alta proporción de Na y K (la **albita** como **plagioclasa**). El **corindón** ocurre a temperaturas mayores a un rango de 400 > 450°C.

Grupo Clorita

Bajo condiciones de pH ligeramente acidas a neutras, los minerales de clorita – carbonato, se vuelven dominantes coexistiendo con el grupo **illita** en ambientes donde el pH de los fluidos es de 5 – 6. Las **intercalaciones de clorita - esmeclita** ocurren a bajas temperaturas pasando a **clorita** en temperaturas más altas. En sistemas geotérmicos activos esta transición ocurre a temperaturas significativamente mas bajas en ambientes de rift (ejemplo, Islandia

Kristmandoter, 1984) que en terrenos volcánicos de islas (ejemplo Filipinas, Reyes 1990), y posiblemente refleje una respuesta al fluido o a la química de la roca almacenadora.

Grupo calcosilicatos

Se forma bajo condiciones de pH neutro o alcalino. La paragénesis **Ceolita – Clorita – Carbonato** son formados bajo condiciones frías y la **epidota**, seguida de los **anfíboles secundarios (principalmente actinolita)** se desarrollan progresivamente a temperaturas más altas. Las **ceolitas** son particularmente sensibles a la temperatura. Las **ceolitas hidratadas (natrolita, chabazita, mesolita, mordenita, estilbita, heulandita)** predominan bajo condiciones frías (<150 – 200°C), mientras que las ceolitas menos hidratadas como **laumontita** (<150 – 200°C), y **wairakita** (200 – 300 °C) ocurren a niveles cada vez mas profundos y más calientes en los sistemas hidrotermales (Steiner. 1977; Leach et al., 1983). En algunos sistemas la **prehnita y/o pumpellita** son encontradas a alrededor de 250 – 300 °C (Elders et al., 1979) en asociación con (o en algunas situaciones en lugar de) epidota.

Se tiene **epidota incipiente**, pobremente cristalina, a temperaturas de alrededor de 180 a 220 °C y también fases cristalinas a temperaturas más altas (>220-250°C; Reyes, 1990b). Los **anfíboles de alteración (principalmente actinolita)** aparecen como estables en sistemas hidrotermales activos a temperaturas mayores a 280 a 300°C (Browne, 1978). La **biotita** predomina dentro o inmediatamente adyacente a intrusiones porfídicas. En sistemas activos la biotita de alteración se desarrolla a temperaturas mayores de 300 a 325 °C (Elders et al, 1979). Los sistemas porfídicos activos se caracterizan por enlaces de **clinopiroxenos** (>300°C) y **granates** (>325 – 350 °C) (Elders et al., 1979). Sin embargo, en el campo geotérmico Tongonan, los granates hidratados son encontrados a temperaturas significativamente más bajas (250-300°C) (Leach et al., 1983).

Otros minerales

Los **carbonatos** son encontrados sobre un amplio rango de pH y temperaturas y están asociados con **Caolín, illita, clorita** y fases de calcosilicatos. Una zonación de carbonatos con incremento en el pH del fluido es encontrada en muchos sistemas hidrotermales (Leach and Corbett, 1993, 1994, 1995). Los carbonatos de Fe – Mn (siderita – rodocrosita) coexisten con caolín e illita, mientras que la mezcla de los carbonatos de Ca – Mn – Mg – Fe (rodocrosita – ankerita – kutnahorita – dolomita) producen arcillas illíticas y cloríticas, y los carbonatos de Ca – Mg (Calcita – dolomita) coexisten con mineralogía de composición rica en clorita – calco – silicatos. Esta zonación explica el decremento en la actividad (movilidad del fluido) del Fe, Mn y Mg al incrementarse progresivamente el pH del fluido (Leach et al., 1985). Los carbonatos generalmente se extienden a través de todos los niveles en sistemas hidrotermales desde ambientes de skarn superficiales hasta skarn relacionados con pórfidos.

Los **feldespatos** están relacionados con fases de **clorita y calco silicatos**. Los feldespatos de alteración son generalmente estables bajo condiciones de pH cercanas de neutros a alcalinos.

La albita se da donde los fluidos tienen una alta proporción $aNa+/aK$ y el feldespato potásico una baja proporción $aNa+/aK$. La **adularia** ocurre como una especie de feldespato potásico mientras que la ortoclasa es encontrada a altas temperaturas dentro del ambiente porfídico. Browne (1978) demostró que la adularia ocurre preferencialmente en condiciones permeables de alto flujo de fluidos y la **albita** bajo condiciones de baja permeabilidad.

Los sulfatos son encontrados sobre la mayoría de rangos de temperatura y pH en sistemas hidrotermales. Mientras que la **alunita** se forma bajo condiciones de pH bajos ($< 3-4$), la **anhidrita** se forma a pH más altos y temperaturas mayores de $100 - 150^{\circ}C$. El **yeso** se desarrolla en ambientes más fríos. La **jarosita** comúnmente formada por el intemperismo de sulfuros, también ocurre en niveles someros de ambientes ácidos de algunos sistemas geotérmicos activos de Filipinas (Leach et al, 1985).

Zonas de alteración asociadas a grupos minerales.

Argílica avanzada. Comprende fases minerales formadas bajo condiciones de pH menores o igual a 4 (es decir, **grupo de sílice y alunita**) además de los enlaces que contienen a los grupos **alunita y kaolinita**. Meyer y Hamley (1967) incluyen fases del grupo caolín de alta temperatura (es decir, dickita y pirofilita sin el grupo de alunita) en alteración argílica avanzada, este arreglo se observa en la figura 4.

Argílica intermedia. Asociaciones de alteración formadas a temperaturas relativamente bajas ($>200 - 250^{\circ}C$) y pH de fluido moderadamente bajo (aprox. $4 - 5$). Rose and Bart (1979) definieron este tipo de alteración como asociaciones o ensamblajes dominados por **kaolinita o esmectita**. Sin embargo en la figura 4 otro grupo de minerales de baja temperatura, **caolín (halloisita) e illita (illita – esmectita intercaladas, illita)**, los cuales no son incluidos en zonas **filicas/sericíticas**, se ubican dentro del tipo de alteración argílica. El conjunto de alteración argílica también puede contener minerales del grupo de **clorita** subordinados a los minerales del grupo de illita.

La **alteración filica** se forma a rangos de pH similares a la argílica pero con temperaturas más altas ($>200 - 250^{\circ}C$), se caracteriza por la presencia de **sericita (o muscovita)**. La zona filica puede además contener miembros de temperaturas más altas del **grupo caolín (pirofilita – andalusita)** y minerales del grupo **clorita** subordinados a **sericita/muscovita**.

Alteración propilítica, se forma a condiciones cercanas a neutras o alcalinas caracterizadas por la presencia de **epidota y/o clorita** (Meyer y Hemley 1967). A relativamente bajas temperaturas ($<200 - 250^{\circ}C$), donde el tipo de alteración es dominado por **ceolitas en lugar de epidota**, en este caso el término **subpropilítico** puede ser aplicado. La aparición de **anfíboles secundarios (generalmente actinolita)** a altas temperaturas ($>280 - 300^{\circ}C$) puede ser usado para caracterizar una zona de alteración propilítica-interior. La **albita secundaria y/o feldespatos potásicos** son comúnmente encontrados en conjuntos de alteración propilítica.

La alteración potásica se forma a temperaturas altas, bajo condiciones neutras a alcalinas y se caracterizan por **biotita y/o feldespatos potásicos + magnetita ± actinolita ± clinopiroxeno**. Donde la roca almacenadora es de origen sedimentaria (calcárea), la mineralogía del skarn se forma bajo condiciones similares y consiste de una zona de minerales calco-silicatados tales como **Ca-granate, clinopiroxeno y tremolita**.

Para la alteración superficial, los diagramas tipo harker evidenciaron variaciones sistemáticas de los elementos mayores de las rocas alteradas, donde las tendencias lineales negativas del TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MnO , MgO y CaO y las positivas del Na_2O y K_2O de las muestras inalteradas son completamente difuminadas, mostrando para el caso del TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O y K_2O un enriquecimiento con respecto al SiO_2 , solo el Fe_2O_{3T} mostró un empobrecimiento respecto al incremento del SiO_2 , este enriquecimiento y empobrecimiento demuestra la intensa movilidad elemental que existe en el CGH producto de la interacción agua/roca.

Mediante la clasificación de rocas por el diagrama de Winchester y Floyd (1977), se observó que las variaciones significativas se presentaron en rocas alteradas provenientes de fuentes activas, obedeciendo al grado de interacción agua/roca, presentando a su vez una composición con mayores tendencias ácidas que la original.

El uso de los diagramas de multielementos permitió determinar la variación existente en elementos traza de las rocas alteradas con respecto a las inalteradas cogenéticas, donde las muestras alteradas presentan una tendencia a disminuir su concentración con el incremento de la incompatibilidad de elementos de Cs a Lu, mostrando anomalías negativas en Nb y positivas en Th, U, Pb y Zr en los elementos HFS, mientras que en los elementos LILE existen anomalías positivas Cs y anomalías negativas en Sr y Rb en muestra pertenecientes a fuentes activas, haciendo evidente la movilidad de elementos traza producto de la alteración hidrotermal.

Los diagramas normalizados de tierras raras mostraron patrones similares a las rocas inalteradas cogenéticas, sin embargo las muestras que presentaron alteración argílica y silícica mostraron un patrón mayormente empobrecido, mientras que las rocas que presentaron alteración argílica avanzada solo se muestran empobrecidas a partir el praseodimio y solo algunas muestras presentaron enriquecimiento en La, Ce, Nd y Sm. Los cambios observados en REE obedecen al grado de interacción agua-roca y muy posiblemente al contenido de REE en los fluidos geotérmicos, mostrando una clara movilidad de REE en el CGH.

El balance de masas realizado a las tres zonas productoras identificadas dentro de la caldera Los Potreros, mostro para la zona norte constituida por depósitos piroclásticos con alteración que varía de argílica a argílica avanzada con enriquecimiento en Cu, Th, Mo, Bi, U, SiO_2 , Ti_2O , y Sr y empobrecimiento en Al_2O_3 , MgO , CaO , K_2O , Cr y Zn, mientras que la zona productora central constituida de basaltos de olivino con alteración predominantemente argílica y argílica avanzada mostraron enriquecimiento en Bi, Th, Mo, As, Nb, Pb, Sr, Ba, Zn, Rb, S, SiO_2 y K_2O y

empobrecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3T , MgO , MnO , CaO , Cr y Cu , finalmente la zona productora sur constituida por andesitas y basaltos, muestra mayormente silicificación y argilitización más enriquecimiento en Rb , Th , Pb , Bi y S y empobrecimiento en Al_2O_3 , Fe_2O_3T , SiO_2 , MgO , CaO , Nb , Cr , Cu , Zn , As y Mo .

La correlación bi - variable realizada a las tres zonas productoras sugiere que los elementos que presentaron una mayor proporción de enriquecimiento en el análisis de balance de masas (SiO_2 , Th , Rb , Bi , y Sr) coinciden con los elemento de altos coeficientes de correlación, por lo contrario los elementos mayormente empobrecidos en el balance de masas (Al_2O_3 , Cr , Cu , Zn , CaO y Fe_2O_3T) coinciden con los elementos de alto coeficiente de correlación negativa.

La distribución espacial de las anomalías elementales ocasionadas por la interacción agua-roca muestra patrones similares para los elementos enriquecidos (SiO_2 , Th , Rb , Bi , y Sr), los elementos empobrecidos (Al_2O_3 , Cr , Cu , Zn , CaO y Fe_2O_3T) muestran tendencias más marcadas siguiendo las trazas de fallas existentes, estas observaciones espaciales son congruentes con las correlaciones bi-variables realizadas en las zonas productiva y con dos de los tres sistemas estructurares principales que controlan el ascenso de fluidos, el primero de ellos es el sistema de fallas de tendencia NW- SE dominadas por la falla Maztaloya, limitada hacia el sur del CGH y por último el sistema N-S, que es donde ocurre la principal actividad geotérmica activa.

En cuanto al comportamiento de la Alteración Hidrotermal Profunda el campo geotérmico Los Humeros presenta una distribución gradual de la alteración hidrotermal ligada a la temperatura.

Este comportamiento de los fluidos hidrotermales se relaciona directamente con cambios en el yacimiento de temperatura, presión, la reactivación de fracturas, factores físico-químicos como la ebullición, la fugacidad del oxígeno, la explotación e inyección de fluidos y la propia naturaleza del fluido. Asimismo, dicho comportamiento ha provocado que la interacción que existe entre los fluidos geotérmicos con la secuencia estratigráfica del sistema de la caldera de Los Humeros, genere que la concentración de fluidos bifásicos de altas temperaturas (mayores a $300\text{ }^{\circ}C$), estimule la producción de posibles ácidos: HCl y/o HF (en estado gaseoso) y aparentemente se dispare preferencialmente en ciertas zonas de baja permeabilidad, produciendo una variación significativa en la concentración de muchos iones, lo que refleja que las aguas cloruradas sódicas profundas se mezclan con las aguas bicarbonatadas sódicas someras (en términos de la profundidad del intervalo productor del yacimiento) producto de la interacción agua/roca. Dicho contexto, ha modificado las condiciones del acuífero superficial (Tello-Hinojosa, 1992), manifestándose con la aparición y distribución de nuevos minerales (Serrano y Dubois, 1998), donde el fluido ácido es en parte neutralizado por las rocas y el medio circundante, manifestándose como zonas con alteración hidrotermal; el resto del fluido no neutralizado es descargado en forma de fumarolas y suelos calientes vaporizantes.

Diversos estudios de mineralogía de alteración identificaron la aparición de al menos dos episodios térmicos en el sistema geotérmico Los Humeros. El primer episodio, se produjo debido a un metamorfismo de contacto entre intrusivos Terciarios y las calizas cretácicas desarrollando Skarn, hornfels y mármol, causado por los fluidos hidrotermales del yacimiento. Con base al estado actual de conocimiento se puede concluir que en el reservorio de los Humeros la sucesión paragenética esta representada por los minerales que se presentan en la figura 49.

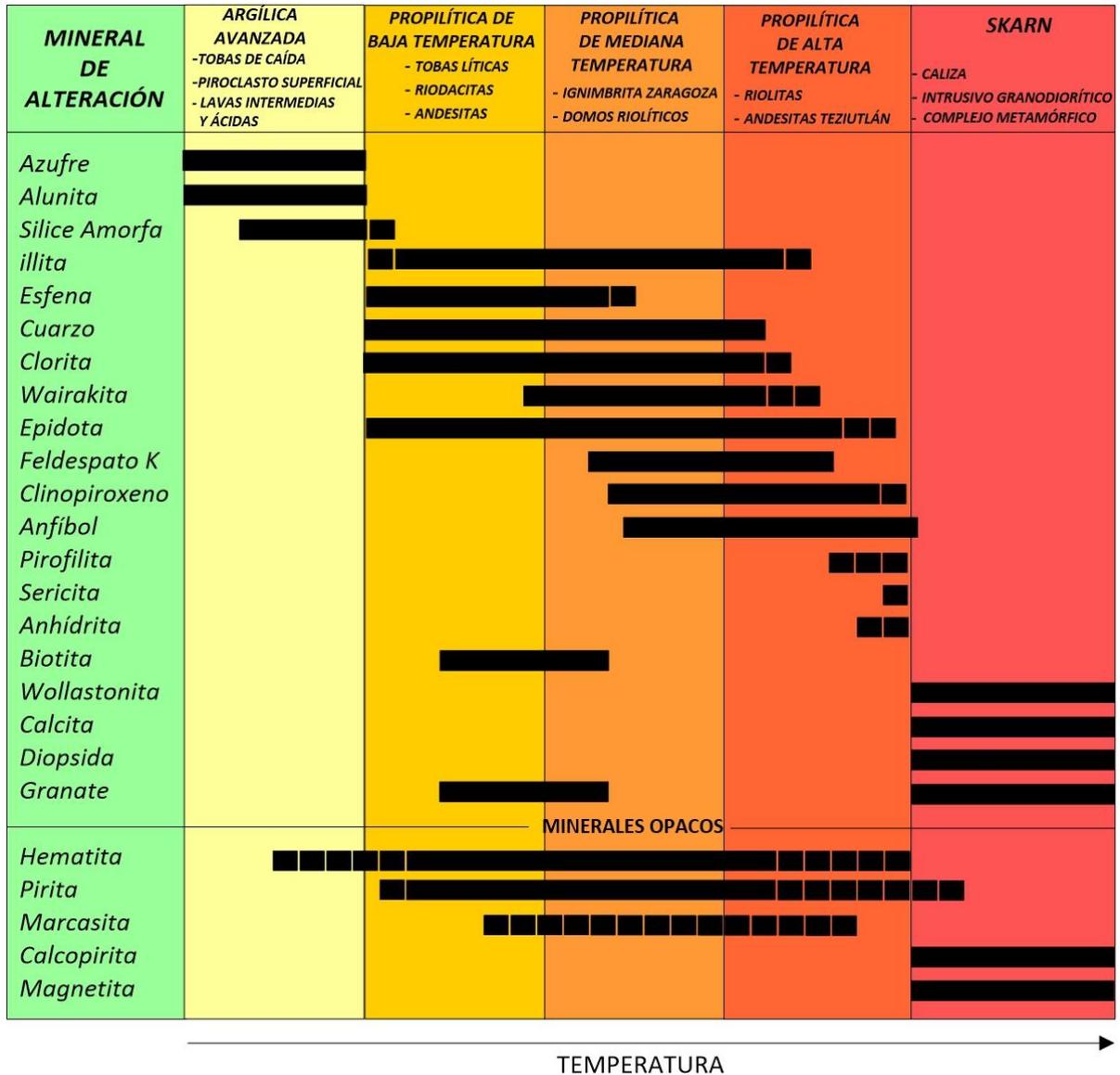


Figura 49. Zonamiento mineralógico de minerales de alteración transparentes y opacos del CGH. Modificado de Viggiano y Robles (1988a), Prol-Ledesma y Browne (1989), Prol-Ledesma (1991), Izquierdo (1993), Martínez-Serrano y Alibert (1994), Prol-Ledesma (1998) y Tinoco (2008).

VI. BIBLIOGRAFÍA.

Ambach, W., Dansgaard, W., Eisner, H., Moller, J., 1968, The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps: *Tellus* XX, 4, 595-598.

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012, Miocene paleotopography Central Alps: *Earth and Planetary Science Letters*, 337, 174-185.

Clayton, R.N., Onuma, N., and Mayeda. T. K., 1976. A classification of meteorites based on oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 30, - 1 8.

Coplen, T. B., Hopple, J. A., Bohlke, J. K., Peiser, H. S., Rieder, S. E., use, H. R., Rosman, K. J. R., Ding, T., Vocke, R. D. J., Revesz, K. M., Lamberty, A., Taylor, P., and DeBievre, P., 2002. Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. Reston, VA: United States Geological Survey.

Craig, H. ,1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science* 133, 1833-1834.

Corbett G.J. y Leach T.M. (1998) Southwest pacific gold- copper suystem. Short course manual. III Foro minero de Jalisco. Gobierno del estado de Jalisco, AIIMMGM. P 235

Dansgaard,W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436-468.

Dietrich RV (1985) *The tourmaline group*. Van Nostrand Reinhold, New York.

Eiler, J. M., 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. En *Stable Isotope Geochemistry*, V. 43 (ed. J.W. Valley y D.R. Cole), pp 319-364. Washington DC: Mineralogical Society of America.

Einaudi M.T., Meinert L.D., and Newberry R.J.: *Skarn* deposits, 1981, *Econ. Geol.*, 75th anniversary volume, pp. 391-317.

Einaudi, M. T., 1982, Description of *Skarns* associated with porphyry copper plutons, *Advances in geology of the porphyry coppers deposits*, Tucson, south western north America, university of Arizona Press. pp. 139-184.

Evans, H. A., 1993, *Fettes, D. Desmons, J., 2007, Metamorphic rocks a classification and glossary of terms: U.K., Cambridge University Press, pp. 58-81. Ore Geology and Industrial Minerals, third edition, by*

A. H. Evans. Blackwell Scientific, Oxford, 390 pp

Fournier, R.O., 1991, The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock: *Geophysical Research Letters*, 18, 955-958.

Gammons, C.H., Williams-Jones, A.E., 1997, Chemical mobility of gold in the porphyry–epithermal environment. *Economic Geology*, 92, 45-59.

Giggenbach WF. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1987; 52: 2749-2765.

Giggenbach, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters* 1 13, 495-510.

Graham, C.M., and Sheppard, S.M.F., 1980, Experimental hydrogen isotope studies, II. Fractionations in the systems epidote-NaCl-H₂O, epidote-CaCl₂-H₂O and epidote-seawater, and the hydrogen isotope composition of natural epidotes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 49, p. 237–251.

González-Partida, E., 2000, Evidencias de evolución de un fluido básico a ácido a partir del análisis de la alteración hidrotermal del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17, 76-82.

Gustafson L. B. Y Hunt J.P, 1975. The porphyry koper deposit, El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, v.70, pp. 857- 912

Harmon, R. S. y Hoefs, J.,1995. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from diferent geotectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, 95- 114.

Holloway, J.R., 1984. Graphite-CH₄-H₂O-CO₂ equilibria at low-grade metamorphic conditions *Geology* 12, 455-458.

Harris A.C and Golding S. D. 2002 New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: aplications for the génesis of purphyry Cu deposits. *Geology*, v.30, No.4 p 335-338.

Hedenquist J.W. Arribas A . Jr Reynolds T. J. 1998 Evolution of an intrusión-centred hidrotermal system: Far southeast- Lepanto porphyry and epitermal Cu-Au deposits, philipines. *Econ. Geol.*, V.93, p. 373-404.

Hedenquist J. W. y Richards J.P. (1998). The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. En Richards J.P. y Larson P. B., eds, Techniques in hidrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology, v.10, p 235-256.

Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, 370, 519-527.

Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W.F., Aoki, M., 1994, Geology, geochemistry, and origin of high- sulfidation Cu–Au mineralization in the Nansatsu District, Japan: Economic Geology, 89, 1-30.

Hedenquist JW, Browne PRL (1998) The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. Geochim Cosmochim Acta 53:2235–2257

Ito, E., White, M., Goepel, C., 1987. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. Chemical Geology 62, 157- 176 .

Jackson, J. A. Austrheim HH., McKenzie D., Priestley K., 2004. Metastability, mechanical strength, and the support and mountain blents. Geology 32: 625-628.

Javoy, M., 1980. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D ratios in high temperature peridotites. Colloques Internationaux du C.N.R.S. 272, 279-287.

Kwak TAP (1986) Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits; ore *skarns* and distal equivalents. In: Lentz DR (ed) Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems. Short Course Notes 11, Geol Ass Can 381–402.

Kuroda, Y., Suzouki, T., Matsuo, S. 1977. Hydrogen isotope consposition of deep stead water. Contriburions to Mineralogy and Petrology 60, 311-315.

Kyser,T.K., y O'Neil,J.R. 1984. Hydrogen isotopes y sysematics of submarine basalts. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 2123-2133.

Lerman, A., Clauer N., 2007. Stable isotopes in the sedimentary record.Treatize on Geochemistry, Elsevier, pp.1-55, 2007, Sediments, Diagenesis, and Sedimentary rocks vol. 7.

Lowell, J. D., and Guilbert, J. M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits: Economic Geology, v. 65, pp. 373-408.

Mares. T. U., 2014, Caracterización gemológica de los granates del *skarn* de la sierra de Tlayca, Morelos: Tesis Profesional, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.

Mattey, D., Lowry, D., and Macpherson, C. 1994. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planeta Science Letters* 128, 231-241.

Meinert, L.D., Dipple, G.M., and Nicolescu S., 1983, *World Skarn Deposits: Economic Geology 100th Anniversary Volume*, pp. 299-336.

Molnar, P., 2010, Deuterium and oxygen isotopes, paleoelevations of the Sierra Nevada, and Cenozoic climate: *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1106-1115.

Mook, W. G., 2002, *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico, principios y aplicaciones: Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Guías y manuales, 1, 595 p.*

Moser, H., Stichler, W., 1974, Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers: *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 114, 122-135.

Nissenbaum, A., Presley, B.J., and Kaplan, I.R., 1972, Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia—I. Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 36, p. 1007–1027.

Ossadan G., Freraut R., Gustafson L.B., Lindsay D.D. y Zentilli M. 2001. *Geology of the Chuquicamata mine: A progress report, Econ. Geol.*, V.96 p. 249-270.

Pirajno Franco, 2009, *Hidrotermal processes and mineral systems: Australia*, ed. Springer, pp. 538-545. Buchana L. J. 1981 *Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest: Arizona Geological Society Digest*, v XIV, P. 237-262.

Pirajno F, Jacob RE (1987) Sn-W metallogeny in the Damara Orogen, South West Africa/Namibia. *S Afr J Geol* 90:239–255

Pirajno y Herrerías (1992) Mineral resources of anorogenic alkaline complexes, Namibia: a review. *Aus. J Earth Sci* 41:157–168

Plimer IR (1987) The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. *Mineral Depos* 22:82–291.

Poage, M., Chamberlain, C., 2001, Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surfacewaters, Considerations for studies of paleoelevation change: American Journal of Science, 301, 1-15,

Poulsen J.C., Jeffery, L.M., 2012, Climate change imprinting on stable isotopic compositions of high-elevation meteoric water cloaks past surface elevations of major orogens: Geology, 39, 595-598.

Price, N. J., & Thompson, A. B., 1978,. Fluids in the Earth's Crust. Developments in Geochemistry, Oxford, 383 p.

Reed M.H (1997) Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. En Barnes H.L. (Ed), Geochemistry Of Hydrothermal Ore Deposits, Wiley, New York, p. 303-365.

Reynolds T. J. y Beane R.E. 1985 Evolution of hidrothermal characteristics at the Santa Rita New Mexico, porphyry copper deposit. Eco, Geol; v.80, p. 1328-1347.

Robb, L. J. 2005, Introduction to ore-forming processes, John Wiley & Sons, 368 p.

Rowley, D. B. y Garzione, C., 2007, Stable isotope-based Paleoelevation, Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, Volume 35, 463-508.

Shinohara H. y Hedenquist J.W. 1997. Constraints on magma degassing beneath the far southeast porphyry Cu-Au deposit, Philippines. Journal of petrology v.39, 1741-1752.

Sillitoe, R.H., 1993, Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling: Toronto, Geological Association of Canada, Special Paper, 40, 403- 417.

Sillitoe, R.H., 1995, The influence of magmatic–hydrothermal models on exploration strategies for volcano-plutonic arcs, in Thompson, J.F.H. (ed.), Magmas, Fluids and Ore Deposits: Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 23, 511- 525.

Schemmel, F., Mikes, T., Rojay, B., Mulch, A., 2013, The impact of topography on isotopes in precipitation across the Central Anatolian Plateau (Turkey): American Journal of Science, 313, 61-80.

Sharp, Z. D., Essene, E. J., and Hunziker, J. C. 1993. Stable isotope geochemistry and phase equilibria of coesite-bearing whiteschists, Dora Maira Massif, Western Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology 114. 1-12

Sharp, Z., 2007, Principles of Stable Isotope Geochemistry, Prentice Hall, pp. 334.

Sheppard, S. M. y Epstein S. 1970. D and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. Earth and Planeta Science letters 9, 232-239.

Shmulovich, K., Yardley, B., & Gonchar, G. (Eds.). 2012. Fluids in the crust: Equilibrium and Transport Properties. Springer Science & Business Media. 319 p.

Taylor H.P. 1997 Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. En Barnes. H. L, ed., Geochemistry of hidrotermal oro deposits, 3ª. Ed. New york, John Wiley, p. 229-302.

Ulrich T. Günther D. y Heinrich C.A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions; bajo de la Alumbreira, Argentina. Econ, Geol., v 96, p 1743-1774.

Valley J. W. y O'Neil, J. R. 1982. Oxygen isotope evidence for shallow emplacement of Adirondack anorthosite. Nature 300, 497-500.

Wenner, D.B., 1979, Hydrogen, oxygen and carbón isotopic evidence for the origin of rodingites in serpentinized ultramafic rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta v. 43, p. 603–614.

White, D. E., 1957. Magmatic, connate, and metamorphic waters. Geological Society of America Bulletin, 68(12), 1659-1682.

Wickham, S. M., and Taylor, H. P., Jr. 1985. Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. Contributions to Mineralogy and Petrology 91, 1 22-1 37.

Yardley, B. W., & Bodnar, R. J. 2014. Fluids in the continental crust. Geochemical Perspectives, 3(1), 1-123.

Yardley, B.W.D. 2009. The role of water in crustal evolution. Journal of the Geological Society of London 166, 585-600.

Yui, T., Rumble, D. III, Lo, C.-H. 1995. Unusually low ^{18}O rocks ultra high – pressure metamorphic rocks from the Sulu Terrain, eastern China. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 2859-2864.