



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**“CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y
GEOTERMOMÉTRICA DE MUESTRAS DE POZO DEL
DOMO SAN PEDRO, NAYARIT MÉXICO.”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA

ADRIANA GÓMEZ CRUZ

TUTORA: DRA. TERESA PI PUIG



MÉXICO CDMX., ENERO 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.

“CARACTERIZACION MINERALOGICA Y GEOTERMOMÉTRICA DE MUESTRAS DE POZO DEL DOMO SAN PEDRO, NAYARIT MÉXICO.”

RESUMEN

La mayor parte del territorio mexicano, está caracterizado por una gran actividad tectónica y volcánica que ha tenido lugar desde hace varias decenas de millones de años prolongándose hasta el presente y que ha dejado su huella a lo largo de todo el país en forma de sistemas volcánicos e hidrotermales, tanto fósiles como activos.

El presente trabajo tiene como objetivo principal la caracterización mineralógica detallada y geotermométrica del campo geotérmico Domo San Pedro, ubicado en la parte más occidental de la Faja Volcánica Transmexicana dentro del Estado de Nayarit, para establecer su historia térmica.

Para realizar este trabajo se procesaron 52 muestras de 3 pozos con profundidades que van de 700 a 3405m. La caracterización mineralógica de las muestras se hizo principalmente en roca total del material pulverizado y también en fracción arcilla (<2micras) con difracción de rayos X. Los minerales identificados se separaron en fases primarias; cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, mica (biotita), piroxeno, anfíbol y secundarias (o de alteración); clorita, illita, esmectita, epidota, pirrotita, calcita, piritita, hematita, grafito, barita, vaterita, anhidrita y bassanita. Adicionalmente se midió la composición elemental de las epidotas y las cloritas con microsonda electrónica de barrido y se calcularon sus fórmulas estructurales. En la fracción fina (<2 μ m) se determinó el índice de cristalinidad de la illita o índice de Kübler (IK) y el índice de cristalinidad de la clorita o índice de Arkai (IA) y se realizó también un análisis semicuantitativo de las diferentes especies de filosilicatos presentes en las muestras.

Los datos geotermométricos se generaron a partir de: a) análisis del índice de cristalinidad de illita (Kübler 1967, Abad 2006); b) aplicación de geotermómetros empíricos en clorita y c) microtermometría de inclusiones fluidas en calcita y cuarzo.

Considerando las temperaturas conjuntas de los tres pozos, las temperaturas estimadas con base en la aplicación de geotermómetros empíricos en clorita varían de

230°C a 380 °C y para la microtermometría de inclusiones fluidas en cuarzo y calcita los valores van de 145°C a 180°C para muestras situadas a profundidades menores de 1000m y de 230°C a 320°C para las muestras más profundas. En general se observó que las temperaturas empíricas presentan buena correspondencia con las estimadas a partir del estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas aunque estas últimas son de manera recurrente más bajas y tienen menos dispersión.

Los valores de temperatura obtenidos a partir del índice de cristalinidad de illita nos indican de manera regular valores de temperatura más bajos e irregulares y se concluye que no es conveniente utilizar este método como indicador de temperatura en campos geotermométricos de alta temperatura como es el caso del Domo San Pedro.

Considerando la distribución de los minerales del grupo de los filosilicatos en profundidad, en los pozos SP02 y SP04 se identificaron verticalmente tres zonas transicionales sin límites claros entre sí: a) la primera caracterizada por el predominio de esmectita en la fracción arcilla y la presencia de algunas zeolitas; b) la segunda zona dominada por illita y clorita en la fracción arcilla y c) la última de las zonas y la más profunda caracterizada por el predominio de epidota y clorita en diferentes proporciones. En el pozo SP05 observamos la misma zonación pero sin la presencia de la zona más somera con esmectita.

De acuerdo con los resultados mineralógicos y termométricos, es posible establecer la presencia de distintas zonas mineralógicas en profundidad en las que se tienen diferentes asociaciones, correspondientes las más somera de ellas a una alteración subpropilítica o propilítica de baja temperatura, y las más profundas a una de alteración propilítica de alta temperatura sin llegar a tener en ningún pozo asociaciones bien definidas de alteración potásica o argílica.

“MINERALOGICAL AND GEOTHERMOMETRIC CHARACTERIZATION OF BOREHOLE SAMPLES FROM SAN PEDRO DOME, NAYARIT MEXICO”

ABSTRACT

Most of the Mexican territory, is characterized by a great tectonic and volcanic activity that has taken place for several tens of million years extending to the present and has left its footprint throughout the country in the form of volcanic and hydrothermal systems, both fossil and active.

The highest aim of this work is the detailed mineralogical and geothermal characterization of the Domo San Pedro geothermal field, located in the westernmost part of the Transmexican Volcanic Belt within the State of Nayarit, to establish its thermal history.

To carry out this work, 52 samples from 3 wells with depths ranging from 700 to 3405m were processed. The mineralogical samples characterization was made in hole rock of the pulverized material and also in clay fraction (<2micras) with X-ray diffraction. The identified minerals were separated in primary phases; quartz, plagioclase, K-feldspar, mica (biotite), pyroxene, amphibole and secondary (or alteration); chlorite, illite, smectite, epidote, pyrrhotite, calcite, pyrite, hematite, graphite, barite, vaterite, anhydrite and bassanite. Additionally, the epidotes and chlorites elemental composition were measured with a scanning electron microprobe and their structural formulas were calculated.

In the fine fraction (<2 μ m), the illite crystallinity index or Kübler index (IK) and the crystallinity index of the chlorite or Arkai index (IA) were determined and semiquantitative analysis of the different species were also carried out of phyllosilicates present in the samples.

The geothermometric data were generated from: a) analysis of the illite crystallinity index (Kübler 1967, Abad 2006); b) application of empirical geothermometers in chlorite and c) microthermometry of fluid inclusions in calcite and quartz.

Considering the combined temperatures of the three wells, the estimated temperatures based on the application of empirical chlorite geothermometers vary from 230°C to 380°C. For the microthermometry of fluid inclusions in quartz and calcite, values range from 145°C to 180°C for samples located at depths less than 1000m and from 230 ° C to 320 ° C for deeper samples. In general, it was observed that the empirical temperatures show good correspondence with those estimated from the microthermometric study of the fluid inclusions although the latter are recurrently lower and have less dispersion.

The temperature values obtained from the illite crystallinity index regularly indicate lower and irregular temperature values and it is concluded that it is not convenient to use this method as a temperature indicator in high temperature geothermal fields, as in the Domo San Pedro case.

Considering the distribution of the phyllosilicates minerals group in depth; in wells SP02 and SP04 three transitional zones were identified vertically without clear boundaries: a) the first characterized by the predominance of smectite in the clay fraction and the presence of some zeolites; b) the second zone dominated by illite and chlorite in the clay fraction and c) the last zone and the deepest zone characterized by the predominance of epidote and chlorite in different proportions. In well SP05 we observed the same zonation but without the presence of the shallowest zone with smectite.

According to the mineralogical and thermometric results, it is possible to establish the presence of different mineralogical zones in depth in which there are different associations, corresponding the shallowest of them to a subpropylitic or propylitic alteration of low temperature, and the deepest ones to a propylitic alteration of high temperature without having in any well well defined associations of potassium or argillic alteration.

Índice

Resumen.....	i
Abstract.....	iii

CAPÍTULO 1: Generalidades

Introducción

Objetivos

1.1 Geotermometría de filosilicatos.....	1
1.1.1 Geotermometría de clorita.....	3
1.1.1.1 Generalidades.....	4
1.1.1.2 Politipos de clorita.....	6
1.1.1.3 Índice de Arkai.....	7
1.1.2 Geotermometría de illita.....	8
1.1.2.1 Índice de Kübler.....	8
1.1.3 Microtermometría de inclusiones fluidas.....	9
1.2 Área de estudio.....	10
1.3 Acceso.....	11
1.4 Hidrografía.....	12
1.5 Clima.....	13

CAPÍTULO 2: Marco Geológico

2.1 Estratigrafía.....	16
2.1.1 Cretácico inferior-Paleógeno.....	16
2.1.2 Plioceno.....	16
2.1.3 Cuaternario.....	16

CAPÍTULO 3: Metodología

3.1 Observación estereoscópica y separación de cloritas.....	20
3.2 Caracterización mineralógica de roca total por DRX.....	22
3.2.1 Equipo y condiciones de medición.....	22
3.3 Caracterización mineralógica de filosilicatos por DRX.....	23
3.3.1 Equipo y condiciones de medición.....	23
3.3.2 Separación de la fracción 4µm-2µm.....	23

3.3.3 Separación de la fracción <math><2\mu\text{m}</math>	24
3.3.3.1 Preparación de agregados orientados	27
3.3.4 Ajuste del perfil; descomposición del pico (001)	28
3.3.5 Medición del índice de Kübler	29
3.3.6 Semicuantificación de filosilicatos	31
3.3.7 Discriminación clorita-caolinita.....	32
3.4 Análisis de química elemental de cloritas EMPA	33
3.4.1 Equipo y condiciones de medición.....	34
3.4.2 Calculo de fórmulas estructurales.....	34
3.4.3 Geotermómetros empíricos y estimación de temperaturas	36
3.5 Análisis microtermométrico de inclusiones fluidas.....	36
3.5.1 Equipo y condiciones de medición	36
CAPÍTULO 4: Resultados	
4.1 Caracterización mineralógica de roca total por DRX.....	37
4.2 Caracterización mineralógica de filosilicatos por DRX.....	50
4.2.1 Caracterización mineralógica de esmectita.....	54
4.2.2 Caracterización mineralógica de illita	56
4.2.2.1 Variación del índice de Kubler (IK) con la profundidad	
4.2.3 Caracterización mineralógica de clorita	62
4.2.3.1 Índice de Arkai	62
4.3 Clasificación química de cloritas	69
4.4 Calculo de fórmulas estructurales de clorita	77
4.5 Geotermometría de cloritas.....	85
4.5.1 Aplicación de geotermómetros empíricos.....	85
4.6 Clasificación química de epidotas	90
4.7 Calculo de fórmulas estructurales de epidota	91
4.8 Microtermometría de inclusiones fluidas	98
CAPÍTULO 5: Discusión	
5.1 Mineralogía	102
5.1.1 Mineralogía de roca total.....	105
5.1.2 Mineralogía de filosilicatos	109

5.1.2.1 Origen y cristalinidad de la illita-mica	111
5.1.2.2 Origen y cristalinidad de la clorita	114
5.1.3 Mineralogía de la epidota en el Domo San Pedro.....	118
5.2 Alteraciones hidrotermales en el Domo San Pedro	118
5.2.1 Factores físico-químicos en las alteraciones.....	124
5.3 Geotermometría en minerales (clorita e illita) del Domo San Pedro	126
5.3.1 Geotermometría de los tres pozos	128
5.3.2 Comparación de datos geotermométricos de los tres pozos y zonificación geotérmica	130
5.3.3 Comparación de datos del Domo San Pedro con los de otros campos geotérmicos en México.....	134
CAPÍTULO 6: Conclusiones	
Conclusiones.....	136
RECOMENDACIONES	141
REFERENCIAS	142

Índice de Figuras

Figura 1.1 Modelo esquemático de la estructura de la clorita TOT; 2:1	5
Figura 1.2 Vistas diagramáticas de los seis politipos de clorita.....	7
Figura 1.3 Medición del índice de Kübler	8
Figura 1.4 Mapa de localización del Municipio de San Pedro Lagunillas	11
Figura 1.5 Ruta de acceso San Pedro Lagunillas	12
Figura 2.1 Mapa geológico del Complejo Volcánico San Pedro-Cerro Grande	15
Figura 3.1 Microscopio binocular estereoscópico Zeiss.....	20
Figura 3.2 Esquema resumen de la metodología	21
Figura 3.3 Expresión de la Ley de Stokes.....	24
Figura 3.4 Ecuación de la Ley de Stokes	25
Figura 3.5 Diagrama que muestra la disposición de los componentes en la centrífuga.....	26

Figura 3.6 Preparaciones de las muestras de arcilla	27
Figura 3.7 Ejemplo de descomposición del pico de la reflexión 001 de illita	28
Figura 3.8 Ejemplo de la medición del índice de cristalinidad de illita.....	30
Figura 3.9 Medición del índice de Kübler	31
Figura 3.10 Patrones sobrepuestos de difracción de filosilicatos.....	33
Figura 3.11 Imágenes de clorita obtenidas con microsonda.....	34
Figura 3.12 Procedimiento para cálculo de formula estructural de cloritas	35
Figura 3.13 Ejemplo del cálculo de fórmulas estructurales en muestras del Domo San Pedro	35
Figura 4.1 Difractograma característico de la mineralogía común en los tres pozos.....	47
Figura 4.2 Difractograma característico del intervalo más somero en los pozos SP02 y SP04.....	48
Figura 4.3 Difractograma característico de los tres pozos.....	49
Figura 4.4 Identificación de esmectita en la muestra situada a 960m del pozo SP02.....	54
Figura 4.5 Difractograma de la arcilla de la muestra a 860m del pozo SP04	55
Figura 4.6 Difractogramas en muestra orientada, glicolada y calentada a 550°C para la muestra situada a 860m de profundidad del Pozo SP04.....	56
Figura 4.7 Muestra de arcilla del Pozo SP05 a 800m	63
Figura 4.8 Variación de la posición de los picos de clorita.....	63
Figura 4.9 Variación de los filosilicatos con la profundidad.....	64
Figura 4.10 Variación del número de cationes octaédricos (R) y vacancias octaédricas (V) para los diferentes grupos estructurales de cloritas.....	64
Figura 4.11 Difractograma de la muestra de arcilla (<2micras) situada a 3025m del pozo SP04 y medida en fracción no orientada (random).....	67
Figura 4.12 Variación composicional de las cloritas de los pozos SP02, SP04 y SP05 siguiendo la relación Si vs Fe/(Fe+Mg).....	69
Figura 4.13 Fotografías tomadas con microsonda de algunas muestras de clorita.....	70
Figura 4.14 Composición de las cloritas de acuerdo a sus variaciones en	

contenido de $Al/(Al+Mg+Fe)$ vs $Mg/(Mg+Fe)$	71
Figura 4.15 Relación Al^{VI} vs Al^{IV} en las cloritas de los tres pozos.....	71
Figura 4.16 Variación composicional de las cloritas de los pozos SP02, SP04 y SP05 con base en su contenido de hierro y magnesio	72
Figura 4.17 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación Al^{VI} vs Mg	73
Figura 4.18 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación Al^{IV} vs Mg	73
Figura 4.19 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación $Fe/(Fe+Mg)$ vs $Al^{IV} (Si+Al^{IV})$	74
Figura 4.20 Clasificación química de cloritas basada en la relación Al^{IV} contra $Fe/Fe+Mg$	74
Figura 4.21 Variación composicional de las cloritas en los pozos SP02, SP04 y SP05 con base en las proporciones de Fe_2O_3+FeO , MgO y Al_2O_3	75
Figura 4.22 Variación composicional de cloritas con base en las proporciones de MgO , Fe_2O_3+FeO y MnO	75
Figura 4.23 Variación composicional de cloritas basado en los porcentajes de Fe_2O_3+FeO y MgO , SiO_2 y MgO	76
Figura 4.24 Clasificación de cloritas según el contenido de Mg , Fe y $Al+vacancias$	76
Figura 4.25 Clasificación de las epidotas	90
Figura 4.26 Histogramas de frecuencia de temperatura de homogeneización	99
Figura 4.27 Gráfico de salinidad vs temperatura de IF	100
Figura 5.1 Fases secundarias identificadas.....	106
Figura 5.2 Esquema idealizado del proceso de ilitización en función de la mineralogía inicial.....	111
Figura 5.3a Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ilíticas vs profundi- dad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras.....	112
Figura 5.3b Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ilíticas vs profundi- dad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción entre 2-4 micras.....	113
Figura 5.4a Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ilíticas vs profundi-	

dad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras.....	115
Figura 5.4b Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ilíticas vs profundi- dad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras.....	116
Figura 5.5a Relación entre el índice de Kübler ($\Delta^{\circ}2\theta$) y el índice de Arkai ($\Delta^{\circ}\theta$) en el Domo San Pedro fracción fina <2micras.....	117
Figura 5.5b Relación entre el índice de Kübler ($\Delta^{\circ}2\theta$) y el índice de Arkai ($\Delta^{\circ}\theta$) en el Domo San Pedro fracción de 2-4micras.....	117
Figura 5.6 Esquema de las asociaciones minerales de las alteraciones hidrotermales.....	120
Figura 5.7a Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP02.....	131
Figura 5.7b Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP04.....	132
Figura 5.7c Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP05.....	133

Índice de Tablas

Tabla 3.1 Características instrumentales del difractómetro Shimadzu XRD-600	22
Tabla 3.2 Características de la centrifuga Sorvall ST16	26
Tabla 3.3 Modelo sinóptico de los parámetros de índice de Kübler de illita	29
Tabla 4.1 Mineralogía de roca total identificada por difracción de rayos X, pozo SP02.....	38
Tabla 4.2 Mineralogía de roca total identificada por difracción de rayos X, pozo SP04.....	41
Tabla 4.3 Mineralogía de roca total identificada por difracción de rayos X, pozo SP05.....	45
Tabla 4.4 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP02	51
Tabla 4.5 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP04	52
Tabla 4.6 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP05	53
Tabla 4.7 Cálculo del porcentaje de interestratificación de esmectita en la	

ilita para las muestras de la Fracción Gruesa de las arcillas (4-2micras).....	57
Tabla 4.8 Cálculo del porcentaje de interestratificación de esmectita en la ilita para las muestras de la Fracción Fina de las arcillas (<2 micras)	58
Tabla 4.9 Temperaturas calculadas a partir del índice de cristalinidad (IC), pozo SP02.....	60
Tabla 4.10 Temperaturas calculadas a partir del índice de cristalinidad (IC), pozo SP04.....	60
Tabla 4.11 Temperaturas calculadas a partir del índice de cristalinidad (IC), pozo SP05.....	61
Tabla 4.12 Cálculos sobre la distribución de hierro en la clorita	66
Tabla 4.13 Reflexiones características y más útiles para identificar los poli- tipos de clorita	67
Tabla 4.14 Datos de química mineral obtenidos con microsonda de las muestras de pozo SP02, SP04 y SP05, formulas estructurales calculada sobre la base de 28 oxígenos.....	78
Tabla 4.15 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros SP02	85
Tabla 4.16 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros SP04	86
Tabla 4.17 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros SP05	88
Tabla 4.18 Datos de química mineral de epidota	92
Tabla 4.19 Tabla resumen de los datos obtenidos mediante micro- termometría de inclusiones fluidas (IF)	100
Tabla 5.1 Mineralogía primaria y secundaria identificada mediante DRX	104
Tabla 5.2 Esquema comparativo las características generales del Domo San Pedro con los campos geotérmicos más estudiados en México	134

Introducción

La denominada “alteración hidrotermal” es un término general que se utiliza para describir la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental en términos químicos y térmicos, por la presencia de agua caliente, vapor o gas. Esta alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento y/o precipitación de nuevos minerales, disolución de minerales preexistentes y por reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circula por la misma.

Desde la década de 1960, se ha desarrollado de manera progresiva la formulación de diferentes geotermómetros aplicables a la exploración de reservorios geotérmicos potenciales. (Glassley, 2010). Los geotermómetros están diseñados para generar predicciones de temperatura del reservorio dentro de la zona de producción (IGyME, 1985).

Existen diferentes grupos minerales de alteración, generados como resultado de la acción de procesos geológicos sobre materiales ya existentes; tal es el caso del grupo de la clorita y de las arcillas, específicamente de las ilitas, para los que se han desarrollado metodologías mediante las cuales dichos grupos pueden ser utilizados como auténticos geotermómetros o de forma más general como indicadores térmicos.

Atendiendo a lo anterior; la geotermometría de clorita, ha sido ampliamente utilizada gracias a los primeros trabajos publicados por Cathelineau, y Nieva, (1985) y autores subsecuentes: Por otra parte; la utilización de minerales arcillosos, sobre todo en lo que se refiere al grupo de las ilitas, en ambientes de diagénesis y metamorfismo de bajo grado, ha permitido establecer límites de zonas (Abad, 2006) y si bien se ha aplicado principalmente al estudio de los ambientes característicos de las cuencas sedimentarias, más recientemente se ha extendido su aplicación hacia ambientes de tipo hidrotermal geotérmico (Tetiker, 2015) Otra técnica que ha sido muy utilizada para la estimación de temperaturas en este y otros tipos de ambientes geológicos, son los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas (Roedder, 1984).

De esta manera y tomando en cuenta que los geotermómetros son sistemas minerales que pueden ser usados para estimar la temperatura a la que se produjo un equilibrio mineral en la asociación de una roca dada. La aplicación de los geotermómetros minerales tanto de clorita como de illita y la microtermometría de inclusiones fluidas, permiten el cálculo de temperaturas desconocidas; generando así información térmica. Esta información es útil para la generación de modelos empíricos de yacimiento tanto para sistemas activos como para sistemas fósiles.

Objetivos

El presente trabajo de tesis fue planteado con el propósito de atender dos objetivos fundamentales:

1. Generar la caracterización mineralógica del sistema geotérmico Domo San Pedro mediante análisis de difracción de rayos X en roca total y de filosilicatos en la fracción $<2\mu\text{m}$ para reconstruir su zonificación mineralógica en profundidad.
2. Hacer estimaciones de la temperatura sistema mediante el uso y aplicación simultánea de geotermómetros empíricos en cloritas (Cathelineau y Nieva, 1985; Kranidiotis y MacLean, 1987; Cathelineau, 1988; Jowett, 1991 y Xie, et al. 1997), índice de cristalinidad de la illita (Kübler 1967, Abad 2006), y análisis microtermométricos de inclusiones fluidas en calcita y cuarzo.

1. GENERALIDADES

1.1 Geotermometría de filosilicatos

Desde la década de 1960, se ha desarrollado de manera progresiva la formulación de diferentes geotermómetros aplicables a la exploración de reservorios geotérmicos potenciales. Se han publicado una importante cantidad de geotermómetros, cada uno de los cuales fue formulado mediante un ajuste numérico funcional para un conjunto de datos específicos de los que es bien conocida la temperatura y/o composición. (Glassley, 2010).

Los geotermómetros están diseñados para generar predicciones de temperatura del reservorio dentro de la zona de producción.

Para la aplicación de estos geotermómetros es necesario que las reacciones dependientes de la temperatura establecidas entre las rocas del yacimiento y el fluido tiendan al equilibrio y que no existan reequilibrios posteriores. (IGyME, 1985)

Aunque existen muchos geotermómetros diferentes, la mayoría están basados en el equilibrio entre reacciones químicas de dos o más fases en una roca. Debido a que la extensión del equilibrio químico es determinada por los factores cinéticos como la difusión en estado sólido; las reacciones llegan a ser inhibidas por debajo de la temperatura de equilibrio; de esta manera, las rocas conservan la evidencia química o mineralógica de la más alta temperatura que han experimentado. (Mukherjee, 2011)

La habilidad de la termometría para determinar las temperaturas magmáticas o el pico metamórfico de una roca, depende de su historia de enfriamiento y de la extensión de la reequilibración subsecuente.

Idealmente se aplican varios geotermómetros al estudio de una roca en un intento de contrarrestar los efectos de reequilibrio. Las composiciones de los minerales coexistentes en equilibrio, están relacionados por las propiedades termodinámicas de los minerales a las condiciones de presión y temperatura de equilibrio. (Mukherjee, 2011)

Las variaciones entre un geotermómetro calculado y uno ya establecido dependen de las características composicionales del material utilizado en la calibración de tal geotermómetro y del material medido. Las diferencias pueden ser significativas o

insignificantes, según las variaciones en la composición de los materiales comparados. (Glassley, 2010)

De esta manera, se puede mencionar que cada formulación presenta un rango propio de mejor ajuste, aspecto que es un problema común para los geotermómetros empíricos. Las discrepancias entre los diferentes ajustes para un conjunto de datos, tienden también a reflejar un problema que está relacionado con las asunciones que se hacen para la aplicabilidad válida de un geotermómetro particular

La composición química de un mineral depende en gran medida de la temperatura a la que se forma. Sin embargo, existen otros factores que también tienen un papel significativo en esta composición tales como; litología, presión, permeabilidad y tiempo de duración del proceso de alteración, por lo que los datos generados a partir de la aplicación de un geotermómetro serán válidos solo cuando se hayan obtenido a partir de geotermómetros diseñados específicamente para muestras minerales con características geológicas similares.

Debido a estas características, es necesario tomar en cuenta que la validez de los datos arrojados al emplear un geotermómetro empírico es imprecisa. De esta manera, es indispensable una comparación con resultados obtenidos a partir de la aplicación de otras técnicas de estimación de temperatura independientes. (Glassley, 2010)

Una buena conformidad entre geotermómetros independientes, usualmente es interpretada como un indicador de que la asunción de equilibrio es válida y por lo tanto de que los datos obtenidos a partir de la aplicación de estos, son válidos también. Contrario a esto; la discrepancia en los resultados, es un indicador de la existencia de un desequilibrio. Una discrepancia, puede sin embargo ser utilizada para cuantificar varios procesos en sistemas geotérmicos tales como ebullición o mezclas con aguas más frías en zonas de ascenso de fluidos. (Cyrus, 2009)

1.1.1 Geotermometría de clorita

De acuerdo con Ciesielczuk, 2012; aunque algunos autores han criticado el uso de la clorita como un geotermómetro, su uso es viable siempre que se tomen en cuenta las precauciones adecuadas.

La temperatura de formación de la clorita puede ser calculada fácilmente utilizando análisis de microsonda electrónica y aplicando geotermómetros basados en el número de vacancias octaédricas, Al_{IV} y X_{Fe} (Cathelineau y Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Kranidiotis y MacLean, 1987; Jowett, 1991; Zang y Fyfe, 1995, Xie et al., 1997). En ocasiones la presencia de esmectita, corrensita o interestratificados hace que los resultados obtenidos no sean válidos. (Esteban et al., 2007)

De Caritat et al. (1993) argumentan que para el entendimiento de la relación existente entre la temperatura de formación de la clorita y su composición, también deberían ser considerados otros parámetros como la fO_2 , pH, y relación $Fe / (Fe+Mg)$. Esteban et al. (2007) consideran también importante tomar en cuenta la composición de la roca total. Por otra parte Xie et al. (1997) establecen que la composición de las cloritas está relacionada principalmente con el contenido en MgO de la roca encajonante y no con otros óxidos como SiO_2 , Al_2O_3 , y FeO , como argumentan otros autores (por ejemplo Esteban, et al. 2007).

La condición para que los geotermómetros composicionales de clorita sean válidos es que de manera unívoca, relacionen la composición con la temperatura de formación (De Caritat et al. 1993; Martínez-Serrano y Duois, 1998) y consiguientemente que los otros factores tales como la permeabilidad, temperatura, presión y litología de la roca caja, sean menos importantes.

Se han propuesto al menos cuatro enfoques para la geotermometría de clorita, uno estructural, y tres composicionales: 1) Un método de politipo (ampliamente cualitativo), basado en la observación de que los cambios estructurales en la clorita, pueden ser en parte dependientes de la temperatura (Hayes, 1970); 2) Una calibración empírica entre la ocupancia de aluminio tetraédrico en las cloritas y la temperatura medida en sistemas geotérmicos (Cathelineau, 1988), que ha sido subsecuentemente modificado por varios

autores; 3) Un modelo de solución sólida de clorita de seis componentes, basado en un equilibrio entre la clorita y una solución acuosa, el cual utiliza propiedades termodinámicas calculadas con datos de sistemas geotermales e hidrotermales (Walshe, 1986); y 4) a un método teórico basado en la intersección de las reacciones de clorita-carbonato y de la superficie de miscibilidad de CO_2 - H_2O con temperatura en un espacio de CO_2 , el cual requiere que una especie carbonatada coexistente (dolomita, ankerita, Fe-calcita o siderita) sea conocida o estimada (Hutcheon, 1990; De Caritat et al. 1993).

En este estudio se utilizara la geotermometría de clorita tomando como base el enfoque número dos y el geotermómetro propuesto por Cathelineau, (1988) debido a la semejanza que existe entre las características geológico-litológicas de ambas áreas.

Debido a que son minerales sensibles a las condiciones de formación; presión (P), temperatura (T), composición de roca encajonante y a las propiedades físico-químicas del ambiente, así como actividades en/del fluido (e.g. Cathelineau y Nieva, 1985; Hillier y Velde, 1991; Vidal y Parra, 2000); las cloritas son buenos indicadores de la historia de la roca y por esta razón constituyen la base de varios métodos empíricos termodinámicos de estimación de condiciones de P-T (e.g. Cathelineau, 1988; Hillier and Velde 1991; Walshe 1986; Vidal et al., 2001; Inoue et al., 2009, en Bourdelle et al., 2013).

Ningún geotermómetro por si solo es funcional para el rango total de condiciones naturales que pueden generarse, por eso la geotermometría de clorita debe ser usada cuidadosamente y en combinación con métodos alternativos de estimación de paleotemperaturas. (De Caritat et al, 1993).

1.1.1.1 Generalidades

Las cloritas son un subgrupo de los filosilicatos y por tanto son minerales que presentan una estructura caracterizada por una alternancia regular de capas tetraédricas y octaédricas (Ver figura 1.1) y una gran variabilidad química debido a las sustituciones catiónicas que tienen lugar en ellas. (Esteban, et al. 2007). Sus principales formas de ocurrencia son en: a) rocas de metamorfismo regional de bajo grado, b) como productos de alteración hidrotermal de minerales ferromagnesianos en rocas ígneas y c) en conjunto con los minerales arcillosos en sedimentos asociados a procesos diagenéticos.

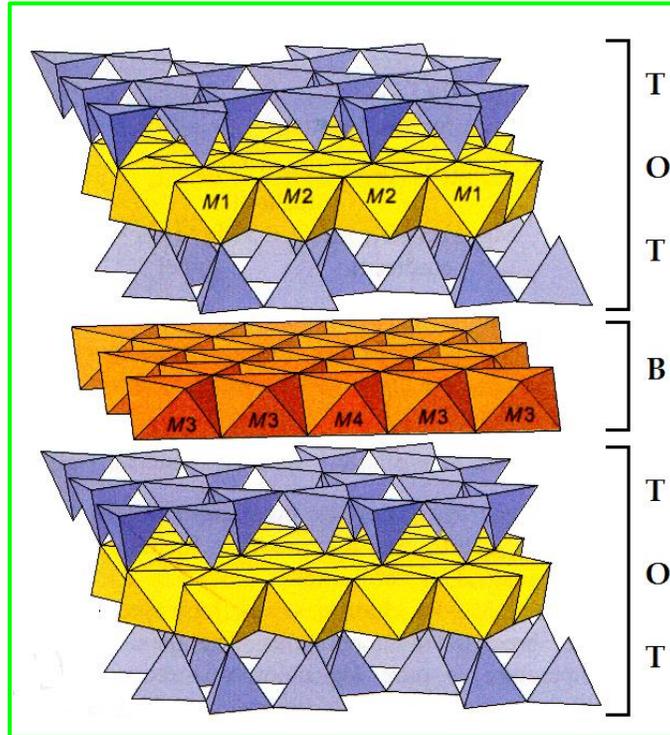
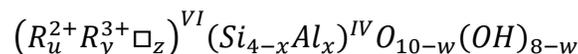


Figura 1.1 Modelo esquemático de la estructura de la clorita TOT; 2:1. Tomado y modificado de Deer, Howie and Zussman (1992).

La clorita ocurre comúnmente como agregados de grano muy fino o en forma masiva (Deer, Howie y Zussman, 1992) y puede encontrarse en una amplia variedad de rocas, desde rocas ultrabásicas hasta ácidas. Las condiciones de temperatura a las que se desarrolla son muy variables entre 150-450 °C y en lo referente a la presión unos pocos kilobares de presión es lo más común (Esteban, et al. 2007)

En las cloritas más comunes el total de cationes en el sitio octaédrico es igual a 12.0 por $O_{20}(OH)_{16}$, y las cantidades equivalentes de aluminio en los sitios tetraédrico y octaédrico. (Deer, Howie y Zussman, 1992)

Una fórmula cristaloquímica general de la clorita, puede expresarse como sigue;



Donde $u+y+z=6$, $z=(y-w-x)/2$, w generalmente es cero o muy cercana a cero, R^{2+} usualmente representa Mg^{2+} o Fe^{2+} , R^{3+} típicamente representa Al^{3+} o Fe^{3+} y \square representa

vacancias estructurales, los superíndices IV y VI denotan ocupancia tetra y octaédricas respectivamente. (Ciesielczuk, 2012).

1.1.1.2 Politipos de clorita

La clorita es un silicato importante y común que presenta un arreglo en capas y se forma como ya se mencionó previamente; bajo un amplio rango de condiciones fisicoquímicas. Su estructura cristalina consiste en un arreglo T-O-T (capa tetraédrica- capa octaédrica-capa tetraédrica), también llamado arreglo 2:1. Brown y Bailey (1962) derivaron teóricamente 12 politipos diferentes de capa simple (Figura 1.2), que se diferencian entre si por la relación estructural entre las capas T-O-T y la intercapa que es de tipo brucítico ($\text{Mg}(\text{OH})_2$).

Brown y Bailey, (1962), mostraron seis posibles ensambles capa-intercapa o unidades estructurales a 14\AA que son teóricamente posibles en capas con un apilado semialeatorio. Se emplean los símbolos estructurales I o II para definir orientación de la intercapa, asumiendo una orientación I para la capa octaédrica dentro del acomodo 2:1, las letras *a* o *b* que se agregan indican la posición de la capa relativa a la capa 2:1 primero a la capa por debajo y después a la capa por encima. Los seis diferentes grupos estructurales están designados como sigue; Iaa, Ibb, IIaa, IIbb, Iba (=Iab) y IIab (=IIba). Si la capa interplanar es posicionada relativamente simétrica a las capas que se encuentran por debajo y a las que se encuentran por encima (aa o bb), solo se necesita colocar una letra en el símbolo.

El politipo más común en la naturaleza es el IIbb. Su abundancia se atribuye a las interacciones tipo b, minimizando la repulsión entre los cationes tetraédricos y de intercapa y el tipo II optimizando interacciones entre los cationes en las dos capas octaédricas. Los dos politipos (IIaa y IIab) han sido encontrados (Bailey 1988b) en diferentes localidades. Las estabildades de estos politipos como una función de la composición (Brown y Bailey, 1962) o con temperatura y/o presión (Walker, 1993) han sido discutidas.

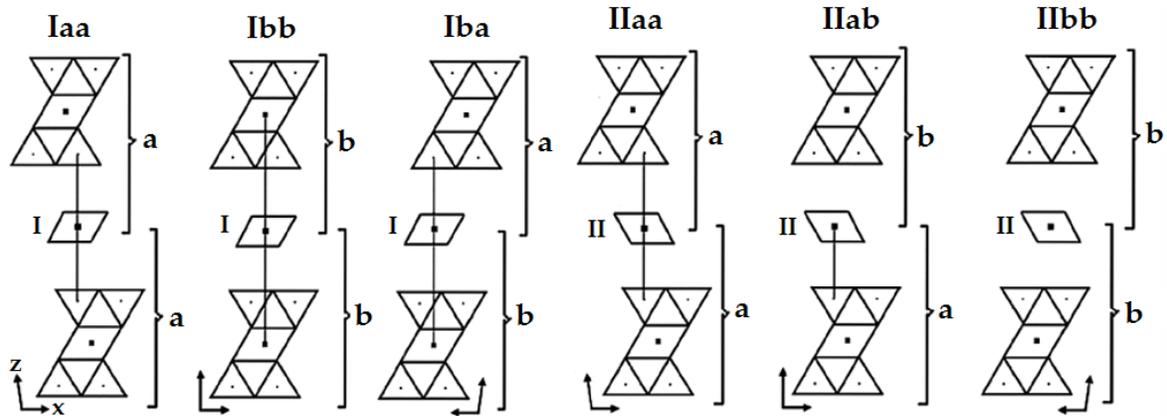


Figura 1.2 Vistas diagramáticas de los seis politipos de clorita básicos, Tomado de (Kogure y Banfield, 1998)

Brown y Bailey (1962) y Bailey (1988a) mostraron que los patrones de difracción de rayos X pueden ser usados para distinguir los seis politipos y Banfield y Bailey (1996) reportaron que las variaciones en la intensidad en un patrón de difracción de electrones en un área seleccionada pueden servir también para hacer esta discriminación.

1.1.1.3 Índice de Arkai

El índice de Arkai (IA) es un parámetro que se utiliza para determinar el grado de “cristalinidad” de la clorita; y al igual que el índice de Kübler (IK), es un método, basado en la difracción de rayos X (DRX) en muestra de arcilla orientada. Muy utilizado para definir condiciones de metamorfismo de bajo grado en secuencias de rocas pelíticas (Arkai, 1991; Frey, 1987; Kübler, 1964, 1967, 1968, 1984 en Warr, y Cox, 2016), a través del establecimiento de los límites de la anquizona que es un estado transicional de incipiente transformación, ubicado entre la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado. (Warr, y Cox, 2016)

Medido con base en el parámetro FWHM (o anchura a la mitad de la altura total) de la reflexión 002 de la clorita. Este parámetro se obtiene de la preparación de muestra orientada sin tratamiento. Debido a que la intensidad de la reflexión 002 de la clorita es por mucho mayor que la de la reflexión 001, resulta más conveniente utilizar esta para su medición e identificación ya que es posible medir lo incluso en muestras de arcilla con baja proporción de clorita.

Algunos de los trabajos recientemente publicados que han empleado estos índices en sus investigaciones tanto en ambientes de metamorfismo como en campos geotérmicos son: Warr y Cox, 2016, Chinchilla et al., 2015; Vázquez et al., 2016; Tetiker, et al., 2015).

1.1.2 Geotermometría de illita

1.1.2.1 Índice de Kübler

Metodología introducida por Kübler (1967) como un procedimiento para identificar la zona transicional entre diagénesis y el anquimetamorfismo o metamorfismo de bajo grado en secuencias metapelíticas. (Abad, 2006).

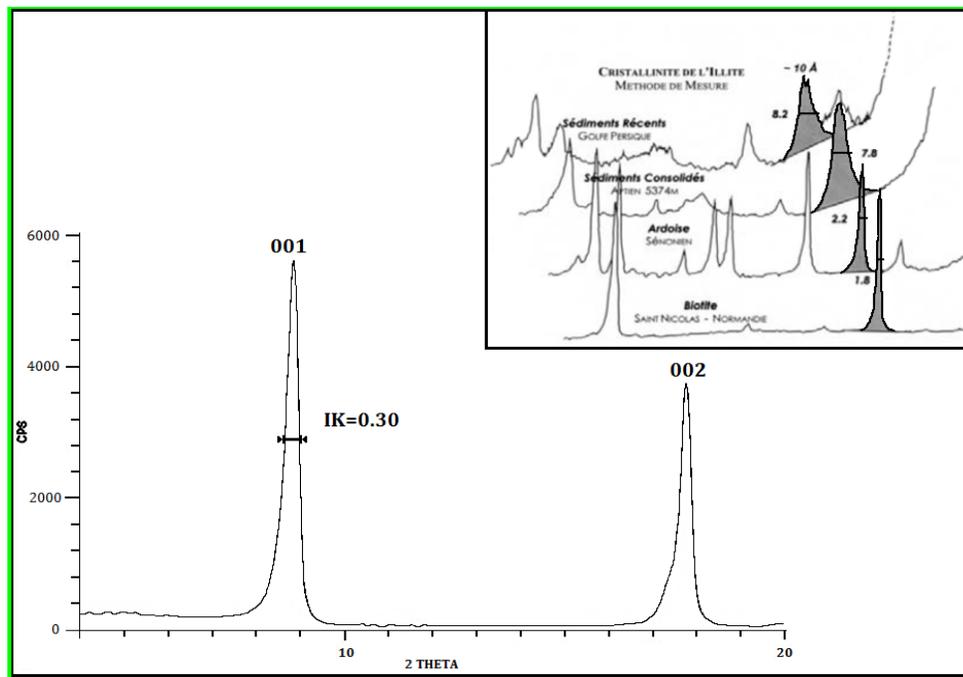


Figura 1.3 Medición del índice de Kübler; Superior: IK calculados en difractogramas procedentes de diversas litologías con un incremento en el grado metamórfico de arriba hacia abajo. (Tomado de Kübler y Jaboyedoff, 2000) Inferior: ejemplo de medición de IK en difractograma de CD1 FG Falla El Doctor (Tomado de Garduño, 2015)

La cristalinidad de illita es un parámetro que indica el grado de orden estructural de este mineral, siendo de gran utilidad para el reconocimiento de los efectos térmicos de la diagénesis y/o del metamorfismo de bajo grado.

La caracterización de condiciones de presión-temperatura en regímenes de metamorfismo de bajo grado se ha podido realizar en muchos casos en base a las características cristal químicas de los filosilicatos. Los únicos cambios significantes que se observan a través del proceso de transformación diagénesis – metamorfismo; son un aumento progresivo en la cristalinidad y tamaño de los cristales, junto con un decremento en el número de defectos (Frey, 1987). Las mediciones de cristalinidad y el cálculo del tamaño de cristalito por tanto, han sido extensamente utilizados para la evaluación de la historia diagenética y de metamorfismo de bajo grado de rocas que contienen filosilicatos. (Abad, 2006)

La “cristalinidad” de illita; se determinó utilizando el índice de Kübler, que es un parámetro que se obtiene basado en la medición en un difractograma de los cambios en la forma de la primera reflexión basal (001) de la illita, al incrementarse el grado metamórfico. Este índice se define por tanto como la anchura de la reflexión de aproximadamente 10 \AA a la mitad de su altura total (FWHM= Full Width at Half Maximum) en muestras de tamaño inferior a dos micras preparadas en fracción orientada, secadas a temperatura ambiente y analizadas por DRX. (Abad, 2006).

1.1.3 Microtermometría de inclusiones fluidas

Según Roedder (1984), las inclusiones fluidas (IF) proveen una memoria compleja fragmentaria y minúscula de fluidos ya desaparecidos, representan testigos actuales de los fluidos que existieron en un tiempo específico de la historia geológica de una roca y de esta manera son importantes para entender las condiciones de temperatura, presión, densidad y composición de los fluidos que la formaron y/o afectaron.

Desde 1958 cuando Sorby propuso por primera vez el uso de las IF como una herramienta para descifrar las temperaturas de los eventos en el pasado geológico, estas han sido utilizadas como una de las mejores y más certeras herramientas de geotermometría (Roedder, 1984).

La información fundamental que se extrae del estudio de las IF es T_e =temperatura de eutéctico del sistema, T_f =temperatura de fusión del hielo; T_h =temperatura de homogeneización de las fases y T_s =temperatura de solubilización de otros sólidos

(cristales) dentro de la inclusión. Estos parámetros generalmente se pueden observar en IF acuosas. Por convención, en muchos sistemas y a fin de simplificar las ecuaciones la salinidad es calculada a partir de la Tf, asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl. (Jiménez, 2012)

Según Roedder (1984), el estudio de IF durante la etapa de perforación de pozos geotérmicos en sistemas activos, puede guiar la dirección de las perforaciones debido a que provee datos de temperatura en profundidad y aclara disyuntivas acerca de si una porción en el sistema está sufriendo calentamiento o enfriamiento. En este rubro, las IF pueden ayudar en ambas etapas; exploración y explotación.

1.2 Área de estudio

El Municipio de San Pedro Lagunillas se encuentra situado al suroeste del estado de Nayarit (Figura 1.4), entre las coordenadas 21° 00' 00" y 21° 19' 19" de latitud norte y 104° 52' 30" de longitud oeste a una altitud de 1,300 msnm, limita al norte y oriente con el municipio de Santa María del Oro, al sur con el municipio de Ahuacatlán y el Estado de Jalisco, y al oeste con el municipio de Compostela.

El Municipio de San Pedro Lagunillas posee una superficie de 446.25 Km², es decir; representa aproximadamente el 1.8% de la superficie del estado y se encuentra integrado por las comunidades; Amado Nervo, Cuastecomate, Cerro Pelón, Tequilita y Tepetiltic, al este las Guásimas y Colonia Puerta del Río, al Oeste Milpillas Bajas y al norte la Cabecera Municipal.

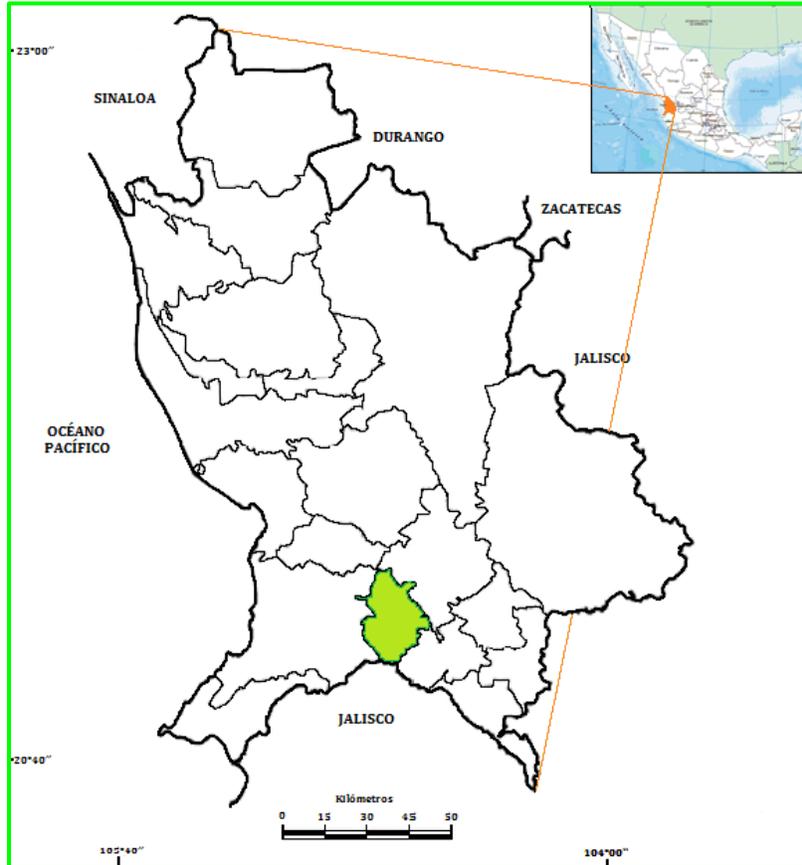


Figura 1.4 Mapa de localización del Municipio de San Pedro Lagunillas en el Estado de Nayarit.

1.3 Acceso

Desde la Ciudad de México, se toma la carretera 15D Guadalajara-Atacomulco. A continuación se sigue por la 90D Guadalajara-Zapotlanejo, que pasa por Zapopan. Después se toma la ramificación carretera 15 Tepic-Guadalajara, hasta el poblado Chapalilla. En el entronque se sigue por la carretera 68D, hasta llegar al CBTA San Pedro Lagunillas en la intersección con el camino Terebintos donde se toma la desviación hacia San Pedro Lagunillas (Ver Figura 1.5).

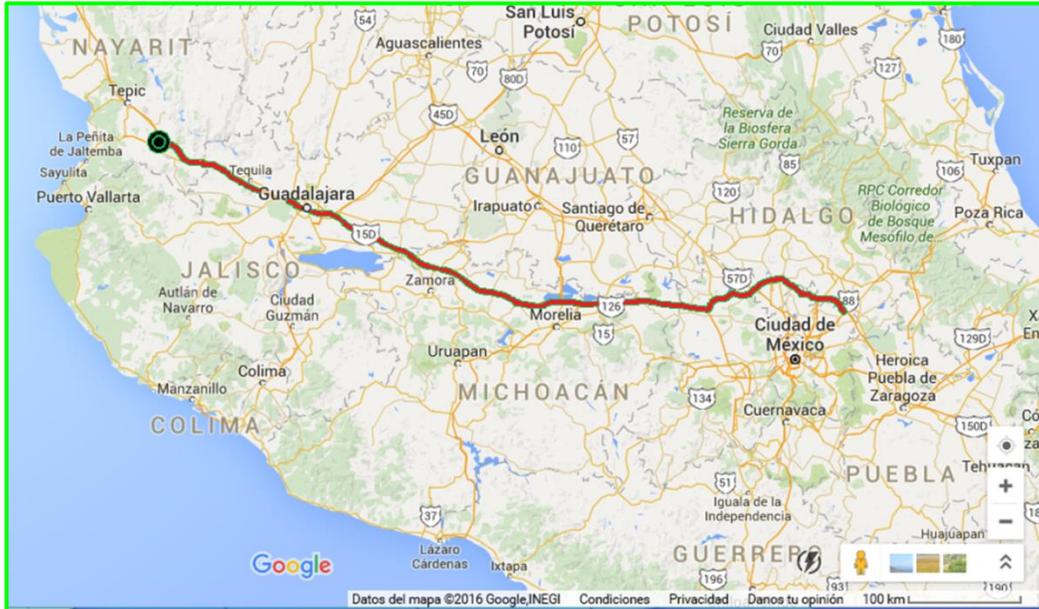


Figura 1.5 Ruta de acceso San Pedro Lagunillas. (Tomado y modificado de Google, INEGI, 2016)

1.4 Hidrografía

Este municipio es famoso por poseer dos grandes lagunas; la Laguna de San Pedro con dimensiones de 1.6 kilómetros de ancho por 1.9 kilómetros de largo, la otra la de Tepetitlic, con 2.7 kilómetros de ancho por 1.2 de largo.

Las corrientes de agua más importantes en San Pedro Lagunillas son; el Arroyo San Pedro y Cueva de Tocho, ambos son de carácter intermitente, rodean al poblado y desembocan en la Laguna de San Pedro.

Al sur del municipio encontramos el arroyo de Cuastecomate, considerado como la corriente hidrológica más importante, misma que cruza ésta población teniendo como afluentes a los arroyos “Las Tablas”, ”Hondo” y “El Limón”. Este arroyo vierte sus aguas al Río Ameca. Al sureste del ejido de Amado Nervo se localiza el arroyo “Agua Tibia”, el cual deposita sus aguas en el río Tititeco, mismo que sirve de límite con el municipio de Ahuacatlán, finalmente al suroeste se localiza el arroyo “Batallón” el cual recoge los escurrimientos superficiales de las lluvias del Sur del ejido de Milpillas Bajas que sirve de límite con el municipio de Compostela hasta desembocar en el río Ameca. Tiene como fuente el arroyo “La Pila” que rodea la Comunidad de Tequilita.

1.5 Clima

Los climas que predominan en el municipio son el cálido subhúmedo y semicálido-húmedo. La precipitación media anual es de 683.4 mm; concentrándose el 90.44% durante los meses de junio a octubre. La temperatura media anual es de 20.4°C. (<http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM18nayarit/municipios/18013a.html>)

Entre el sur de los ejidos de San Pedro Lagunillas y sus anexos Guásimas y Puerta del Río y Sur del ejido de Milpilllas Bajas y el Norte de Amado Nervo, Cuastecomate, se registra humedad media y lluvias en verano. El registro promedio de episodios de heladas indica que estas pueden variar entre 0 a 20 días durante el año, con un máximo en el mes de enero.

2. MARCO GEOLÓGICO

El Domo San Pedro se localiza en el sector más occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano, más particularmente en el Rift de Tepic-Zacoalco en la porción sur del estado de Nayarit. Se encuentra 20 km al oeste del Volcán Ceboruco y es el edificio volcánico silícico más importante de la zona con 700m de altura, cuya base de 4km está ligeramente elongada en el sentido NW-SE. (De la Cruz y Castillo, 1986 y 1987 en Castillo y De la Cruz, 1992).

El Domo San Pedro, forma parte del Complejo Volcánico San Pedro-Cerro Grande ubicado dentro del Graben de San Pedro Ceboruco en la porción más norte de la cuenca tectónica rift Tepic-Zoacalco. (Ferrari et al., 2003)

El Graben de San Pedro-Ceboruco, presenta una amplia orientación WNW-ESE y está localizado en el borde entre dos diferentes bloques de basamento: el batolito de Jalisco en el sur que presenta edades que van del Cretácico al Paleoceno y en el norte la provincia volcánica silícica Sierra Madre Occidental, que va del Oligoceno al Mioceno Temprano. (Ferrari et al., 2003). Esta estructura se desarrolló como consecuencia del rompimiento inicial del sur del Golfo de California y es parte del amplio alineamiento NW-SE del rift de Tepic-Zoacalco que a su vez forma parte del punto triple de Jalisco con el rift de Colima de dirección N-S y con el rift de Chapala con dirección E-W. Su vulcanismo es parte de la Faja Volcánica Transmexicana (Petroni, 2001). El graben de San Pedro Ceboruco es la estructura tectónica ubicada en la parte más noroeste del rift de Tepic-Zacoalco que se ha desarrollado desde el Mioceno Tardío en la parte occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano. (Ferrari et al., 2003)

Los rasgos lineales interpretados a partir de imágenes de satélite reflejan dos sistemas estructurales para esta zona y sus alrededores que son: NW-SE y NE-SW, según el análisis de estos sistemas, De la Cruz y Castillo 1986, 1987, postulan que la intersección de ambos da lugar a una pequeña fosa tectónica rellena por rocas volcánicas recientes sobrepuestas con importantes características geotérmicas; (en Castillo y De la Cruz, 1992)

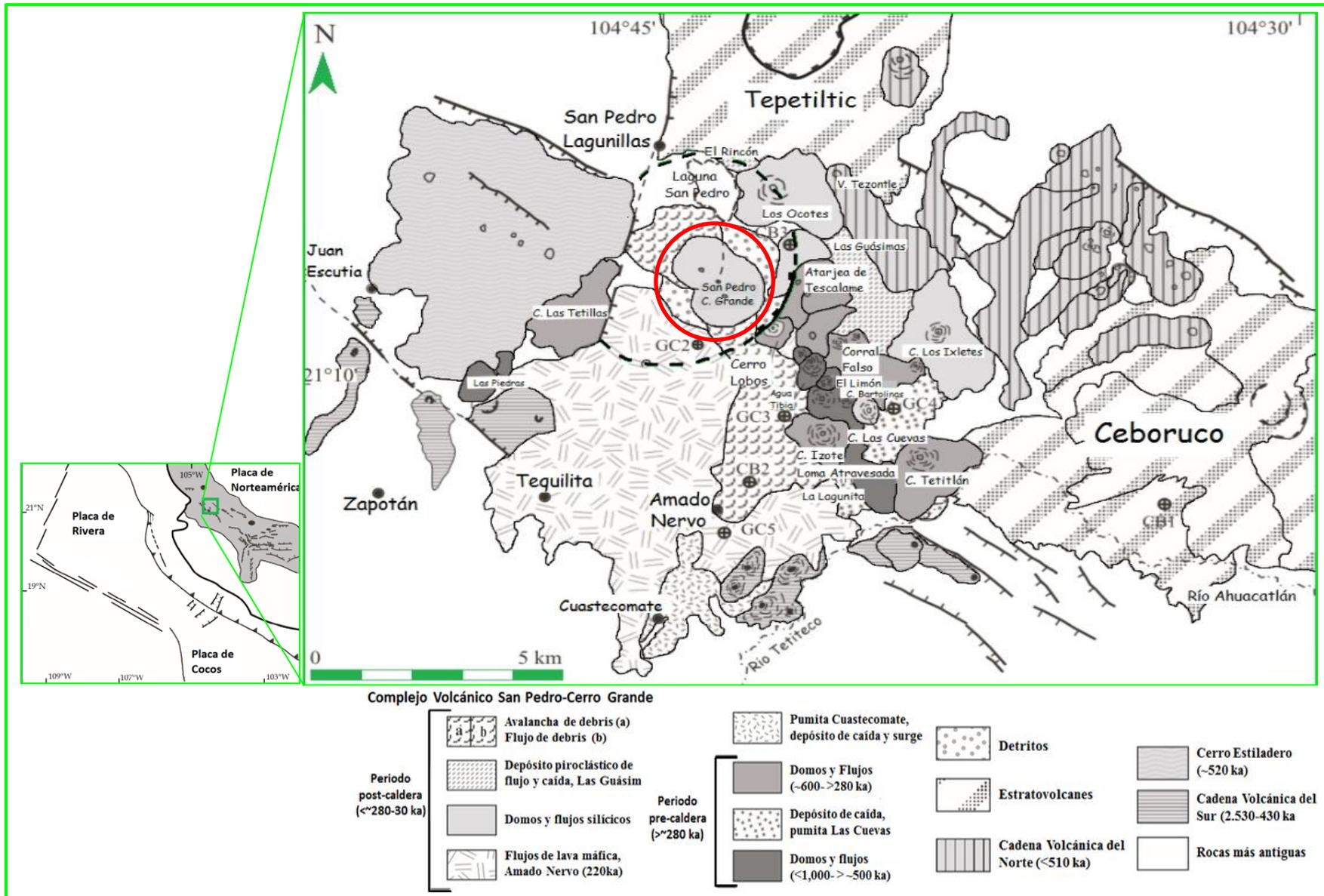


Figura 2.1 Mapa geológico del Complejo Volcanico San Pedro-Cerro Grande. (Tomado de Petrone, et al. 2006)

2.1 Estratigrafía

2.1.1 Cretácico Inferior- Paleogeno

Las rocas más antiguas encontradas en la región corresponden a una interdigitación de rocas volcánicas, intermedias y ácidas, con rocas sedimentarias (areniscas y calizas) intrusionadas por plutones y batolitos, cuya composición varía de granitos a granodioritas y tonalitas y una edad que se encuentra comprendida entre el Cretácico inferior y el Paleógeno. (Castillo y De la Cruz, 1992)

2.1.2 Plioceno

Sobreyacen a estas rocas, de la Sierra Madre Occidental, rocas volcánicas intermedias y ácidas del Plioceno, los afloramientos más representativos, corresponden a los derrames andesíticos del Volcán Tepetitlic, localizado a 8km al NNE del Domo San Pedro.

Domos de dacita y riolita de distinto tamaño se observan en la porción central de la zona, los cuales conforman dos grupos, uno al sureste y otro al noroeste del Domo San Pedro cuyo emplazamiento define un alineamiento en esa dirección, el segundo aproximadamente a cuatro km al WSW del domo, representado por el Cerro las Tetillas, el más importante y que en realidad comprende a tres domos yuxtapuestos en cuya base se observa un derrame de riolita fluidal y vítrea para la que Gastil et al. (1978) reportan una edad de 2.3 Ma. Dichos domos se encuentran parcialmente cubiertos por rocas volcánicas del cuaternario así como por pumitas de fases explosivas del Domo San Pedro. (Castillo y De la Cruz, 1992).

2.1.3 Cuaternario

El centro del Graben de San Pedro-Ceboruco está definido como el sitio de numerosos domos andesíticos y riolíticos que presentan edades que varían ocupando todo el periodo correspondiente al Pleistoceno. (Ferrari et al., 2003). En este periodo se manifestó la actividad volcánica más intensa, iniciando con grandes depósitos de material piroclástico, continuando con derrames de riolita y posteriormente con el desarrollo propiamente dicho del Domo San Pedro (Castillo y De la Cruz, 1992).

Se han reconocido al menos cuatro sistemas volcánicos en el graben San Pedro Ceboruco; uno de ellos es el complejo volcánico silícico denominado Complejo Volcánico San Pedro-Cerro Grande, constituido por varios domos, algunos conos volcánicos y una gran cantidad de delgados flujos de lava, así como una caldera cubierta, que registra dos fases principales de actividad que están separadas temporalmente por un evento de colapso de la caldera. Ambas etapas se caracterizan por la presencia de una gran cantidad de domos y solo algunos conos volcánicos. (Petroni et al., 2001).

La fase precaldérica inicio alrededor de 2.3 Ma según Gastil et al. (1979) y terminó con el colapso de la caldera, evento cuya edad aún se desconoce. La actividad finalizó en aproximadamente 0.1 Ma con la extrusión de Domo Los Ocotes a lo largo del borde de la caldera (Petroni et al., 2001)

De acuerdo a Ferrari et al. (2006) se reconocen tres periodos de actividad; el primero, representado por el emplazamiento de al menos cinco domos a lo largo de un alineamiento de tendencia NW hacia el sur del área de San Pedro. Estos domos presentan edades de 1.6 a 1.4 Ma (Ferrari et al., 2000a). También se identifica una secuencia piroclástica que consiste en depósitos de caída alternados con surges (oleadas piroclásticas) y con depósitos de ceniza que se encuentra bien expuesta cerca de Las Cuevas y subyace de manera clara a los domos del segundo periodo de actividad. Durante el segundo periodo de actividad se registra el emplazamiento de varios domos y flujos, mismos que no parecen seguir ningún tipo de alineamiento. Estas rocas fueron datadas por Ar-Ar generando edades entre 0.82 y 0.44 Ma (Ferrari et al., 2000a; Petroni et al., 2001; Frey et al., 2004); este periodo finalizó con un colapso de la caldera del área de San Pedro, misma que actualmente se encuentra parcialmente cubierta por productos volcánicos más jóvenes.

Castillo y De la Cruz, (1992) y Petroni et al. (2001), propusieron originalmente la existencia de una estructura caldérica, al interior de la cual se habría emplazado el Domo San Pedro, pero el trazo de su posible geometría fue descrita por primera vez por Ferrari et al. (2003). La caldera ha sido inferida como una depresión subcircular de 7 a 10 km de radio, ahora ocupada por la Laguna de San Pedro y por los domos del Complejo Volcánico San Pedro Cerro Grande. (Petroni et al., 2006).

El borde de la caldera se puede observar de manera clara en el lado este donde se encuentra cortando al Domo Cerro los Lobos datado en 0.61 ± 0.21 Ma (Petroni et al., 2001) y en el Domo Atarjea al que se dio una edad de 0.67 ± 0.06 Ma (Frey et al., 2004). Adicionalmente la caldera parece cortar también al Cerro Las Tetillas que fue datado en 0.45 ± 0.19 Ma (Frey et al., 2004). Los depósitos que más frecuentemente se encuentran asociados al evento de colapso de la caldera son pumitas y depósitos de ceniza que presentan espesores de más de 40m y que se encuentran expuestos aproximadamente 10km al sur de la caldera entre Amado Nervo y Cuastecomate.

Las edades obtenidas en el complejo de domos (Complejo Volcánico San Pedro-Cerro Grande) sugieren que el colapso de la caldera ocurrió antes de 1.1 Ma, actividad a la que sucedieron procesos intracaldera y pericaldera. (Petroni et al., 2001).

La forma del depósito es claramente observable por la morfología hummocky generada por los bloques de dacita deslizados. El colapso de la parte sur probablemente destruyó el borde sur de la caldera y el depósito relacionado se encuentra a 10km de distancia de la fuente.

El tercer periodo de actividad volcánica está caracterizado por el emplazamiento de magmas a lo largo del borde de la caldera y en el interior de la misma. Esta actividad se desarrolló entre 0.28 Ma and 0.03 Ma (Ferrari et al., 2000a; Frey et al., 2004). La actividad silícica fue reactivada con el emplazamiento del Domo Cerro los Ocotes y sus asociados depósitos de flujo y piroclásticos de caída de entre 0.1 ± 0.01 Ma (Ferrari et al., 2000^a), constituye la emisión volcánica más reciente dentro de la zona, ubicado 4km al NE del Domo San Pedro (Castillo y De la Cruz, 1992), emplazado a lo largo de la porción noroeste del borde de la caldera y presenta bandas de flujo muy bien marcadas. Debido a su estilo eruptivo y la composición química, este es completamente diferente de los domos del Complejo Volcánico San Pedro.

En el interior de la caldera los domos del Cerro San Pedro fueron emplazados en 0.027 ± 0.07 Ma y 0.055 ± 0.08 Ma (datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Frey et al., 2004), dando una edad significativa de 0.041 ± 0.02 Ma. Los domos están alineados a lo largo de una dirección de fracturamiento NW, dos de ellos han colapsado de manera parcial y los depósitos de avalancha se encuentran hacia el noroeste y el sureste de los mismos.

Contemporáneamente a la actividad volcánica del Domo San Pedro, se desarrolló un intenso volcanismo andesítico cuyo aparato principal es el volcán Cerro Grande localizado a 2.5 km al SW del San Pedro, debido a la contemporaneidad de ambos tipos de volcanismo; dacítico y andesítico, sus productos quedaron interdigitados. (Castillo y De la Cruz, 1992)

Las rocas de este complejo están delimitadas por rocas volcánicas más antiguas y por centros monogenéticos al oeste y al sur y se encuentran interdigitados con productos volcánicos del Volcán Tepetiltic y con centros monogenéticos de la cadena volcánica del norte y cubiertos por productos volcánicos recientes del Volcán Ceboruco en el este.

La mayor parte de las fallas y fracturas están orientadas ampliamente a lo largo de alineamientos con dirección WNW-ESE, esta dirección es congruente paralela con las estructuras tectónicas mayores que limitan al graben de San Pedro-Ceboruco y al rift de Tepic-Zacoalco.

3. METODOLOGÍA

Las muestras analizadas en este estudio se obtuvieron mediante convenio con la empresa Energías Alternas (ENAL) S.A. de C.V. Se consiguieron en total 52 muestras de recortes de tres pozos denominados SP02, SP04 y SP05. La distribución vertical de las muestras en cada pozo es; en SP02 de 853 a 3405m de profundidad; en SP04 de 700 a 3760m de profundidad y en SP05 de 760 a 1560m de profundidad. Los intervalos entre muestras son irregulares en los tres pozos. Por motivos de confidencialidad de la información, no se tuvo acceso a la ubicación geográfica específica de las muestras.

La metodología utilizada en el desarrollo de este trabajo, se sintetiza en el esquema que se muestra en la Figura 3.2

3.1 Observación estereoscópica y separación de cloritas

El total de las muestras a las que se tuvo acceso (52), fueron observadas en un microscopio estereoscópico ZeissDiscovery.V8, Plan S 1.0X con FWD (distancia de trabajo libre) de 81mm con cámara adaptada Axiocam ERC 5S (Figura 3.1). Con base en estas observaciones se hizo una determinación mineralógica general, así como la identificación del tipo de roca en las muestras cuyas características físicas lo permitieron.



Figura 3.1 Microscopio binocular estereoscópico Zeiss, laboratorio de separación de minerales, Instituto de Geología, UNAM (Laboratorio Nacional de Geoquímica).

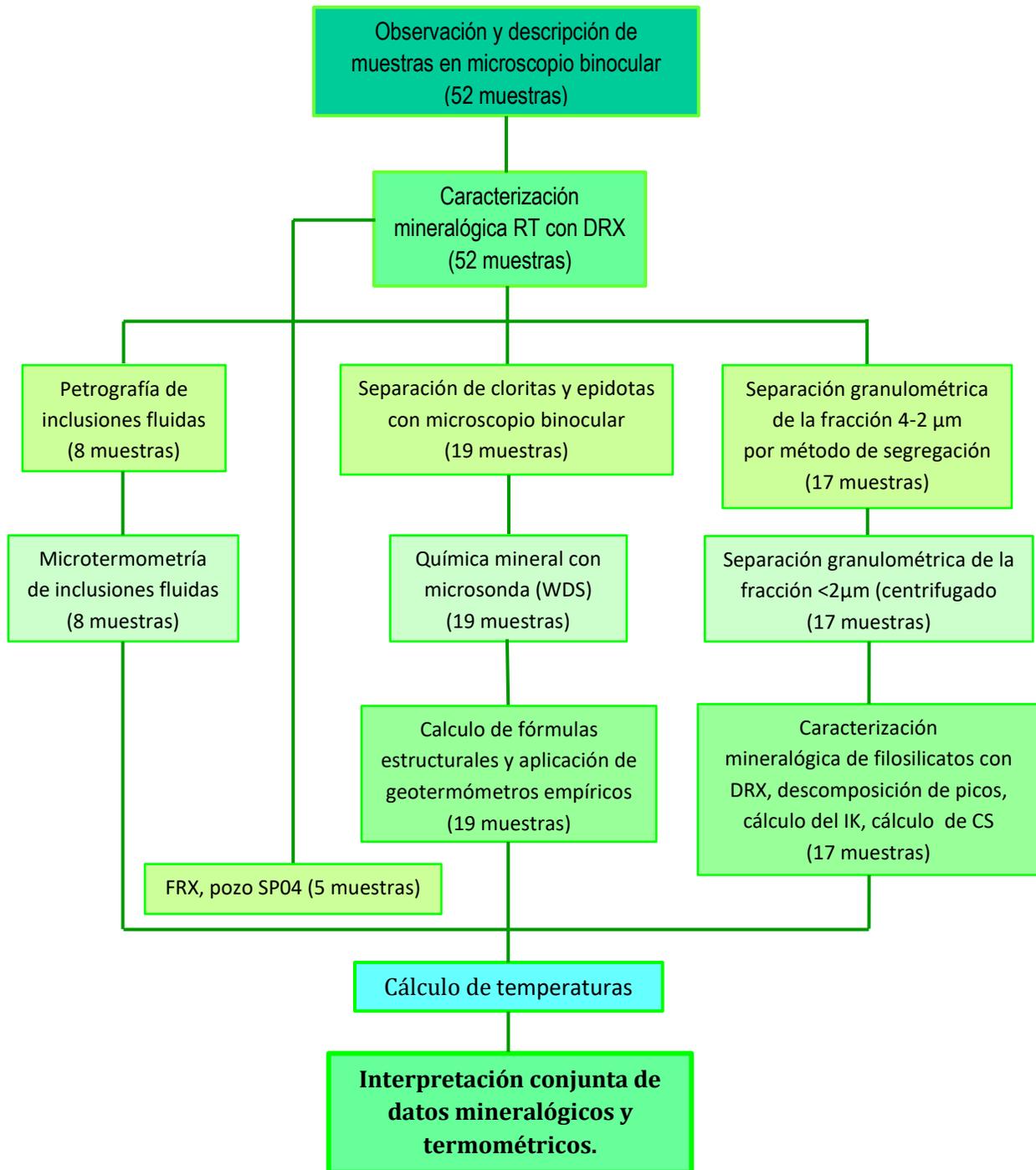


Figura 3.2 Esquema resumen de la metodología empleada durante el desarrollo de este trabajo de tesis. Se indican el número de muestras analizadas en cada fase del proceso. (RT = Roca total)

En esta etapa se realizó también la separación manual de las fases cloríticas, tomando como base su coloración y aspecto (pseudomorfo de mica-biotita preexistente, alteración en los bordes de micas y asociadas a otros ferromagnesianos como piroxenos y anfíboles principalmente formando coronas de alteración), para su posterior análisis por WDS (wavelength-dispersive spectrometer) con microsonda electrónica de barrido

3.2 Caracterización mineralógica de roca total por DRX

Todas las muestras (52) fueron analizadas por Difracción de Rayos X (DRX) para obtener mineralogía de roca total. Para su preparación se siguieron los procedimientos estándares de DRX (Moore and Reynolds, 1997), así como las recomendaciones del IGCP 294 IC (Kisch, 1991) en el caso de las arcillas.

Las muestras fueron molidas mecánicamente en un mortero de alúmina y tamizadas hasta obtener una granulometría $<75\mu\text{m}$. Una fracción representativa de aproximadamente 2g de material de cada muestra fue seleccionada para ser cargada en portamuestras circulares de aluminio. La mineralogía fue determinada por el método de difracción del material en polvo (Moore and Reynolds, 1997).

3.2.1 Equipo y condiciones de medición

Las muestras fueron medidas en un difractómetro Shimadzu X-Ray 6000, ubicado en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, UNAM. Equipado con tubo de cobre de foco fino y monocromador. Se opero el tubo con un voltaje de 40 kV y una corriente de 30mA (Ver características instrumentales en tabla 3.1)

Geometría	Bragg-Brentano
Radio del goniómetro	185 mm
Fuente de radiación	CuK α
Generador	40kV, 30mA
Tubo	Tubo de Cu de Foco Fino
Ventanas de divergencia y de recepción	1°
Soller	5.3°
Ventana de haz difractado	0.15 mm
Monocromador	Grafito (haz difractado)
Detector	Contador por centelleo

Tabla 3.1 Características instrumentales del difractómetro Shimadzu XRD-600.

Las mediciones se realizaron en muestras no orientadas, con una rutina normal de identificación de escaneo continuo, en un rango de cuatro a setenta grados (2Θ) y a una velocidad de barrido de un grado por minuto.

3.3 Caracterización mineralógica de filosilicatos por DRX

A partir de los resultados de mineralogía de roca total, se seleccionaron las muestras con mayor proporción de filosilicatos, que fueron un total de 17, de las que se separó la fracción arcillosa para su caracterización detallada de filosilicatos. Se separaron dos fracciones; $<2\mu\text{m}$ y $2\mu\text{m}-4\mu\text{m}$ con el objetivo de determinar en qué fracción se encontraba mayor concentración de filosilicatos cloríticos.

3.3.1 Equipo y condiciones de medición

Las muestras fueron medidas en un difractómetro Empyrean (PANalytical), ubicado en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología, (Laboratorio Nacional de Geoquímica, UNAM). El equipo cuenta con tubo de cobre de foco fino, filtro de níquel y detector PIXcel 3D. Se operó el tubo con un voltaje de 40 kV y una corriente de 30mA.

Las tres preparaciones de cada muestra se midieron en una rutina de escaneo por pasos en un rango 2Θ de 4 a 30° , con un paso (step scan) de 0.03° y con una velocidad de barrido de un grado por minuto, con un tiempo de integración de 40 segundos por paso.

3.3.2 Separación de la fracción $4\mu\text{m}-2\mu\text{m}$

La separación de esta fracción fue hecha por el método de segregación. Este método se basa en la ley de Stokes (Ver fig. 3.3) y consiste en extraer de manera natural por medio de un sifón, muestras de la suspensión a profundidades y tiempos determinados. Esto supone la eliminación por sedimentación de todas las partículas mayores a un diámetro ϕ concreto.

Para evitar la alteración de los minerales arcillosos no se aplicó ningún tratamiento previo a la muestra. Esto fue posible debido a la poca presencia de carbonatos y/o óxidos de hierro. La baja proporción de estos agentes cementantes permitió separar las fracciones sin destruir carbonatos ni tener que añadir reactivos químicos que faciliten la dispersión de la muestra.

Para iniciar la separación se tomó la mitad de la muestra fragmentada en un mortero de porcelana y tamizada a una malla menor a 1milímetro (50g aprox.) y se colocó en un vaso de precipitados de 500ml, después se enraso con agua destilada y se agito vigorosamente con ayuda de un agitador, se dejó reposar durante 55min (según el cálculo y de acuerdo con los diámetros de partícula requeridos a profundidad de hasta 5cm).

$$V = \frac{d^2 g (\rho_p - \rho_f)}{18\eta}$$

V = velocidad de sedimentación (cm/seg)

d = diámetro de las partículas (cm)

g = gravedad (cm/seg²)

ρ_p = densidades de la partícula sólida (g/cm³)

ρ_f = densidades del fluido o agua (g/cm³)

η = viscosidad del fluido (Poise)

Figura 3.3 Expresión de la Ley de Stokes, utilizada para la separación de la fracción de 4 μ m-2 μ m

Una vez transcurrido el tiempo calculado; se extrajo con ayuda de un sifón una porción de la solución evitando agitarla y revolverla y nunca se tomó muestra por debajo de los 5 cm de profundidad. Se tomaron las precauciones necesarias para evitar el efecto popote y no contaminar la muestra con fracciones de mayor diámetro al requerido. La solución extraída se pipeteo por triplicado en portamuestras de vidrio mediante una pipeta automática (Ver Figura 3.6) y se dejó secar hasta que el agua excedente se evaporó (aproximadamente 24h).

3.3.3 Separación de la fracción <2 μ m

Esta fracción se separó mediante centrifugación. La centrifugación se emplea con el propósito de incrementar la fuerza gravitacional y con ello la tasa de sedimentación de las partículas. Para la separación de fracciones arcillosas la decantación no resulta la mejor opción debido a los tiempos excesivos que se requieren para la sedimentación de las partículas.

Con base en la ley de Stokes, en el siglo pasado se propuso una ecuación (Figura 3.4) para calcular el tiempo necesario de sedimentación por medio de centrifugación para partículas de diferentes diámetros en medios con distintas densidades y viscosidades a diferentes temperaturas.

La separación de esta fracción se realizó utilizando una centrifuga de alta velocidad Sorvall ST16 Centrifuge (Ver tabla 3.2) con una velocidad máxima de 15000 rpm (revoluciones por minuto) del Laboratorio de DRX del Instituto de Geología UNAM. Debido a que los valores de R_1 , R_2 , t_a y t_d varían según el tipo de centrifuga que se utilice, la determinación del tiempo de centrifugación necesario se obtuvo de la ecuación presentada en la Figura 3.5 con ayuda de los datos descritos por Garduño (2015) para este modelo de centrifuga.

$$t = \frac{9\eta \ln \frac{R_2}{R_1}}{8\pi N^2 r^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2t_a + t_d}{3}$$

t = tiempo total (seg)
 t_a = tiempo de aceleración (seg)
 t_d = tiempo de desaceleración(seg)
 η = viscosidad (Poises)
 R_1 = distancia inicial del eje de rotación (cm)
 R_2 = distancia final del eje de rotación (cm)
 r = radio de la partícula (cm)
 N = velocidad angular (rev/seg)
 ρ = densidad de la partícula
 ρ_0 = densidad del líquido (g/cm^3)

Figura 3.4 Ecuación de la Ley de Stokes, modificada para el cálculo de tiempo de sedimentación de partículas finas mediante centrifugación.

La mitad restante de muestra molida y tamizada se vació en tubos de centrifuga y se saturó con agua destilada. Se dejó en agitación por un periodo de 24 horas para homogeneizar la muestra, posterior a las cuales los tubos con su contenido se llevaron a la centrifuga y se centrifugaron durante 5 minutos a una velocidad de 600 rpm. Después se extrajo con una pipeta parte del sobrenadante donde de acuerdo con los cálculos, se encuentran solo las partículas con diámetro $<2 \mu\text{m}$. La solución se pipeteo después por triplicado en tres portamuestras de vidrio para cada muestra.

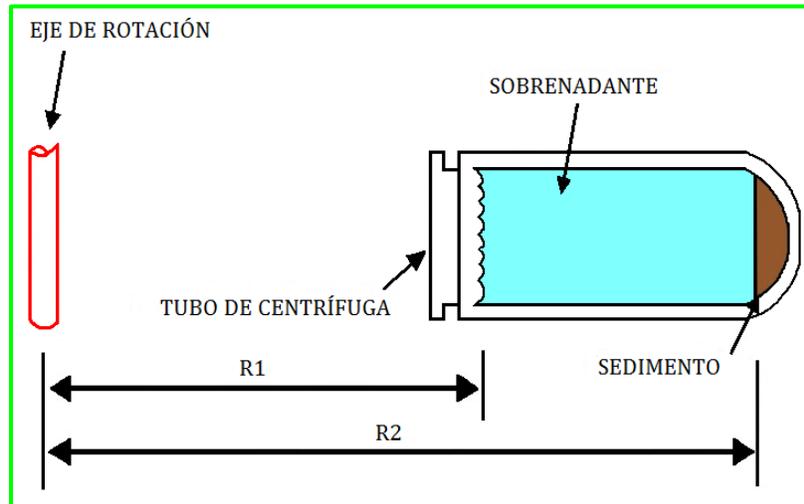


Figura 3.5 Diagrama que muestra la disposición de los componentes en la centrífuga, distancia inicial y final del tubo al eje de rotación. (Tomado de Jackson, 1985)

La identificación de los grupos minerales filosilicatos está basada en las variaciones de las posiciones de las reflexiones 001 en estados diferentes, para ello se aplican a las preparaciones diferentes tratamientos y se miden por separado. Los tratamientos que se aplican:

- I. Orientada-sin tratamiento (air-dried)
- II. Orientada-saturada con etilenglicol; para identificar fases expandibles
- III. Orientada-con tratamiento térmico; para determinar la existencia de filosilicatos que se destruyen a temperaturas por debajo de los 550 °C, es decir para discriminar arcillas de micas y cloritas.

	Sorvall ST16
Tiempo de aceleración (s)	40
Tiempo de desaceleración (s)	0
Viscosidad (Poises)	0.01
Distancia inicial al eje de rotación (cm)	6.7
Distancia final al eje de rotación (cm)	8.9

Tabla 3.2. Características de la centrífuga Sorvall ST16 Centrifuge, utilizadas para el cálculo de tiempo total de centrifugado para la separación de la fracción <math><2\mu\text{m}</math>. (Datos tomados de Garduño, 2015).

El análisis y caracterización de los minerales arcillosos se realizó según las metodologías descritas por Brindley y Brown (1980) y Moore y Reynolds (1997).

3.3.3.1 Preparación de agregados orientados

El método más utilizado para la identificación de minerales arcillosos, es la DRX, tanto en preparaciones orientadas como no orientadas. La identificación de los filosilicatos (arcillas y micas) es confiable si la fracción arcilla (<2 micras) está directamente separada de la roca total, minimizando la contaminación y el solapamiento de picos en los difractogramas, por la contribución de los minerales no arcillosos, según Moore y Reynolds (1997) y Srodón (2006).

La preparación de las muestras orientadas se realizó utilizando la técnica descrita por Moore y Reynolds (1997). Esta técnica está basada en la sedimentación de la muestra en un portaobjeto de vidrio (Ver Figura 3.6) para identificar minerales arcillosos en base al comportamiento térmico y químico de las reflexiones 001.

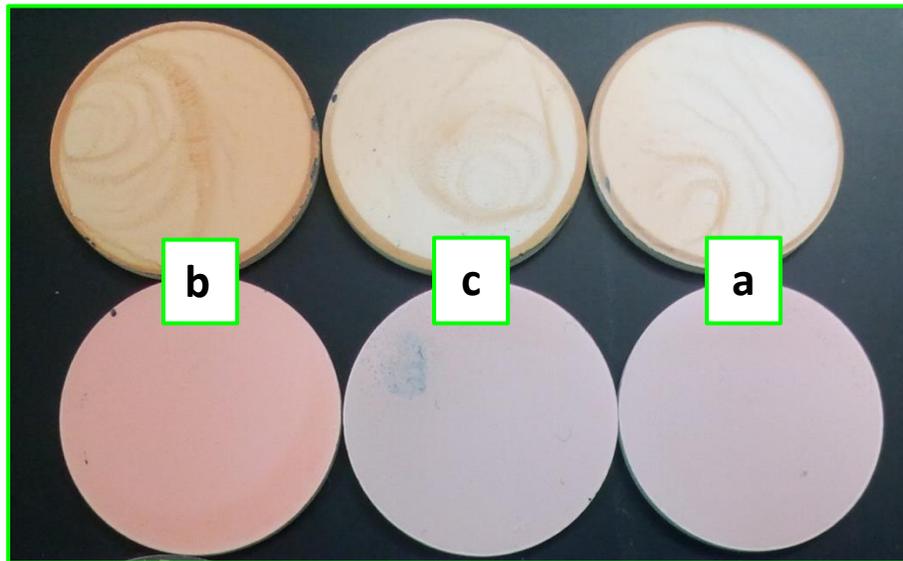


Figura 3.6 Preparaciones de las muestras de arcilla (fracciones 2-4 μm y <2 μm) sedimentadas sobre portaobjetos de vidrio preparadas por triplicado de acuerdo con la técnica descrita con Moore y Reynolds (1997). **a)** Orientada sin tratamiento (air-dried), **b)** orientada saturada con etilenglicol y **c)** orientada con tratamiento térmico.

La concentración necesaria de la muestra en la preparación debe ser 2.5mg/cm², es decir; lo suficientemente espesa para evitar que los rayos X atraviesen la capa de arcilla y midan

patrones del vidrio generando interferencias comúnmente registradas en aproximadamente 34 nm ($3,4\text{\AA}$).

3.3.4 Ajuste del perfil; descomposición del pico (001)

Se ha demostrado que la forma del pico de illita ($\sim 10\text{\AA}$), es en muchos casos el resultado de la contribución de tres poblaciones de partículas diferentes: illita bien cristalizada (WCI), illita pobremente cristalizada (PCI) e interestratificados de illita/esmectita (I/S). (Lanson et al., 1997 y Meunier et al., 2004).

Para determinar la presencia de las distintas fases (WCI, PCI) y (I/S), se realizó un procedimiento de descomposición matemática (Figura 3.7) que se aplicó sistemáticamente a los patrones generados por la preparación orientada sin tratamiento (air-dried) en la región 2θ de 6 a 13° (Lanson y Besson, 1992 y Lanson et al., 1997), utilizando una vez más el software Fityk 0.98 (Wojdyr, 2010).

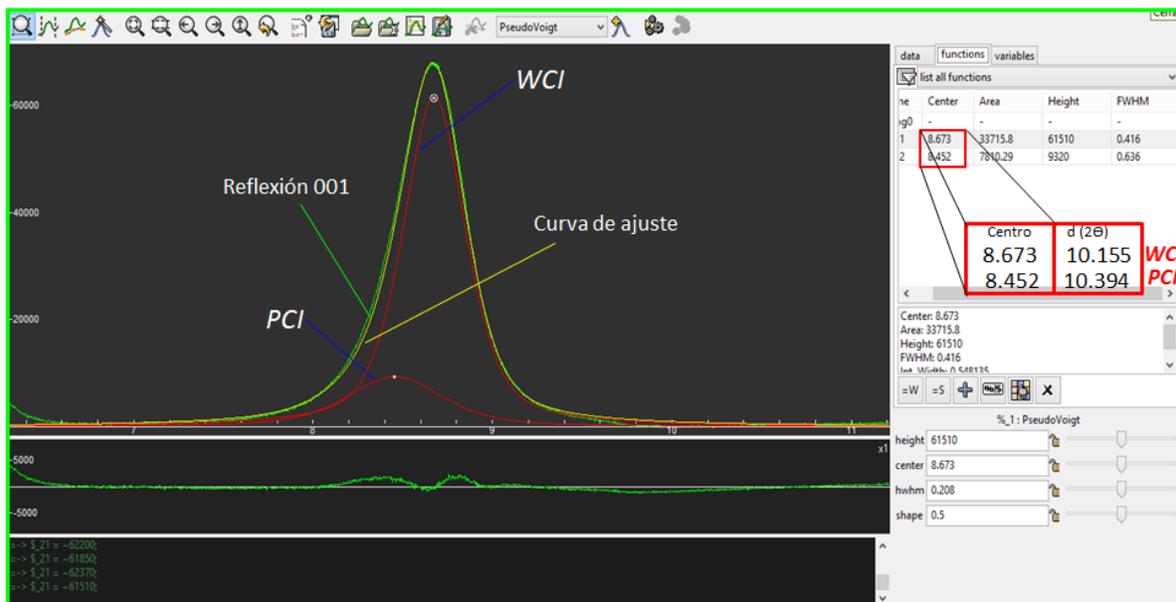


Figura 3.7 Ejemplo de descomposición del pico de la reflexión 001 de illita (traza verde), así como su ajuste (traza amarilla) con ayuda de dos curvas calculadas (trazas rojas). El cálculo del ajuste está hecho con una ecuación PseudoVoigt en el software Fityk 0.98, (Wojdyr, 2010).

La primera etapa del tratamiento de la señal, fue la sustracción del fondo, seguida del cálculo y ajuste de las curvas al difractograma experimental utilizando el método de

mínimos cuadrados en el difractograma generado a partir de la preparación orientada sin tratamiento (air-dried)).

Para un buen ajuste entre la reflexión 001 de illita en el difractograma experimental y las curvas de cálculo matemático, en la mayoría de los casos fue necesario utilizar al menos dos de estas curvas. El pico de 10.1-10.5 Å (Curva tipo Gaussiana), se adjudica a la reflexión 001 de la illita pobremente cristalizada (PCI), mientras que el pico más agudo y muy cercano a 10Å corresponden a partículas con mayor grado de cristalinidad o mayor tamaño de cristalito, tales como la mica o una illita bien cristalizada (WCI), todo esto de acuerdo a lo descrito por Meunier et al., 2004. La presencia de illita pobremente cristalizada (PCI) implica que la muestra puede ser definida como un interestratificado; los interestratificados desordenados presentan un predominio de PCI, mientras que los interestratificados con mayor grado de orden son los que muestran altos porcentajes de WCI.

3.3.5 Medición del Índice de Kübler

Como se indicó anteriormente, la cristalinidad de la illita es un parámetro que indica el grado de orden estructural siendo de gran utilidad para el reconocimiento de los efectos de procesos diagenéticos y metamórficos de bajo grado.

Zona	Profundidad (km)	Temperatura °C	IK ($\Delta^{\circ}2\theta$)	% illita en I/S	Politipo de illita/mica	Micro fábrica característica	Facies metamórfica
Zona diagenética somera	3.5-4	~100	~1.0	60-80	1Md (1M?)		Zeolita
Zona diagenética profunda	6.5-8	~200	0.42	~90		Estratificación paralela (S0)	
Anquizona superficial			0.30	95	2M1 (3T)	Crenulación (S0)	Prehnita-pumpellita
Anquizona profunda						Clivaje (S1)	
Epizona	10-12	~300	0.25	>99	2M1 (3T)	++ S1	Esquisto

Tabla 3.3. Modelo sinóptico que muestra los parámetros de índice de Kübler de illita, indicadores de la serie esmectita-I/S-illita-muscovita, temperatura y profundidad de los límites de zonas metapelíticas. (Síntesis de Kisch, 1987; Merriman y Frey, 1999; Merriman y Peacor, 1999; en Abad, 2006).

Existen diversas técnicas para determinar el índice de cristalinidad basados en métodos de difracción de rayos X (Weaver, 1960; Kübler, 1964; Weber, 1972; Flehming, 1973; Weber et al., 1976), siendo el índice de Kübler (IK) uno de los más utilizados. Este concepto fue introducido para caracterizar el anquimetamorfismo (o metamorfismo de muy bajo grado) y diferenciarlo de la diagénesis y del metamorfismo epizonal (facies de esquistos verdes) (Kübler, 1967, 1969). El límite entre diagénesis y anquizona se define en la escala del IK a $0.42 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuK}\alpha$, mientras el límite entre anquizona y epizona se define a $0.25 \Delta^{\circ}2\theta \text{ CuK}\alpha$ (Véase tabla 3.3). Cómo se puede observar en la tabla 3.3 el valor de IK de la illita depende de una forma directa de la temperatura.

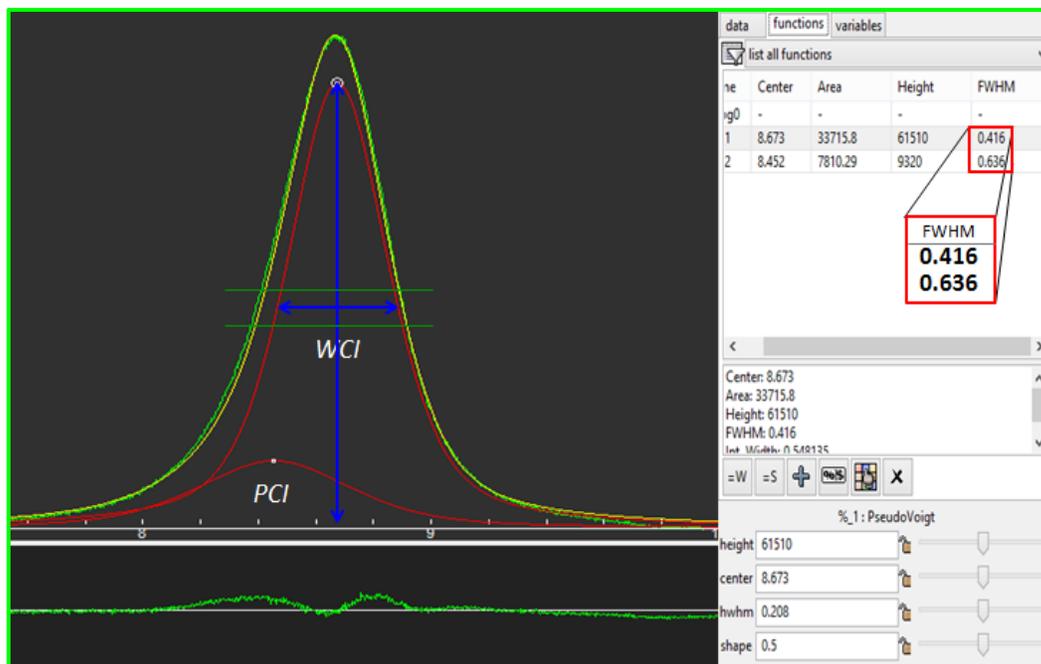


Figura 3.8 Ejemplo de la medición del índice de cristalinidad de illita; anchura de la reflexión de 10\AA a la mitad de su altura total. (-FWHM- Full width at half máximo). Con el software FityK 0.98 (Wojdyr, 2010).

El IK está basado en la medición en un difractograma de los cambios en la forma de la primera reflexión basal de las illitas (001) al incrementarse el grado metamórfico. Este índice se define como la anchura de la reflexión de 10\AA a la mitad de su altura total (*Full width at half máximo-FWHM-*), en muestras de tamaño inferior a 2 micras, preparadas en fracción orientada, secadas a temperatura ambiente y analizadas por DRX con radiación de Cu-K α (Kübler, 1967 y 1968; Kübler y Jaboyedoff, 2000). A medida que aumenta la

crystalinidad, disminuye el valor numérico de este índice. El índice de Kübler (IK) es un parámetro que para efectos de este trabajo esta corregido tomando en cuenta la función instrumental del equipo utilizado.

En las muestras analizadas, el índice de Kübler (IK) fue medido usando el parámetro FWHM del pico de 10\AA de la illita en fracciones $<2\mu\text{m}$ en las preparaciones orientadas y el resultado se expresó en términos de 2θ . Se utilizó el término illita-mica cuando no fue posible distinguir entre ambos minerales con DRX. (IK cercano a 0.25).

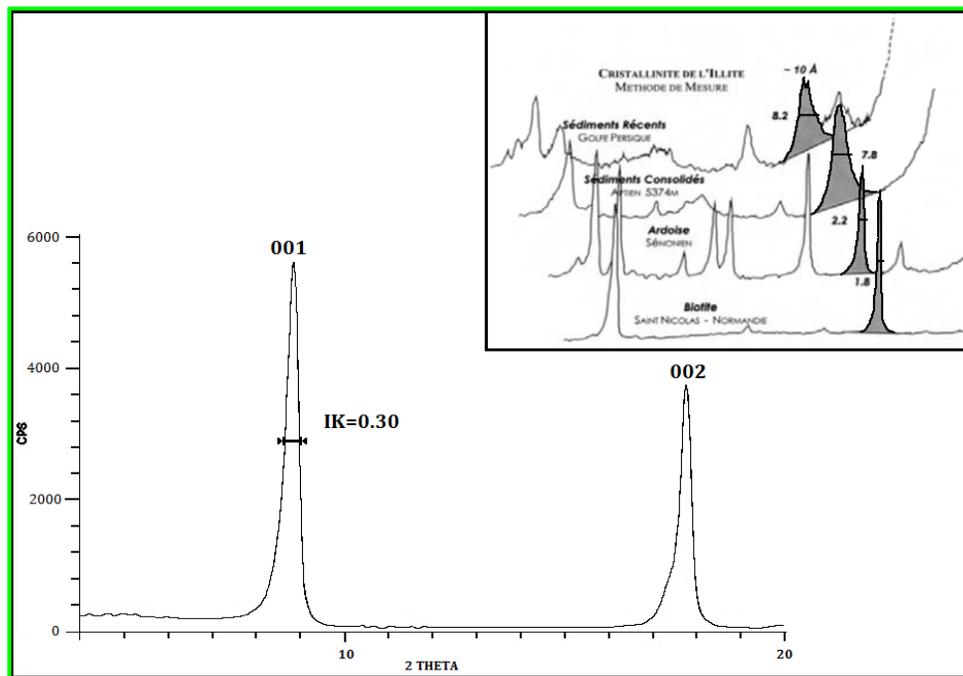


Figura 3.9 Medición del índice de Kübler; Superior: IK calculados en difractogramas procedentes de diversas litologías con un incremento en el grado metamórfico de arriba hacia abajo. (Tomado de Kübler y Jaboyedoff, 2000) Inferior: ejemplo de medición de IK en difractograma de CD1 FG Falla El Doctor (Tomado de Garduño, 2015)

3.3.6 Semicuantificación de filosilicatos

La proporción de los diferentes tipos de arcilla en una muestra se estimó de forma semicuantitativa en muestras orientadas. Para estimar el área de los picos se utilizó el software FityK (Wojdyr, 2010), el procedimiento que se siguió fue primero sustraer el fondo, identificar los picos y realizar el ajuste según la función numérica más conveniente.

Una vez que se hubo ajustado la curva calculada por el software con el difractograma generado por la muestra; el programa calcula el área bajo la curva de cada uno de los picos ajustados. La resta entre estas áreas para una reflexión dada en las tres diferentes preparaciones, permite hacer la estimación parcial de la abundancia de cada tipo de arcilla basándose en el área como un parámetro de abundancia. Los valores que se obtienen son de tipo semicuantitativo y no se aplicaron correcciones según factores de estructura de las fases.

3.3.7 Discriminación clorita-caolinita

El principal problema que encontramos en la identificación de caolinita es la superposición de su pico 001 con el pico 002 de la clorita (Figura 3.10). En el caso de la clorita rica en hierro en que el pico 001 es muy poco intenso la confusión es aún más acentuada. Para discriminar ambos minerales seguimos las estrategias que se indican a continuación.

1. Revisar en detalle la zona del difractograma cercana a 25° (2 Theta). Para la caolinita el pico 002 se encuentra en 24.9° (2 Theta), mientras que para la clorita la reflexión 004 se encuentra a aproximadamente 25.1° (2 Theta). En el caso de no encontrar el primer pico la presencia de caolinita ha sido descartada.
2. La identificación positiva de la clorita se ha realizado con la presencia de dos picos a 6.2 (2Theta) y 18.8° (2 theta).
3. El calentamiento de la clorita a 550°C por una hora produce deshidroxilación de la clorita al mismo tiempo que la caolinita se amorfiza y desaparece. Los picos 002, 003 y 004 de la clorita disminuyen y el pico 001 crece.
4. Una muestra se pone en ebullición por 2h con ácido clorhídrico (ClH) 1 N. Este proceso disuelve a la clorita. Solo en el caso de las cloritas muy ricas en magnesio dicho tratamiento no da buenos resultados.

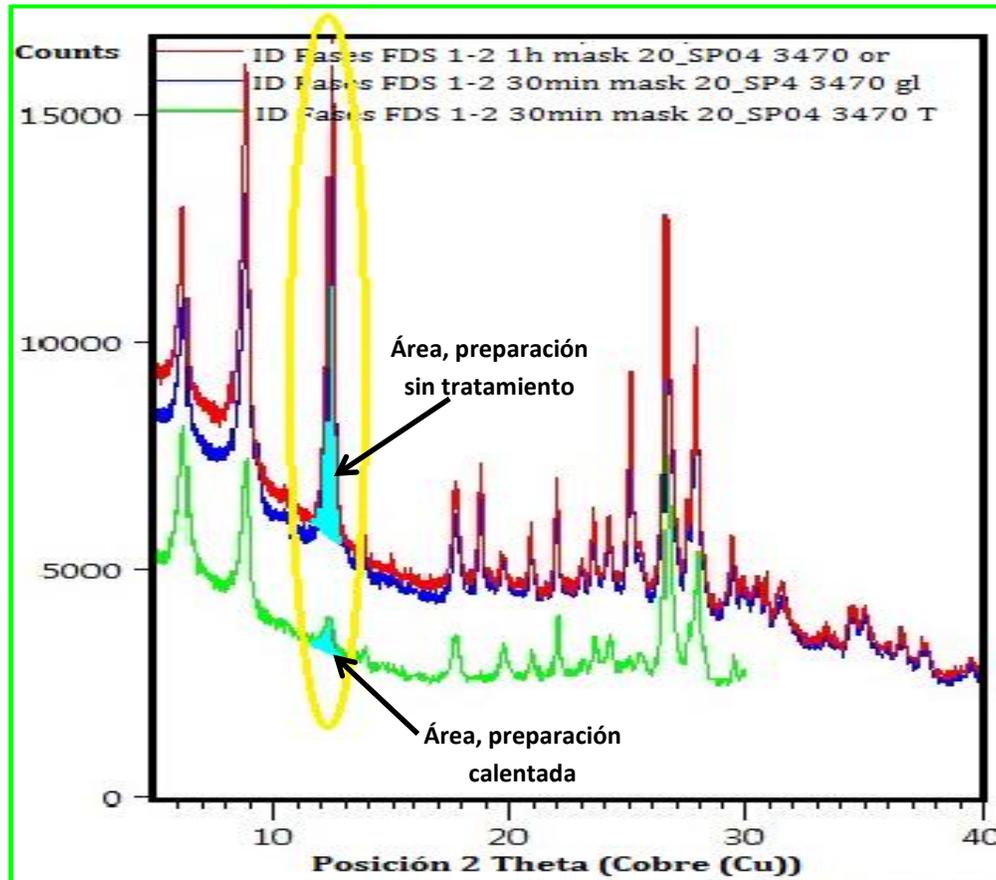


Figura 3.10 Patrones sobrepuestos de difracción de filosilicatos de la muestra SP04-3470; *rojo*: preparación orientada sin tratamiento, *azul*: preparación glicolada, *verde*: preparación calentada, con ayuda del software FityK 0.98 (Wojdyr, 2010)

Para las muestras que se analizaron, esta semicuantificación se hizo sobre todo para distinguir entre de caolinita y clorita, en la sobreposición que presentan en la posición situada aproximadamente a $12^{\circ}2\theta$.

3.4 Análisis de química elemental de cloritas EMPA

Con las cloritas que se separaron durante la fase inicial del trabajo analítico, se prepararon secciones pulidas que fueron llevadas a la microsonda para obtener química elemental. Los elementos que se midieron son: Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ti, Ni, Ca, Na, K y F. Se analizaron 18 muestras; 12 correspondientes a cloritas y 5 más correspondientes a epidota. Además de las mediciones elementales, se obtuvieron también imágenes SEM de todas las muestras.

3.4.1 Equipo y condiciones de medición

Los análisis se hicieron en una microsonda electrónica de barrido marca JEOL modelo JXA8900-R del LUP en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Los análisis cuantitativos se hicieron utilizando espectrómetros de longitud de onda de energía dispersada de rayos X (WDS) y estándares externos, con un voltaje de aceleración de 20 kv, una corriente de 2.0×10^{-8} A, un diámetro de haz de 1 micra, a una magnificación de 4000x. En todos los elementos el tiempo de adquisición fue de 40s, excepto en el Na y K que fue de 10 s.

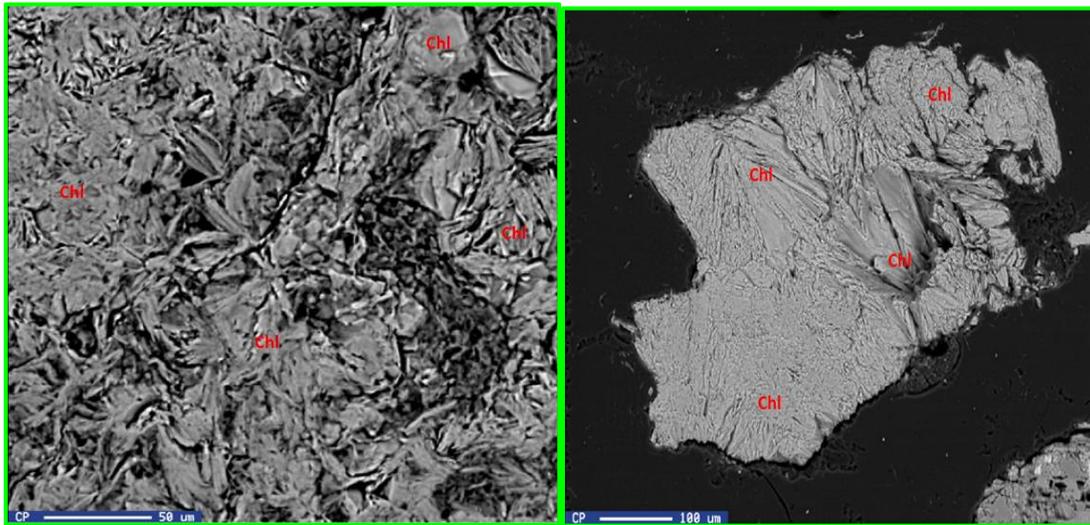


Figura 3.11 Imágenes de clorita obtenidas con microsonda. **Izquierda;** clorita formando texturas hojosas, con semejanza a hojuelas. **Derecha;** Clorita como pseudomorfo de mica (biotita alterada)

Las imágenes de composición elemental (CP) se formaron con electrones retrodispersados (Figura 3.11), con un voltaje de aceleración de 20 kv y una corriente de 2.0×10^{-8} A, con una resolución de 1,024 x 1,024 píxeles y digitalización de dichas imágenes.

3.4.2 Cálculo de fórmulas estructurales

El cálculo de fórmulas estructurales para cloritas se hizo siguiendo el método propuesto por Foster, (1962), sobre la base de 28 O (Figura 3.12). Se seleccionaron solamente las muestras de las que la sumatoria de $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ fue menor o igual a 0.5%, para

asegurar la pureza de las cloritas y la validez en la aplicación de los geotermómetros. Las fórmulas calculadas se pueden consultar en el capítulo cuatro correspondiente a datos.

	Porcentaje	Gramos equivalentes de los constituyentes	Valencias catiónicas por unidad	Cationes por unidad	Cationes por media celda
SiO ₂	30.44 ÷ (60.04 ÷ 4) =	2.027	÷ 0.0881 =	23.008 ÷ 4 =	5.752
					2.248
					8.000
Al ₂ O ₃	18.13 ÷ (101.96 ÷ 6) =	1.066	÷ .0881 =	12.100 ÷ 3 = 4.033 →	1.785
Fe ₂ O ₃	3.38 ÷ (159.70 ÷ 6) =	.127	÷ .0881 =	1.441 ÷ 3 =	.480
FeO	0.57 ÷ (71.85 ÷ 2) =	.016	÷ .0881 =	.182 ÷ 2 =	.091
MgO	34.22 ÷ (40.32 ÷ 2) =	1.697	÷ .0881 =	19.262 ÷ 2 =	9.631
		4.993		55.993	11.987
		4.993 ÷ 56 = 0.0881			
H ₂ O	0.30				
H ₂ O+	12.70 ÷ (18.016 ÷ 2) =	1.409	÷ .0881 =	16.016 ÷ 1 =	16.016
		6.342		72.009	8.01
		6.342 ÷ 72 = 0.0881			
O = 18 - 8.01 = 9.99					
Fórmula estructural (media celda) [(Al _{0.89} Fe _{0.24} Fe _{0.05} Mg _{4.82})(Si _{2.88} Al _{1.12})O _{9.99} (OH) _{8.01}] ^{+0.01}					

Figura 3.12 Procedimiento para cálculo de fórmula estructural de cloritas de acuerdo con la propuesta de Foster (1962).

	Porcentaje	P.M.	PM/No (+)	P/(PM/No +) E/F	Valencia (+)	F/No valenci H/2				
Std-Chl-1										
Na2O	0.041	61.9786	30.9893	0.00132304	0.01682525	1	0.01682525	0.00841262	Al4	1.21106899
K2O	0.063	94.1956	47.0978	0.00133764	0.01701098	1	0.01701098	0.00850549	Al6	0.98012995
TiO2	0.228	79.865	19.96625	0.01141927	0.14522041	4	0.0363051	0.01815255	Al tot	2.19119895
SiO2	26.353	60.083	15.02075	1.75443969	22.311448	4	5.57786201	2.78893101		Mg
MgO	17.955	40.304	20.152	0.89097856	11.3306955	2	5.66534775	2.83267387	R3	0.99937023
CaO	0.232	56.077	28.0385	0.00827434	0.10522587	2	0.05261293	0.02630647	R	5.11525029
MnO	0.514	70.937	35.4685	0.01449173	0.18429333	2	0.09214666	0.04607333	V	-0.11462052
Al2O3	17.568	101.96	16.9933333	1.03381719	13.1471937	3	4.38239789	2.19119895		Fe/(Fe+Mg)
Cr2O3	0.013	151.9892	25.3315333	0.00051319	0.00652636	3	0.00217545	0.00108773	Si	2.78893101
FeO	24.96	71.844	35.922	0.69483882	8.83635969	2	4.41817985	2.20908992	R3+	1.21106899
F	0.226	18.9984	0	0	0	-1	0.226	0.113	Si+Al	4
NiO	0.013	74.6924	37.3462	0.00034809	0.00442676	2	0.00221338	0.00110669		Mg/(Mg+Fe)
Total	88.166			4.40350723	56				Tipo	Al(Al+Mg+Fe)
				F= 0.07863406					Al+V	2.07657843
H2O	11.35	18.016	9.008	1.25999112	16.018255	1	16.018255	8.00912749	Mg+Fe	5.0417638
				5.66349835	72.018255					
				F= 0.0786597						
Total %	99.516									
					43.429			60.483		69.268
					MgO 41.343342		Fe2O3+FeO 41.2677943		MgO	25.9210602
					Fe2O3+FeO 57.473117		MgO 29.6860275		SiO2	38.0449847
					MnO 1.18354095		Al2O3 29.0461783		Fe2O3+FeO	36.0339551
(Mg _{2.89} Ca _{0.025} Mn _{0.045} Fe _{2.209} Ni _{0.001} Al _{0.99} Ti _{0.019} Cr _{0.001})(Si _{2.789} Al _{1.21})O ₁₀ (OH) ₈										

Figura 3.13. Ejemplo del cálculo de fórmulas estructurales en muestras del Domo San Pedro, tomando como base la metodología desarrollada por Foster, (1962)

3.4.3 Geotermómetros empíricos y estimación de temperaturas

La estimación de temperaturas de las cloritas analizadas fue hecha mediante la aplicación de cinco geotermómetros empíricos propuestos por diferentes autores. A cada análisis se aplicaron los cinco geotermómetros.

Los geotermómetros que se utilizaron son: Cathelineau y Nieva (1985), Kranidiotis y MacLean (1987), Cathelineau (1988), Jowett (1991) y Xie et al. (1997). Una vez se tuvieron todos los cálculos de temperatura, se hizo una comparación entre las que se obtuvieron para un mismo análisis según los cinco geotermómetros aplicados y se estableció un rango de temperatura dado para cada uno de ellos. Es necesario resaltar que todos, excepto el establecido por Kranidiotis y MacLean (1987), presentaron un rango bueno de correspondencia.

3.5 Análisis microtermométrico de inclusiones fluidas

Las muestras se midieron en una preparación de lámina delgada pulida de un espesor aproximado de 50 μ m y anterior a la microtermometría se hizo el análisis petrográfico de inclusiones fluidas con la finalidad de seleccionar las inclusiones a medir.

Se seleccionaron un total de ocho muestras distribuidas en los tres pozos a diferentes profundidades, se separaron para ello fragmentos de calcita y cuarzo de acuerdo con las características mineralógicas y físicas observadas en el microscopio estereoscópico y tomando en cuenta su probable origen en el fluido geotérmico de interés.

3.5.1 Equipo y condiciones de medición

El análisis microtermométrico de las muestras se realizó en una platina térmica Linkam THMSG 600, ubicada en el Centro de Geociencias de la UNAM, en Juriquilla Querétaro.

La reproducibilidad de las mediciones fue de $\pm 0.2^{\circ}$ C por debajo de los 0° C (temperatura de fusión del hielo; Tfh), y de $\pm 2^{\circ}$ C para las temperaturas de homogenización (Th). La platina está montada sobre un microscopio Olympus, con objetivos de hasta 100x y un amplificador de 1.6x.

4. RESULTADOS

En lo referente a la analítica por difracción de rayos X, se presentan (apartado 4.1 y 4.2) los resultados de mineralogía de roca total y también los obtenidos de la caracterización de filosilicatos en la fracción arcilla. Utilizando el índice de Kübler (IK) se calculó el grado de cristalinidad de illita, y posteriormente se pudieron calcular las temperaturas aproximadas de formación de este mineral, utilizando este mismo dato (indicador geotermométrico).

El segundo apartado de datos (4.3 a 4.5) que se presentan, contiene la información que arrojaron los análisis con microsonda de cloritas y de algunas epidotas, su clasificación con base en su química mineral, así como las estimaciones de temperatura mediante la aplicación de diferentes geotermómetros empíricos propuestos por algunos autores en clorita.

En la última parte de datos (apartado 4.8), se tienen los referentes a los análisis de inclusiones fluidas, temperaturas de homogeneización (tomadas como temperaturas mínimas de atrapamiento) temperatura de fusión del hielo y estimaciones de salinidad.

4.1 Caracterización mineralógica de roca total por DRX

De acuerdo a los análisis de difracción de rayos X de roca total, la mineralogía general de los tres pozos consiste en minerales tales como: cuarzo, feldespato potásico (microclina, ortoclasa) y feldespatos sódico-cálcicos (albita y andesina), anfíbol, piroxeno, filosilicatos; (clorita, illita, esmectita, interestratificados illita/esmectita), zeolitas (wairakita, analcima, nahcolita y laumontita; carbonatos (calcita, vaterita); sulfuros (pirita, pirrotina) y en algunas muestras, óxidos (hematita principalmente). También se detectaron en algunas muestras puntuales grafito y sulfatos (anhidrita, barita, bassanita). Se identificó también epidota con presencia importante en los horizontes más profundos que alcanzaron los pozos y resulta interesante resaltar su presencia porque es un mineral indicador de alta temperatura (Izquierdo et al., 2014).

La mineralogía de roca total de los tres pozos identificada por difracción de rayos X se enlista en las tablas 4.1, 4.2 y 4.3; **verde**: pozo SP02; **morado**: pozo SP04; **naranja**: pozo SP05.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP02-853	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Microclina (KAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ .(H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃)	[98-002-7832] [98-008-7658] [98-010-0819] [98-006-6258] [98-016-6965] [98-007-9674]
SP02-860 X	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cristobalita (SiO ₂) Esmectita Anfibol(Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) revisar	[98-010-0868] [98-004-7220] [---] [98-001-5829]
SP02-963 X	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Tridimita (SiO ₂) Cristobalita (SiO ₂) Anfibol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Bassanita (CaSO ₄ .1/2H ₂ O) Barita (BaSO ₄) Esmectita	[98-006-6127] [98-000-1440] [98-007-5483] [98-001-5829] [98-038-0286] [98-009-5807] [---]
SP02-1475	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Calcita (CaCO ₃) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-7657] [98-003-4636] [98-003-7241] [98-026-3077] [98-006-6258]
SP02-1895	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ .(H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) Hematita (Fe ₂ O ₃)	[98-003-4917] [98-006-2404] [98-006-6258] [98-016-6965] [98-007-9674] [98-001-5840]
SP02-2125	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-009-0142] [98-010-0341] [98-003-4784] [98-026-3077] [98-006-6258] [98-007-9674] [---]

Tabla 4.1 Mineralogía de roca total; identificada por difracción de rayos X, correspondiente al pozo SP02. El nombre de la muestra indica el pozo y la profundidad correspondientes. La letra "X" en la columna "muestra" indica aquellas para las que se hizo análisis de la fracción fina. Las muestras con contenido de arcillas para las que no se pone ficha de identificación, es porque su identificación se hizo con el tratamiento de las fases filosilicatadas y no se lograron identificar en la roca total. Las fases que se indican con letras *cursivas*, son aquellas de las que su existencia se estimó como probable pero no se comprobó. Fichas tomadas de la Inorganic Crystal Structure Database (ICSD).

Tabla 4.1 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP02-2295	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Pirrotita (Fe _{0,8-1} S) <i>Clinopiroxeno</i> <i>((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O₆)</i>	[98-008-7657] [98-001-6331] [98-006-6258] [98-007-9674] [---] [---]
SP02-2320 X	Andesina Cuarzo (SiO ₂) Piroxeno (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Anfibol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)])	[98-010-0868] [98-008-3849] [98-003-0522] [98-001-5829] [98-006-6258] [98-016-6965]
SP02-2630	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) <i>Caolinita</i>	[98-008-3849] [98-008-7657] [98-003-4784] [98-006-6258] [98-003-7241] [98-016-6965] [---]
SP02-2725	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Ilita/Esmectita Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) <i>Pirrotita (Fe_{0,8-1}S)</i>	[98-003-6279] [98-003-4636] [98-003-4784] [98-016-6967] [98-006-6258] [98-007-9674] [---]
SP02-2800	Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-002-7826] [98-015-9347] [98-010-9006] [98-002-6850] [98-016-6965] [98-007-9674] [---]
SP02-2945 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) Grafito (C)	[98-003-0580] [98-003-4782] [98-006-2404] [98-015-6166] [98-016-6965] [98-007-9674] [---]
SP02-3045	Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) Grafito (C)	[98-015-9347] [98-008-7654] [98-004-0009] [98-008-0080] [98-016-6966] [98-007-9674] [---]
SP02-3150	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) Grafito (C)	[98-008-3894] [98-007-7421] [98-015-9347] [98-006-6258] [98-016-6965] [98-007-9674] [---]

Tabla 4.1 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP02-3250	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ ,(H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃) Pirrotita (Fe _{0,8-1} S) <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-008-3849] [98-007-7421] [98-003-4784] [98-001-0268] [98-008-0080] [98-016-6965] [98-007-9674] [---] [---]
SP02-3330 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ ,(H ₂ O)]) Calcita	[98-007-7421] [98-008-3849] [98-003-4783] [98-018-3753] [98-006-6258] [98-016-6965] [98-007-9674]
SP02-3355	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ ,(H ₂ O)]) Calcita (CaCO ₃)	[98-007-7421] [98-008-3849] [98-015-9347] [98-018-3753] [98-008-0080] [98-016-6966] [98-007-9674]
SP02-3405	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Microclina (KAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ ,(H ₂ O)])	[98-003-0580] [98-003-8135] [98-004-1414] [98-008-0080] [98-000-9661] [98-006-3661] [98-016-6965]

La pirrotita por ser una fase metálica muy dura, no pudo ser molturada por lo que se separó y se midió aparte en un portamuestras especial en el que se necesita poca cantidad de muestra. Dicha medición no se hizo para todas las muestras, se infirió su presencia en todas las muestras con material de las mismas características físicas. También se tomo en cuenta el magnetismo que este mineral presenta. Por lo anterior, no se estimo la abundancia relativa de pirrotita en las muestras.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP04-700	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Cristobalita (SiO ₂) Cuarzo (SiO ₂) Esmectita <i>Vaterita (CaCO₃) revisar</i> <i>Óxidos</i>	[98-010-0868] [98-001-5829] [98-007-7457] [98-004-2498] [---] [---] [---]
SP04-760	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cristobalita (SiO ₂) Anfíbol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Mica (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Esmectita <i>Óxidos</i>	[98-010-0868] [98-007-7457] [98-001-5829] [98-015-7696] [---] [---]
SP04-815 X	Albita (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Mica (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Sanidino Cristobalita (SiO ₂) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Esmectita <i>Óxidos</i>	[98-000-9830] [98-007-7455] [98-009-1558] [98-007-7455] [98-018-3753] [---] [---]
SP04-840	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cristobalita (SiO ₂) Mica (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Anfíbol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Pirita (FeS ₂) Esmectita <i>Óxidos</i>	[98-010-0868] [98-003-4928] [98-015-7696] [98-001-5829] [98-000-0316] [---] [---]
SP04-860 X	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Feldespato (KAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Nahcolita Anfíbol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Esmectita <i>Óxidos</i>	[98-006-6126] [98-009-1558] [98-006-2404] [98-002-3868] [98-001-5829] [---] [---]
SP04-885	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclase (KAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) <i>Ilita (K,H₃O)(Al,Mg,Fe)₂(Si,Al)₄O₁₀[(OH)₂(H₂O)]</i>	[98-008-3849] [98-010-0499] [98-015-9347] [98-006-6258] [---]
SP04-1400	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclase (KAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-008-7655] [98-003-4783] [98-003-4636] [98-008-0080] [98-001-0268] [98-026-3077] [---]

Tabla 4.2 Mineralogía de roca total; identificada por difracción de rayos X, correspondiente al pozo SP04. El nombre de la muestra indica el pozo y la profundidad correspondientes. La letra "X" en la columna "muestra" indica aquellas para las que se hizo análisis de la fracción fina. Las muestras con contenido de arcillas para las que no se pone ficha de identificación, es porque su identificación se hizo con el tratamiento de las fases filosilicatadas y no se lograron identificar en la roca total. Las fases que se indican con letras *cursivas*, son aquellas de las que su existencia se estimó como probable pero no se comprobó. Fichas tomadas de la Inorganic Cristal Structure Database (ICSD).

Tabla 4.2 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP04-1565 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Cuarzo (SiO ₂) Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita</i> (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ , (H ₂ O)] <i>Pirita</i> (FeS ₂)	[98-008-7658] [98-003-4782] [98-026-3077] [98-018-3753] [98-001-5829] [98-006-6258] [98-003-4636] [98-007-9674] [---] [98-000-0316]
SP04-1608	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Feldespatos (KAlSi ₃ O ₈) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Cuarzo (SiO ₂) Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita</i> (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ , (H ₂ O)] <i>Pirita</i> (FeS ₂)	[98-008-7657] [98-009-1558] [98-026-3077] [98-018-3753] [98-000-9661] [98-006-6258] [98-007-9634] [98-007-9674] [---] [98-000-0316]
SP04-1690	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Laumontita Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita</i> (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ , (H ₂ O)] <i>Pirita</i> (FeS ₂)	[98-006-6127] [98-006-2404] [98-026-3077] [98-018-3753] [98-006-6258] [98-017-2233] [98-007-9674] [---] [---]
SP04-2050	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Sanidino () Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Anfíbol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) <i>Ilita</i> (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ , (H ₂ O)] <i>Pirita</i> (FeS ₂)	[98-008-7657] [98-009-1558] [98-009-0145] [98-006-8942] [98-007-9674] [98-016-8047] [98-001-5829] [---] [---]
SP04-2125	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita</i> (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ , (H ₂ O)] <i>Pirita</i> (FeS ₂)	[98-008-7658] [98-008-3849] [98-015-9347] [98-001-0268] [98-006-6258] [98-007-9674] [---] [98-000-0316]

Tabla 4.2 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP04-2335 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-008-7654]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-017-3226]
	Feldespato-sanidino	[98-009-1558]
	Mica (muscovita)	[98-016-1221]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-0080]
	Clinopiroxeno	[98-026-3077]
	((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆)	
	Calcita (CaCO ₃)	[98-007-9674]
<i>Pirita (FeS₂)</i>	[---]	
SP04-2530	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-003-4657]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-016-2490]
	Feldespato	[98-009-1558]
	Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH))	[98-001-0268]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-0080]
	Calcita (CaCO ₃)	[98-007-9674]
	Mica	[98-016-1226]
	<i>Pirita (FeS₂)</i>	[---]
SP04-2605	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-007-7421]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-001-6331]
	Feldespato (sanidino)	[98-009-1558]
	Calcita (CaCO ₃)	[98-007-9674]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-006-3193]
	Hornblenda	[98-001-5829]
	Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)])	[---]
SP04-3025 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-008-7660]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-008-3849]
	Feldespato (KAlSi ₃ O ₈)	[98-003-8135]
	Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH))	[98-061-8464]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-0080]
	Calcita (CaCO ₃)	[98-007-9674]
	Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)])	[98-016-6966]
	<i>Pirita (FeS₂)</i>	[---]
SP04-3320	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-008-7659]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-008-3849]
	Microclina (KAlSi ₃ O ₈)	[98-010-0819]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-0080]
	Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂)	[98-001-9661]
	Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH))	[98-001-0268]
	Ilita/Mica	[---]
	Pirrota (Fe _{0.8-1} S)	[---]
SP04-3340 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-008-7660]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-004-1412]
	Mica (muscovita)	[98-015-8092]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-0080]
	Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH))	[98-001-0268]
	Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂)	[98-001-5829]
	Calcita (CaCO ₃)	[98-007-9674]
	Ilita((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)])	[---]
Pirrota (Fe _{0.8-1} S)	[---]	
SP04-3390	Albita (NaAlSi ₃ O ₈)	[98-008-7655]
	Cuarzo (SiO ₂)	[98-009-0145]
	Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆)	[98-008-4262]
	Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH))	[98-016-8464]
	Calcita	[98-007-9674]
	Mica/Arcilla	[---]
<i>Pirita (FeS₂)</i>	[---]	

Tabla 4.2 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP04-3470 X	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Microclina (KAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Pirrotita (Fe _{0.8-1} S)	[98-008-7658] [98-008-3849] [98-000-9542] [98-016-8340] [98-006-6258] [98-007-9674] [---] [---]
SP04-3650	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Hornblenda (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Biotita (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Pirrotita (Fe _{0.8-1} S)	[98-008-7657] [98-001-0270] [98-006-2404] [98-016-8464] [98-000-9661] [98-008-0080] [98-002-4167] [---]
SP04-3745	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Mica (biotita) (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe, Mn, Cr, Sc, Ti)(Si,Al) ₆ O ₆)	[98-008-7658] [98-003-4636] [98-001-6732] [98-001-0268] [98-009-8151] [98-016-8047]
SP04-3760	Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Cuarzo(SiO ₂) Feldespató (sanidino) Anfíbol (Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Mica (K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂) Pirrotita (Fe _{0.8-1} S)	[98-008-7660] [98-008-3849] [98-009-1558] [98-000-9661] [98-001-0268] [98-008-0080] [98-017-2126] [---]

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP05-760	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Ortoclasa (KAlSi ₃ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita (K,H₃O)(Al,Mg,Fe)₂(Si,Al)₄O₁₀[(OH)₂(H₂O)]</i>	[98-006-6127] [98-016-2490] [98-003-4784] [98-006-6258] [98-026-3077] [98-007-9674] [---]
SP05-800 X	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Wairakita Hematita Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita-esmectita</i> <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-010-0868] [98-001-6331] [98-026-3077] [98-015-6166] [98-015-9040] [98-016-4008] [98-007-9674] [---] [---]
SP05-850	Andesina (Na,Ca)(Si,Al ₄ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Wairakita Analcima Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Anhidrita Clinopiroxeno ((Ca,Mg,Fe, Mn, Na, Li)(Al, Mg, Fe,Mn,Cr,Sc, Ti)(Si,Al)O ₆) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) <i>Ilita ((K,H₃O)(Al,Mg,Fe)₂(Si,Al)₄O₁₀[(OH)₂(H₂O)]</i> <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-006-6127] [98-001-6331] [98-015-9040] [98-009-3917] [98-001-0268] [98-000-1956] [98-026-3077] [98-008-0080] [98-007-9674] [---] [---]
SP05-1000 X	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Wairakita Anhidrita Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) <i>Ilita ((K,H₃O)(Al,Mg,Fe)₂(Si,Al)₄O₁₀[(OH)₂(H₂O)]</i> Hematita <i>Pirita (FeS₂)</i>	[98-010-0341] [98-008-7657] [98-015-9040] [98-000-1956] [98-008-0080] [98-016-6966] [98-001-5840] [98-000-0316]

Tabla 4.3 Mineralogía de roca total; identificada por difracción de rayos X, correspondiente al pozo SP05. El nombre de la muestra indica el pozo y la profundidad correspondientes. La letra “X” en la columna “muestra” indica aquellas para las que se hizo análisis de la fracción fina. Las muestras con contenido de arcillas para las que no se pone ficha de identificación, es porque su identificación se hizo con el tratamiento de las fases filosilicatadas y no se lograron identificar en la roca total. Las fases que se indican con letras *cursivas*, son aquellas de las que su existencia se estimó como probable pero no se comprobó. Fichas tomadas de la Inorganic Crystal Structure Database (ICSD).

Tabla 4.3 (continuación)

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	FICHA ICCD
SP05-1180 X	Cuarzo (SiO ₂) Microclina (KAlSi ₃ O ₈) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Hematita Calcita (CaCO ₃) Analcima Ilita Pirita (FeS ₂)	[98-003-4636] [98-010-0819] [98-008-7657] [98-001-0268] [98-016-6968] [98-008-0080] [98-001-5840] [98-007-9674] [98-008-7649] [98-016-6965] [---]
6SP05-1260	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Analcima Calcita (CaCO ₃) Ilita (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Pirita (FeS ₂)	[98-008-3849] [98-009-0142] [98-009-1558] [98-001-0268] [98-006-6258] [98-008-7649] [98-007-9674] [---] [---]
SP05-1280 X	Cuarzo (SiO ₂) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Pirita (FeS ₂)	[98-016-2490] [98-003-4917] [98-006-4961] [98-006-6258] [98-001-0268] [98-016-6965] [---]
SP05-1365 X	Cuarzo (SiO ₂) Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Albita (NaAlSi ₃ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Ilita ((K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Pirita (FeS ₂)	[98-015-4289] [98-009-1558] [98-003-4656] [98-018-3753] [98-016-6965] [98-008-0080] [---]
SP05-1465	Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Cuarzo (SiO ₂) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Pirrotita (Fe _{0.8-1} S)	[98-009-1558] [98-001-6331] [98-018-3753] [98-001-6732] [---]
SP05-1535	Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Cuarzo (SiO ₂) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Analcima Pirita (FeS ₂) Pirrotita (Fe _{0.8-1} S)	[98-009-1558] [98-006-3661] [98-001-6331] [98-008-0080] [98-007-9674] [98-008-7649] [98-000-0316] [---]
SP05-1560	Cuarzo (SiO ₂) Sanidino ((K,Na)(Si,Al) ₄ O ₈) Epidota (Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)) Clorita ((Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ *(Mg,Fe) ₃ (OH) ₆) Calcita (CaCO ₃) Analcima Pirrotita (Fe _{0.8-1} S) Ilita (K,H ₃ O)(Al,Mg,Fe) ₂ (Si,Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ (H ₂ O)]) Pirita (FeS ₂)	[98-015-4289] [98-009-1558] [98-001-0268] [98-006-6258] [98-003-7241] [98-008-7649] [---] [---] [---]

Como puede observarse en las tablas previas, la mineralogía del Domo San Pedro no presenta una variabilidad mineralógica importante. Las variaciones más visibles residen en la abundancia de las fases entre una muestra y otra, sobre todo en lo que se ha considerado como mineralogía secundaria (Ver capítulo 5, sección 5.1)

En la parte más somera del pozo SP02 se identificó un intervalo de poco más de 100m de distribución vertical a partir de los 860 y hasta los 963 metros de profundidad. Su mineralogía consiste en plagioclasa, cristobalita, tridimita y anfíbol. Son las únicas muestras de este pozo que contienen esmectita como filosilicato.

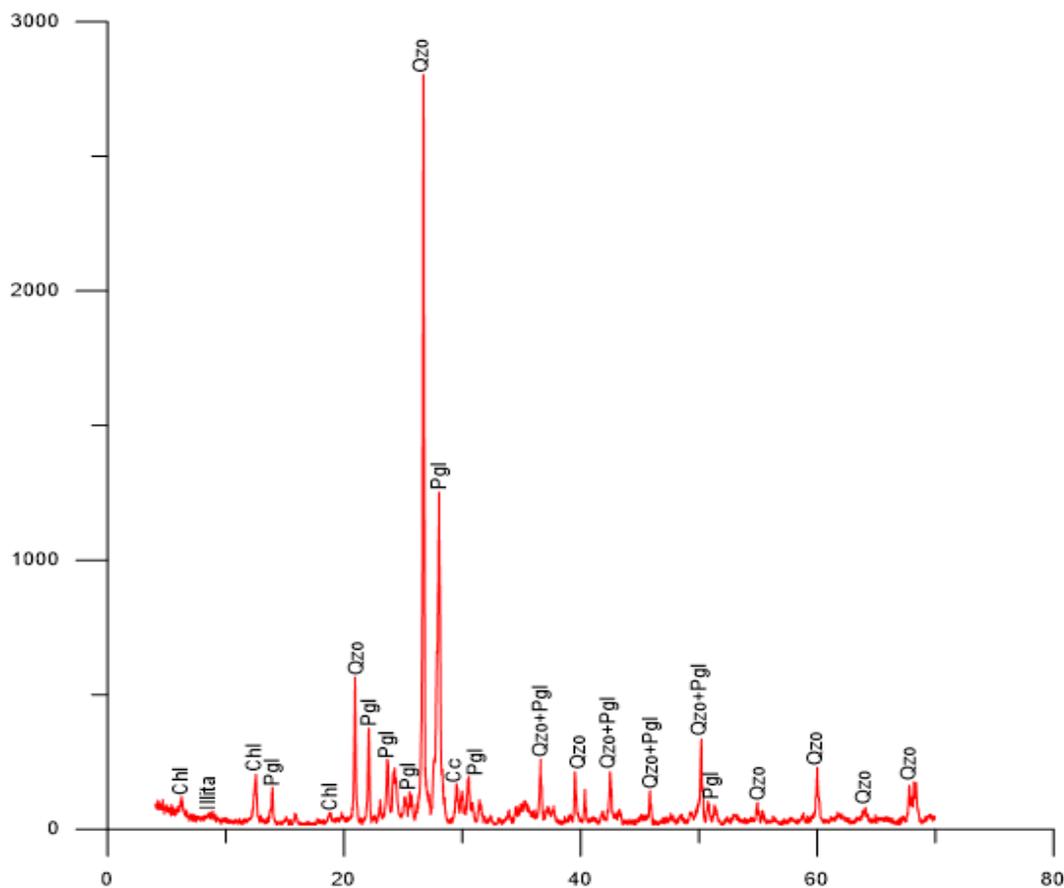


Figura 4.1 Diffractograma característico de la mineralogía común en los tres pozos. Chl: clorita, Pgl: Plagioclasa, Qzo:cuarzo, Cc:calcita, Illita:illita.

El segundo intervalo de este pozo se marco a partir de 1475 y hasta 3405 metros de profundidad. En este intervalo se identificaron; cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, calcita, piroxeno, epidota, grafito y pirrotita. En la mineralogía de filosilicatos se encontro clorita, illita, illita/esmectita, illita/mica.

Las muestras de este tramo tienen como característica mineralógica más importante la presencia de fases de alteración tales como clorita en proporciones variables y epidota. La epidota esta presente en las muestras de profundidades mayores a partir de los 3150 metros.

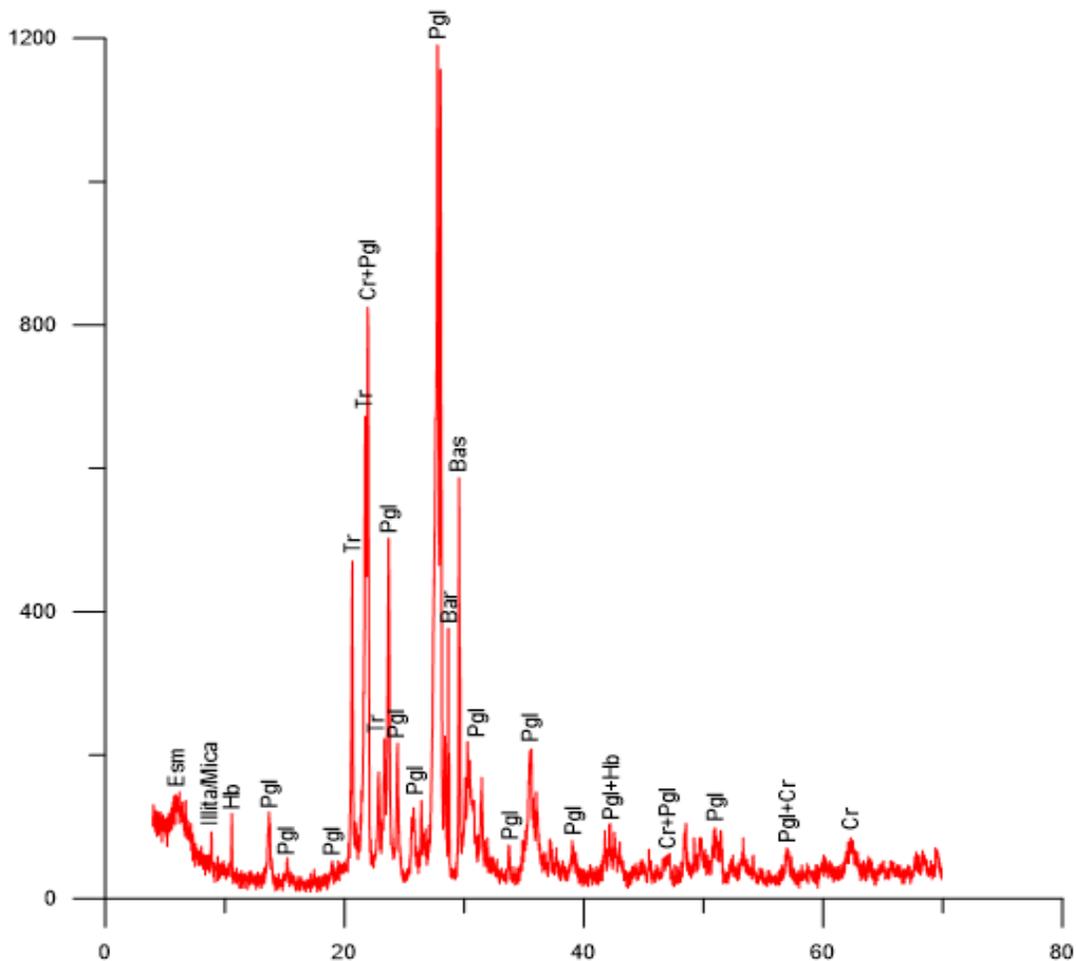


Figura 4.2 Diffractograma característico de la mineralogía en el intervalo más somero en los pozos SP02 y SP04. Esm: esmectita, Illita/mica: interestratificado illita/mica, Hb: hornblenda, Pgl:plagioclasa, Tr:tridimita, Cr:cristobalita, Bar:barita, Bas:bassanita

En el pozo SP04 la mineralogía es muy similar a la de SP02 (Ver tabla 4.2). La diferencia más notoria es que a mayor profundidad hay un incremento importante en la cantidad de epidota y pirrotita.

Existe en este pozo un intervalo de aproximadamente 140 metros de distribución vertical que va de 700 a 8460 metros, en el que la mineralogía presenta plagioclasa, anfíbol, feldespato potásico, cristobalita, mica y óxidos. Semejante al pozo SP02; es el único intervalo en que las muestras de este pozo contienen esmectita.

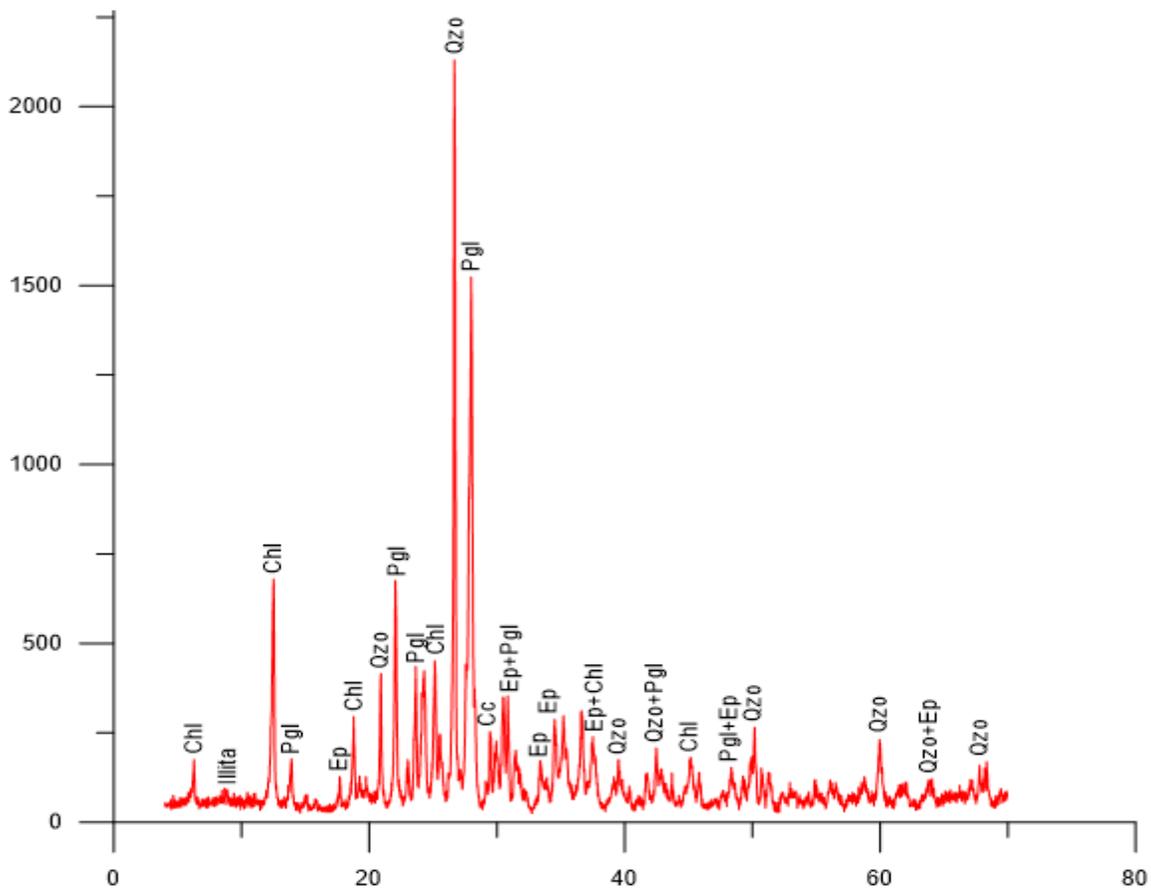


Figura 4.3 Diffractograma característico de los tres pozos, mineralogía común a profundidades de más de 3000m en los pozos SP02 y SP04 y de muestras más profundas en SP05. Chl: clorita, Illita: illita, Pgl: plagioclasa, Ep: epidota, Qzo: cuarzo, Cc: calcita.

Se identificó también un segundo intervalo que abarca el tramo vertical de 885 a 3760 metros. En este intervalo se identificaron; cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, calcita, anfíbol, piroxeno, epidota, piritita y pirrotita. En la mineralogía de filosilicatos se encontró clorita, illita, illita/esmectita e illita/mica.

El pozo SP05 presenta una mineralogía que esta constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, calcita, wairakita, epidota, pirrotita, piritita, y analcima. En la mineralogía de filosilicatos se encontró clorita, illita, illita/esmectita e illita/mica.

A diferencia de los otros dos pozos, en este no se identificó el intervalo superior con tridimita, cristobalita y esmectita.

La mineralogía integrada de los tres pozos muestra indicios de temperaturas que oscilan entre los 250 y 350 °C; lo que genera una idea de que se trata de un sistema hidrotermal de origen profundo, en el cual se diagnosticaría una zona de producción de fluidos calientes a profundidades de mas de 2500 metros.

4.2 Caracterización mineralógica de filosilicatos por DRX

Durante la caracterización de la mineralogía de filosilicatos se identificaron tres fases principales que se distribuyen verticalmente a lo largo de los tres pozos. La fase más abundante es la **clorita**, seguida de **illita** y en menor cantidad **esmectita**.

Muestra	Filosilicatos			Chl %	Cris %	Trid %	Qz %	Pg %	Fel K %	Cc %	Anf %	Px %	Ep %	Mica %	Ox %	Bar %	Bass %	Cristalinidad %
	14Å	10Å	7Å															
SP02-853		X	4	6			33	28	28	1								46.9175
SP02-860	X				7			93										38.5441
SP02-963	X				6	11		71			5					2	5	38.2241
SP02-1475				6			22	56		7		9						47.344
SP02-1895		X	5	6			28	56		4					1			41.8615
SP02-2125				6			15	56	15	2		6						40.8574
SP02-2295				7			27	65		1								46.4394
SP02-2320			5	4			12.8	61.4			5.9	10.9						49.1627
SP02-2630		X	4	7			55	18	12	4								47.7945
SP02-2725	X	X	12	7.9			23.9	32.7	21.6	2								47.443
SP02-2800		X	4	7			47	20	21	1								50.2207
SP02-2945		X	3	5.1			20.2	36.4	34.3	1								49.6246
SP02-3045		X	6.9	8.9			20.8	24.8	37.6	1								51.42
SP02-3150		X	3	5.1			49.5	29.3	12.1	1								53.2387
SP02-3250		X	3	4			37	31	19	1			5					50.1533
SP02-3330		X	4	5			33.7	38.5	12.9				5.9					49.9326
SP02-3355		X	4	4			30.7	35.6	17.8	1			6.9					49.8708
SP02-3405		X	3	7			15	41	22		6		6					47.5222

Tabla 4.4 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP02. Chl:clorita, Cr:cristobalita, Tr:tridimita, Qzo:cuarzo, Pgl:plagioclasa Fel K:feldespató potásico (ortoclasa, microclina, sanidino), Cc:calcita, Anf:anfíbol, Cpx:clinopiroxeno, Ep:epidota, Mica:mica, Ox:óxidos, Bar:barita, Bas:bassanita. Pocentajes calculados con base en el análisis semicuantitativo con ayuda del software highscore

Muestra	Filosilicatos			Chl %	Cris %	Trid %	Qz %	Pg %	Fel K %	Cc %	Anf %	Px %	Ep %	Mica %	Lau %	Nac %	Cristalinidad %
	14Å	10Å	7Å														
SP04-700					12		9.9	64.4			13.9						31.8616
SP04-760					16			71.3			5.9			6.9			38.8023
SP04-815					10			44	12				8	26			35.7439
SP04-840					13			68.7			8.1			10.1			38.3643
SP04-860							12.9	50.5	16.8		8.9					10.9	34.261
SP04-885				4			43	28	25								39.9735
SP04-1400				3			3	61	19			8	6				40.9303
SP04-1565				3			3	65	13	1	5	5	5				36.0363
SP04-1608				4			4	52.5	15.8	1	6.9	7.9	7.9				35.8907
SP04-1690				5.1			18.2	49.4		3		11.1	8.1		5.1		36.6929
SP04-2050				11			12	51	13	3	7	3					42.9005
SP04-2125				5.1			22.2	49.4	17.2	1			5.1				48.5424
SP04-2335				7			19	39	14	3		6		12			41.865
SP04-2530				6.1			18.2	50.5	14.1	2			7.1	2			43.2464
SP04-2605				8			26	43	11	6	6						41.1308
SP04-3025				7.9			19.8	44.6	16.8	2			8.9				38.4825
SP04-3320				12			18	39	12		11		8				41.8403
SP04-3340				8			20	47		1	5		6	13			78.0947
SP04-3390				19			22	45		2			12				42.1907
SP04-3470				11			18	47	13	1			10				41.3479
SP04-3650				6.9			7.9	50.5	14.9		6.9		7.9	5			43.9817
SP04-3745				10			23	53				2	9	3			48.7546
SP04-3760				5.9			16.8	50.5	7.9		7.1		5.9	5.9			44.6755

Tabla 4.5 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP04. Chl:clorita, Cr:cristobalita, Tr:tridimita, Qzo:cuarzo, Pgl:plagioclasa Fel K:feldespato potásico (ortoclasa, microclina, sanidino), Cc:calcita, Anf:anfíbol, Cpx:clinopiroxeno, Ep:epidota, Mica:mica, Ox:óxidos, Bar:barita, Bas:bassanita. Pcentajes calculados con base en el análisis semicuantitativo con ayuda del software highscore.

Muestra	Filosilicatos			Chl %	Qz %	Pg %	Fel K %	Cc %	Anf %	Px %	Ep %	Mica %	Ox %	Wa %	Ana %	Anh %	Py %	Cristalinidad %	
	14Å	10Å	7Å																
SP05-760				7	19	55	13	1		5									46.7543
SP05-800	X	X		6.1	24.2	51.5		3		8.1			2	5.1					38.9865
SP05-850				5.1	14.1	27.3		2		5.1	11.1			14.1	12.1	9.1			43.6614
SP05-1000		X	5.9	5.9	48.6	16.8							3	8.9		9.9	1		56.159
SP05-1180		X	5.9	4	39.6	16.8	23.8	1			5.9		1			2			46.7552
SP05-1260				6	35	26	22	1			8					2			43.6095
SP05-1280		X	5.1	5.1	35.2	33.3	15.2				6.1								45.08
SP05-1365		X	6	4	33	26	23				8								46.1826
SP05-1465				12	25		50				13								44.9092
SP05-1535				8	23		37	4			24					3		1	43.6955
SP05-1560				8	45		25	6			14					2			46.5587

Tabla 4.6 Datos sintetizados de los análisis de DRX del pozo SP05. Chl:clorita, Cr:cristobalita, Tr:tridimita, Qzo:cuarzo, Pgl:plagioclasa Fel K:feldespato potásico (ortoclasa, microclina, sanidino), Cc:calcita, Anf:anfíbol, Cpx:clinopiroxeno, Ep:epidota, Mica:mica, Ox:óxidos, Bar:barita, Bas:bassanita. Pocentajes calculados con base en el análisis semicuantitativo con ayuda del software highscore.

4.2.1 Caracterización mineralógica de esmectita

En la parte superior de los pozos SP02 y SP04 encontramos esmectita pura sin interestratificación en cuatro muestras; SP02-860, SP02-963, SP04-815 y SP04-2335. Su presencia se confirma ya que al glicolar la muestra con etilenglicol se observa una reflexión 001 muy intensa (p.ej. muestra SP02-963) cerca de 5.2° (16.9\AA) que nos indica la expansión máxima de la misma y que se colapsa a 10\AA cuando calentamos la muestra a 550°C .

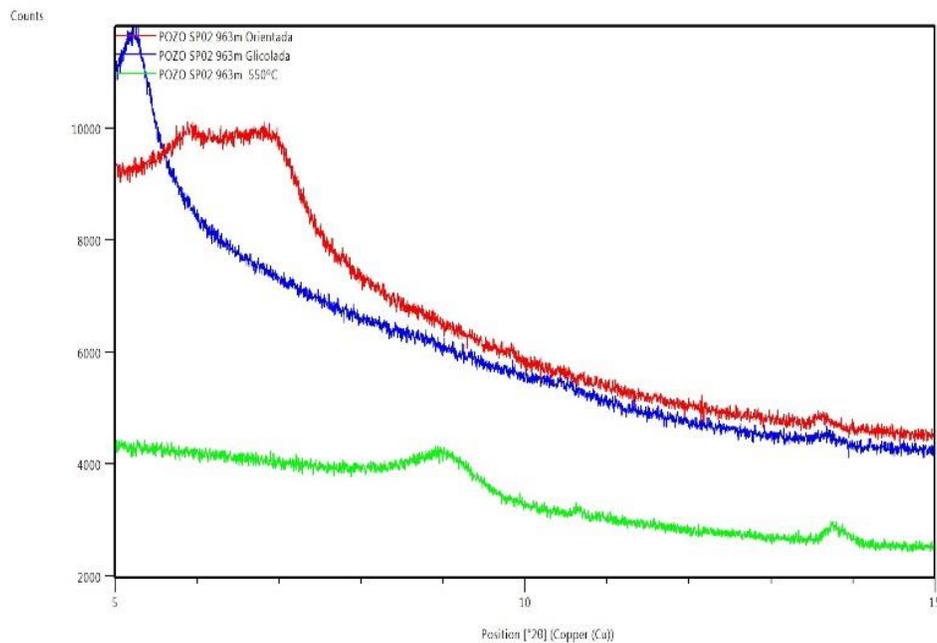


Figura 4.4 Identificación de esmectita (mineral totalmente expansible) en la muestra situada a 960m del pozo SP02.

Tomando en cuenta las características que se observan en el patrón de difracción de las muestras orientadas con esmectita, es posible ver que la intensidad de los picos basales (002) es mucho menor (incluso en algunos casos no se detecta) que la intensidad de los picos basales (001) lo cual nos indica que se trata de esmectitas de carácter dioctaédrico.

Esta información se confirmó midiendo el espaciado 060 de las muestras no orientadas que se midieron como pequeñas esferas de arcilla cortadas a la mitad para evitar que la arcilla se oriente.

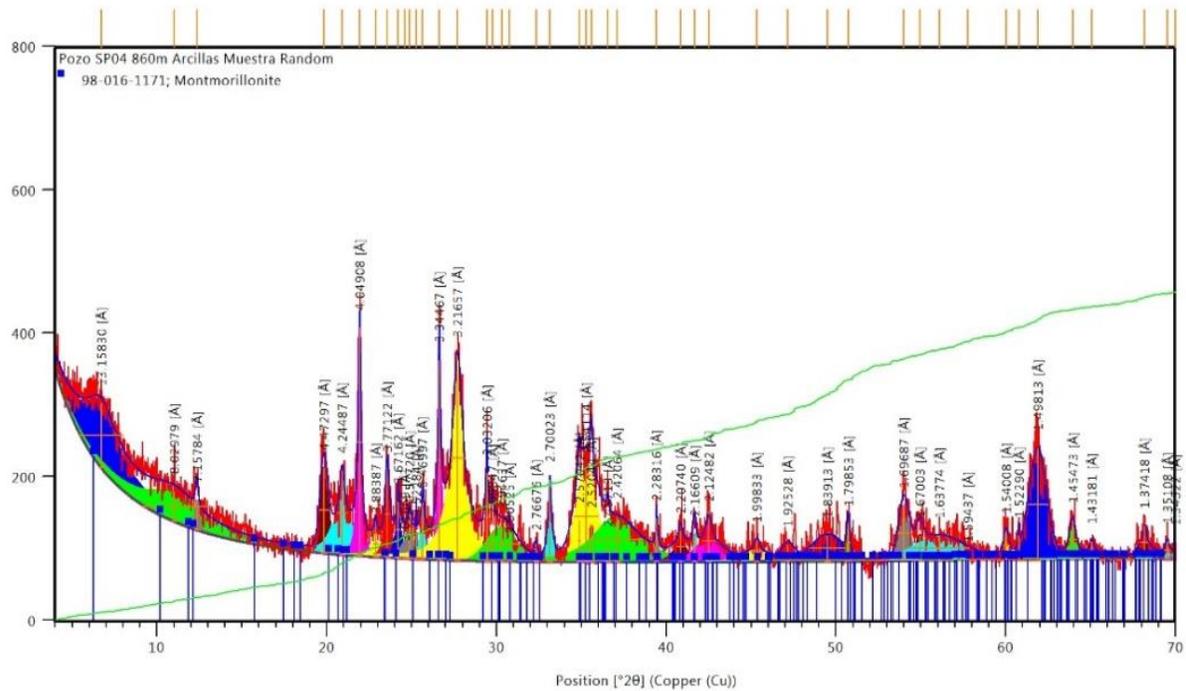


Figura 4.5 Difractograma de la arcilla (fracción menor a 2 micras) de la muestra a 860m del pozo SP04 medida como muestra no orientada (random) para observar su naturaleza dioctaédrica o trioctaédrica según la posición de su pico (060).

La reflexión 060 permite la discriminación entre las variedades dioctaédrica y trioctaédrica ya que la dimensión **b** de la celda es sensible al tamaño de los cationes y la ocupación en la capa octaédrica. Para todas las muestras no orientadas se observa claramente el pico 060 de la esmectita (p. ej. muestra 860 del pozo SP04) característico de la montmorillonita.

Únicamente en un par de muestras y de manera muy puntual (p.ej. muestra SP04-860), la esmectita se encuentra asociada a pequeñas cantidades de *caolinita* (mineral no expansivo a $\sim 7 \text{ \AA}$ que no se expande y se destruye a 550°C) que es mineral muy escaso en todo el campo geotérmico.

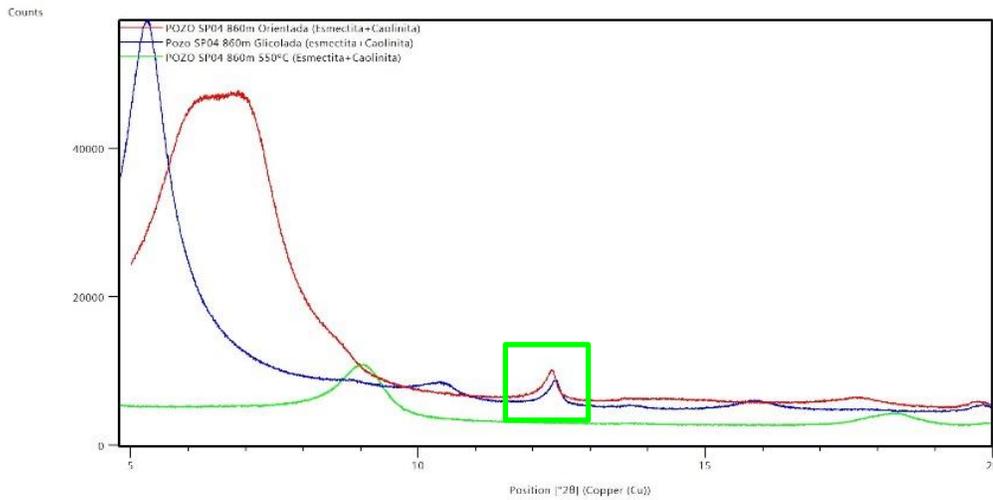


Figura 4.6 Diffractogramas en muestra orientada, glicolada y calentada a 550°C para la muestra situada a 860m de profundidad del pozo SP04, en la que se observa claramente la presencia de caolinita conjuntamente con esmectita.

4.2.2 Caracterización mineralógica de la illita.

Se identificó illita en los tres pozos. En SP02 y SP04 a profundidades mayores de 1000 metros, mientras que en SP05 desde los 800 metros. En general la encontramos asociada a clorita. En las partes de profundidad intermedia la illita es el filosilicato más abundante y presenta picos anchos que confirman la presencia de interestratificados illita / esmectita (ill/Sm). En las tablas 4.7 y 4.8 se muestran los porcentajes de illita en los interestratificados.

El porcentaje (%) de illita en el interestratificado puede calcularse por la posición de la reflexión cercana a 16-17° (2Theta) en la muestra previamente glicolada pero es mejor determinarlo a partir del valor diferencial (Δ 2theta) entre la posición de esta reflexión y la posición del pico 001 (Moore and Reynolds 1997, tabla de la página 273). Al utilizar un valor que resulta de la diferencia entre dos ángulos tenemos un indicador más robusto ya que este valor no depende del alineamiento y o ajuste del valor cero del difractor. El tipo de orden (Reichweite) se determina por la posición de la reflexión entre 5 y 8.5° (2 theta) en muestra impregnada con etilenglicol.

Tanto en la fracción gruesa (2-4 micras) como en la fracción fina (<2 micras); encontramos que todos los interestratificados tienen como mínimo un 90% de illita. Solamente en el tramo más superficial del pozo SPO4 se encuentran interestratificados con porcentajes de illita entre 60 % y 70% (Tabla 4.11) que sugieren temperaturas de formación inferiores a las muestras con mayor cantidad.

Fracción 2-4 micras					
	001/002 °2theta	002/003 °2theta	°Δ2theta	Fases identificadas	Reichweite
SP02-860	---	---	---	Sm 100%	---
SP02-963	---	---	---	Sm 100%	---
SP02-2320	8.90	17.82	8.9	I/S >95% illita	3
SP02-2945	8.70	17.61	8.9	I/S >95% illita	3
SP02-3330	8.76	17.70	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-815	---	---	---	Sm 100%	---
SP04-860	---	---	---	Sm 100%	---
SP04-1565	8.85	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-2335	8.78	17.6	8.8	I/S >95% illita	3
SP04-3025	8.82	17.7	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-3340	8.63	17.5	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-3470	8.85	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-800	8.95	17.9	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1000	8.92	17.7	8.8	I/S >95% illita	3
SP05-1180	8.83	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1280	8.87	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1365	8.92	17.9	8.9	I/S >95% illita	3

Tabla 4.7 Cálculo del porcentaje de interestratificación de esmectita en la illita para las muestras de la fracción gruesa de las arcillas (4-2micras).

Fracción fina <2 micras					
	001/002 °2theta	002/003 °2theta	°Δ2theta	Fases identificadas	Reichweite
SP02-860	---	---	---	Sm 100%	3
SP02-963	---	---	---	Sm 100%	3
SP02-2320	8.83	17.8	8.9	I/S>95% illita	3
SP02-2945	8.81	17.8	9.0	I/S>95% illita	3
SP02-3330	8.83	17.7	8.9	I/S>95% illita	3
SP04-815	8.23	15.9	7.7	I/S~70%+Sm	1
SP04-860	8.89	15.9	7.0	I/S~60%+Sm	1
SP04-1565	8.85	17.7	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-2335	8.81	17.6	8.8	I/S >95% illita	3
SP04-3025	8.83	17.7	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-3340	8.83	17.7	8.9	I/S >95% illita	3
SP04-3470	8.84	17.8	9.0	I/S >95% illita	3
SP05-800	8.96	17.6	8.7	I/S >90% illita	3
SP05-1000	8.84	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1180	8.86	17.8	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1280	8.80	17.7	8.9	I/S >95% illita	3
SP05-1365	8.87	17.7	8.9	I/S >95% illita	3

Tabla 4.8 Cálculo del porcentaje de interstratificación de esmectita en la illita para las muestras de la fracción fina de las arcillas (<2 micras).

4.2.2.1 Variación del índice de Kübler (IK) con la profundidad

El aumento progresivo en la cristalinidad y tamaño de los cristales, junto con un decremento en el número de defectos; son los cambios más significativos que se pueden observar en el proceso de transformación esmectita-illita-mica; favorecido por los factores tiempo y temperatura (Frey, 1987). En un proceso geotérmico el tiempo es poco importante y el factor fundamental es siempre la temperatura.

Tanto en el pozo SP02 como en el SP04, se observó una tendencia del índice de cristalinidad a aumentar conforme aumenta la profundidad. Aunque la diferencia en los valores de IK no es tan grande, si representa una tendencia al aumento (Ver Tablas 4.9 y 4.10). Las muestras mas someras en estos dos pozos contienen mayoritariamente esmectita y están entre 800 y 1000 metros de profundidad.

La muestra mas somera del pozo SP02 en la que se analizo illita, presenta índices de Kubler entre 0.12 y 0.18 (mica) en la fracción fina y gruesa respectivamente (Tabla 4.9). Las

muestras de mayor profundidad tienen un IK de entre 0.25 y 0.30, lo que representa auténtica illita.

En el pozo SP04, la muestra SP04-1565 tiene un IK de 0.18 que se define como mica (Ver Tabla 4.10). En las muestras de mayor profundidad, el IK se encuentra entre 0.25 y 0.34 tratándose de illita.

Para el pozo SP05, las muestras más someras SP05-800 y SP05-100 tienen IK de entre 0.42 y 0.66, mientras que el resto de muestras que se analizaron en este pozo a mayor profundidad tienen IK que va de 0.25 a 0.38. En todos los casos en este pozo, se trata de illita de menor cristalinidad las más superficiales y más cristalinas las más profundas.

La tendencia observada para el pozo SP05 es la característica ideal esperada puesto que el valor del índice de Kubler disminuye conforme aumenta la profundidad. El decremento de este parámetro se relaciona con el aumento de la temperatura en las muestras más profundas del pozo. Todos los valores de IK (>0.25) nos indican que se trata de auténticas illitas. Por ser las illitas minerales secundarios asociados a la actividad geotérmica del Domo San Pedro si pueden utilizarse como indicadores geotermométricos.

Las tendencias observadas para el pozo SP04 y en menor grado para el pozo SP02 son contrarias a lo que se esperaría ya que el valor del parámetro IK aumenta con la profundidad (hasta aproximadamente 3000m) lo que parecería indicar un decremento de la temperatura con la profundidad.

Sin embargo dado que los valores de IK nos indican que son micas ($IK < 0.25$) se interpreta que a pesar de que las micas preexistentes están alteradas siguen quedando relictos del mineral original determinado valores de IK sin significado geotermométrico ya que sigue habiendo una mezcla entre el mineral primario y el mineral neoforado. Esta tendencia desaparece cerca de los 3000m, profundidad a la que interpretamos que los relictos de las micas ya desaparecieron y que por tanto el valor de IK de la illita a esa profundidad si proporciona una información geotermométrica real. A mayor profundidad sigue disminuyendo el valor de IK tal como corresponde a un incremento de temperatura y se forman auténticas micas secundarias producto de la alteración.

En los tres pozos las tendencias observadas de la variación del IK en profundidad, son similares para las dos fracciones de arcilla (4-2micras y < 2micras).

Muestra	IK	T (°C)	
SP02-860 FF	-----	-----	esmectita
SP02-860 FG	-----	-----	esmectita
SP02-963 FF	-----	-----	esmectita
SP02-963 FG	-----	-----	esmectita
SP02-2320 FF	0.121	535	
SP02-2320 FG	0.188	377	mica
SP02-2945 FF	0.186	380	mica
SP02-2945 FG	0.254	297	ilita
SP02-3330 FF	0.298	262	ilita
SP02-3330 FG	0.256	295	ilita

Tabla 4.9 Temperaturas calculadas en el pozo SP02 a partir del índice de cristalinidad (IC), utilizando el Índice de Kübler (IK) de ilita en fracción <2µm (FF) y en fracción >2-<4µm (FG).

Muestra	IK	T (°C)	
SP04-815 FF	-----	-----	esmectita
SP04-815 FG	-----	-----	esmectita
SP04-860 FF	-----	-----	esmectita
SP04-860 FG	-----	-----	esmectita
SP04-1565 FF	0.186	380	mica
SP04-1565 FG	0.178	394	mica
SP04-2335 FF	0.266	286	ilita
SP04-2335 FG	0.206	351	mica
SP04-3025 FF	0.338	237	ilita
SP04-3025 FG	0.32	247	ilita
SP04-3340 FF	0.25	301	ilita
SP04-3340 FG	0.21	345	mica
SP04-3470 FF	0.294	264	ilita
SP04-3470 FG	0.236	315	mica

Tabla 4.10 Temperaturas calculadas en el pozo SP04 a partir del índice de cristalinidad (IC), utilizando el Índice de Kübler (IK) de ilita en fracción <2µm (FF) y en fracción >2-<4µm (FG).

Muestra	IK	T (°C)	
SP05-800 FF	0.658	140	illita
SP05-800 FG	0.496	175	illita
SP05-1000 FF	0.416	201	illita
SP05-1000 FG	0.444	191	illita
SP05-1180 FF	0.316	250	illita
SP05-1180 FG	0.252	299	illita
SP05-1280 FF	0.374	218	illita
SP05-1280 FG	0.298	262	illita
SP05-1365 FF	0.376	218	illita
SP05-1365 FG	0.266	286	illita

Tabla 4.11 Temperaturas calculadas en el pozo SP05 a partir del índice de cristalinidad (IC) utilizando el Índice de Kübler (IK) de illita en fracción $<2\mu\text{m}$ (FF) y en fracción $>2\text{-}<4\mu\text{m}$ (FG).

Los politipos más comunes de la illita son las formas $2M_1$ y $1M$. Para su determinación mediante Difracción de Rayos X se estudia de manera detallada la región entre 20 a 32° (2θ) de muestras no orientadas (random). Las reflexiones diagnóstico para el politipo $2M$ tanto de la mica como la illita $2M_1$ son: 3.88 \AA (11-3), 3.72 \AA (023), 3.49 \AA (11-4), 3.30 \AA (114), 2.98 \AA (025) y 2.86 \AA (115).

Las reflexiones diagnóstico para el politipo $1M$ son: 3.66 \AA (11-2), y 3.07 \AA (112). Para estudiar las mezclas de los dos politipos se utiliza el método descrito por Maxwell y Hower 1967. Para ello se mide la relación de intensidades de los picos de 2.80 \AA (pico característico del politipo $2M_1$) y 2.58 \AA (característico de ambos politipos en la misma proporción).

También se puede hacer el mismo calculo utilizando el pico a 4.48 \AA como pico común en ambos politipos. Para el politipo $1M$ desordenado o $1Md$ las reflexiones son significativamente más amplias y menos cristalinas.

En casi todos los casos al intentar calcular las relaciones descritas nos encontramos con las interferencias producidas por la presencia de otros filosilicatos (principalmente clorita). Sin embargo, en todas las muestras no orientadas de illita se lograron identificar los picos del politipo $2M_1$ que es sin duda el politipo predominante en el campo geotérmico Domo de San Pedro, que es el que se forma a mayor temperatura.

Cabe mencionar que en varios casos no se logró confirmar la presencia o ausencia de pequeñas cantidades del politipo de baja temperatura 1M. Es por ello, que consideramos de particular importancia analizar la forma del pico 001 de la ilita (profile fitting) mediante funciones de ajuste matemático.

4.2.3 Caracterización mineralógica de la clorita

De una manera muy simplificada las cloritas se pueden clasificar con base en el catión de la capa octaédrica en: clinocloro (Mg), chamosita (Fe), nimita (Ni) y pennantita (Mn), siendo los dos primeros grupos los más comunes.

En este caso de estudio, en la mayoría de los patrones de difracción con clorita observamos que el pico de $\sim 7 \text{ \AA}$ de este mineral es más intenso que el pico de $\sim 14 \text{ \AA}$ lo cual indica que tienen una contribución importante del componente chamosítico (p.ej. muestra 3340m del pozo SP04). En la figura 4.7 se observa que el calentamiento de la clorita a 550°C por una hora produce deshidroxilación de la clorita de forma que los picos 002, 003 y 004 de la clorita disminuyen claramente de intensidad y el pico 001 crece confirmando la presencia de clorita.

Se descartó la presencia de caolinita en las muestras para las que se identificó clorita con base en los diferentes criterios que se señalan en el apartado 3.3.6 del capítulo de metodología y que son utilizados para la discriminación de ambos minerales.

En las muestras superficiales ($< 1000\text{m}$; p.ej muestra 800FG del pozo SP05) la clorita se encuentra en algunos casos asociada a zeolitas sódico-cálcicas dato que nos indica la existencia de condiciones de mayor alcalinidad en un ambiente de tipo epitermal (baja temperatura y presión).

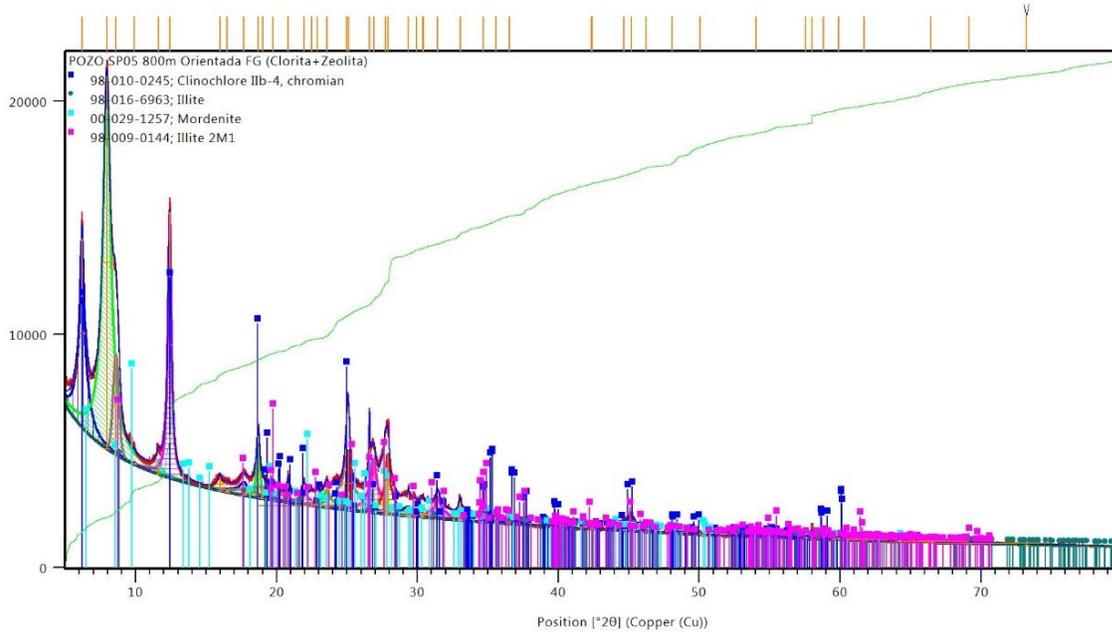


Figura 4.7 Muestra de arcilla del pozo SP05 a 800m, paragénesis compleja formada por clorita, zeolita e interestratificados de illita.

A mayores profundidades (>1000m) la clorita se encuentra asociada con illita (p.ej muestra SP05-1180) cuyo grado de cristalinidad aumenta de manera general con la profundidad al mismo tiempo que también va creciendo su abundancia comparada con la de illita.

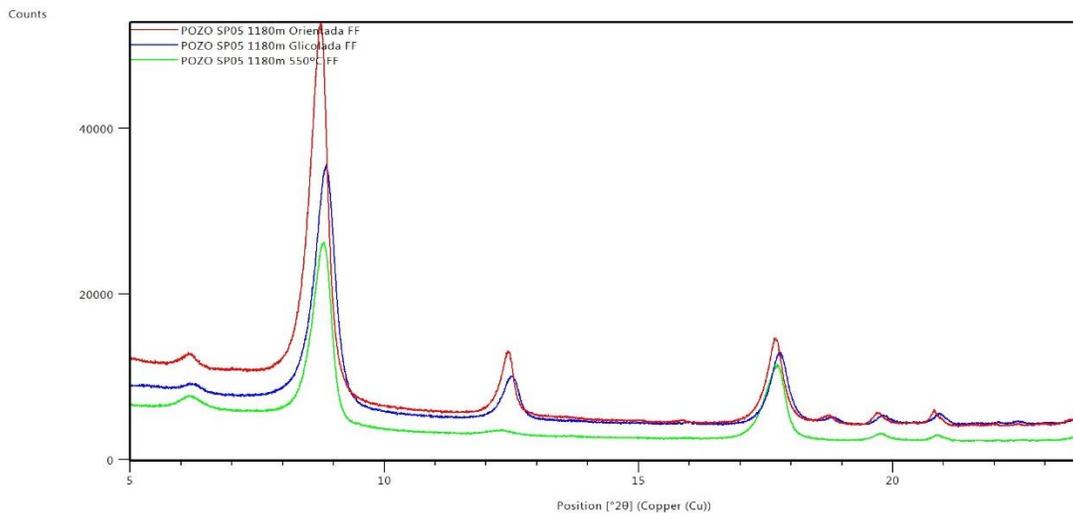


Figura 4.8 Variación de la posición de los picos de clorita en las preparaciones; orientada sin tratamiento, saturada con etilenglicol y calentada a 550°C.

Cabe destacar que en los niveles de mayor profundidad se encuentra la paragénesis albita + clorita + illita característica del grado metamórfico esquistos verde.

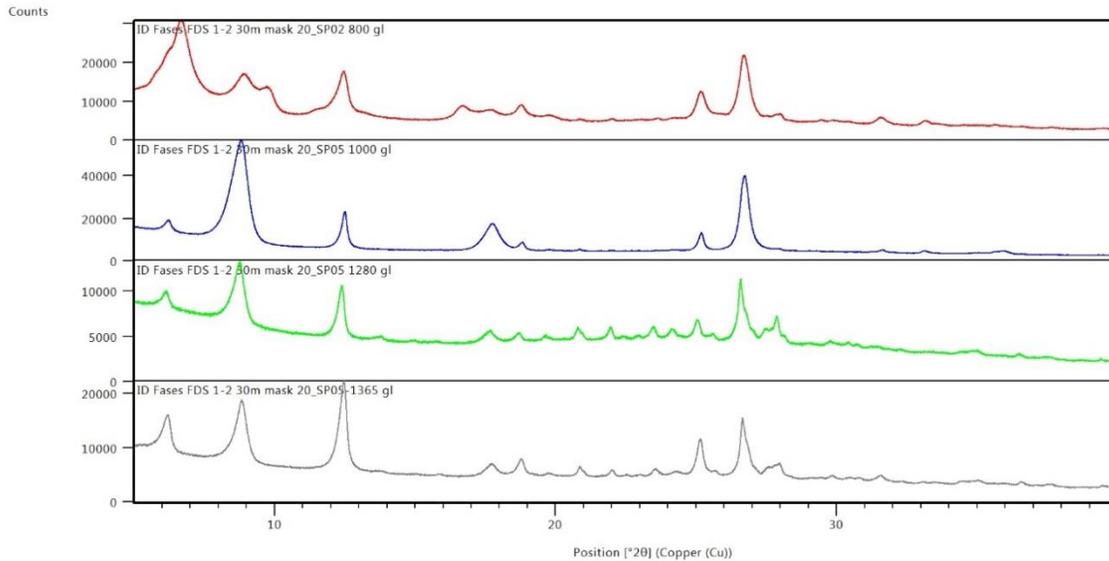


Figura 4.9 Variación de los filosilicatos con la profundidad. En la primera muestra situada a 800m se demuestra la presencia de esmectita, interestratificados illita/esmectita de baja cristalinidad y pequeñas cantidades de caolinita. A 100m empezamos a encontrar clorita pero el mineral predominante es la illita. A medida que profundizamos se va incrementando la cantidad de clorita y la illita-mica es más cristalina.

La discriminación entre las cloritas dioctaédricas y trioctaédricas mediante análisis de difracción de rayos X es compleja ya que a diferencia de lo que pasa con las esmectitas, la reflexión 060 no es muy diferente para las distintas variedades de cloritas. Es por ello, que para hacer esta diferenciación, se ha tomado como base la clasificación química de Zane y Weiss (1998).

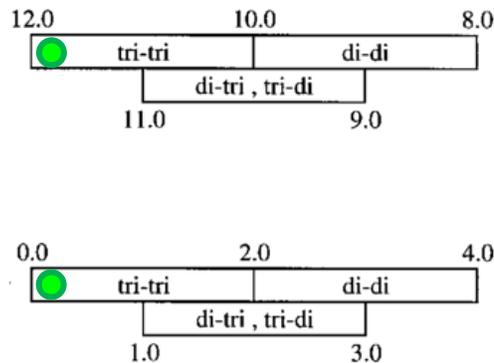


Figura 4.10 Variación del número de cationes octaédricos (R) y vacancias octaédricas (V) para los diferentes grupos estructurales de cloritas, (Modificado de Zane and Weiss, 1998). ● = Cloritas del Domo de San Pedro.

Al tomar en cuenta los resultados que se obtuvieron de esta clasificación, se observa que se trata principalmente de cloritas trioctaédricas caracterizadas por que la suma de los cationes en la capa octaédrica (R), presenta valores entre 10 y 12 y la suma de las vacancias (V), va de cero y hasta dos (Figura 4.10).

Mediante los análisis de DRX en muestra orientada también se lograron determinar algunos aspectos estructurales de las cloritas que se relacionan con la ocupación de las capas octaédricas por diferentes cationes. Los metales pesados que se pueden encontrar en la estructura de la clorita son: Fe, Co, Cr, Mn y Ni. El Mg y el Al se consideran metales ligeros.

La distribución del Fe respecto al Mg en las diferentes posiciones de las capas octaédricas se denomina simetría (D) y tiene un valor de 0 cuando existe la misma cantidad de magnesio y hierro en ambas posiciones. Dicha simetría (los valores pueden variar de 3 a -3) se puede calcular mediante el procedimiento definido por Brown y Brindley (1980) descrito y modificado en Moore y Reynolds (1997) a partir del análisis de la relación de intensidades entre los picos basales: $I(003)/I(005)$ (tabla 4.12) de las cloritas analizadas como muestras orientadas.

Para el caso de las muestras con clorita del Domo de San Pedro, esta determinación es un poco compleja ya que los picos impares son poco intensos y nos encontramos a su vez con la interferencia producida por otros picos correspondientes a los otros filosilicatos (ilita, I/S, Sm) presentes en la muestra; sin embargo, se observan valores de simetría (D) próximos a 0 para las cloritas de niveles más profundos y valores ligeramente más altos (0 a 1) para las clorita correspondientes a niveles más superficiales.

A su vez la determinación del número de átomos de hierro (0 a 6) se realiza con la relación $[I(002)+I(004)]/I(003)$ (Brown y Brindley 1980). Eso es posible ya que un enriquecimiento de hierro en la capa octaédrica silicatada (no en la capa brucítica) de la clorita determina un incremento en las intensidades de los picos 001 y 005 respecto a la reflexión 003. El enriquecimiento de hierro en la capa de los hidróxidos produce un efecto inverso al descrito en el apartado anterior. Los resultados de la tabla 4.12 demuestran un empobrecimiento en hierro de la capa octaédrica no brucítica para las muestras más profundas.

Distribución del Fe en la clorita (BrownBrindley 1980)				
SP04 & SP05	I(003)/I(005)	D(simetría del Fe)	[I(002)+I(004)]/ I003	Y
800	2.25	0.5 a 1	5.38	2 a 3
1000	1.29	1 a 1.5	11.07	5 a 6
1180	4.70	0 a -0.5	10.50	5 a 6
1280	1.68	1	7.88	3 a 4
1365	2.83	0 a 0.5	7.20	3 a 4
3025	3.01	0 a 0.5	5.33	2 a 3
3340	2.45	0 a 0.5	5.16	2 a 3
3470	2.37	0 a 0.5	5.73	2 a 3
Y=Número de átomos de Fe en los sitios octaédricos				
D= Simetría en la distribución del Fe				

Tabla 4.12 Cálculos sobre la distribución de hierro en la clorita según Brown y Brindley (1980), y basado en las relaciones de intensidades de diferentes picos basales de los difractogramas medidos en muestra orientada de la fracción arcilla (<2miras).

Para revisar la presencia de **interestratificados** de clorita se utilizaron las posiciones ($\text{CuK}\alpha$) de los picos 002 y la relación 004/005 (Moore and Reynolds 1999, página 281) en las muestras glicoladas. Dado que los valores obtenidos un vez glicolada la muestra para el pico 002 de la clorita siempre es siempre superior a 12° (demostrando que no se expande) y la diferencia angular ($\Delta 2\theta$) entre la posición del pico 002 respecto al pico 004 de todas las muestras es siempre inferior a 13° (2θ), podemos afirmar que en todos los casos la presencia de interestratificados en la clorita es siempre inferior al 10%. En el apartado donde se discute el índice de Arkai retomaremos la relación entre estos interestratificados y el mencionado índice.

La determinación de los **politipos** de la clorita es compleja ya que se requiere de un patrón de difracción totalmente desorientado con una gran relación señal/ ruido de fondo y sin interferencias de otras fases.

En el caso del Domo San Pedro, la mayoría de muestras (incluso en la fracción arcilla), no son de naturaleza monomineral, característica por la que las interferencias son frecuentes.

11b̄b̄			1aa			1ba (β = 97°)			1bb̄ (β = 90°)		
Int	d (Å)	hkl	Int	d (Å)	hkl	Int	d (Å)	hkl	Int	d (Å)	hkl
1.	1½	2.66	201̄	1.	3	2.65	200	1.	2½	2.68	201̄
2.	6	2.59	202̄	2.	1½	2.59	202̄	2.	1½	2.60	202̄
3.	5	2.55	201	3.	6	2.39	202	3.	½	2.55	201
4.	5	2.45	203̄	4.	1	2.27	204̄	4.	7B	2.47	203̄
5.	5	2.39	202	5.	½	2.07	205̄	5.	½	2.40	202
6.	4	2.26	204̄	6.	3	2.01	204	6.	½	2.30	204̄
7.	1	2.07	205̄					7.	2B	2.11	205̄
8.	6	2.01	204					8.	1	2.01	204

a = 5.37 Å	a = 5.34 Å	a = 5.36 Å	a = 5.39 Å
b = 9.30	b = 9.25	b = 9.29	b = 9.34
c = 14.19	c = 14.43	c = 14.45	c = 14.14
β = 97.0°	β = 97.1°	β = 97.8°	β = 90°

Tabla 4.13 Se muestran las reflexiones características y más útiles para identificar los diferentes politipos de clorita.

En las 6 muestras de cloritas que se midieron en fracción no orientada se ha podido comprobar la presencia de todos los picos característicos del politipo IIB (p. ej. muestra 3025 del pozo SP04) sin que se pueda descartar o confirmar en algunos casos la presencia en baja proporción de otros politipos característicos de temperaturas muy bajas.

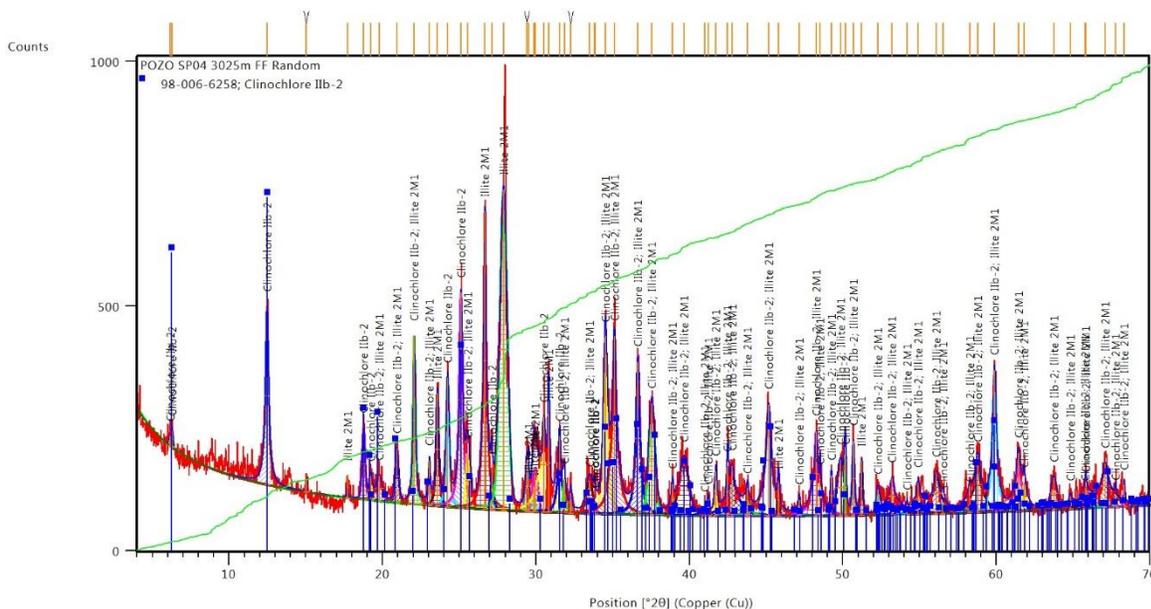


Figura 4.11 Difractograma de la muestra de arcilla (<2micras) situada a 3025m del pozo SP04 y medida en fracción no orientada (random). A esta profundidad, se observa la desaparición de illita y el predominio de clorita. Los picos identificados coinciden con los del politipo IIB-2.

4.2.3.1 Índice de Arkai

El índice de Arkai (IA), es un método establecido que se utiliza para determinar el grado de “cristalinidad” de la clorita.

En las muestras que se analizaron en este trabajo se obtuvieron índices de Arkai. En el pozo SP02, el índice de Arkai varia disminuyendo conforme aumenta la profundidad tomando en cuenta que solo se tiene análisis a partir de los 2320m.

En lo referente al pozo SP04 los valores del IA van disminuyendo en profundidad, el valor mínimo que se midió (probablemente temperaturas máximas) en este pozo fue 0.184 (2Θ) entre 3340 y 3470m. Aunque no se observa una tendencia muy específica de los datos gráficamente, numéricamente se observa igual que en el SP02 una tendencia global a la disminución en este valor conforme aumenta la profundidad, indicando que la clorita se va haciendo más cristalina en las partes más profundas del pozo.

Al ser la clorita un mineral secundario producto de alteración e indudablemente asociado a los cambios del campo geotermométrico, los índices de Arkai nos dan una tendencia más coherente que las ilitas y pueden ser utilizados de manera más confiable que los índices de Kübler de las ilitas como indicadores geotermométricos para este campo y otros que presenten temperaturas elevadas (cercanas o superiores a los 300°C). Sin embargo la calibración de la cristalinidad de la clorita con la temperatura esta poco estudiada.

4.3 Clasificación química de cloritas

Basado en las características de química mineral reportados por los análisis con EMPA, se estableció la clasificación química de las cloritas según diferentes criterios establecidos por distintos autores.

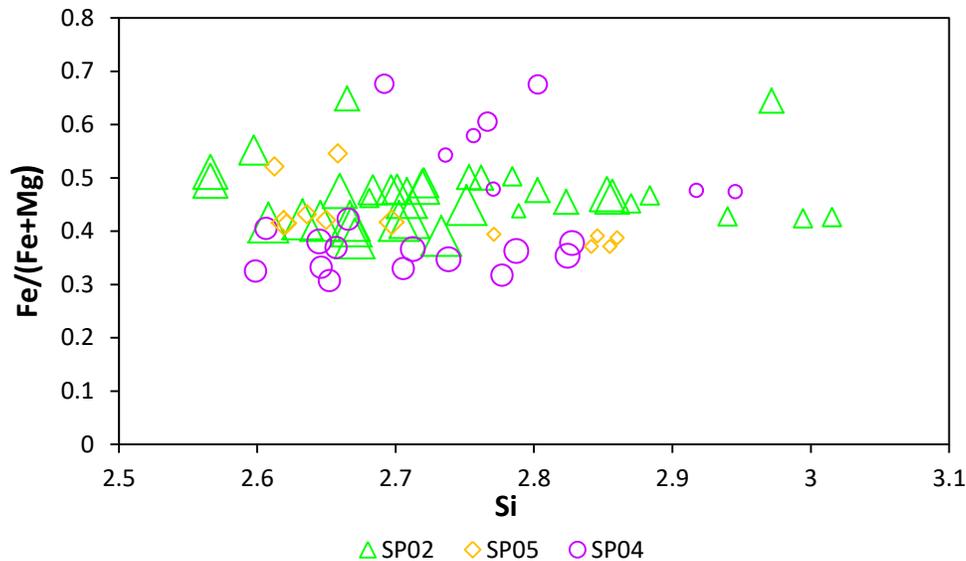
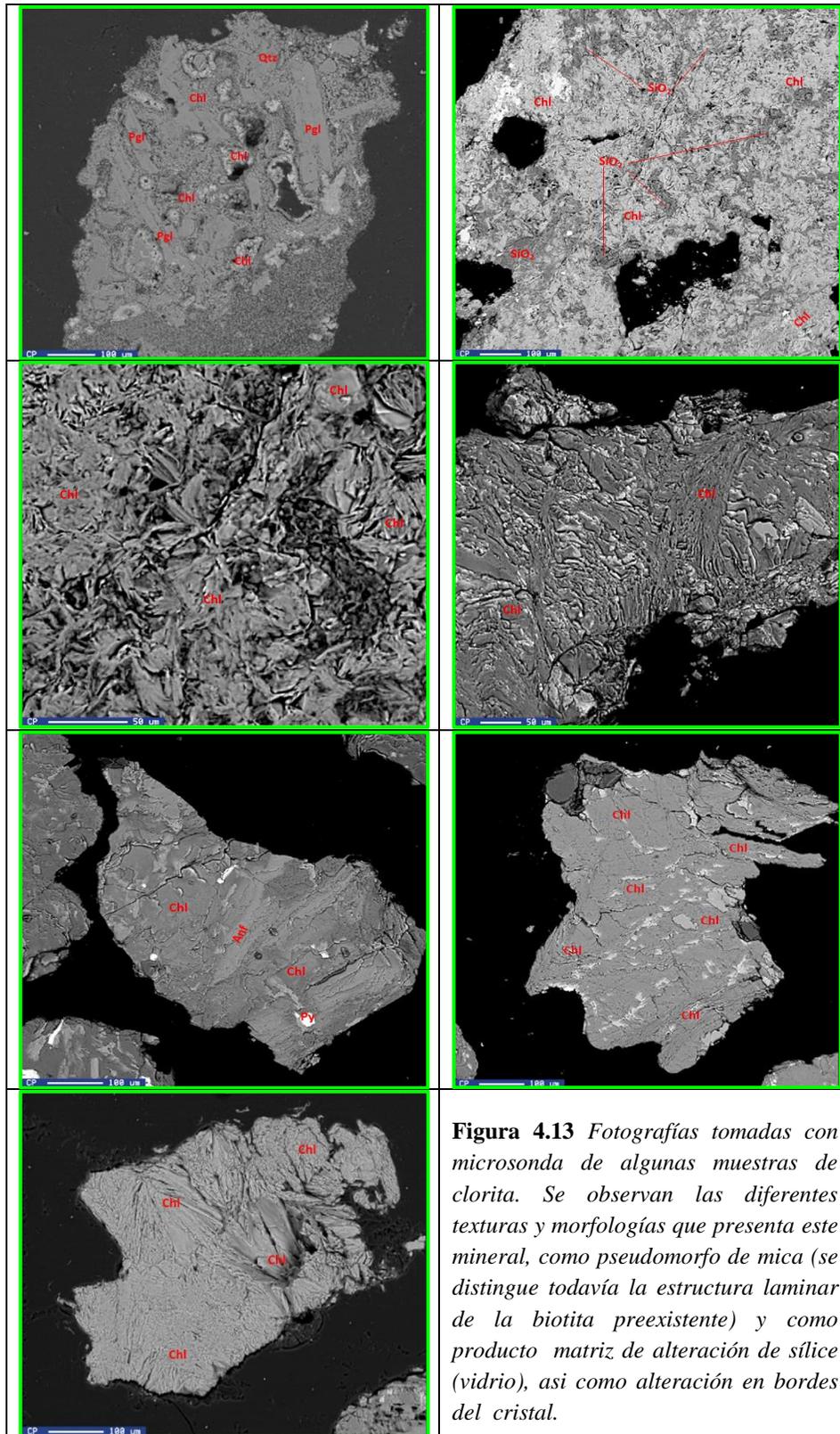


Figura 4.12 Variación composicional de las cloritas de los pozos SP02, SP04 y SP05 siguiendo la relación Si vs Fe/(Fe+Mg). Se observa mayor contenido de Si las muestras menos profundas. Diagrama de composición tomado de Battaglia, S., 1999. El tamaño de los símbolos aumenta conforme aumenta la profundidad de la muestra.

No se observa una relación específica de los datos (tendencia), sin embargo es notoria una concentración de una buena parte de los datos en el intervalo de 0.3-0.5 para los valores de la relación Fe/(Fe+Mg) y 2.6-2.9 de silicio, pero hay excepciones con valores fuera de estos rangos (Véase Figura 4.12).



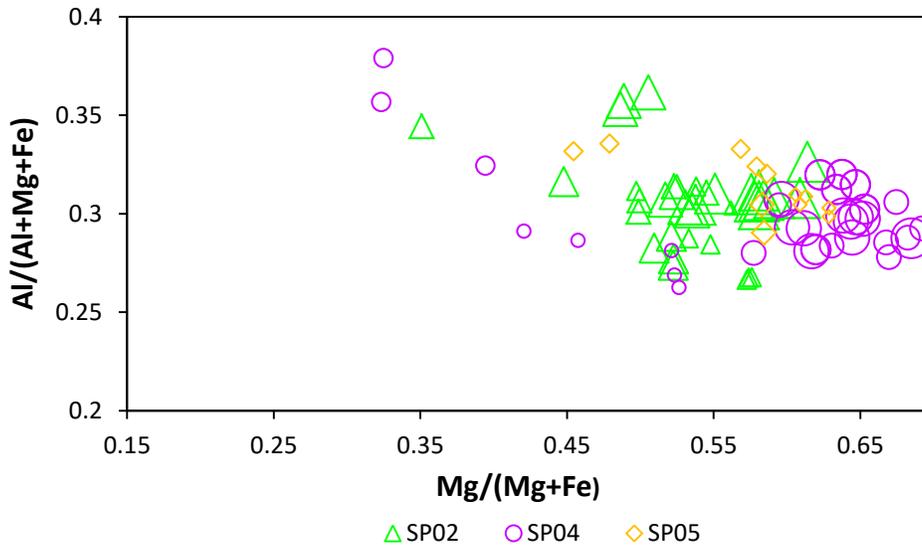


Figura 4.14 Composición de las cloritas de acuerdo a sus variaciones en contenido de $Al/(Al+Mg+Fe)$ vs $Mg/(Mg+Fe)$. Diagrama tomado y modificado de Zang, W. y Fyfe, W.S., 1995.

Las muestras presentan relaciones $Al/(Al+Mg+Fe)$ que varían entre 0.25 y 0.33, la mayor variabilidad se aprecia en lo relativo a la relación $Mg/(Mg+Fe)$ que está entre 0.5 y 0.7. Las muestras del pozo SP04 presentan mayor dispersión en cuanto a la relación $Mg/(Mg+Fe)$ desde 0.3 hasta 0.7 aunque la mayor concentración está entre 0.6 y 0.7.

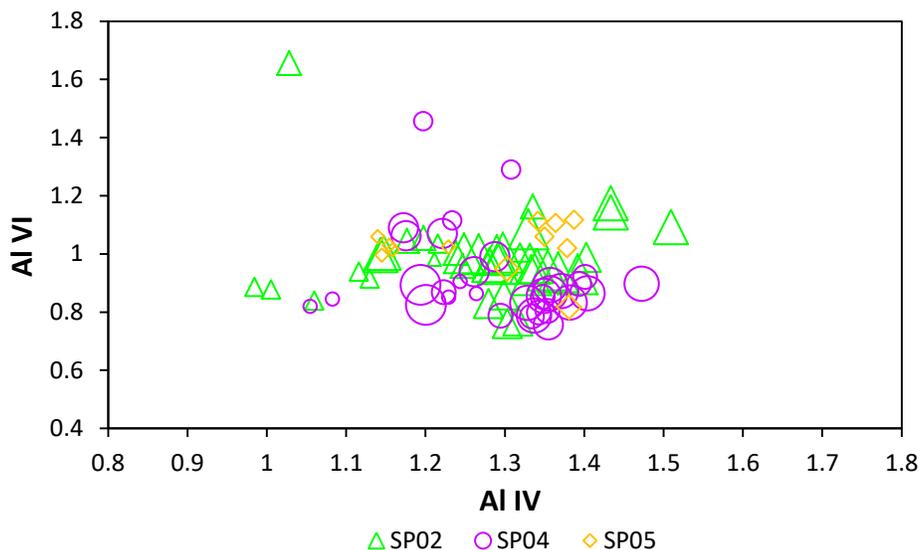


Figura 4.15 Relación Al^{VI} vs Al^{IV} en las cloritas de los tres pozos, según datos de microsonda electrónica. Diagrama tomado y modificado de Zang (1995).

En el diagrama Al^{VI} vs Al^{IV} no se observan tendencias definidas. Las relaciones son aproximadamente iguales para los tres pozos.

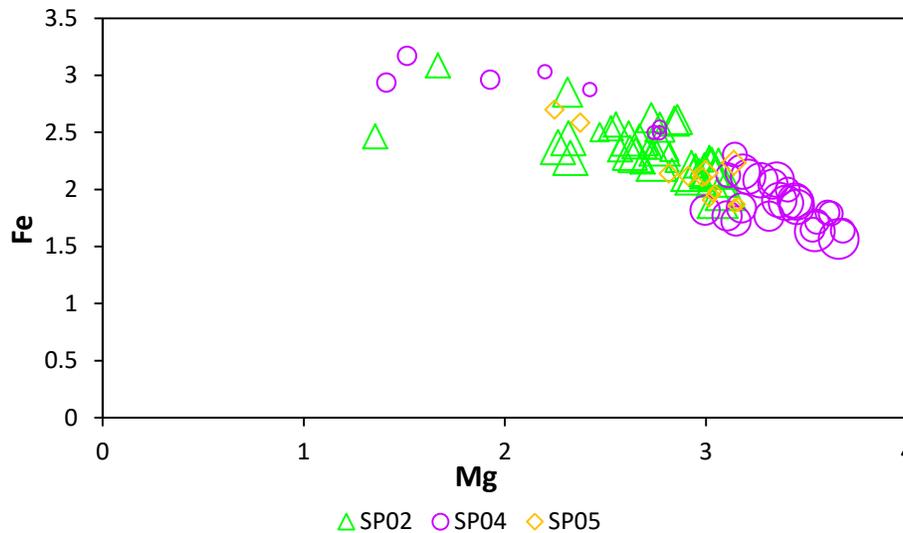


Figura 4.16 Variación composicional de las cloritas de los pozos SP02, SP04 y SP05 con base en su contenido de hierro y magnesio obtenido con análisis de microsonda. Diagrama tomado y modificado de López y Nieto (2002). Cationes expresados en átomos por unidad de fórmula.

En el diagrama Fe respecto a Mg, se confirmó un mayor contenido de Mg para las muestras del pozo SP04.

Basado en la química elemental hay una variación parcialmente lineal en sentido negativo de las relaciones de hierro y magnesio en los tres pozos, ocupando rangos mas amplios las que se observan en las muestras del pozo SP04 donde el Mg varia de 1.4 a 3.7 apfu, mientras que el Fe va de 1.5 a 3.3 apfu. En el pozo SP02 las variaciones son como sigue; Fe de 1.8 a 3.0, Mg de 1.5 a 3.1 apfu, mientras que en el pozo SP05 el Fe varia de 1.7 a 2.7 y el Mg de 2.2 a 3.2 apfu. Esta correlación negativa que presentan las cloritas del Domo San Pedro es muy similar a lo que obtuvieron López y Nieto, (2002) y Ciesielczuk (2012), que clasifican sus cloritas mayoritariamente como chamositas y algunas como clinocloros, aunque todas las cloritas presentan la característica de tener composiciones intermedias entre ambos miembros extremos de la serie, es decir; que no tenemos miembros de composición pura chamosita o clinocloro.

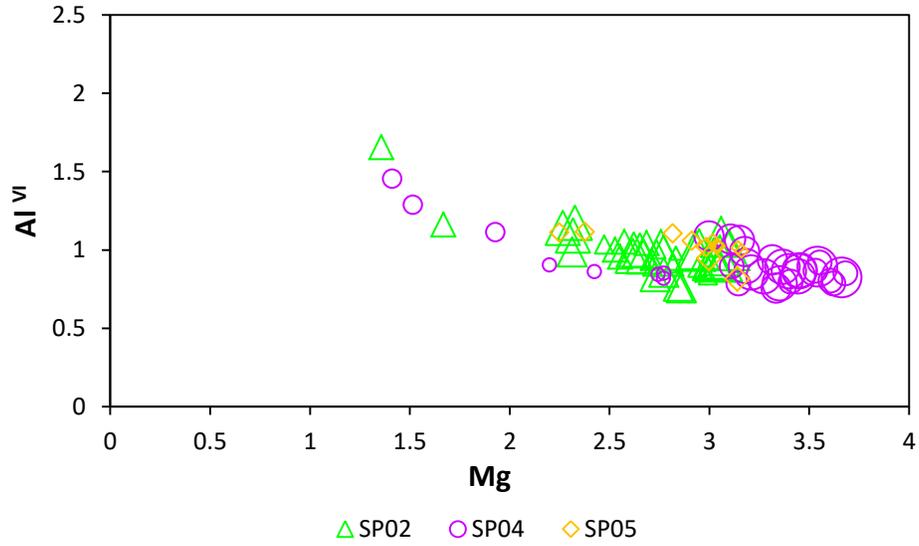


Figura 4.17 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación Al^{VI} vs Mg . Diagrama tomado de Ciesielczuk (2012).

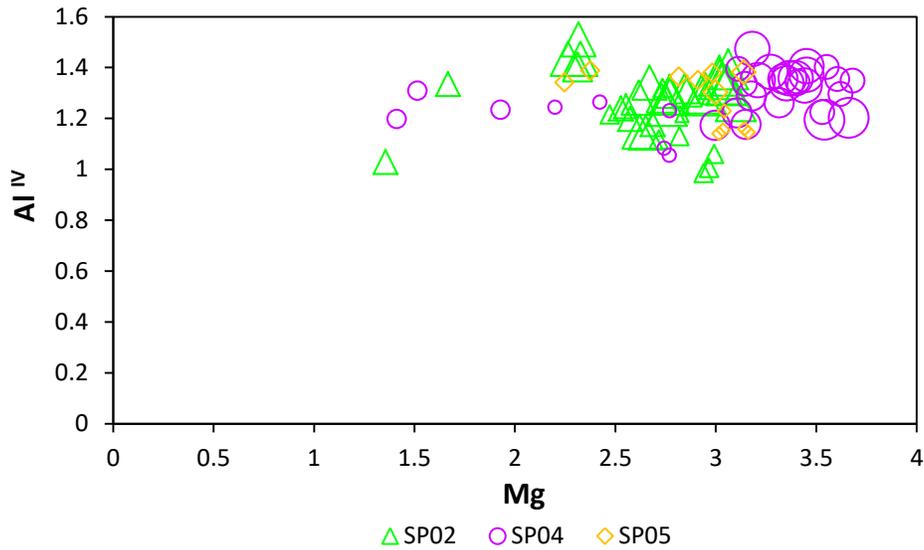


Figura 4.18 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación Al^{IV} vs Mg . Diagrama tomado de Ciesielczuk (2012).

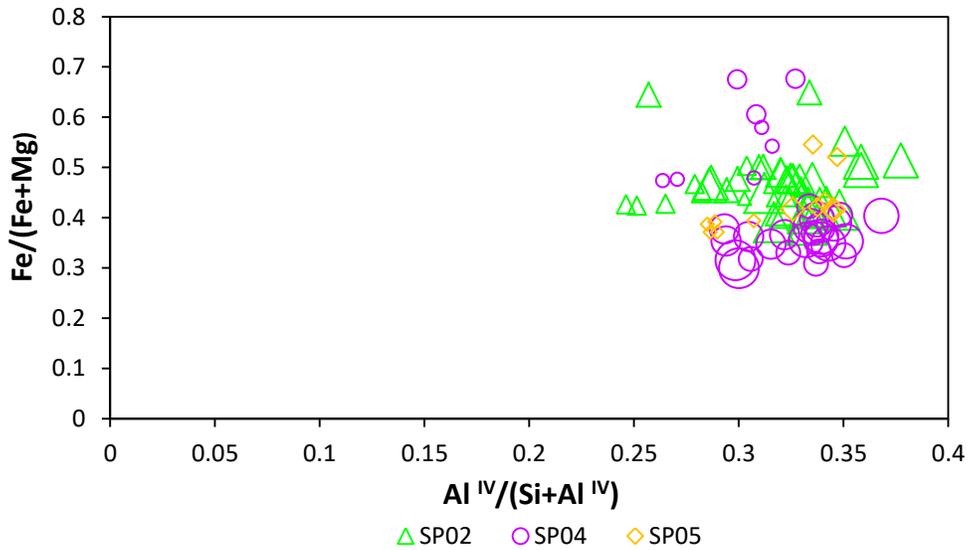


Figura 4.19 Variación en la composición de cloritas basándose en la relación $Fe/(Fe+Mg)$ vs $Al^{IV}/(Si+Al^{IV})$. Diagrama tomado de Ciesielczuk (2012).

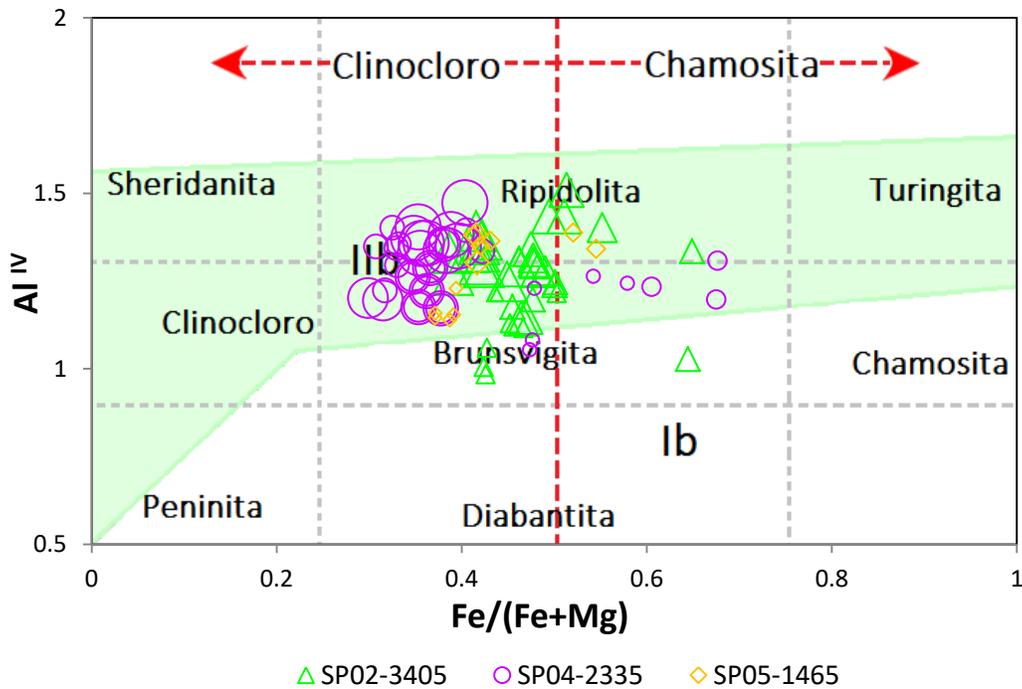


Figura 4.20 Clasificación química de cloritas basado en la relación Al^{IV} vs $Fe/Fe+Mg$. (Tomado y modificado de Tetiker et al., 2015)

Según la clasificación propuesta por Zane y Weiss, (1998); todas las cloritas medidas caen en el campo del tipo I (Figura 4.24). Se observa un sesgo de los datos hacia el campo de mayor contenido de Mg, que corresponde a clinocloros. De esta manera, la composición

basada en la relación Fe vs Mg varía de clinocloros con componente chamosítico a chamositas con componente clinoclorítico.

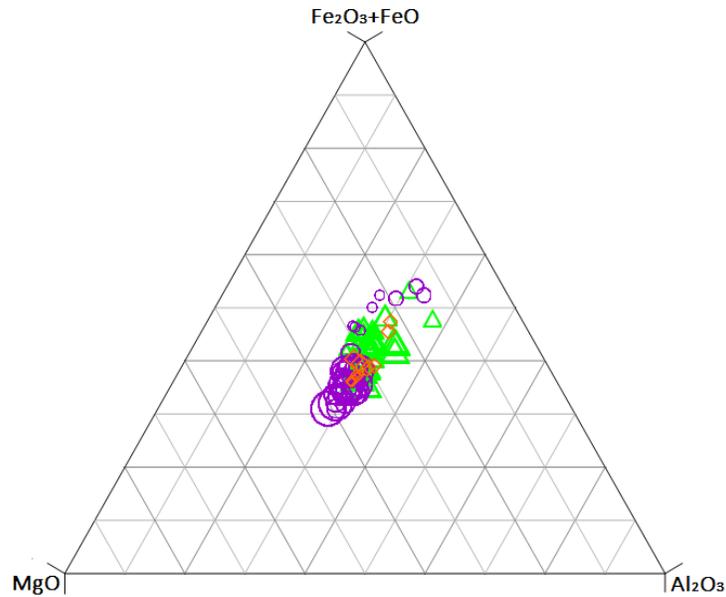


Figura 4.21 Variación composicional de las cloritas en los pozos SP02, SP04 y SP05 con base en las proporciones de Fe_2O_3+FeO , MgO y Al_2O_3 , según Tabbakh (2009). El diagrama muestra que la mayor parte de las muestras se encuentran distribuidas en la parte central del diagrama, lo que indica proporciones semejantes de los tres componentes, aunque es notoria una abundancia un poco mayor de Fe_2O_3+FeO (Fe total).

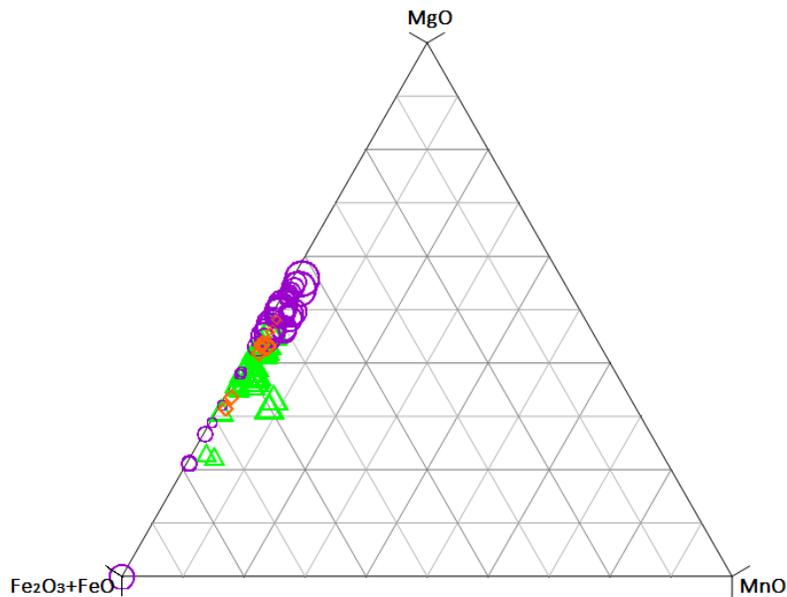


Figura 4.22 Variación composicional de cloritas con base en las proporciones de MgO , Fe_2O_3+FeO y MnO , muestra que el total de las muestras está presentando variaciones de MgO , Fe_2O_3+FeO , pero a lo largo de la línea con porcentaje cero de MnO . (Diagrama tomado y modificado de Ciesielczuk, 2012).

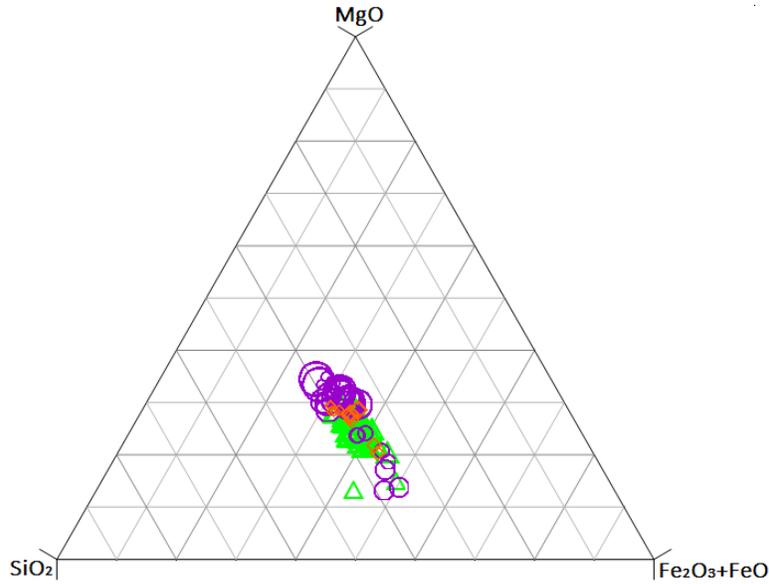


Figura 4.23 Variación composicional de cloritas según el diagrama propuesto basado en los porcentajes de Fe_2O_3+FeO , SiO_2 y MgO . Diagrama tomado y modificado de Ciesielczuk (2012).

Las muestras presentan un contenido casi constante de 40% de SiO_2 en los tres pozos, con variaciones entre 20 y 50% en los contenidos de Fe_2O_3+FeO y entre 10 y 40% de MgO .

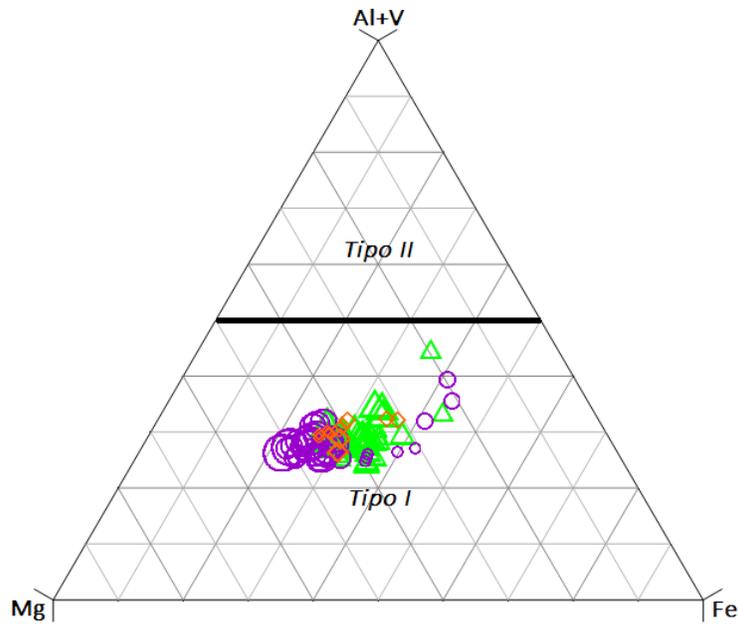


Figura 4.24 Clasificación de cloritas según el contenido de Mg , Fe y $Al+vacancias$, de acuerdo con el diagrama propuesto por Zane y Weiss (1998). Se aprecia que todas las cloritas que se analizaron se proyectan dentro del campo de las cloritas de tipo I, pero dentro del mismo se registran pequeñas variaciones en su contenido de Mg y Fe .

La composición de las muestras del pozo SP04 (en color morado) presenta la mayor variación tanto en el contenido de Fe como de Mg y solo en algunas mediciones de Al+vacancias. En el caso de los pozos SP02 y SP05, las variaciones tanto en el contenido de Mg y Fe como en el de Al+vacancias son menores (Ver figura 4.24).

4.4 Cálculo de fórmulas estructurales de clorita

Los cálculos de fórmulas estructurales se hicieron siguiendo la metodología indicada por Foster, 1962 (Ver Capítulo 3, Fig. 3.12) sobre la base de 28 oxígenos. Se calculó la fórmula estructural de 82 puntos correspondientes al análisis WDS con microsonda electrónica de barrido de 15 muestras.

El grupo de la clorita muestra un amplio rango de composiciones químicas, mismas que pueden variar dependiendo de sus condiciones de formación. (Ciesielczuk, 2012), por tanto; esta característica no sólo depende de la temperatura a la cual se forman, sino también de otros factores tales como la composición química de la roca original, la paragénesis mineral e incluso la existencia de interestratificados. (Esteban et al., 2007)

Como ya se mencionó, los minerales de clorita, muestran un amplio rango de composiciones químicas y una variedad de politipos, los cuales reflejan las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales fueron formadas. (De Caritat et al., 1993).

La paleotemperatura de cristalización de la clorita, es de particular importancia para estudios de génesis en depósitos minerales, afectación de los componentes litológicos de una roca por procesos metamórficos, alteración hidrotermal o diagénesis.

Sin embargo, con el objetivo de entender las relaciones entre la composición de la clorita y su temperatura de formación y aun para utilizar la clorita como un geotermómetro, es necesario determinar, la forma en que otros parámetros influyen su composición. Estos parámetros pueden incluir fO_2 y pH de la solución, relaciones $Fe/(Fe + Mg)$ y la composición mineral de roca total del encajonante. (De Caritat et al., 1993).

Muestra	SP02-2125	SP02-2320							SP02-2945			
Análisis	17Ch1-4	7Ch1-1	7Ch1-2	7Ch1-3	7Ch1-6	7Ch1-7	7Ch1-8	7Ch1-9	Ch1b-1-1	Ch1b-1-2	Ch1b-2-1	Ch1b-2-2
SiO ₂	26.353	27.360	28.188	28.277	24.299	24.208	26.631	26.916	25.123	27.219	26.100	26.005
TiO ₂	0.228	0.000	0.007	0.000	0.010	0.049	0.000	0.000	0.000	0.010	0.026	0.032
Al ₂ O ₃	17.568	14.990	15.036	14.882	16.658	17.796	16.090	16.270	19.977	20.563	17.964	17.664
FeO _{tot}	24.960	24.860	24.568	24.464	26.090	25.338	25.808	26.539	34.775	26.963	28.626	28.973
MnO	0.514	0.336	0.331	0.320	0.535	0.494	0.447	0.508	1.870	0.802	0.555	0.711
MgO	17.955	18.684	18.732	18.493	14.475	16.567	17.545	17.007	10.548	8.336	16.027	16.175
Cr ₂ O ₃	0.013	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.009	0.000	0.000	0.007	0.006	0.000
NiO	0.013	0.016	0.007	0.000	0.013	0.000	0.006	0.015	0.025	0.000	0.004	0.000
CaO	0.232	0.269	0.309	0.335	0.159	0.205	0.153	0.203	0.039	0.214	0.019	0.034
Na ₂ O	0.041	0.077	0.002	0.063	0.149	0.127	0.018	0.072	0.000	0.055	0.000	0.051
K ₂ O	0.063	0.076	0.089	0.104	0.157	0.055	0.066	0.026	0.014	1.851	0.000	0.000
H ₂ O	11.350	11.150	11.300	11.300	10.400	10.800	11.200	11.200	11.350	11.350	11.350	11.35
Total	99.516	97.891	98.569	98.330	92.949	95.639	98.106	98.756	103.721	97.745	100.702	100.95
Si	2.789	2.940	2.995	3.015	2.784	2.681	2.870	2.884	2.665	2.972	2.762	2.753
Al ^{IV}	1.211	1.060	1.005	0.985	1.216	1.319	1.130	1.116	1.335	1.028	1.238	1.247
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	0.980	0.838	0.877	0.886	1.034	1.004	0.914	0.938	1.162	1.656	1.002	0.957
Ti	0.018	0.000	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003
Fe _{tot}	2.209	2.234	2.183	2.182	2.500	2.347	2.326	2.378	3.085	2.462	2.533	2.565
Mn	0.046	0.031	0.030	0.029	0.052	0.046	0.041	0.046	0.168	0.074	0.050	0.064
Mg	2.833	2.993	2.967	2.940	2.473	2.735	2.819	2.716	1.668	1.357	2.528	2.553
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Ni	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.026	0.031	0.035	0.038	0.020	0.024	0.018	0.023	0.004	0.025	0.002	0.004
Na	0.008	0.016	0.000	0.013	0.033	0.027	0.004	0.015	0.000	0.012	0.000	0.001
K	0.009	0.010	0.012	0.014	0.023	0.008	0.009	0.004	0.002	0.258	0.000	0.000
Sitio O	6.131	6.155	6.105	6.101	6.137	6.195	6.132	6.122	6.092	5.845	6.118	6.147

Tabla 4.14 Datos de química mineral obtenidos de los análisis con microsonda de las muestras de pozo SP02, SP04 y SP05, formulas estructurales calculada sobre la base de 28 oxígenos.

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP02-2945		SP02-3045					SP02-3330				
	Ch1b-3-1	Ch1b-3-2	9Ch1-2	9Ch1-3	9Ch1-4	9Ch1-5	9Ch1-1	Ch12b-1-1	Ch12b-1-2	Ch12b1-3	Ch12b-2-1	Ch12b-2-2
SiO ₂	27.023	27.540	23.949	23.527	23.984	23.509	22.642	23.479	23.689	22.976	26.469	25.699
TiO ₂	0.015	0.000	0.046	0.037	0.054	0.171	0.064	0.000	0.000	0.012	0.015	0.061
Al ₂ O ₃	18.416	18.386	15.749	15.268	16.250	15.499	17.674	20.234	20.168	20.362	18.519	18.838
FeO _{tot}	27.073	26.148	27.649	27.243	27.024	27.203	29.724	24.887	26.151	26.993	28.444	27.933
MnO	1.052	0.960	0.341	0.348	0.323	0.330	0.376	3.504	3.590	3.782	1.458	1.477
MgO	16.643	17.575	16.114	16.728	16.508	16.715	13.524	14.278	14.028	14.341	17.082	17.314
Cr ₂ O ₃	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.007	0.009
NiO	0.004	0.008	0.003	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.006	0.005	0.001	0.000
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.104	0.008	0.018	0.015	0.010	0.013
Na ₂ O	0.010	0.087	0.000	0.019	0.040	0.000	0.037	0.192	0.017	0.011	0.079	0.046
K ₂ O	0.015	0.017	0.007	0.007	0.016	0.037	0.038	0.456	0.562	0.035	0.011	0.013
H ₂ O	11.350	11.350	10.600	10.500	10.700	10.500	10.400	11.35	11.350	11.350	11.350	11.350
Total	101.722	102.184	94.582	93.706	95.127	94.253	94.598	98.196	99.673	99.882	103.445	102.753
Si	2.803	2.823	2.720	2.697	2.701	2.684	2.597	2.566	2.566	2.490	2.719	2.660
Al ^{IV}	1.197	1.177	1.280	1.303	1.299	1.316	1.403	1.434	1.434	1.510	1.281	1.340
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.054	1.044	0.829	0.759	0.858	0.769	0.987	1.173	1.141	1.092	0.961	0.957
Ti	0.001	0.000	0.004	0.003	0.005	0.015	0.006	0.000	0.000	0.001	0.001	0.005
Fe _{tot}	2.348	2.242	2.626	2.611	2.545	2.597	2.852	2.275	2.369	2.447	2.444	2.418
Mn	0.092	0.083	0.033	0.034	0.031	0.032	0.037	0.324	0.329	0.347	0.127	0.129
Mg	2.573	2.686	2.729	2.858	2.772	2.844	2.313	2.326	2.265	2.317	2.616	2.671
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.013	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
Na	0.002	0.017	0.000	0.004	0.009	0.000	0.008	0.000	0.004	0.002	0.016	0.009
K	0.011	0.002	0.001	0.001	0.002	0.005	0.006	0.064	0.078	0.005	0.001	0.002
Sitio O	6.073	6.076	6.222	6.271	6.221	6.263	6.222	6.163	6.189	6.213	6.168	6.193

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP02-3330		SP02-3405									
	Chl2b-3-1	Chl2b-3-2	7AChl1-1	7AChl1-2	7AChl1-3	7AChl1-5	7AChl2-1	7AChl2-2	7AChl2-3	7AChl2-4	7AChl2-5	7AChl3-1
SiO ₂	27.941	27.984	25.966	26.114	25.832	25.614	23.430	24.026	24.488	24.294	24.179	25.274
TiO ₂	0.001	0.008	0.119	0.027	0.145	0.081	0.0580	0.042	0.068	0.034	0.038	0.096
Al ₂ O ₃	17.748	17.891	18.574	18.367	18.661	19.635	17.696	17.553	18.037	17.459	17.949	17.534
FeO _{tot}	26.900	27.189	24.735	22.749	24.328	22.044	23.417	22.722	24.133	23.814	24.189	24.687
MnO	1.452	1.451	0.426	0.411	0.442	0.434	0.424	0.443	0.463	0.428	0.481	0.388
MgO	17.400	17.255	18.824	19.87	18.910	19.673	18.455	18.440	18.759	18.513	18.589	16.986
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.010	0.022	0.000	0.014	0.030	0.009	0.041	0.000	0.000	0.002	0.051	0.000
CaO	0.002	0.007	0.032	0.008	0.008	0.007	0.007	0.005	0.047	0.040	0.012	0.190
Na ₂ O	0.000	0.000	0.067	0.004	0.000	0.039	0.040	0.020	0.004	0.018	0.014	0.032
K ₂ O	0.006	0.035	0.037	0.025	0.025	0.062	0.022	0.051	0.114	0.209	0.051	0.922
H ₂ O	11.350	11.350	11.500	11.500	11.500	11.500	10.800	10.80	11.100	11.000	11.000	11.000
Total	103.096	1003.222	100.304	99.092	99.881	99.099	94.528	94.12	97.213	95.841	96.553	97.285
Si	2.857	2.853	2.710	2.733	2.702	2.671	2.608	2.668	2.646	2.667	2.633	2.751
Al ^{IV}	1.143	1.147	1.290	1.267	1.298	1.329	1.392	1.332	1.354	1.333	1.367	1.249
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	0.995	1.002	0.995	0.999	1.003	1.083	0.930	0.966	0.942	0.926	0.936	1.001
Ti	0.000	0.001	0.009	0.002	0.011	0.006	0.005	0.004	0.006	0.003	0.003	0.008
Fe _{tot}	2.300	2.318	2.159	1.991	2.128	1.922	2.180	2.110	2.181	2.186	2.203	2.250
Mn	0.126	0.125	0.038	0.036	0.039	0.038	0.040	0.042	0.042	0.040	0.044	0.036
Mg	2.652	2.622	2.929	3.100	2.949	3.058	3.062	3.053	3.021	3.030	3.017	2.757
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.002	0.000	0.001	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Ca	0.000	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005	0.005	0.001	0.022
Na	0.000	0.000	0.014	0.001	0.000	0.008	0.009	0.004	0.001	0.004	0.001	0.007
K	0.001	0.005	0.005	0.003	0.003	0.008	0.003	0.007	0.016	0.029	0.007	0.128
Sitio O	6.075	6.075	6.151	6.135	6.138	6.126	6.233	6.186	6.214	6.222	6.219	6.170

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP02-3405	SP04-1565					SP04-2335			SP04-3025		
Análisis	7ChI3-3	8ChI1-1	8ChI1-2	8ChI3-1	8ChI3-2	8ChI3-3	19ChI2-4	19ChI2-5	19ChI2-6	10ChI1-1	10ChI1-2	10ChI1-3
SiO ₂	27.941	26.507	26.117	24.987	23.810	23.567	23.981	24.455	25.196	23.867	24.803	24.679
TiO ₂	0.001	0.000	0.014	0.038	0.051	0.048	0.002	0.041	0.012	0.080	0.132	0.168
Al ₂ O ₃	17.748	14.303	14.632	15.919	15.700	15.578	19.632	17.607	20.229	18.082	16.183	17.357
FeO _{tot}	26.900	26.823	26.738	27.425	29.905	30.970	33.756	31.292	31.529	18.810	19.597	18.206
MnO	1.452	0.257	0.248	0.179	0.251	0.196	0.229	0.216	0.189	0.438	0.385	0.426
MgO	17.400	16.720	16.472	16.763	14.150	12.616	9.050	11.435	8.510	21.891	22.274	22.982
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.006	0.000	0.000	0.005	0.000
NiO	0.010	0.009	0.000	0.000	0.009	0.000	0.011	0.000	0.009	0.258	0.031	0.009
CaO	0.002	0.173	0.246	0.099	0.166	0.240	0.123	0.257	0.062	0.030	0.031	0.019
Na ₂ O	0.000	0.073	0.049	0.000	0.051	0.035	0.054	0.192	0.000	0.010	0.000	0.055
K ₂ O	0.006	0.065	0.058	0.020	0.019	0.073	0.099	0.110	0.719	0.022	0.008	0.127
H ₂ O	11.350	10.800	10.800	10.800	10.500	10.300	10.700	10.600	10.800	11.100	11.000	11.200
Total	103.096	95.766	95.516	96.230	94.618	93.685	97.645	96.460	97.290	94.588	94.645	95.420
Si	2.708	2.945	2.917	2.771	2.736	2.756	2.692	2.767	2.803	2.599	2.705	2.652
Al ^{IV}	1.292	1.055	1.083	1.229	1.264	1.244	1.308	1.234	1.197	1.401	1.295	1.348
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	0.964	0.818	0.844	0.851	0.862	0.904	1.289	1.114	1.455	0.919	0.786	0.850
Ti	0.004	0.000	0.008	0.003	0.004	0.004	0.000	0.003	0.001	0.007	0.011	0.014
Fe _{tot}	2.382	2.493	2.498	2.543	2.874	3.029	3.169	2.960	2.933	1.713	1.786	1.636
Mn	0.037	0.024	0.023	0.017	0.024	0.019	0.022	0.021	0.018	0.040	0.036	0.039
Mg	2.771	2.770	2.743	2.771	2.424	2.200	1.514	1.928	1.411	3.553	3.622	3.682
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001
Ca	0.018	0.021	0.023	0.012	0.020	0.030	0.015	0.031	0.007	0.003	0.004	0.002
Na	0.000	0.016	0.011	0.000	0.011	0.008	0.012	0.042	0.000	0.002	0.000	0.011
K	0.003	0.009	0.008	0.003	0.003	0.011	0.014	0.016	0.102	0.003	0.001	0.017
Sitio O	6.179	6.151	6.157	6.182	6.224	6.205	6.037	6.116	5.928	6.241	6.248	6.252

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP04-3025					SP04-3340						SP04-3390
	10Ch1-6	10Ch1-9	10Ch1-2	10Ch1-4	10Ch1-5	Ch13b-3-1	Ch13b-3-2	Ch13b-3-3	Ch13b-4-1	Ch13b-4-2	Ch13b-4-3	12Ch1-2
SiO ₂	23.352	23.957	23.57	25.916	24.045	30.327	29.921	29.289	26.739	23.647	27.421	23.636
TiO ₂	0.035	0.198	0.449	0.491	0.126	0.068	0.067	0.128	0.115	0.098	0.070	0.157
Al ₂ O ₃	15.746	16.369	17.564	16.550	16.627	20.382	20.783	19.877	19.041	16.009	18.688	16.846
FeO _{tot}	24.111	21.512	22.938	18.328	19.503	22.108	22.657	22.498	21.625	21.868	21.098	20.120
MnO	0.273	0.362	0.463	0.470	0.492	1.417	1.507	1.458	1.477	1.487	1.555	0.480
MgO	18.489	20.614	18.882	22.112	21.983	22.696	22.369	20.826	21.009	19.996	22.268	20.388
Cr ₂ O ₃	0.000	0.005	0.000	0.000	0.011	0.002	0.001	0.001	0.006	0.007	0.000	0.000
NiO	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.012	0.000	0.014	0.026
CaO	0.040	0.126	0.297	0.029	0.037	0.037	0.046	0.054	0.229	0.023	0.000	0.017
Na ₂ O	0.059	0.039	0.000	0.016	0.000	0.013	0.011	0.000	0.025	0.045	0.004	0.047
K ₂ O	0.040	0.024	0.039	0.207	0.126	0.003	0.013	0.016	0.000	0.018	0.046	0.346
H ₂ O	10.500	10.800	10.900	11.200	10.900	11.350	11.350	11.350	11.350	11.350	11.35	10.700
Total	92.710	94.41	95.246	95.344	93.913	97.175	108.953	105.497	101.673	94.548	102.676	92.855
Si	2.666	2.657	2.606	2.777	2.646	2.824	2.787	2.828	2.712	2.645	2.738	2.643
Al ^{IV}	1.334	1.343	1.394	1.223	1.354	1.176	1.213	1.172	1.288	1.355	1.262	1.357
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	0.784	0.796	0.895	0.866	0.803	1.061	1.069	1.089	0.989	0.755	0.938	0.863
Ti	0.003	0.017	0.037	0.040	0.010	0.005	0.005	0.009	0.009	0.008	0.005	0.013
Fe _{tot}	2.302	1.995	2.121	1.642	1.795	1.722	1.765	1.816	1.835	2.046	1.762	1.881
Mn	0.026	0.034	0.043	0.042	0.046	0.112	0.119	0.119	0.127	0.141	0.132	0.045
Mg	3.146	3.408	3.112	3.532	3.606	3.151	3.106	2.997	3.177	3.334	3.315	3.399
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ni	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Ca	0.005	0.015	0.035	0.003	0.004	0.004	0.005	0.006	0.025	0.003	0.000	0.002
Na	0.013	0.008	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.005	0.010	0.001	0.010
K	0.006	0.003	0.006	0.028	0.008	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.006	0.049
Sitio O	6.287	6.277	6.250	6.155	6.273	6.057	6.073	6.039	6.168	6.300	6.160	6.266

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP04-3390								SP04-3470		SP05-760	
	12Ch1-3	12Ch1-5	12Ch2-3	12Ch2-4	12Ch2-5	12Ch3-1	12Ch3-3	12Ch3-4	Chl4b-1-1	Chl4b1-2	18Ch1-2	18Ch1-3
SiO ₂	22.351	23.945	23.630	23.900	23.624	23.803	24.307	23.168	26.841	27.014	27.931	27.376
TiO ₂	0.016	0.115	0.202	0.073	0.056	0.162	0.087	0.103	0.430	0.019	0.000	0.007
Al ₂ O ₃	17.777	16.424	16.955	16.867	15.988	17.222	17.558	17.174	16.470	17.041	17.762	17.759
FeO _{tot}	22.788	20.355	22.437	22.739	22.096	19.982	20.964	20.100	17.911	18.760	21.838	21.380
MnO	0.502	0.451	0.524	0.542	0.360	0.450	0.514	0.469	0.679	0.797	0.505	0.607
MgO	18.883	20.698	19.815	19.418	19.949	20.966	20.769	20.665	23.558	22.881	20.747	20.315
Cr ₂ O ₃	0.000	0.002	0.000	0.000	0.009	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO	0.000	0.032	0.010	0.005	0.013	0.016	0.007	0.000	0.000	0.002	0.030	0.032
CaO	0.000	0.006	0.138	0.021	0.000	0.088	0.000	0.030	0.225	0.106	0.106	0.025
Na ₂ O	0.007	0.034	0.059	0.058	0.031	0.087	0.009	0.047	0.054	0.073	0.069	0.011
K ₂ O	0.030	0.109	0.021	0.043	0.032	0.030	0.072	0.079	0.123	0.090	0.002	0.021
H ₂ O	10.600	10.700	10.900	10.800	10.600	10.800	11.000	10.700	11.350	11.350	11.700	11.50
Total	92.996	92.981	94.703	94.563	92.758	93.882	95.304	92.588	97.641	98.210	100.690	99.19
Si	2.527	2.671	2.618	2.651	2.663	2.629	2.642	2.596	2.799	2.806	2.855	2.841
Al ^{IV}	1.473	1.329	1.382	1.349	1.337	1.371	1.358	1.404	1.201	1.194	1.145	1.159
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	0.896	0.831	0.832	0.855	0.787	0.871	0.892	0.863	0.823	0.892	0.994	1.014
Ti	0.001	0.010	0.017	0.006	0.005	0.013	0.007	0.009	0.034	0.001	0.000	0.001
Fe _{tot}	2.155	1.899	2.079	2.109	2.083	1.846	1.906	1.883	1.562	1.630	1.867	1.856
Mn	0.048	0.043	0.049	0.051	0.034	0.042	0.047	0.045	0.060	0.070	0.044	0.053
Mg	3.183	3.442	3.273	3.210	3.352	3.452	3.366	3.451	3.662	3.543	3.161	3.143
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003
Ca	0.000	0.001	0.016	0.002	0.000	0.010	0.000	0.004	0.025	0.012	0.012	0.003
Na	0.002	0.007	0.013	0.012	0.007	0.019	0.002	0.010	0.011	0.015	0.014	0.002
K	0.004	0.016	0.003	0.006	0.005	0.004	0.010	0.011	0.016	0.012	0.000	0.003
Sitio O	6.290	6.251	6.282	6.253	6.275	6.259	6.231	6.276	6.194	6.175	6.094	6.077

Tabla 4.14 (continuación)

Muestra	SP05-760			SP05-1465					SP05-1560	
	18Ch1-4	18Ch1-5	18Ch1-7	1Ch1-1	1Ch1-2	1Ch1-5	1Ch1-6	1Ch1-7	3Ch1-4	3Ch1-6
SiO ₂	27.750	26.745	28.067	24.624	24.096	24.852	24.678	23.968	24.646	22.972
TiO ₂	0.002	0.006	0.009	0.057	0.084	0.040	0.091	0.020	0.000	0.009
Al ₂ O ₃	18.060	18.447	18.304	19.575	18.698	19.167	20.065	18.773	17.450	16.350
FeO _{tot}	22.743	22.844	22.361	23.859	23.138	23.704	29.168	29.073	23.416	23.416
MnO	0.511	0.620	0.630	0.645	0.464	0.547	0.513	0.526	0.936	0.889
MgO	19.860	19.704	19.858	17.645	18.393	18.321	15.053	13.594	18.377	18.473
Cr ₂ O ₃	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000
NiO	0.017	0.001	0.007	0.013	0.008	0.010	0.000	0.000	0.001	0.000
CaO	0.065	0.091	0.115	0.046	0.117	0.030	0.007	0.000	0.022	0.012
Na ₂ O	0.000	0.000	0.026	0.000	0.098	0.022	0.000	0.034	0.000	0.045
K ₂ O	0.025	0.011	0.020	0.044	0.093	0.041	0.029	0.023	0.010	0.018
H ₂ O	11.700	11.600	11.800	11.200	11.000	11.200	11.300	10.800	10.900	10.500
Total	100.734	100.280	101.247	97.821	9.323	97.958	101.117	96.899	95.765	92.684
Si	2.846	2.771	2.860	2.636	2.621	2.650	2.612	2.658	2.697	2.619
Al ^{IV}	1.154	1.229	1.140	1.364	1.379	1.350	1.388	1.342	1.303	1.381
Sitio T	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al ^{VI}	1.028	1.024	1.058	1.105	1.018	1.058	1.116	1.112	0.948	0.816
Ti	0.000	0.001	0.001	0.005	0.007	0.003	0.007	0.002	0.000	0.001
Fe _{tot}	1.950	1.979	1.906	2.136	2.105	2.114	2.582	2.697	2.143	2.233
Mn	0.044	0.054	0.054	0.058	0.043	0.049	0.046	0.049	0.087	0.086
Mg	3.036	3.043	3.017	2.816	2.983	2.912	2.376	2.248	2.998	3.140
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ni	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.007	0.010	0.013	0.005	0.014	0.003	0.001	0.000	0.003	0.001
Na	0.000	0.000	0.005	0.000	0.021	0.005	0.000	0.007	0.000	0.010
K	0.003	0.001	0.003	0.006	0.013	0.006	0.004	0.003	0.001	0.003
Sitio O	6.071	6.113	6.057	6.133	6.204	6.151	6.131	6.118	6.180	6.289

4.5 Geotermometría de cloritas

4.5.1 Aplicación de geotermómetros empíricos

Muestra	Cathelineau y Nieva, 1985 T°C	Kranidiotis y MacLean, 1987 T°C	Cathelineau, 1988 T°C	Jowett, 1991 T°C	Xie et al., 1997 T°C	T° promedio
SP02-2125	SP02-2125					
	275	178	328	331	273	302
SP02-2320	SP02-2320					
	243	162	279	282	229	258
	232	156	261	265	213	243
	227	153	255	258	205	236
	276	184	329	334	246	296
	298	192	362	366	297	331
	258	171	301	305	241	276
	255	170	297	301	230	271
SP02-2945	SP02-2945					
	302	207	367	377	222	317
	236	174	269	279	125	261
	281	186	336	341	255	303
	283	187	339	344	257	306
	272	180	323	328	252	294
	268	176	317	320	254	290
SP02-3045	SP02-3045					
	290	190	350	354	272	317
	295	191	357	361	286	325
	294	191	356	360	284	323
	298	192	361	366	290	329
	316	207	389	396	285	347

Tabla 4.15 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros; 1) Cathelineau y Nieva (1985), 2) Kranidiotis y MacLean (1987), 3) Cathelineau (1988), 4) Jowett (1991) y 5) Xie et al. (1997). Sombreada en color verde pálido, la columna de las temperaturas calculadas con Kranidiotis y MacLean (1987); que presentan diferentes temperaturas que las calculadas con el resto de geotermómetros.

Tabla 4.15 (continuación)

Muestra	Cathelineau y Nieva,1985 T°C	Kranidiotis y MacLean, 1987 T°C	Cathelineau, 1988 T°C	Jowett, 1991 T°C	Xie et al., 1997 T°C	T° promedio
SP02-3330	SP02-3330					
	323	206	399	404	320	361
	323	207	399	404	313	360
	339	216	424	428	336	382
	290	189	350	354	276	318
	303	195	369	373	298	336
	261	173	306	310	240	279
	262	174	307	311	239	280
SP02-3405	SP02-3405					
	292	186	353	356	304	326
	287	181	346	347	311	323
	294	186	355	358	309	329
	301	187	366	367	333	342
	314	196	386	388	340	357
	301	189	366	368	324	340
	306	192	374	376	327	346
	301	190	367	369	320	339
	309	194	378	380	330	349
	283	183	340	343	280	312
	293	189	354	357	288	323

Muestra	Cathelineau y Nieva,1985 T°C	Kranidiotis y MacLean, 1987 T°C	Cathelineau, 1988 T°C	Jowett, 1991 T°C	Xie et al., 1997 T°C	T° promedio
SP04-1565	SP04-1565					
	242	164	277	282	207	252
	248	168	286	291	215	260
	279	183	333	338	261	303
	287	192	345	351	245	307
	282	192	338	346	223	297
SP04-2335	SP04-2335					
	296	206	359	369	202	306
	280	193	335	343	208	292
	272	194	323	334	167	274

Tabla 4.16 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros; 1) Cathelineau y Nieva (1985), 2) Kranidiotis y MacLean (1987), 3) Cathelineau (1988), 4) Jowett (1991) y 5) Xie et al. (1997). Sombreada en color morado pálido, la columna de las temperaturas calculadas con Kranidiotis y MacLean (1987); que presentan diferentes temperaturas que las calculadas con el resto de geotermómetros.

Tabla 4.16 (continuación)

Muestra	Cathelineau y Nieva, 1985 T°C	Kranidiotis y MacLean, 1987 T°C	Cathelineau, 1988 T°C	Jowett, 1991 T°C	Xie et al., 1997 T°C	T° promedio
SP04-3025	SP04-3025					
	316	190	389	388	382	369
	293	179	354	354	346	337
	305	183	372	391	373	360
	302	190	367	370	319	339
	304	187	370	371	345	347
	314	195	386	388	346	359
	278	171	331	331	328	317
	306	186	374	373	364	354
SP04-3340	SP04-3340					
	268	168	316	317	298	300
	276	173	328	329	306	310
	267	170	315	317	286	296
	292	181	352	353	328	331
	306	189	374	375	344	350
	286	177	344	344	328	325
SP04-3390	SP04-3390					
	307	188	375	345	355	345
	331	204	412	413	372	382
	300	185	365	366	346	344
	312	193	383	384	349	357
	305	190	372	374	355	351
	302	188	368	369	337	344
	309	189	379	379	363	358
	307	188	375	375	353	352
	317	193	390	390	371	367
SP04-3470	SP04-3470					
	273	167	324	323	329	312
	272	167	322	321	320	309

Muestra	Cathelineau y Nieva, 1985 T°C	Kranidiotis y MacLean, 1987 T°C	Cathelineau, 1988 T°C	Jowett, 1991 T°C	Xie et al., 1997 T°C	T° promedio
SP05-760						
	261	166	306	308	280	289
	264	168	311	312	284	293
	263	169	309	311	274	290
	279	177	333	355	297	316
	260	167	305	306	272	286
SP05-1465						
	308	194	377	379	325	347
	311	194	382	384	337	353
	305	192	372	375	325	344
	313	203	384	390	294	345
	303	200	370	376	269	329
SP05-1560						
	295	187	357	359	311	331
	312	195	382	384	337	354

Tabla 4.17 Tablas de temperaturas calculadas con los diferentes geotermómetros; 1) Cathelineau y Nieva (1985), 2) Kranidiotis y MacLean (1987), 3) Cathelineau (1988) 4) Jowett (1991) y 5) Xie et al. (1997). Sombreada en color naranja pálido, la columna de las temperaturas calculadas con Kranidiotis y MacLean (1987); que presentan diferentes temperaturas que las calculadas con el resto de geotermómetros.

1) Cathelineau y Nieva (1985) $T(^{\circ}\text{C})=213.3(\text{Al}^{\text{iv}}) + 17.5$ 2) Kranidiotis y McLean (1987) $T(^{\circ}\text{C})=106[(2\text{Al}^{\text{iv}} + 0.7\text{X}_{\text{Fe}})] + 18$ 3) Cathelineau (1988) $T(^{\circ}\text{C})=-61.92+321.98\text{Al}^{\text{iv}}$ 4) Jowett (1991) 5) Xie et al. (1997) $T(^{\circ}\text{C})=321.98[\text{Al}^{\text{iv}} - 1.33(\text{X}_{\text{Fe}} - 0.31)] - 61.92$ (Si $\text{X}_{\text{Fe}} > 0.31$) 5) ó $T(^{\circ}\text{C})=321.98[\text{Al}^{\text{iv}} + 1.33(0.31 - \text{X}_{\text{Fe}})] - 61.92$ (Si $\text{X}_{\text{Fe}} < 0.31$)

Como ya se mencionó en el capítulo de metodología, se aplicaron cinco geotermómetros empíricos a cada uno de los análisis realizados, las estimaciones de temperatura que se generaron, parecen en la mayoría de los casos presentar similitud en los valores, con una clara excepción en las temperaturas estimadas con el geotermómetro propuesto por Kranidiotis y MacLean (1987) que presenta importantes diferencias en las temperaturas generadas con las otras formulaciones con variaciones desde 50 hasta 100°C en algunas muestras. Debido a estas incongruencias en los datos que se obtuvieron, los cálculos de temperatura con este geotermómetro fueron descartados.

Se hizo un cálculo promedio de la temperatura de cada análisis concreto tomando en cuenta los cuatro geotermómetros restantes; Cathelineau y Nieva (1985), Cathelineau (1988),

Jowett (1991) y Xie et al. (1997). La incongruencia en las temperaturas generadas por el geotermómetro descartado se atribuye a la diferencia que hay en la composición entre los materiales que se usaron para la calibración del geotermómetro y la composición de las cloritas que se midieron.

Integrando los datos de termometría de clorita, se establece un rango de temperaturas que van de 236 a 382 °C y se observa que en profundidad la temperatura va siempre creciendo pero presentando una cierta dispersión de los datos y sin seguir un patrón de incremento regular.

Es probable que estas dispersiones se deban a la existencia de diferentes micrositios en profundidad con diferentes grados de permeabilidad que le permitieron al fluido distribuirse y actuar con diferente intensidad en la roca y generar por lo tanto mineralogías de alteración ligeramente diferentes a la misma profundidad.

Para el pozo SP02 la distribución de temperaturas es como sigue: a) a 2125m tenemos temperaturas de 302°C, b) a 2320m temperaturas entre 237°C y 297°C, c) a 2945°C temperaturas entre 262°C y 318°C, d) a 3045m temperaturas entre 317°C y 347°C, e) a 3330m temperaturas entre 280°C y 362°C con valores puntuales anómalamente bajos y finalmente a f) a 3405m valores de temperaturas entre 312°C y 358°C. El rango completo de temperaturas de este pozo se encuentra entre 302°C y 358°C.

Para el pozo SP04 la distribución de temperaturas es la siguiente: a) a 1565m se obtienen temperaturas entre 253°C y 307°C, b) a 2335m temperaturas entre 274°C y 307°C, c) a 3025m temperaturas entre 296°C y 370°C, d) a 3340m temperaturas entre 297°C y 350°C, e) a 3390m temperaturas entre 345°C y 382°C y finalmente f) a 3470m donde la temperatura baja nuevamente a 311°C. El rango de temperaturas de este pozo va de 253°C a 380°C ya que es más extenso que el pozo SP02.

Para el pozo SP05 la distribución de temperaturas es diferente que para los otros pozos ya que este pozo es más superficial. En lo referente a esta distribución podemos discriminar tres zonas que son: a) a 760m las temperaturas van de 290°C a 316°C, b) a 1465m las temperaturas van de 330°C a 354°C y c) a 1560m las temperaturas van de 331°C a 354°C.

El rango completo de temperaturas de este pozo esta entre 290°C a 354°C demostrando que SP05 es un pozo de gradiente térmico bastante elevado.

4.6 Clasificación química de epidotas

La clasificación de las epidotas se hizo tomando como referencia la propuesta por Franz y Liebscher (2004) que tiene como miembros finales la epidota ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$), la clinozoisita ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) y tawmawita ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Cr}^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$). La composición predominante de las cinco muestras medidas se encuentra hacia el extremo del componente de aluminio; clinozoisita.

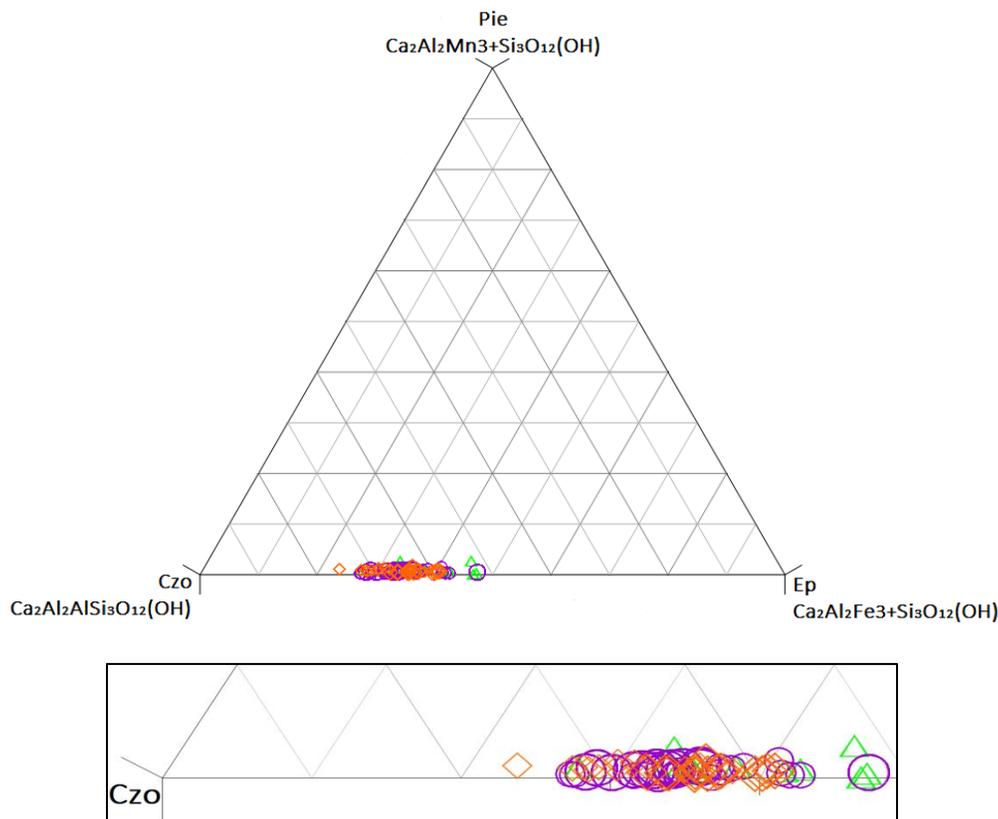


Figura 4.25 Clasificación de las epidotas del Domo San Pedro según su composición. Tomado y modificado de Canet et al. (2009). Abreviaciones; Pie: piemontita, Czo: Clinozoisita, Ep: Epidota

En algunas muestras del pozo SP02 y SP04, su composición se mueve casi al campo en el 50% de clinozoisita y 50% de epidota, solamente uno de los puntos que se midió en una muestra del pozo SP02 se mueve un poco hacia el campo de la epidota propiamente con un poco más de 50% de Fe. Por lo anterior se puede decir que en general se trata de

clinozoisitas con diferentes proporciones de Fe que de acuerdo con los datos ploteados en el diagrama va de 25 a 45%.

No se hizo mayor énfasis en tomar en cuenta otras clasificaciones porque no se creyó relevante, debido a que el peso mayor de las composiciones para ser utilizada como geotermómetro, se proyectó sobre las cloritas.

4.7 Cálculo de fórmulas estructurales de epidota

Se midieron 73 puntos en cinco muestras de epidota para obtener su composición elemental, se hizo el cálculo de la fórmula estructural de todos los puntos medidos sobre la base de 12.5 oxígenos.

Muestra	SP02-3405											
Análisis	5Ep1-1	5Ep1-2	5Ep1-3	5Ep1-4	5Ep1-5	5Ep1-6	5Ep2-1	5Ep2-2	5Ep2-3	5Ep2-4	5Ep2-5	5Ep2-6
SiO ₂	39.742	39.482	40.632	39.434	41.411	40.590	38.039	41.213	40.157	39.629	40.453	42.002
TiO ₂	0.232	0.095	0.046	0.062	0.086	0.162	0.332	0.012	0.013	0.086	0.010	0.000
Al ₂ O ₃	23.084	23.639	23.440	20.015	22.891	25.066	17.754	22.656	19.515	20.675	21.740	20.857
Fe _{tot}	11.639	11.074	11.211	15.501	10.576	8.819	17.920	11.444	15.651	13.291	12.273	14.043
MnO	0.204	0.903	0.141	0.980	0.371	0.311	0.029	0.121	0.126	0.195	0.328	0.250
MgO	0.255	0.254	0.064	0.073	0.286	0.158	0.049	0.057	0.094	0.058	0.200	0.106
CaO	25.435	23.533	25.259	25.074	25.086	25.619	24.854	23.245	24.289	24.694	24.081	23.470
Na ₂ O	0.010	0.002	0.180	0.021	0.000	0.000	0.020	0.401	0.006	0.006	0.035	0.000
K ₂ O	0.002	0.005	0.021	0.012	0.000	0.004	0.000	0.000	0.005	0.011	0.004	0.295
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	100.603	98.987	100.994	101.172	100.689	100.729	98.997	99.149	99.856	98.708	99.124	101.023
ΣSi	3.047	3.062	3.091	3.050	3.151	3.080	3.025	3.173	3.123	3.111	3.138	3.198
ΣAl	5.146	5.229	5.196	4.878	5.208	5.330	4.709	5.230	4.912	5.027	5.125	5.069
ΣMg	5.934	6.036	5.925	5.953	5.937	5.928	5.908	5.982	5.949	5.918	5.966	5.991
ΣCa	8.023	7.992	7.984	8.031	7.982	8.010	8.026	7.899	7.973	7.992	7.967	7.0905
ΣK	8.025	7.993	8.013	8.035	7.982	8.011	8.029	7.959	7.974	7.994	7.973	7.934
Si	3.047	3.062	3.091	3.050	3.151	3.080	3.025	3.173	3.123	3.111	3.138	3.198
Ti	0.013	0.006	0.003	0.004	0.004	0.009	0.020	0.001	0.001	0.005	0.001	0.000
Al	2.086	2.161	2.102	1.824	2.053	2.241	1.664	2.056	1.789	1.910	1.987	1.871
Fe _{tot}	0.746	0.718	0.713	1.003	0.673	0.560	1.192	0.737	1.018	0.871	0.796	0.894
Mn	0.013	0.059	0.009	0.064	0.024	0.020	0.002	0.008	0.008	0.013	0.022	0.016
Mg	0.029	0.029	0.007	0.008	0.032	0.018	0.006	0.007	0.011	0.007	0.023	0.012
Ca	2.089	1.956	2.059	2.078	2.045	2.083	2.118	1.918	2.024	2.074	2.001	1.914
Na	0.001	0.000	0.027	0.003	0.000	0.000	0.003	0.060	0.001	0.001	0.005	0.000
K	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.029
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	9.025	8.993	9.013	9.035	8.982	9.011	9.029	8.959	8.974	8.994	8.973	8.934

Tabla 4.18 Datos de química mineral obtenidos de los análisis con microsonda de las muestras de pozo SP02, SP04 y SP05, formulas estructurales calculada sobre la base de 12.5 oxígenos.

Tabla 4.18 (continuación)

Muestra	SP04-3025											
	11Ep1-1	11Ep1-2	11Ep1-3	11Ep1-4	11Ep1-5	11Ep1-6	11Ep2-1	11Ep2-2	5Ep2-3	11Ep2-4	11Ep2-5	11Ep2-6
SiO ₂	36.593	36.774	37.406	37.588	35.673	38.208	37.058	37.250	37.731	37.180	35.608	41.962
TiO ₂	0.039	0.007	0.000	0.032	2.019	0.014	0.111	0.016	0.210	0.010	0.036	0.066
Al ₂ O ₃	25.474	23.870	23.565	22.017	16.487	21.742	25.088	23.153	23.858	21.551	23.568	21.783
FeO _{tot}	10.810	12.974	12.572	14.014	7.695	14.294	11.013	12.605	11.390	14.603	11.306	10.119
MnO	0.068	0.337	0.009	0.533	0.149	0.089	0.085	0.169	0.069	0.084	0.142	0.196
MgO	0.039	0.036	0.012	0.057	0.085	0.157	0.200	0.19	0.159	0.058	0.231	0.367
CaO	25.545	25.046	25.266	25.026	27.525	24.657	25.573	25.735	25.875	25.125	26.072	21.080
Na ₂ O	0.046	0.027	0.037	0.038	0.000	0.029	0.000	0.045	0.000	0.078	0.051	0.205
K ₂ O	0.030	0.003	0.000	0.000	0.042	0.033	0.000	0.000	0.000	0.006	0.005	1.097
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.644	99.074	98.867	99.305	99.675	99.223	99.128	99.102	99.292	98.695	97.019	96.875
ΣSi	2.870	2.887	2.934	2.953	2.822	2.993	2.891	2.924	2.943	2.942	2.861	3.290
ΣAl	2.227	5.096	5.112	4.993	5.075	5.001	5.204	5.068	5.148	4.953	5.095	5.307
ΣMg	5.945	5.974	5.939	5.956	5.604	5.961	5.952	5.922	5.914	5.932	5.892	6.026
ΣCa	8.091	8.081	8.062	8.063	7.937	8.031	8.090	8.086	8.077	8.062	8.137	7.797
ΣK	8.101	8.085	8.068	8.068	7.941	8.038	8.090	8.093	8.077	8.075	8.145	7.938
Si	2.870	2.887	2.934	2.953	2.822	2.993	2.891	2.924	2.943	2.942	2.861	3.290
Ti	0.002	0.000	0.000	0.002	0.715	0.001	0.007	0.001	0.012	0.001	0.002	0.004
Al	2.355	2.208	2.178	2.039	1.537	2.007	2.307	2.142	2.193	2.010	2.232	2.013
Fe _{tot}	0.709	0.852	0.825	0.921	0.509	0.936	0.719	0.828	0.743	0.966	0.760	0.664
Mn	0.005	0.022	0.010	0.035	0.010	0.006	0.006	0.011	0.005	0.006	0.010	0.013
Mg	0.005	0.004	0.001	0.007	0.010	0.018	0.023	0.015	0.018	0.007	0.028	0.043
Ca	2.146	2.107	2.123	2.107	2.333	2.069	2.138	2.165	2.162	2.130	2.245	1.771
Na	0.007	0.004	0.006	0.006	0.000	0.004	0.000	0.007	0.000	0.012	0.008	0.031
K	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.110
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	9.101	9.085	9.068	9.068	8.941	9.038	9.09	9.093	9.077	9.075	9.145	8.938

Tabla 4.18 (continuación)

Muestra	SP04-3025						SP04-3390					
	11Ep3-1	11Ep3-2	5Ep3-3	11Ep3-4	11Ep3-5	11Ep3-6	6Ep1-1	6Ep1-2	6Ep1-3	6Ep1-4	6Ep1-5	6Ep1-6
SiO ₂	37.253	36.926	36.630	38.802	38.976	40.010	40.328	40.544	39.682	9.833	39.879	39.233
TiO ₂	0.093	0.077	0.060	0.039	0.147	0.037	0.577	0.037	0.042	0.022	0.116	0.030
Al ₂ O ₃	26.579	26.609	24.536	22.058	21.110	21.737	24.368	23.426	23.970	22.781	22.744	23.881
FeO _{tot}	9.346	9.228	11.884	12.728	13.530	12.096	10.274	11.394	10.896	11.685	11.626	10.284
MnO	0.098	0.112	0.095	0.343	0.133	0.269	0.240	0.331	0.132	0.308	0.364	0.262
MgO	0.038	0.061	0.102	0.101	0.074	0.169	0.412	0.138	0.631	0.120	0.190	0.111
CaO	25.146	25.877	26.017	25.492	25.599	24.644	24.338	24.252	25.046	24.686	24.806	23.661
Na ₂ O	0.000	0.037	0	0.039	0.008	0.006	0.034	0.018	0.014	0	0.016	0
K ₂ O	0.003	0	0	0.018	0	0.001	0	0	0.006	0	0	0
H ₂ O	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	98.556	98.927	99.324	99.620	99.577	98.969	100.571	100.140	100.419	99.435	99.741	97.462
ΣSi	2.902	2.875	2.866	3.023	3.043	3.115	3.066	3.103	3.036	3.083	3.079	3.077
ΣAl	5.348	5.322	5.133	5.051	4.993	5.111	5.282	5.218	5.200	5.162	5.155	5.287
ΣMg	5.968	5.937	5.929	5.915	5.894	5.936	5.998	5.984	5.978	5.952	5.951	5.992
ΣCa	8.067	8.096	8.110	8.043	8.035	7.992	7.980	7.973	8.031	7.999	8.003	7.980
ΣK	8.068	8.102	8.110	8.051	8.037	7.993	7.985	7.975	8.034	7.999	8.006	7.980
Si	2.902	2.875	2.866	3.023	3.043	3.115	3.066	3.103	3.036	3.083	3.079	3.077
Ti	0.005	0.005	0.004	0.002	0.009	0.002	0.033	0.002	0.002	0.001	0.007	0.002
Al	2.441	2.442	2.263	2.026	1.942	1.994	2.183	2.113	2.161	2.078	2.069	2.208
Fe _{tot}	0.609	0.601	0.778	0.829	0.883	0.788	0.653	0.729	0.697	0.756	0.751	0.675
Mn	0.006	0.007	0.006	0.023	0.009	0.018	0.015	0.021	0.009	0.020	0.024	0.017
Mg	0.004	0.007	0.012	0.012	0.009	0.020	0.047	0.016	0.072	0.014	0.022	0.013
Ca	2.099	2.159	2.181	2.128	2.141	2.056	1.983	1.989	2.053	2.047	2.052	1.988
Na	0.000	0.006	0.000	0.006	0.001	0.001	0.005	0.003	0.002	0.000	0.002	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	9.068	9.102	9.110	9.051	9.037	8.993	8.985	8.975	9.034	8.999	9.006	8.950

Tabla 4.18 (continuación)

Muestra	SP04-3390								SP05-1465			
	6Ep1-7	6Ep2-1	6Ep2-2	6Ep2-3	6Ep1-4	6Ep2-5	6Ep2-6	6Ep2-7	1Ep1-3	1Ep1-4	1Ep1-8	2Ep1-1
SiO ₂	38.812	40.746	40.882	39.920	40.891	41.948	39.617	37.798	34.927	35.992	34.812	41.512
TiO ₂	0.033	0.039	0.001	0.158	0.039	0.080	0.047	0.045	0.109	0.049	0.079	0.113
Al ₂ O ₃	19.234	24.350	23.826	23.272	25.471	23.341	23.634	23.833	25.096	25.231	22.082	23.867
FeO _{tot}	15.489	9.104	10.727	10.991	9.242	10.437	10.989	9.363	9.166	8.710	12.360	9.490
MnO	0.161	0.289	0.304	0.299	0.175	0.210	0.267	0.156	0.241	0.273	0.193	0.446
MgO	0.085	0.552	0.233	0.233	0.054	0.179	0.516	0.073	0.054	0.053	0.235	0.086
CaO	24.580	24.351	24.093	24.122	25.056	22.554	23.957	23.959	24.249	25.048	24.494	25.234
Na ₂ O	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	0.000	0.012	0.037	0.017	0.000
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.821	0.000	0.004	0.006	0.009	0.000	0.003
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.394	99.439	100.066	98.995	100.928	99.610	99.027	95.231	93.905	95.332	94.272	100.751
ΣSi	3.076	3.121	3.121	3.091	3.088	3.206	3.066	3.039	2.868	2.904	2.881	3.148
ΣAl	4.875	5.322	5.264	5.223	5.357	5.313	5.224	5.301	5.304	5.310	5.039	5.287
ΣMg	5.923	5.987	5.995	5.982	5.958	6.014	6.012	5.950	5.957	5.924	5.937	5.928
ΣCa	8.010	7.985	7.965	7.983	7.985	7.861	7.998	8.014	8.094	8.094	8.109	7.978
ΣK	8.010	7.986	7.965	7.983	7.985	7.947	7.998	8.014	8.097	8.100	8.111	7.978
Si	3.076	3.121	3.121	3.091	3.088	3.206	3.066	3.039	2.868	2.904	2.881	3.148
Ti	0.002	0.002	0.000	0.009	0.002	0.005	0.003	0.003	0.007	0.003	0.005	0.006
Al	1.797	2.198	2.143	2.123	2.267	2.103	2.155	2.259	2.429	2.404	2.154	2.133
Fe _{tot}	1.027	0.583	0.658	0.712	0.584	0.667	0.711	0.630	0.630	0.589	0.855	0.602
Mn	0.011	0.019	0.020	0.020	0.011	0.014	0.018	0.011	0.017	0.019	0.014	0.029
Mg	0.010	0.063	0.027	0.027	0.006	0.020	0.060	0.009	0.007	0.006	0.029	0.010
Ca	2.087	1.999	1.970	2.001	2.027	1.847	1.986	2.640	2.138	2.169	2.172	2.050
Na	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.002	0.006	0.003	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.080	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	9.010	8.986	8.965	8.983	8.985	8.947	8.998	9.014	9.097	9.100	9.111	8.978

Tabla 4.18 (continuación)

Muestra	SP05-1465											
	2Ep1-2	2Ep1-3	2Ep1-4	2Ep1-5	2Ep1-6	2Ep2-1	2Ep2-2	2Ep2-3	2Ep2-4	2Ep2-5	2Ep2-6	2Ep2-7
SiO ₂	39.187	41.927	40.110	39.590	40.987	42.847	40.547	41.590	41.652	41.423	40.232	41.867
TiO ₂	0.036	0.139	0.095	0.100	0.093	0.047	0.020	0.139	0.096	0.128	0.067	0.065
Al ₂ O ₃	23.735	23.511	23.924	22.197	22.698	22.288	24.356	22.547	22.623	21.627	20.907	25.954
FeO _{tot}	9.429	9.840	8.524	11.190	11.094	9.648	9.150	11.385	11.326	10.979	12.822	7.357
MnO	0.271	0.430	0.291	0.213	0.243	0.323	0.304	0.252	0.277	0.335	0.189	0.344
MgO	0.104	0.316	0.054	0.071	0.366	1.425	0.209	0.107	0.089	0.849	0.540	0.040
CaO	24.155	24.307	24.557	24.022	23.750	23.652	24.655	24.454	24.187	23.332	23.483	24.313
Na ₂ O	0.000	0.000	0.012	0.040	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.006	0.203	0.002
K ₂ O	0.000	0.000	0.003	0.053	0.006	0.010	0.002	0.000	0.003	0.001	0.460	0.000
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	96.917	100.470	97.570	97.476	99.237	100.240	99.276	100.474	100.253	98.680	98.903	99.942
ΣSi	3.091	3.179	3.134	3.118	3.156	3.246	3.16	3.168	3.176	3.204	3.139	3.165
ΣAl	5.299	5.288	5.342	5.185	5.221	5.238	5.322	5.200	5.214	5.183	5.065	5.481
ΣMg	5.952	5.976	5.924	5.944	5.993	6.031	5.954	5.954	5.965	6.013	5.977	5.973
ΣCa	7.993	7.950	7.980	7.971	7.952	7.951	7.984	7.949	7.941	7.947	7.940	7.942
ΣK	7.993	7.950	7.982	7.983	7.952	7.952	7.989	7.949	7.941	7.948	8.016	7.943
Si	3.091	3.179	3.134	3.118	3.156	3.246	3.116	3.168	3.176	3.204	3.139	3.165
Ti	0.002	0.008	0.006	0.006	0.005	0.003	0.001	0.008	0.006	0.007	0.004	0.004
Al	2.206	2.101	2.203	2.060	2.060	1.990	2.206	2.024	2.033	1.972	1.922	2.312
Fe _{tot}	0.622	0.624	0.557	0.737	0.714	0.611	0.588	0.725	0.722	0.710	0.837	0.465
Mn	0.018	0.028	0.019	0.014	0.016	0.021	0.020	0.016	0.018	0.022	0.012	0.022
Mg	0.012	0.036	0.003	0.008	0.042	0.161	0.024	0.012	0.010	0.098	0.063	0.005
Ca	2.041	1.975	2.056	2.027	1.959	1.920	2.030	1.996	1.976	1.934	1.963	1.969
Na	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.031	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.000
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	8.993	8.950	8.982	8.983	8.952	8.952	8.989	8.949	8.941	8.948	9.016	8.943

Tabla 4.18 (continuación)

Muestra	SP05-1560												
	4Ep1-1	4Ep1-2	4Ep1-3	4Ep1-4	4Ep1-5	4Ep1-6	4Ep1-7	4Ep2-1	4Ep2-2	4Ep2-3	4Ep2-4	2Ep2-5	4Ep2-6
Análisis	4Ep1-1	4Ep1-2	4Ep1-3	4Ep1-4	4Ep1-5	4Ep1-6	4Ep1-7	4Ep2-1	4Ep2-2	4Ep2-3	4Ep2-4	2Ep2-5	4Ep2-6
SiO ₂	40.613	40.105	40.292	38.982	39.543	39.906	38.634	39.270	38.868	38.255	39.030	39.959	38.583
TiO ₂	0.089	0.007	0.148	0.051	0.023	0.096	0.036	0.117	0.013	4.509	0.037	0.062	0.164
Al ₂ O ₃	22.235	21.387	22.972	21.812	21.841	23.747	21.969	23.596	22.862	21.960	23.768	22.845	22.537
FeO _{tot}	11.618	13.449	10.736	13.283	13.471	10.987	13.121	11.937	11.839	11.048	10.437	12.329	12.233
MnO	0.128	0.203	0.140	0.124	0.207	0.149	0.134	0.188	0.482	0.094	0.154	0.190	0.210
MgO	0.199	0.209	0.125	0.016	0.086	0.097	0.094	0.094	0.152	0.050	0.155	0.140	0.018
CaO	23.902	23.989	24.874	23.562	23.547	24.155	23.570	23.154	22.133	22.678	23.789	23.549	23.587
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.002	0.017	0.022	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	0.024	0.000	0.000	0.004	0.003	0.004	0.004	0.000	0.007	0.037	0.012	0.011	0.008
H ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.808	99.349	99.287	97.836	98.738	099.163	97.568	98.356	96.446	98.631	97.382	99.085	97.340
ΣSi	3.148	3.112	3.112	3.072	3.086	3.081	3.054	3.058	3.085	2.980	3.067	3.093	3.051
ΣAl	5.184	5.068	5.212	5.100	5.096	5.248	5.103	5.231	5.229	5.261	5.270	5.181	5.161
ΣMg	5.969	5.979	5.929	5.986	5.999	5.978	5.990	6.031	6.065	5.993	5.984	6.008	5.986
ΣCa	7.954	7.973	7.987	7.975	7.968	7.976	7.986	7.963	7.947	7.886	7.987	7.961	7.984
ΣK	7.956	7.973	7.987	7.975	7.970	7.980	7.988	7.963	7.948	7.889	7.988	7.962	7.985
Si	3.148	3.112	3.112	3.072	3.086	3.081	3.054	3.058	3.085	2.980	3.067	3.093	3.051
Ti	0.005	0	0.009	0.003	0.001	0.006	0.002	0.007	0.006	0.264	0.002	0.004	0.010
Al	2.031	1.956	2.091	2.026	2.009	2.161	2.047	2.166	2.138	2.016	2.201	2.084	2.100
Fe _{tot}	0.753	0.873	0.693	0.875	0.879	0.709	0.867	0.777	0.786	0.720	0.686	0.798	0.809
Mn	0.008	0.013	0.009	0.008	0.014	0.010	0.009	0.012	0.032	0.006	0.010	0.012	0.014
Mg	0.023	0.024	0.014	0.002	0.10	0.011	0.011	0.011	0.018	0.006	0.018	0.016	0.002
Ca	1.985	1.995	2.058	1.989	1.969	1.998	1.996	1.932	1.882	1.893	2.003	1.953	1.998
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.001	0.001
H	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	8.956	8.973	8.987	8.975	8.970	8.980	8.988	8.963	8.948	8.889	8.988	8.962	8.985

4.8 Microtermometría de inclusiones fluidas

Los análisis de inclusiones fluidas se hicieron en fragmentos seleccionados tanto de calcita como de cuarzo. Se analizaron ocho muestras (Ver tabla 4.19); tres correspondientes al pozo SP05, tres al SP02 y dos del SP04. En total se realizaron 168 mediciones microtermométricas. Todas las muestras homogenizaron a fase líquida y el rango global de Th°C estimado considerando los datos conjuntos de los tres pozos va de los 150°C a los 320°C

En el pozo SP02 los valores de temperatura de homogeneización (T^h) van de 145 a 320°C. Las temperaturas inferiores a 200°C (145-160°C) se observaron en las muestras situadas a menos de 1000m de profundidad y para las muestras situadas entre 2600m y 3400m se obtuvieron valores que van de 290 a 320°C.

Para el pozo SP04 el rango de temperaturas es muy cerrado y va de 230°C a 250°C para muestras a profundidades entre 2335m y 3025m. Las temperaturas medidas en este pozo, son más bajas que las medidas a una profundidad equivalente en el pozo SP02.

Para el pozo SP05 los valores van de 170°C para las muestras de profundidades inferiores a los 1000m hasta los 260°C para las muestras situadas a casi 1500m, demostrando que el gradiente en este pozo un poco mas elevado que en SP02 y SP04.

Los datos de salinidad de las inclusiones que se midieron, son en general muy elevados y van de 12.8 la mínima, a 19.8 la salinidad máxima. Casi el 100% de las inclusiones que se midieron para una muestra determinada presentan la misma salinidad, es decir; no hay variación en la salinidad de las IF para una muestra específica.

La salinidad fue calculada con la ecuación que describe la salinidad en función de la temperatura de fusión del hielo propuesta por Bodnar (1993):

Salinidad (peso %) = $0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$, donde θ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius.

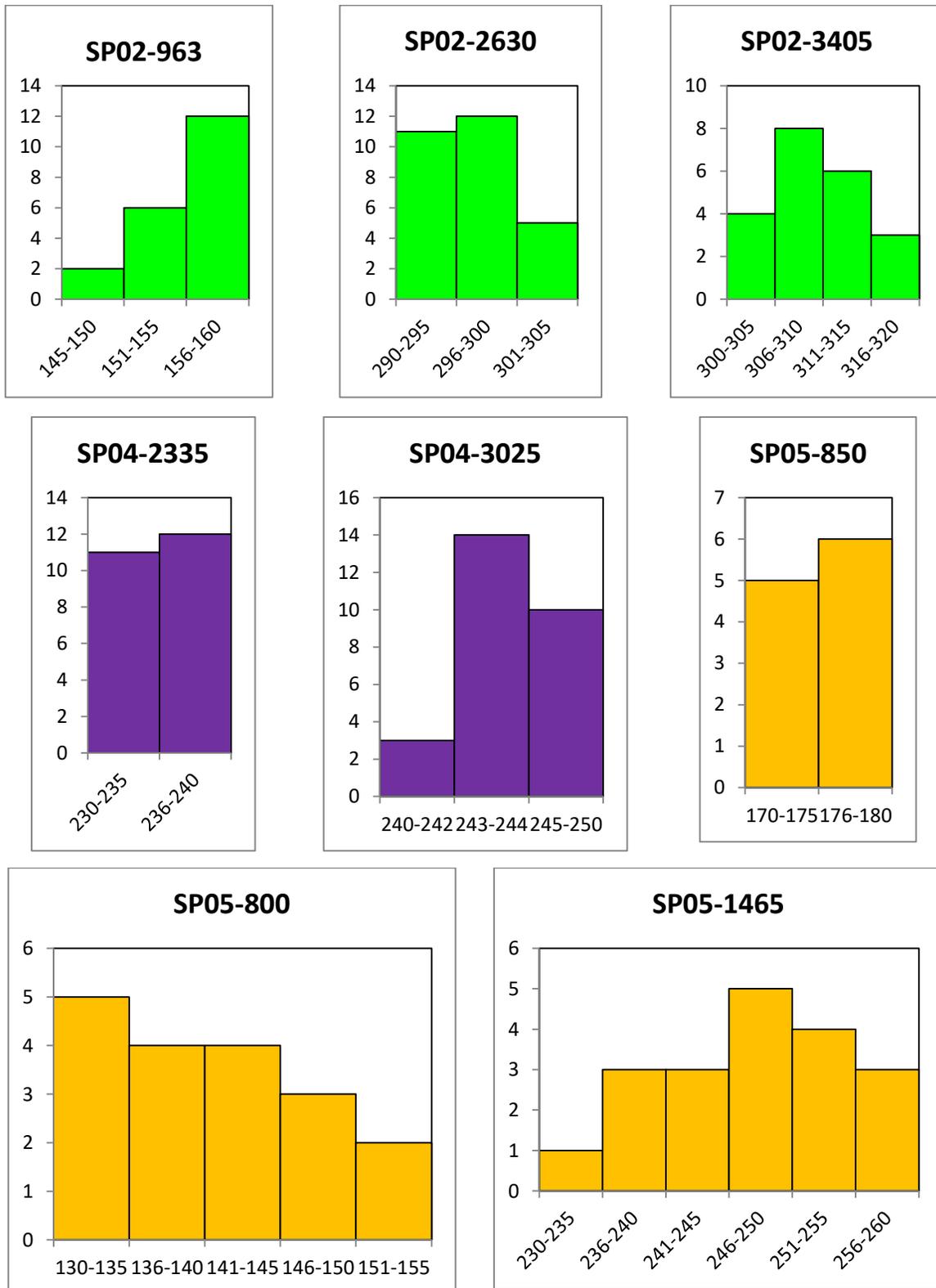


Figura 4.26 Histogramas de frecuencia de temperatura de homogeneización (T° mínima de atrapamiento) de las inclusiones fluidas de los pozos SP02, SP04 y SP05, Domo San Pedro, Nayarit.

Muestra	Mineral	# análisis	Th (°C)			Tf (°C)			Salinidad (wt% NaCl eq)		
			Máxima	Promedio	Mínima	Máxima	Promedio	Mínimo	Máxima	Promedio	Mínima
SP02-963	CUARZO	20	160	155.8	150	-13.5	-13.5	-13.5	17.3	17.3	17.34
SP02-2630	CUARZO	28	305	296.89	290	-16.5	-16.5	-16.5	19.8	19.8	19.84
SP02-3405	CUARZO	21	320	310.05	300	-16	-16	-16	19.4	19.4	19.45
SP04-2335	CALCITA	23	240	235.39	230	-10.5	10.5	-10.5	14.5	14.5	14.46
SP04-3025	CALCITA	27	245	243.89	242	-14	-14	-14	17.8	17.8	17.79
SP05-800	CUARZO	18	153	141.61	132	-11	-11	-11	15	15	14.97
SP05-850	CALCITA	11	180	176	174	-2	-9.55	-12.5	16.4	12.8	3.39
SP05-1465	CUARZO	20	260	248.5	235	-13	-13	-13	16.9	16.9	16.89

Tabla 4.19 Tabla resumen de los datos obtenidos mediante microtermometría de inclusiones fluidas (IF), Th: temperatura de homogeneización, Tf: temperatura de fusión del hielo y salinidad en peso equivalente de NaCl.

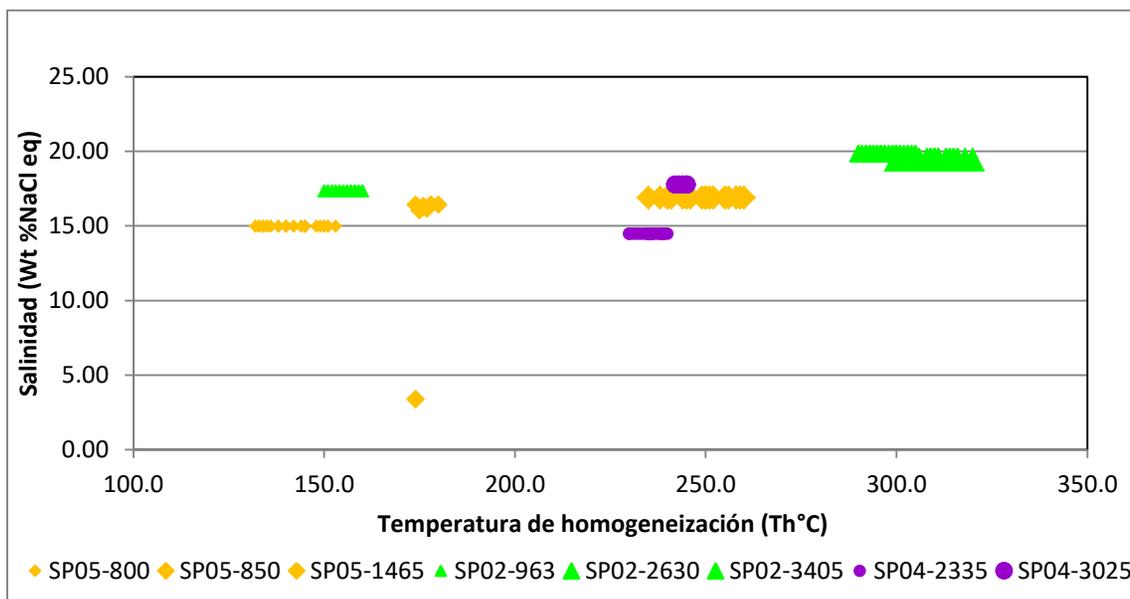


Figura 4.27 Grafico de salinidad vs temperatura de homogeneización para distinguir la tendencia de las poblaciones totales de datos medidos por muestra.

Dentro de las poblaciones de datos medidos en cada muestra, no se observan tendencias negativas que demuestren la existencia de procesos de ebullición (Figura 4.27). En casi todas las muestras se presentan valores de salinidad iguales con variaciones muy mínimas en la temperatura de homogeneización. En el gráfico se observa que por muestra, estas variaciones son menores de 25°.

La muestra de calcita de SP05-850 describe bien un proceso de ebullición tomando en cuenta solamente los valores extremos mínimo y máximo de salinidad. Sin embargo, la población total de los datos que se midieron en esta muestra, no describe una tendencia negativa como se esperaría de un proceso de ebullición.

5. DISCUSION

Los sistemas geotérmicos ocurren en un amplio rango de ambientes geológicos dentro de la corteza terrestre pero son más frecuentes en regiones de volcanismo activo o muy reciente, como es el caso del margen occidental de América en el Pacífico. Muchos de los sistemas que se han ubicado en este margen han sido ampliamente explorados con la finalidad de su utilización para la generación de energía eléctrica. México se encuentra dentro de los diez países con mayor producción de energía geotérmica en el mundo y tiene dentro de su territorio la segunda mayor instalación geotérmica del mundo con 820 MW de potencia instalada en el campo geotérmico Cerro Prieto.

En nuestro país los sistemas geotérmicos más importantes para la generación de energía, se encuentran ubicados en lo que corresponde a la Faja Volcánica Transmexicana que es donde se registra el vulcanismo más reciente y activo. Contenido en esta provincia geológica se encuentra el campo geotérmico Domo San Pedro, que es explotado actualmente por una compañía de orden privado.

5.1 Mineralogía

El estudio y caracterización mineralógica detallada en sistemas hidrotermales, representa una de las bases necesarias para su conocimiento y entendimiento. Una herramienta que ha sido ampliamente utilizada para la caracterización de los minerales en estos ambientes, es la difracción de rayos X, además de los estudios petrográficos de detalle.

El número de estudios que se han realizado para conocer diversos aspectos de los ambientes geotérmicos, es en la actualidad muy amplio; sin embargo la mineralogía que se presenta en estos ambientes; es bastante similar pero depende en proporción variable de: a) las características de las roca madre, b) los procesos hidrotermales que esta ha sufrido, y c) factores relacionados con la estructura de la zona y la textura de la roca alterada.

Lagat (2007), en su trabajo sobre el campo geotérmico Domo Olkaria en Kenia, presenta una adaptación del trabajo de Browne (1984a); en la que resume de manera sencilla la mineralogía resultante de la alteración y las fases primarias de las que esta proviene, generando una síntesis de la mineralogía más representativa del sistema geotérmico. En la

Tabla 5.1a se establece una comparación entre la mineralogía obtenida por este autor y la que se identificó en este trabajo y se pueden apreciar importantes similitudes que se detallaran más adelante.

Cabe destacar que aunque la variedad mineralógica no es extensa, la importancia de su caracterización para entender los proceso de paragénesis; radica en la diferencia de las abundancias con las que se presentan las distintas fases en cada muestra y sobre todo; es muy importante conocer la distribución de estas fases en profundidad (cuando aparecen y desaparecen) y establecer a cada profundidad una correlación mineralógica con los resultados obtenidos en los tres pozos.

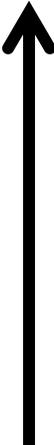
Orden de reemplazamiento	Fases primarias	Productos de alteración
a  Incremento en el orden	Vidrio volcánico	Zeolitas, arcillas, cuarzo, calcita
	Olivino	Clorita, actinolita, hematita, filosilicatos
	Piroxeno, anfíboles	Clorita, ilita, cuarzo, pirita, calcita
	Plagioclasa cálcica	Calcita, albita, adularia, cuarzo, ilita, epidota, esfena
	Sanidino, ortoclasa, microclina	Adularia
	Magnetita	Pirita, esfena, hematita
	Cuarzo	Sin alteración
b  Incremento en el orden	Vidrio volcánico	Zeolitas, arcillas, cuarzo, calcita, clorita, esmectita
		Clorita, actinolita, hematita, filosilicatos
	Piroxenos, anfíboles, mica	Clorita, ilita, cuarzo, pirita, calcita
	Plagioclasa intermedia	Calcita, albita, cuarzo, ilita, epidota, esfena
	Sanidino, ortoclasa, microclina	Ilita, trazas mínimas de caolinita
	Magnetita	Pirita, esfena, hematita, pirrotita
	Cuarzo, cristobalita	Cuarzo
grafito, barita, vaterita, anhidrita, bassanita		

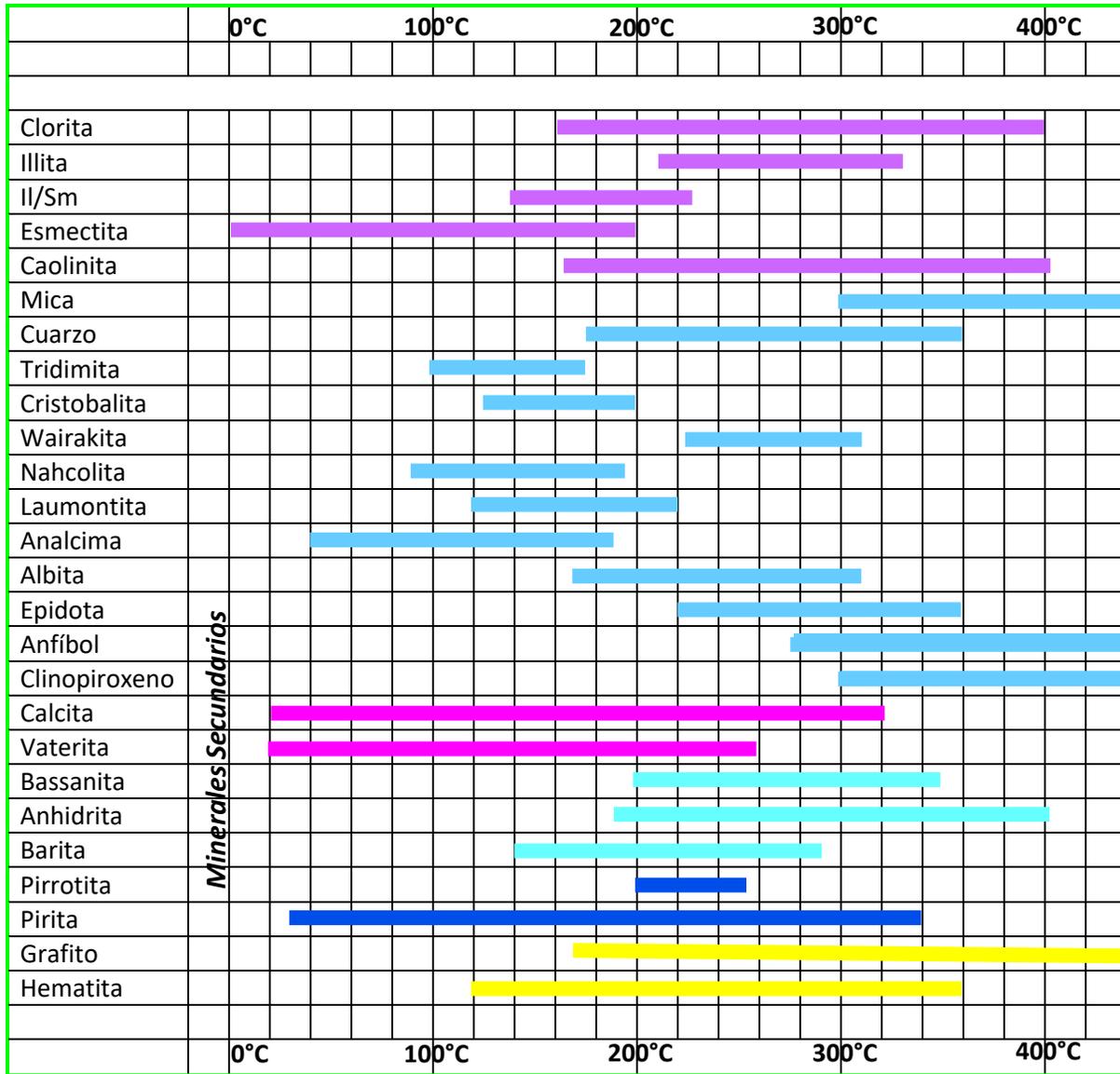
Tabla 5.1 a) *Minerales primarios, orden de reemplazamiento, y productos de alteración de los Domos volcánicos de Olkaria, modificado de Browne (1984) en Lagat (2007).* b) *Se enlista mineralogía primaria y mineralogía secundaria (de alteración) identificada mediante DRX en las 52 muestras analizadas de los tres pozos SP02, SP04 y SP05 ubicados en el Domo San Pedro, Nayarit. Indicadas en color verde, las fases que se identificaron en el Domo San Pedro y que no se reportaron en los Domos de Olkaria.*

5.1.1 Mineralogía de roca total

La mineralogía que se identificó presenta una importante similitud con la que ha sido determinada en diferentes trabajos realizados por Reyes, agrupados en un documento publicado en el año 2000 por la United Nations University, Geothermal Training Programme. Algunas fases son muy recurrentes a lo largo de los perfiles de profundidad en los tres pozos y otras aparecen ocasionalmente; esta última característica es propia de algunas de las fases de alteración identificadas en este trabajo.

Se identificaron; sílice en forma de cuarzo (SiO_2), cristobalita (SiO_2) y tridimita (SiO_2), plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ de tipo andesina de origen primario y albita secundaria, calcita (CaCO_3), vaterita (CaCO_3) ferromagnesianos (anfíboles y piroxenos), feldespatos potásicos (sanidino, microclina y ortoclasa), mica de tipo biotita, pirita (FeS_2), epidota ($\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$), clorita, ilita, esmectita, caolinita (en muy baja proporción), óxidos (hematita principalmente), zeolitas como la wairakita ($\text{Ca}(\text{Si}_4\text{Al}_2)\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anhidrita (CaSO_4), grafito (C) y pirrotita ($\text{Fe}_{0.8-1}\text{S}$). En la tabla 5.1b se observa la discriminación entre mineralogía primaria y secundaria (o de alteración) y en la tabla 5.2 el rango de temperatura en el que cada fase secundaria es estable. Se hace referencia como mineralogía primaria a la mineralización endógena propia de la formación de la roca y como mineralización secundaria a la que se genera por procesos de tipo exógeno; es decir, a los nuevos minerales que se forman y que son estables en los nuevos ambientes supergénicos.

En esta primera aproximación geotermométrica se puede determinar que el rango de temperaturas en que son estables las fases descritas va de los 50° a los 350°C o incluso más para algunas fases particulares. Destaca la presencia de filosilicatos y zeolitas de baja temperatura (esmectita, laumontita) así como de temperaturas intermedias (ilita, clorita, wairakita) lo cual nos permite establecer una zonificación de estas fases con la profundidad.



■ Filosilicatos ■ Silicatos ■ Carbonatos ■ Sulfatos ■ Sulfuros ■ Otros

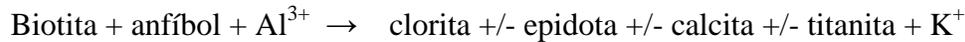
Figura 5.1 Se muestran las fases secundarias identificadas en este estudio y los rangos de temperatura en los que son estables. Rangos de temperatura tomados de Reyes et al. (1994), Reyes (1988) y Reyes (1990).

A continuación se indica la distribución vertical de los minerales secundarios más importantes en los tres pozos para poder establecer la zonación mineralógica de los mismos.

FILOSILICATOS

Clorita; aparece en muestras de los tres pozos y es una de las fases de alteración más abundantes en profundidad, (Ver tabla 5.1), aparece a partir de aproximadamente 800 m y

permanece en los tres perfiles hasta la base de cada uno de ellos. Su formación puede explicarse mediante las siguientes ecuaciones:



Esmectita; en SP02 aparece a los 860m y desaparece a 963m, mientras que en SP04 aparece a los 700m y desaparece en 860m, se trata de una fase de alteración que se encuentra en proporción minoritaria en las muestras en las que se identificó. No se encontró en el pozo SP05. Se formó probablemente por alteración hidrotermal del vidrio de la roca volcánica.

Ilita-mica; en el pozo SP02 se identificó por primera vez en 853m y llega hasta la base del pozo desapareciendo en algunos intervalos. En SP04 aparece a los 885m y desaparece a los 3650m sin llegar a la base del pozo, desapareciendo también en algunos intervalos y en SP05 aparece en 760m y continúa hasta la base. Su formación puede explicarse mediante la siguiente ecuación:



Pero en el caso del Domo San Pedro en la parte más superficial puede asociarse a la transformación de esmectita mediante una secuencia de interestratificados esmectita/illita y en la parte baja a la disolución y recristalización de micas preexistentes. En las zonas más profundas de los pozos se encuentra mica de secundaria ya que la temperatura del sistema es tan alta que la ilita se transformó a un material más cristalino que no se puede diferenciar por DRX de la mica primaria.

ZEOLITAS

Wairakita; mineral que se conoce como de tipo índice en los sistemas geotérmicos, se identificó solamente en tres muestras del pozo SP05 en el tramo de 800 a 1000 metros de profundidad, después desaparece. Se observaron escasos cristales de tamaño muy pequeño en el estereoscopio. La presencia de esta zeolita conjuntamente con la presencia de algunos sulfatos como la anhidrita se considera una evidencia de alta permeabilidad en el sistema.

Analcima; aparece solo en el pozo SP05, inicia su aparición en 850m y permanece hasta la base de este pozo desapareciendo en algunos intervalos.

Nahcolita y laumontita, solo tienen presencia en el pozo SP02 a la profundidad de 860m y 1690m respectivamente, sus apariciones son muy puntuales.

SULFUROS

Pirrotina; se identificó en los tres pozos; en SP02 se encuentra por debajo de los 2300m, pero no permanece hasta la base de pozo, en SP04 se vio por primera vez en 3320m y aparece y desaparece en intervalos aunque permanece hasta la base del pozo, en SP05 se encuentra a 1465m y hasta la base. Presenta un importante grado de magnetismo en todas las muestras, según la literatura, su magnetismo se atribuye a la presencia de vacancias de Fe.

Pirita; es una fase de alteración que se presenta en los tres pozos; en SP02, en tres muestras a partir de 2125 m, en el pozo SP04 aparece en 840m y permanece hasta los 3390m, desapareciendo y reapareciendo intermitentemente, en el pozo SP05 se encuentra en todas las muestras de este pozo. En todas las muestras la abundancia del mineral es muy escasa.

CARBONATOS

Calcita; se identificó en los tres pozos apareciendo a los 853m, 1565m y 760m en SP02, SP04 y SP05 respectivamente, desapareciendo y reapareciendo en ciertos intervalos a lo largo de cada pozo. Su formación puede explicarse mediante la siguiente ecuación:



Vaterita; presenta una probable aparición en el pozo SP04 a los 700m de profundidad, de presentarse su abundancia es muy escasa en la muestra en la que se presenta.

SULFATOS

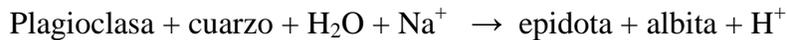
Anhidrita; presente solamente en dos muestras de SP05, la primera de ellas en 850m y la otra a los 1000m.

Bassanita; presentan solo una aparición puntual en el pozo SP02 a la profundidad de 963m.

Barita; presente en una muestra del pozo SP02 a los 963m, asociado con bassanita. Se encuentra en una proporción muy minoritaria.

OTROS

Epidota; un mineral de gran importancia en este campo geotérmico. Aparece en los tres pozos a diferentes profundidades, en SP02 aparece a 3250m y permanece hasta la base, en los pozos SP04 y SP05 inicia después de los 800m y aparece y desaparece en algunos intervalos de profundidad y permanece también hasta la base de ambos pozos donde pasa a ser un mineral muy abundante. Su formación puede explicarse mediante la siguiente ecuación:



Grafito; solamente aparece en el pozo SP02 a la profundidad de 1945m, permanece en tres muestras hasta 1560m donde desaparece

5.1.2 Mineralogía de filosilicatos

La caracterización de la mineralogía de los filosilicatos se hizo también con la ayuda de la difracción de rayos X. Con base en los resultados de las difracciones de roca total, se eligieron las muestras en las que se observó mayor contenido de filosilicatos y se revisaron los siguientes aspectos: a) presencia o ausencia de las fases; b) características texturales o composicionales (politipos, interestratificados, variedades dio-trioctaédricas, etc.) y c) transición entre fases que se relacionan con cambios de la temperatura.

La secuencia litológica atravesada por los tres pozos muestra una zonificación marcada pero de carácter transicional, cuando consideramos los cambios en la naturaleza de los filosilicatos secundarios. Dicha mineralogía de alteración está dominada por la presencia de esmectitas dioctaédricas (tipo montmorillonita y/o beidellita) en la parte más superficial de los pozos, por cantidades variables de illita con cantidades variables de clorita en la parte intermedia y finalmente por clorita con pequeñas cantidades de illita en la parte inferior del sistema.

La revisión estereográfica del material demostró que la alteración primaria se originó principalmente por remplazamiento de los minerales máficos y del vidrio volcánico. En la zona superior (pozo SP05) se encuentran escasos interestratificados predominantemente esmectíticos. En la zona intermedia de los tres pozos se encontró un componente interestratificado predominantemente ilítico (>90%) pero no se pudo observar de manera clara la relación o transición entre estos interestratificados evolucionados (casi pura illita) y la esmectita pura; de tal forma que se interpretan de manera general como productos formados durante diferentes etapas de alteración.

La caolinita únicamente se detectó en muy baja proporción en dos muestras con esmectita y parece encontrarse asociada a pequeñas fracturas y cavidades, esta fase tampoco puede asociarse a la etapa de alteración principal del cuerpo geotérmico y muy probablemente se encuentra en mayor proporción en la parte más superficial del cuerpo geotérmico que no ha sido estudiada ya que no se nos proporcionaron las muestras correspondientes.

Con base a la descripción anterior y en lo referente a la aparición de los filosilicatos se consideraron tres zonas no bien delimitadas y con límites transicionales entre ellas:

Zona esmectítica: la observación estereográfica demuestra que los minerales originales han sido en buena parte reemplazados por minerales secundarios. En esta zona se destaca la presencia de esmectita y escasos interestratificados I/S predominantemente esmectíticos asociados a zeolitas cálcico-sódicas, cuarzo y calcita.

Zona ilítica: se encuentra illita, escasos interestratificados I/S predominantemente ilíticos y de manera progresiva va apareciendo clorita que se relaciona principalmente con la alteración de los minerales máficos primarios. Puntualmente también encontramos epidota, mineral asociado que va a ser muy importante en la zona clorítica.

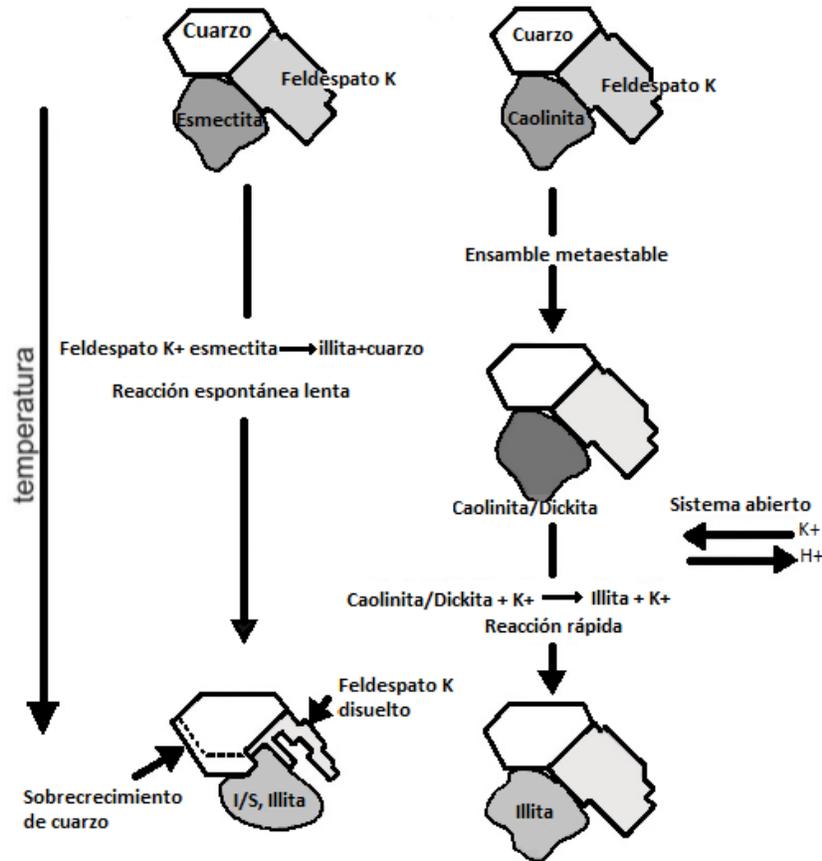


Figura 5.2 Esquema idealizado del proceso de ilitización en función de la mineralogía inicial (Tomado de Berger et al., 1997)

Zona clorítica: en las muestras más profundas la alteración es extensiva. Los minerales característicos son la clorita y la epidota. La illita ya se ha transformado a mica secundaria pero de manera general va disminuyendo la proporción en la que se encuentra, de tal forma que la clorita pasa a ser el mineral predominante.

5.1.2.1 Origen y cristalinidad de la illita-mica

El proceso de formación de illita se da a través de diferentes vías, una de ellas puede ser la transición progresiva de esmectita a illita y otro camino posible es por reacciones de disolución-precipitación bajo condiciones de alta actividad de potasio (K), como se muestra en la figura 5.1. La illita formada por la disolución de un componente esmectítico, involucra un enriquecimiento progresivo de illita; tal sería el caso observado en las muestras del pozo SP05 en el que la proporción de esmectita o de capas expandibles en los interestratificados

de illita/esmectita disminuye (IK crece), en tanto que el componente ilítico aumenta en función de la profundidad

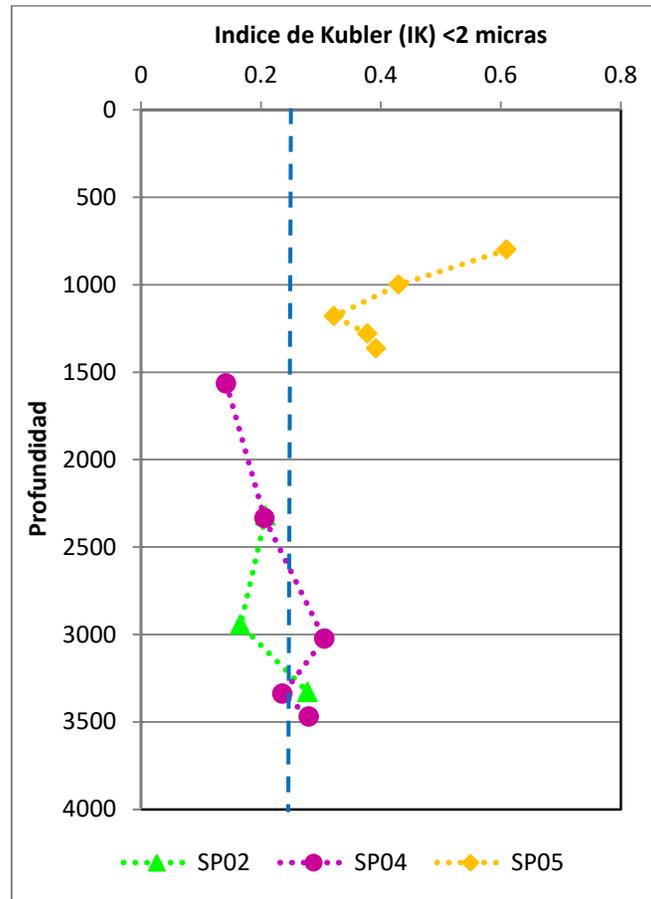


Figura 5.3a Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ilíticas vs profundidad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras. La línea azul a 0.25 indica el límite entre mica-illita según la definición original del índice de cristalinidad de la illita (Kübler et al., 1976)

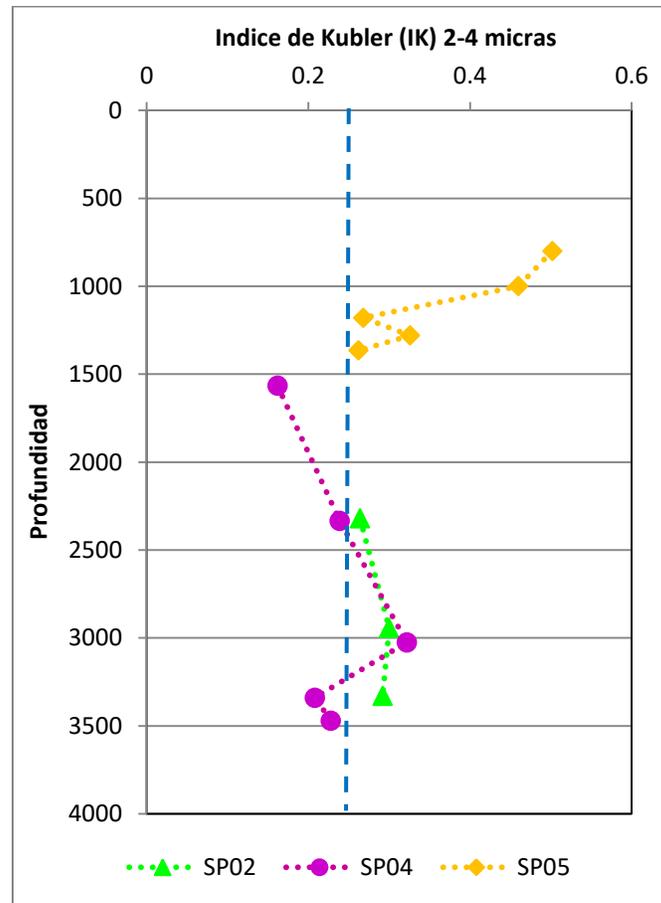


Figura 5.3b—Gráfica del índice de cristalinidad de las fases ílticas vs profundidad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción entre 2-4 micras línea discontinua en 0.25 IK que marca el límite entre ilita y mica. La línea azul a 0.25 indica el límite entre mica–ilita según la definición original del índice de cristalinidad de la ilita (Kübler et al., 1976)

La formación de ilita-mica secundarias por disolución y reprecipitación puede originarse a partir de la caolinita (poco probable para el caso del Domo San Pedro) y de micas detríticas como precursoras principales. Este proceso consiste en la precipitación de la ilita-mica pura (sin interestratificados) a partir de fluidos ricos en K cuya composición está controlada por factores externos. En la parte más profunda de los tres pozos la formación de ilita-mica puede asociarse a la disolución de micas primarias tal y como también ha sido observado por otros autores como por ejemplo Lanson y Meunier (1995) y no a la transformación de esmectita. Esto explica la baja presencia de los componentes interestratificados en el Domo San Pedro.

A parte de la distribución de los filosilicatos en profundidad debemos tomar en cuenta la variación de los índices de cristalinidad de ilita o índice de Kübler (IK) y de la clorita o índice de Arkai (IA).

5.1.2.2 Origen y cristalinidad de la clorita

Las fórmulas estructurales se calcularon con base en lo propuesto por Foster, 1962. De acuerdo con la clasificación propuesta por Zane y Weiss (1998); las cloritas que se analizaron en este trabajo, caen en el campo de las cloritas tipo I en las que; $X_{Mg} + X_{Fetot} > X_{Al} + X_{vacancias}$ y predominan los clinocloros (mayor contenido de Mg), sobre las chamositas (mayor contenido de Fe), de acuerdo a los extremos establecidos por Bailey (1980). (Ver capítulo 4, sección 4.3).

La clorita que se identificó en este trabajo es considerada una fase secundaria, producto principal de la alteración de tipo propilítica que es la que prevalece a lo largo de los pozos solamente cambiando por las asociaciones de alteración que se identificaron de propilítica de mayor temperatura a propilítica de menor temperatura.

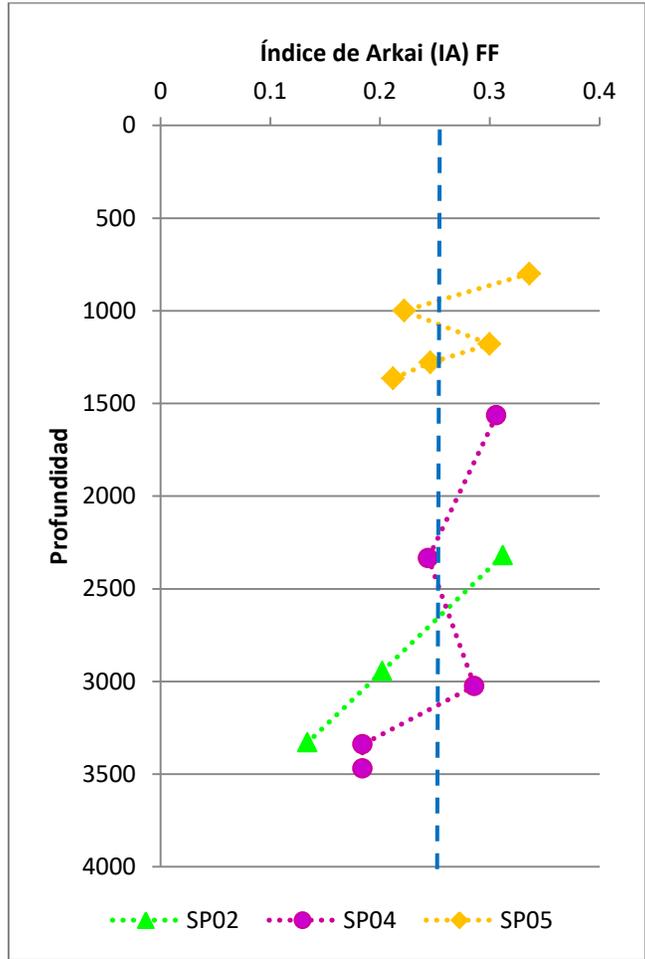


Figura 5.4a Gráfica del índice de cristalinidad de las fases cloríticas vs profundidad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras. La línea azul a 0.25 indica el límite equivalente para clorita entre mica-ilita según la definición original del índice de cristalinidad de la ilita (Kübler et al., 1976)

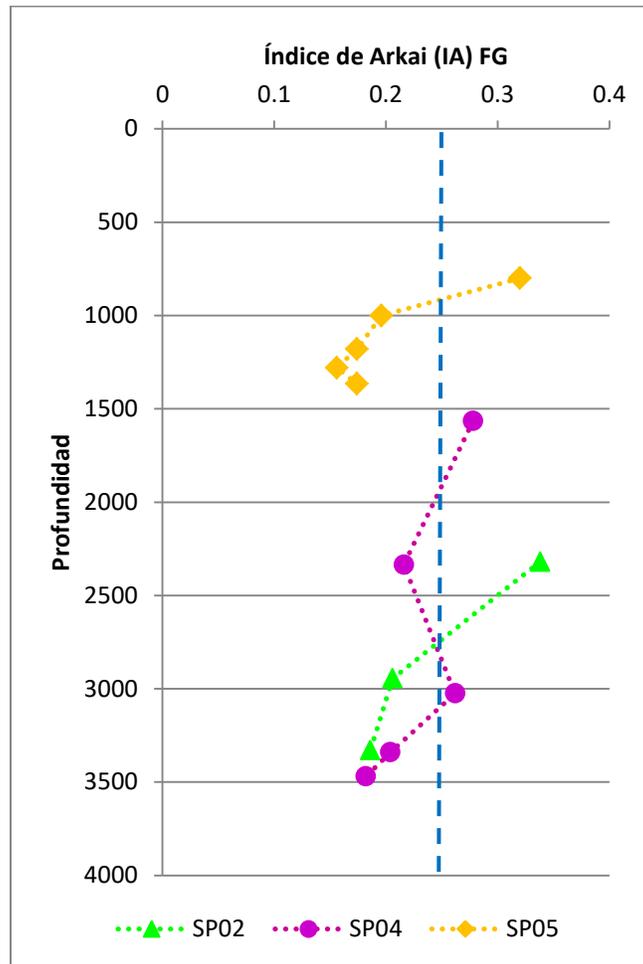


Figura 5.4b Gráfica del índice de cristalinidad de las fases cloríticas vs profundidad de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras. La línea azul a 0.25 indica el límite equivalente para clorita entre mica-ilita según la definición original del índice de cristalinidad de la ilita (Kübler et al., 1976)

El índice de Arkai en ambas fracciones de la arcilla, nos indica una ligera reducción de las temperaturas en el pozo SP04 de 2500m a 3000m.

En una comparación que se hizo de los valores obtenidos en las mediciones del índice de Kübler (IK) y el índice de Arkai (IA) (figuras 5.4a y 5.4b), tomando en cuenta la idea de Tetiker, S. et al 2015, observamos que la mayoría de las muestras caen (en caso de comparar el evento térmico con un episodio de metamorfismo) en el campo de la anquizona (200 a

300°C), con escasas muestras en el área de la diagènesis (principalmente para el pozo SP05) y por tanto indicando para estas muestras temperaturas inferiores a 200°C y algunas muestras (principalmente del pozo SP04) que se proyectan en el campo de la epizona indicando por tanto temperaturas superiores a los 350°C.

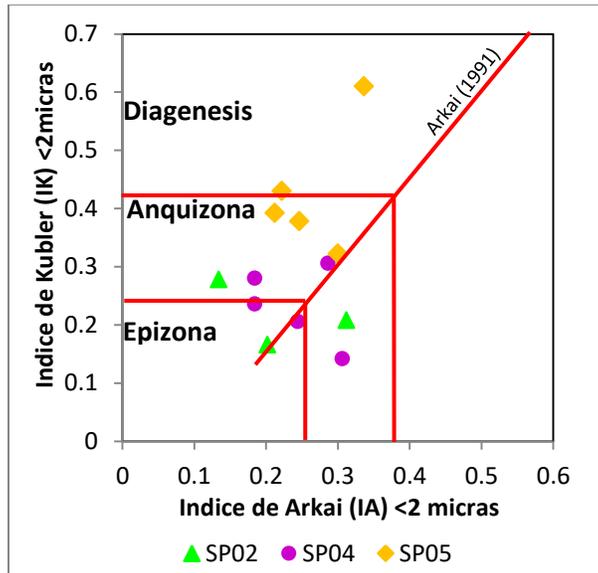


Figura 5.5a Relación entre el índice de Kübler ($\Delta^2\theta$) y el índice de Arkai ($\Delta^0\theta$) en el Domo San Pedro de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción fina <2micras. (Tomado y modificado de Tetiker et al., 2015)

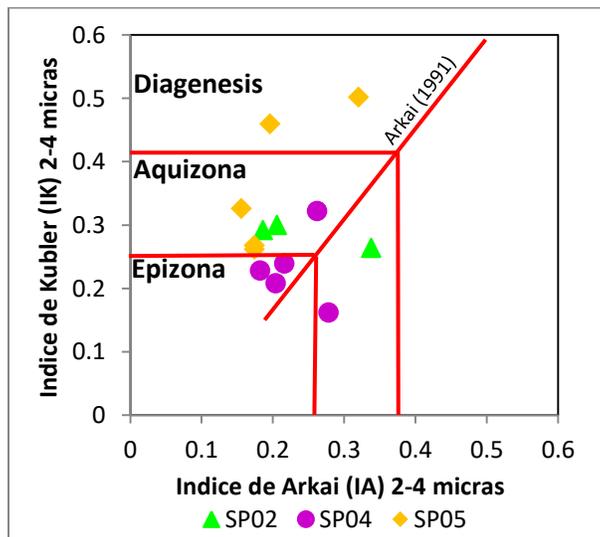


Figura 5.5b Relación entre el índice de Kübler ($\Delta^2\theta$) y el índice de Arkai ($\Delta^0\theta$) en el Domo San Pedro. de las 16 muestras separadas para análisis de la fracción de 2-4 micras. (Tomado y modificado de Tetiker et al., 2015)

A pesar de la dispersión de los datos cabe destacar una gran coherencia en los resultados obtenidos. Las muestras que se proyectan en el campo de la epizona corresponden a posibles relictos de micas primarias no totalmente destruidas y/o a sericitas secundarias y son principalmente del pozo SP04.

5.1.3 Mineralogía de la epidota en el Domo San Pedro

La epidota rica en hierro es un producto común de metamorfismo a temperaturas mayores que 290 a 310°C. La epidota en este estudio, se encuentra asociada a minerales tales como clorita, cuarzo, pirita, hematita y albita. No se pudo establecer una zonificación de las variaciones composicionales observadas para este mineral. Para establecer una clasificación más detallada del mismo y poder entender un poco mejor su génesis sería interesante hacer nuevas separaciones de este mineral y medir lantánidos en los concentrados tal y como han recomendado autores como Grases y Markl (2008).

5.2 Alteraciones hidrotermales en el Domo San Pedro

Como es conocido ampliamente, en los ambientes geotérmicos, ya sean activos (campos geotérmicos) o fósiles (yacimientos minerales hidrotermales) se generan distintas asociaciones de fases minerales; los minerales primarios tienden a ser alterados a minerales secundarios a través de lo que llamamos alteraciones hidrotermales.

El desarrollo de minerales de alteración, también llamados minerales secundarios está en función de la actuación de diferentes factores tales como son la temperatura, permeabilidad, presión, composición de los fluidos, composición inicial de la roca y el tiempo de duración de la actividad hidrotermal. (Lagat, 2007)

Una gran cantidad de estudios -por ejemplo Giggenbach (1981 y 1987), Hedenquist et al. (1986 y 1987), Camprubi y Albinson (2006)- que se han realizado a este tipo de depósitos, sobre todo en el área de los yacimientos minerales, han permitido establecer modelos ideales de yacimiento en los que se muestran las alteraciones y asociaciones correspondientes, así como la influencia que tiene cada tipo de alteración generando una zonificación.

Los campos geotérmicos son la expresión superficial de la actividad hidrotermal relacionada al emplazamiento de intrusiones magmáticas cuyas raíces profundas son los depósitos de pórfidos cupríferos (Henley y Ellis, 1983), mismos que en las partes intermedias están constituidos por los depósitos epitermales como muestran por ejemplo Hedenquist et al. (1998).

Existen dos tipos de procesos que operan simultánea o sucesivamente dependiendo de la localización y del periodo de actividad del sistema; el primero de ellos es la alteración de los minerales primarios y el segundo, la precipitación directa de los mismos a partir de las soluciones sobresaturadas.

Considerando la rapidez de los cambios a través del tiempo; dentro de la misma roca pueden quedar grabados varios episodios de formación de minerales de alteración. De esta manera, el resultado es una combinación complicada de diferentes especies minerales que no necesariamente deben considerarse como parte de una única secuencia paragenética.

Las primeras clasificaciones de las alteraciones estaban basadas en las paragénesis de los minerales secundarios predominantes y han sido utilizadas para definir de manera general cuatro zonas de alteración alrededor de los depósitos de pórfidos de cobre; 1) potásica (feldespato potásico, biotita, sericita, clorita, cuarzo), 2) fílica (cuarzo, sericita, pirita, clorita, interestratificados I/Sm), 3) propilítica (clorita, epidota, albita y carbonatos) y 4) argílica (caolinita, esmectita, clorita); (Creasey, 1959 y Utada, 1980).

Para clasificar a las alteraciones desde el punto de vista químico generalmente se consideran tres grupos de alteraciones de acuerdo a los valores de las relación **cationes/H⁺**; (Lagat, 2007)

- 1) Alteración Ácida: relación Cationes /H⁺ baja,
- 2) Alteración Intermedia: relación Cationes/H⁺ mediana
- 3) Alteración Alcalina: relación Cationes/H⁺ alta,

Se conoce que las características de los fluidos que producen la alteración están relacionadas con la naturaleza del sistema magmático ya que la solubilidad de los

componentes volátiles dependerá de dicha composición. En general los magmas félsicos serán más ricos en volátiles que los magmas básicos. De esta forma el pH de la solución depende de su salinidad que a su vez viene controlada por la interacción de los aluminosilicatos y el agua (Giggenbach, 1988). Para el caso del Domo San Pedro en base a las alteraciones minerales identificadas podemos concluir la presencia predominante de fluidos neutros a alcalinos ($\text{pH} \geq 7$) con una baja proporción de HCl, HF y SO_2 y una alta concentración de elementos alcalinos y alcalino-térreos e intermedia de CO_2 (presencia de carbonatos y zeolitas ricas en calcio)

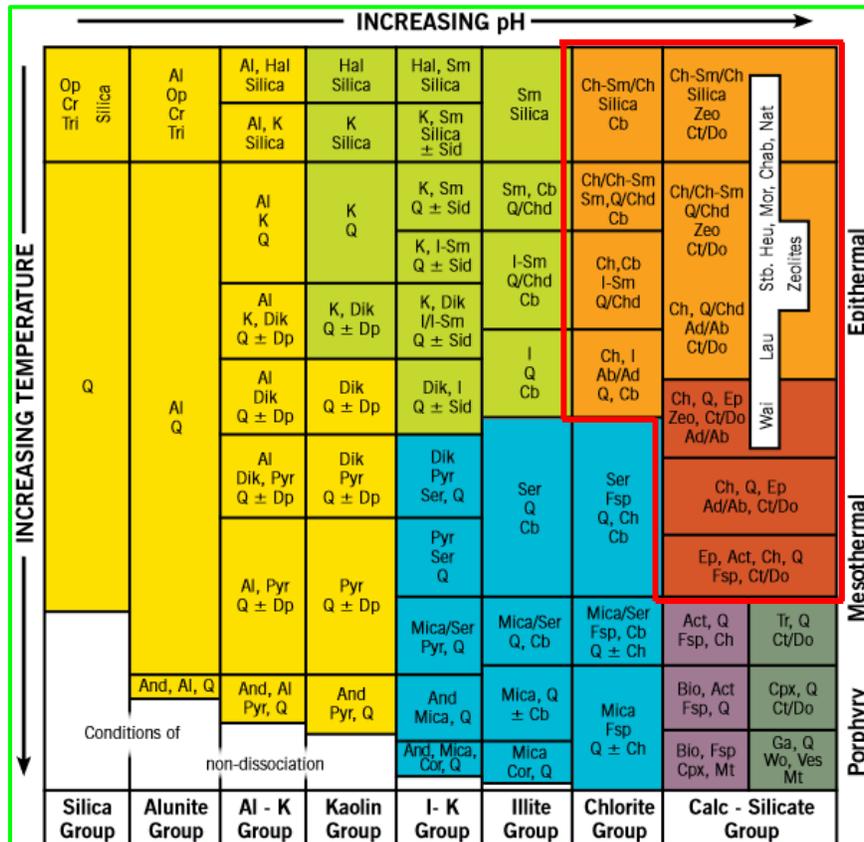


Figura 5.6 Esquema de las asociaciones minerales de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes, después de Corbett y Leach (1997). Se resalta en rojo los ambientes hidrotermales que intersectan los pozos SP02, SP04 y SP05 de acuerdo a las asociaciones de alteración identificadas en este trabajo.

Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bio = biotita, Cb = carbonatos (Ca, Mg, Mn y/o Fe), Chab= chabazita Chd=calcedonia Ct = calcita, Ch = clorita, Cor = corindón, Cr = cristobalita, Dik = dickita, Dp = diáspora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fsp = feldespatos potásicos, Ga = granate, Hal = halloysita, I= illita, I-Sm = illita-esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita,

Op = ópalo o sílice opalina, Pyr = pirofilita, Cpx = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Ser = sericita, Sid = siderita, Sm = esmectita o esmectita-illita, Stb = estilbita, Tr = Tremolita, Tri = tridimita, Ves = Vesuvianita, Zeo = zeolitas, Nat = natrolita, chabazita, Mor = mordenita, Heu = heulandita, Lau = laumontita; Wai = wairakit, Wo = wollastonita.

A continuación se mencionan los tipos de alteración más importantes en los ambientes hidrotermales enfatizando la presencia e importancia de cada tipo en el sistema geotérmico Domo de San Pedro.

Alteración propilítica

La alteración propilítica le confiere una coloración verdosa a la roca debido a que los nuevos minerales que se forman son de color verde. Estos minerales incluyen clorita, epidota, actinolita y plagioclasa albitizada. Usualmente estos minerales se forman a partir de la descomposición de minerales que albergan Fe y Mg tales como la biotita, anfíboles y piroxenos, aunque también pueden encontrarse reemplazando a los feldespatos. La alteración propilítica ocurre a altas temperaturas; la presencia de clorita - epidota indica temperaturas de 220 a 340°C y la aparición de actinolita - tremolita 280-350 °C. Esta alteración es la principal que encontramos en el Domo de San Pedro específicamente en las zonas profundas de los pozos. Está presente en la zona íltica (alteración subpropilítica) pero también y especialmente en la zona de la clorita (alteración propilítica en sentido estricto). En la parte más profunda del pozo se identificaron pequeñas cantidades de anfíbol pero no se logró identificar si eran de naturaleza primaria o secundaria.

Alteración argílica

La alteración argílica es en la que se presenta cualquiera de los minerales de la amplia variedad de los que se engloban en este grupo de las arcillas, incluyendo, caolinita, esmectita e illita. La alteración argílica es generalmente un evento de baja temperatura y algunos pueden ocurrir a las condiciones atmosféricas. Los indicadores más tempranos de una alteración argílica incluye el blanqueamiento de los feldespatos. Una subcategoría especial de la alteración argílica es la alteración argílica avanzada, esta alteración consiste en la presencia de caolinita + cuarzo + hematita + limonita + feldespatos blanqueados y alterados a sericita. La presencia de esta asociación sugiere un bajo pH (altamente ácido),

condiciones y temperaturas menores a $<220^{\circ}\text{C}$. A más altas temperaturas, se formarían minerales propios de la alteración propilítica. A pesar de que encontramos esmectita en la parte superior de los pozos, esta se encuentra asociada a zeolitas, carbonatos y sílice que nos indican que más que una alteración argílica debemos definir a la misma como una alteración subpropilítica. La presencia de caolinita es mínima y puntual aspecto que refuerza la clasificación anterior. Nos faltaría poder caracterizar muestras de la parte más superficial del sistema para excluir totalmente la presencia de este tipo de alteración.

Alteración sericítica o fílica

La alteración sericítica genera la formación del mineral sericita, que es una mica blanca de grano muy fino, típicamente este mineral se forma por la descomposición de feldespatos por lo se encuentra reemplazando a este último. En el campo su presencia en una roca puede ser detectada por su blandura ya que se puede rascar fácilmente, también tiene un tacto bastante graso cuando está presente abundantemente y su color es blanco, amarillento, dorado verdoso. La alteración sericítica implica condiciones de pH bajo y temperaturas aproximadas entre $300-400^{\circ}\text{C}$. Cuando la asociación es sericita + cuarzo; es llamada alteración fílica, este tipo de alteración es muy común en los pórfidos cupríferos y puede contener cantidades apreciables de piritita diseminada. No tenemos evidencia de alteración fílica en ninguna parte del sistema del Domo San Pedro ya que si bien las temperaturas determinadas si están en el rango característico de esta alteración las condiciones de pH fueron probablemente más elevadas (menos ácidos) y este tipo de alteración no se llegó a formar.

Alteración potásica

La alteración potásica es un tipo de alteración de relativa alta temperatura el cual resulta de un enriquecimiento de potasio. Este estilo de alteración se puede formar por ejemplo antes de la cristalización completa de un magma. La alteración potásica puede ocurrir en ambientes plutónicos más profundos donde la ortoclasa será formada o en ambientes más someros donde se forma adularia. La paragénesis de esta alteración es biotita, feldespato K, adularia, ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a temperaturas entre $350-550^{\circ}\text{C}$ y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de

plutones intrusivos. No se han identificado feldespatos potásicos secundarios o neoformados indicando que si bien está alteración podría definirse a mayor profundidad, la misma no se ha observado en las muestras disponibles del Domo San Pedro.

Alteración silícica

La silicificación es la adición de sílice secundaria al sistema, es uno de los tipos de alteración más comunes y ocurre en muchas formas diferentes, Una muy buena porosidad de la roca facilita este proceso de alteración. La silicificación puede ocurrir sobre un amplio rango de temperaturas. Para el caso del domo de San Pedro la presencia de cristobalita y tridimita en algunas muestras nos creó la duda de si estas fases son primarias (poco probable) o corresponden a la presencia de una alteración más ácida en las partes superficiales a las que no tuvimos acceso.

En la observación estereográfica de las muestras fue complicado discriminar entre la sílice primaria y la asociada a la silicificación tardía ya que las muestras eran material totalmente fragmentado del que no fue posible hacer láminas para estudiar las texturas y entender de manera detallada la afectación en el sistema por la presencia de sílice secundaria. No se encontró una zonificación clara de esta alteración con la profundidad y se desconoce su presencia en la parte más somera de los pozos ya que no tuvimos acceso a ese material.

Otras alteraciones que son menos comunes en estos ambientes son; alteración albitica (puntual en el DSP), carbonatización (muy escasa en el DSP), alteración alunítica (ausente en el DSP), alteración zeolítica (no propiamente ya que las zeolitas se encuentran asociadas a otras fases y no definen la alteración por ser poco abundantes), serpentización (ausente) y alteración por talco y la oxidación (presente en muy baja muy proporción y con distribución irregular en el DSP).

En resumen se concluye que las alteraciones encontradas en el Domo de San Pedro son predominantemente la propilítica y subpropilítica con evidencias puntuales de otras alteraciones de diferente naturaleza. Aunque se detectó la presencia de caolinita en dos muestras aisladas en absoluto no se puede hablar de alteración argílica (la caolinita está ausente casi en todo el sistema estudiado) o de alteración potásica.

Según esta clasificación más detallada, para el caso del campo geotérmico estudiado, aproximadamente un 90% de las muestras analizadas pueden asociarse a la alteración propilítica y subpropilítica (área delimitada en color rojo en la figura 5.6). Únicamente un 2% de las muestras más profundas podrían relacionarse como un inicio de alteración potásica y un 1% con alteración argílica por la presencia de caolinita y o tridimita, cristobalita. Estas muestras minoritarias son importantes ya que corresponden, a pesar de ser poco abundantes; a alteraciones formadas en otras condiciones evidenciando la presencia de más de un episodio de alteración hidrotermal.

En las zonas de baja temperatura encontramos la asociación de zeolitas con esmectitas. Esta asociación se relaciona en la literatura con una lixiviación de sílice. La observación petrográfica nos permite determinar que las zeolitas se formaron tanto por alteración del vidrio y/o por alteración del feldespato.

5.2.1 Factores físico-químicos en las alteraciones

Tomando en cuenta que los factores que influyen la distribución y el tipo de asociaciones minerales de alteración presentes en los sistemas hidrotermales incluyen permeabilidad, composición de la roca y del agua, temperatura, presión y duración de la alteración hidrotermal (por ejemplo Browne y Ellis, 1970), se comentan a continuación brevemente estos aspectos para el caso particular del Domo San Pedro.

Permeabilidad

La permeabilidad de las rocas controla el acceso de los fluidos geotérmicos que son los que causan la alteración hidrotermal de las mismas rocas y la precipitación de los minerales secundarios en espacios abiertos. Las rocas que tienen una permeabilidad muy restringida, sufren solo una alteración muy débil. La cristalinidad de la roca huésped es de gran importancia porque el vidrio es por mucho más fácilmente alterable que los componentes cristalinos. La permeabilidad de la roca puede ser primaria (propia de la roca) o secundaria (generada por factores externos como son fracturamiento, disolución de material preexistente). Dado que la alteración observada en el material estudiado es muy alta, se cree que el grado de permeabilidad del sistema era de medio a alto. En muchos casos casi no se preserva nada de la mineralogía original y que por tanto se concluye que la presencia de

material de baja cristalinidad y vidrio en la roca original favoreció una destrucción prácticamente total de la mineralogía original.

Composición química

La composición química de la roca huésped determina la disponibilidad de los componentes para formar los minerales de alteración. Las rocas del Domo San Pedro son de tipo andesítico y por alteración permitirán liberar y reorganizar en forma de nuevos minerales los siguientes elementos:

- La alteración del vidrio y la plagioclasa permite liberar: Al, Na, Ca, Si
- La alteración del feldespato potásico: Al, K, Si
- La alteración de biotita: K, Mg y Fe que permiten la formación de cloritas

Los principales minerales formados como resultado de la alteración hidrotermal en el Domo de San Pedro son filosilicatos (esmectita, ilita-mica y clorita) y otros silicatos como las zeolitas. La formación de estas arcillas y otros silicatos (zeolitas y epidotas) en el campo geotérmico estudiado se pueden relacionar básicamente con tres mecanismos diferentes:

- a) Alteración de silicatos de alta temperatura (p.ej. albitización de feldespatos evidente a la gran cantidad de albita que se determinó mediante el análisis mineralógico por DRX).
- b) Transformación de minerales del grupo de las arcillas (“clay minerals”) preexistentes (p.ej. cloritización de biotita e incipiente ilitización de esmectita)
- c) Precipitación directa de los fluidos (p. ej. precipitación de zeolitas y precipitación de sílice).

Adicionalmente y con base en la identificación de los aluminosilicatos (ilita, laumontita, montmorillonita y wairakita) encontrados a diferentes profundidades del sistema estudiado podemos concluir (por ejemplo Inoue et al., 2010) que la estabilidad de estas fases secundarias minoritarias estuvo delimitada por la fugacidad de CO₂ que estaría en valores próximos a 0 durante la formación de laumontita y de 3 para la wairakita que es la zeolita de mayor temperatura.

Temperatura

La temperatura es el factor más significativo en la alteración hidrotermal porque la mayor parte de las reacciones químicas requiere de temperaturas elevadas, ya que los minerales

que participan en estas reacciones son termodinámicamente estables a altas temperaturas. Esta temperatura se puede relacionar con la composición química de algunos minerales (en nuestro caso la clorita, ver apartado 5.4) que se utilizan como geotermómetros.

Presión

Las presiones a las profundidades que han sido penetradas por los pozos en los campos geotérmicos en el mundo, no es suficiente para afectar de manera importante la transformación de minerales de alteración hidrotermal (Browne y Ellis, 1970). La presión controla la profundidad a la que ocurre el proceso de ebullición. Las altas salinidades encontradas en el estudio de inclusiones fluidas evidencian la existencia de procesos de ebullición.

Tiempo de duración de la alteración hidrotermal

El tiempo que dura la interacción del fluido con la roca, determinara el grado de afectación (intensidad de la alteración) de esta y también el volumen de fases de alteración. En los límites de placa donde la actividad tiene un registro continuo, los sistemas geotérmicos están continuamente siendo realimentados por nuevas fuentes de calor. El sistema volcánico del Domo San Pedro se relaciona con diferentes periodos de actividad volcánica que van del Plioceno al Cuaternario. Las emisiones más antiguas fechadas son de 2.3Ma y se ha registrado actividad volcánica de manera discontinua hasta los 0.03Ma (Petrone et al., 2001; Frey et al., 2004; Ferrari et al., 2006) y geotérmica hasta el presente dado que el campo se encuentra actualmente en plena explotación.

5.3 Geotermometría en minerales (clorita e illita) del Domo San Pedro

La clorita puede ser utilizada como geotermómetro en el área del Domo San Pedro porque las características de este mineral nos permiten proponer que todas las cloritas analizadas son el resultado de la alteración de los minerales (ferromagnesianos principalmente) primarios y por tanto están asociadas directamente a la alteración hidrotermal producida en el campo. Como ya se mencionó en los capítulos anteriores, la geotermometría de clorita ha sido ampliamente utilizada para determinar las condiciones de temperatura a la que se encontraba el fluido a partir del cual estas fueron precipitadas.

Silva et al. (2010) propone que la aplicación de los geotermómetros empíricos propuestos por los diferentes autores tienen validez cuando las composiciones de las cloritas que se utilizaron para calibrar el geotermómetro y las de las cloritas que se analizan para un estudio concreto; son muy similares, en el caso contrario los datos que se generen no representan información confiable. De esta manera, estos autores, en la comparación de sus resultados, optan por tomar en cuenta para un dato en particular, aquel geotermómetro que se ajuste más en composición a pesar de que a dicha muestra se hayan aplicado dos o más geotermómetros para el cálculo de temperatura.

Estos mismos autores definen de esta manera sus temperaturas con base en diferentes geotermómetros aunque sus muestras correspondan a un mismo nivel estratigráfico o unidad de roca. En este estudio se optó por no retomar este mismo criterio ya que se intentó utilizar para todas las muestras el/los mismos criterios de cálculo de temperatura para poder establecer una comparación coherente de los mismos. El geotermómetro de Kranidiotis y MacLean (1987) fue el que generó datos más discordantes con los obtenidos del resto de los geotermómetros que se aplicaron, debido a esta discrepancia, se decidió eliminar los datos que este generó.

Existen variaciones en las composiciones de las cloritas en lo que respecta a contenidos de Si en el espacio tetraédrico (IV), Al en coordinación octaédrica (VI) y de vacancias; que de acuerdo con varios autores, De Caritat et al. (1993); Cathelineau y Nieva (1985); Kranidiotis y Mac Lean (1987) y Zang y Fyfe (1995), un decremento en el contenido de estos elementos, indica un incremento en la intensidad de la alteración hidrotermal. Un incremento en la cantidad de Al en la posición tetraédrica (IV) y en la proporción $Fe/(Fe+Mg)$, así como un incremento también en la suma de cationes en el sitio octaédrico, indican también una alteración hidrotermal más intensa.

Para las muestras con clorita del Domo San Pedro analizadas, estas variaciones no son uniformes para una muestra dada, ni parecen definir un patrón lineal perfecto en el que se pueda determinar que la alteración fue siempre mayor a más profundidad, sino que más bien parece haber alteración medianamente intensa con ciertas variabilidades en la composición incluso en muestras de la misma profundidad y con variaciones más pequeñas en distintos análisis dentro del mismo grano, lo que genera una idea de alteración por el

régimen de flujo de fluidos conjugado con las características locales de permeabilidad de la roca, que darán dispersión a los datos geotermométricos obtenidos y poca robustez estadística al momento de establecer un modelo del sistema.

5.3.1 Geotermometría de los tres pozos

En las figuras 5.7a, 5.7b y 5.7c se muestra de manera gráfica la comparación obtenida para los diferentes geotermómetros en cada uno de tres pozos. Para el pozo SP02 observamos que para los tres geotermómetros utilizados se registra un incremento de temperatura con la profundidad con una tendencia bastante regular y integrando datos de microtermometría de inclusiones fluidas (IF) y geotermómetros empíricos en clorita (GECI) juntos se identifican valores mínimos de temperatura de 150°C (IF) y máximos de 358°C (GECI). Existe buena coincidencia de los valores de los geotermómetros de clorita con los datos microtermométricos de inclusiones fluidas, sin embargo siempre los valores de las inclusiones fluidas son de manera recurrente ligeramente más bajos. Para la geotermometría de illita observamos la misma tendencia pero valores de temperatura siempre más bajos (aprox. -20°C a -40°C).

Para el pozo SP04 la tendencia observada es similar pero como tenemos pocos datos de inclusiones fluidas por lo que es más complicado comparar los datos obtenidos con esta técnica que los obtenidos a partir de la química de las cloritas. De nuevo la curva geotermométrica basada en la utilización de los datos de cristalinidad de illita-mica nos da los valores de temperatura más bajos de manera recurrente. Además la tendencia de $\Delta^{\circ}T$ con la profundidad es contraria a la esperada ya que parece que la temperatura disminuye con la profundidad; esto se debe a que las mediciones del IC en la zona comprendida entre 1500 y 2500m, corresponde a los relictos de mica preexistente más que a auténticas micas. Integrando datos de Inclusiones fluidas (IF) con datos de los geotermómetros empíricos de clorita se identifican valores mínimos de 230°C (IF) a 380°C (GECI). Para la misma profundidad los datos de IF son más bajos que las de los GECI.

Finalmente para el pozo SP05 los valores más bajos se obtienen de las inclusiones fluidas (170°C). Para la illita se registra una curva irregular de la variación de la temperatura con la profundidad. El rango completo de temperaturas en este pozo más somero va de 170°C a

354°C. Existe para la misma profundidad una discrepancia entre los datos de IF y las de los GECl que pensamos que se puede deber a que existen diferentes episodios de silicificación y que en este caso las muestras seleccionados para la medición microtermométrica de las inclusiones fluidas corresponde a un evento más tardío y con menor temperatura que el que determino la formación de las cloritas.

En resumen pensamos que el dato más persistente parece ser el dato geotermométrico de las cloritas conjuntamente con el dato microtermométrico de las inclusiones fluidas en cuarzo. Esto se debe a que para ambos geotermómetros el dato final se basa en varias mediciones en el mismo mineral de forma que el valor final viene siendo un dato estadístico y probablemente más real. Para el caso de las ilitas por la dificultad en la separación e identificación de las mismas los datos son de carácter más individual (y puntual).

Por otra parte y como aspecto más importante debemos tomar en cuenta que diferentes observaciones y resultados nos indican que muchas de las ilitas proceden de micas preexistentes y que en algunos casos este mineral neoforado, presenta restos del mineral primario.

De esta forma el índice de cristalinidad de la ilita (índice de Kübler) en algunas muestras (esencialmente parte superficial y media de los pozos) no se puede considerar únicamente asociado a los minerales neoforados y por tanto es menos confiable incluso que el índice de Arkai (cristalinidad de clorita) ya que la clorita si está asociada de manera exclusiva con la alteración geotérmica. Desgraciadamente el índice de Arkai no está tan estudiado como el índice de Kübler y su calibración respecto a la temperatura es menos conocida y aunque consideramos que tiene un gran potencial en campos geotérmicos con alteración propilítica deberían hacerse calibraciones con litologías y gradientes geotérmicos conocidos.

Los resultados nos indican también que el índice de Kübler será de utilidad en campos geotérmicos de menor temperatura en los que podamos asegurar que la ilita está de manera univocada asociada a la alteración geotérmica probablemente por transformación de la esmectita y la formación progresiva de interestratificados.

En el caso de temperaturas próximas a los 300°C es difícil discriminar entre la ilita neoforada y la ilita-mica primaria ya que el politipo de la ilita el mismo que el de la mica.

Incluso en la parte más profunda de los pozos del Domo San Pedro ya tenemos la formación de mica similar a la mica de origen magmático en lo referente a su estructura y en ese caso el índice de Kübler ya no es aplicable.

5.3.2 Comparación de datos geotermométricos de los tres pozos y zonificación geotérmica

Si comparamos los datos geotermométricos de los tres pozos (ver figura 5.8) observamos que las temperaturas siempre son altas (con excepción de la parte superficial del pozo SP02) y que si bien existe un incremento de las mismas en profundidad ese no es excesivamente grande (máximo 100°). Este hecho coincide con la predominancia de la alteración propilítica a partir de los 1000m de profundidad y nos confirma que probablemente que la zona con esmectitas (con escasos datos geotermométricos) más superficial debe relacionarse con otro evento de alteración diferente sobreimpuesto al anterior.

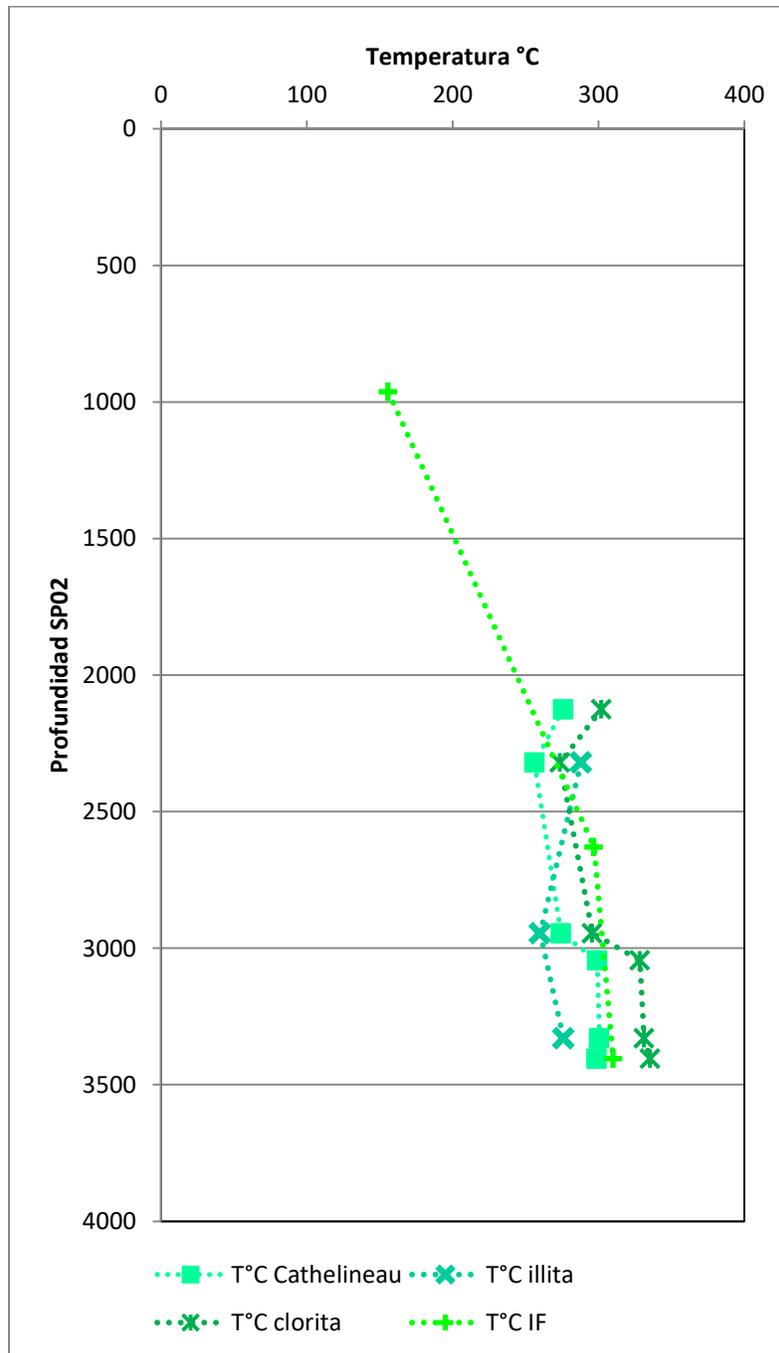


Figura 5.7a Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP02

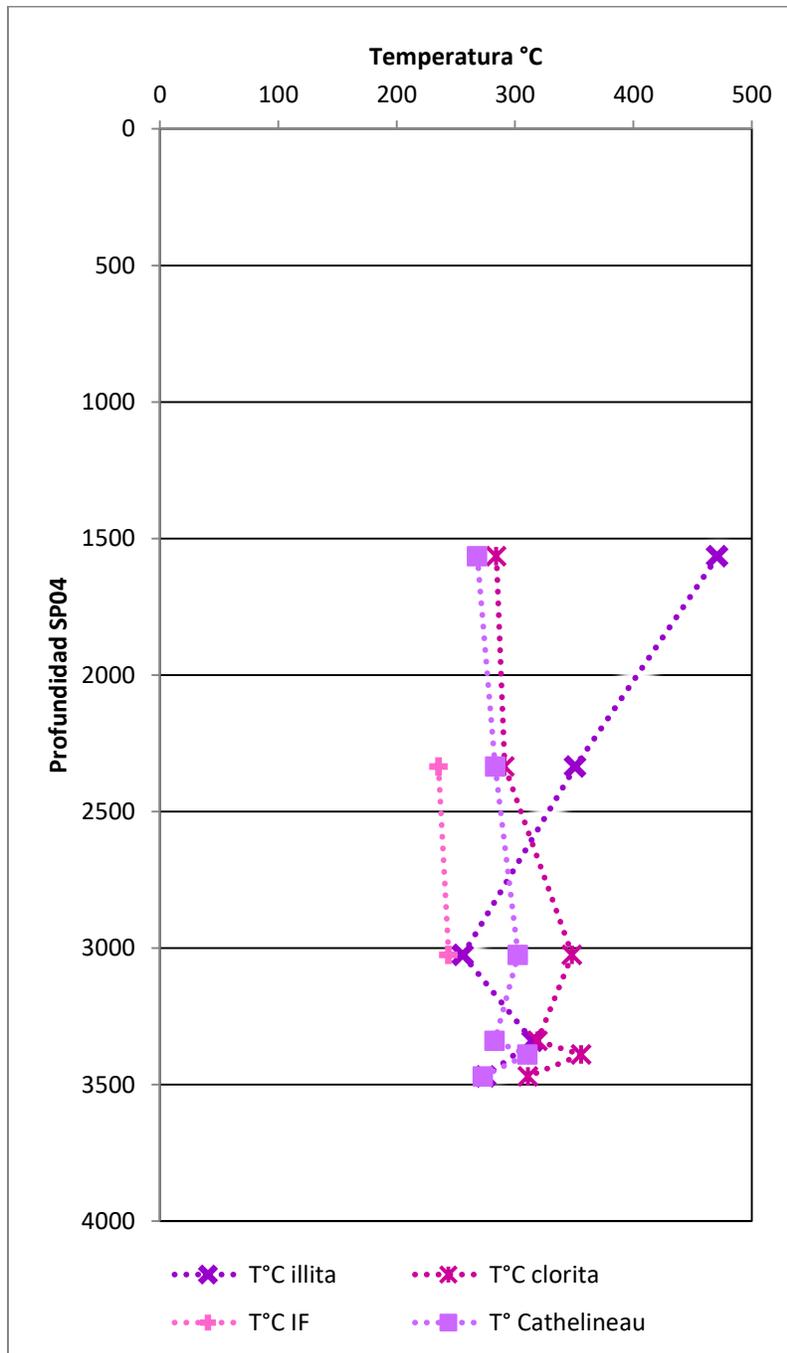


Figura 5.7b Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP04

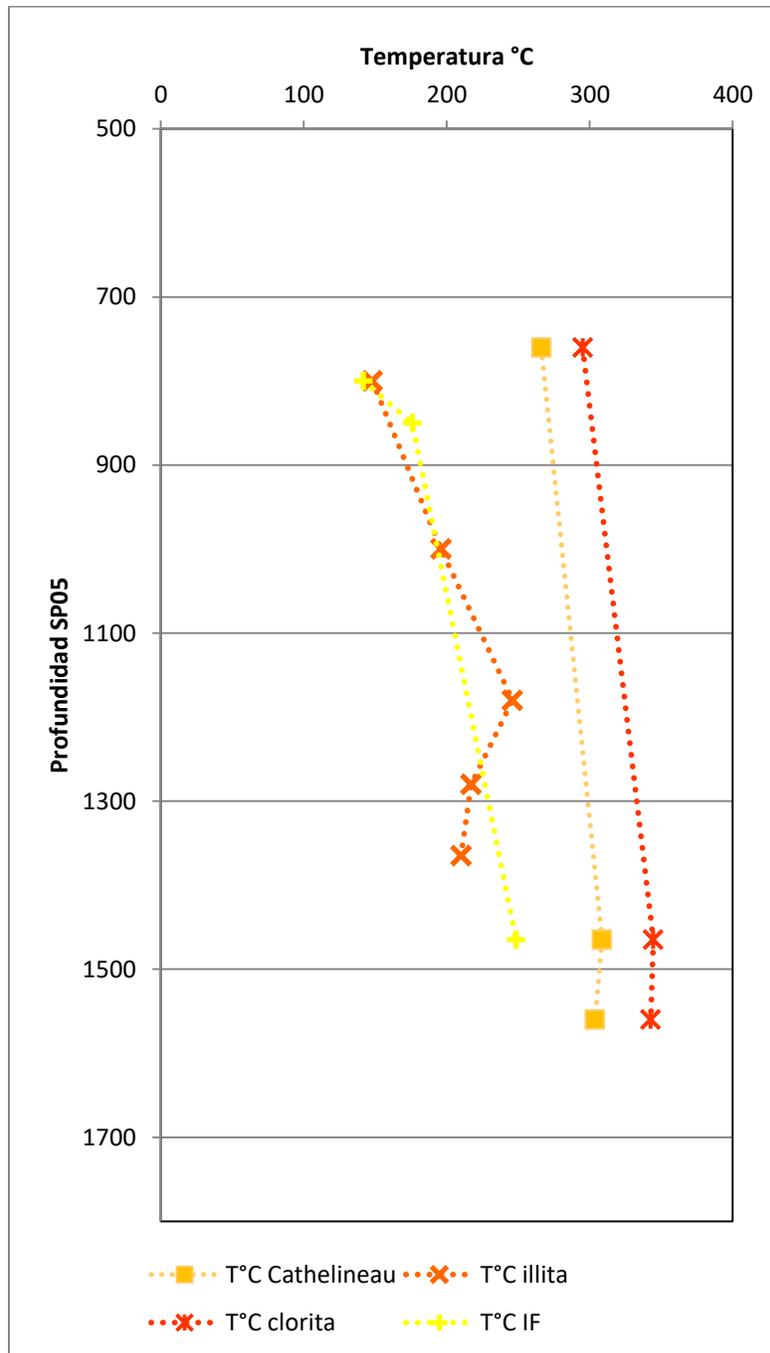


Figura 5.7c Distribución datos geotermométricos en profundidad para el pozo SP05

5.3.3 Comparación de los datos del Domo San Pedro con los de otros campos geotérmicos en México

La comparación esquemática de las características más importantes del Domo San Pedro con las de los campos geotérmicos que se encuentran más estudiados en México, muestra una clara correspondencia con los datos que se han obtenido a través de los años del estudio de los distintos campos. Es interesante resaltar que incluso los rangos de profundidad de los reservorios son coincidentes, así como las temperaturas que se han estimado y medido. Concordante con lo que se considera en el modelo geotérmico genérico, la roca almacén en la mayoría de los casos es andesita con presencia recurrente de horizontes de ignimbrita.

	Cerro Prieto	Los Azufres	Los Humeros	Tres Vírgenes	La primavera	Domo San Pedro
Edad	0.008Ma	0.15 Ma	0.02 Ma	0.003Ma	0.025 Ma	0.03Ma
Roca almacén	Areniscas intercaladas con lutitas	Andesita terciaria con horizontes de ignimbrita	Andesitas con horizontes de tobas	Granodiorita	Andesitas y tobas	Andesitas
Minerales de alteración	Epidota, anfíbol, muscovita y biotita	Epidota, anfíbol, biotita, diópsido y granate	Epidota, anfíbol, diópsido, biotita	Wairakita, anhidrita, epidota	Clorita, calcita, epidota	Wairakita, anhidrita, anfíbol, epidota, grafito
Temperatura	250-310°C	249-320°C	210-340°C	280-356°C	289-356°C	230-350°C
Profundidad promedio	Aprox. 2400m	Aprox. 2000m	Aprox. 2200m	Aprox. 2050m	Aprox. 1800m	Aprox. 2500m
Grado de alteración	Alto. Reemplazamiento del cementante original en las areniscas	Alto. Reemplazamiento y relleno de cavidades y fracturas	Alto. Reemplazamiento y relleno de cavidades y fracturas	Moderado. Mayoritariamente reemplazamiento menor relleno de cavidades y fracturas	De moderado a alto. Reemplazamiento y relleno de cavidades y fracturas	De moderado a alto. Reemplazamiento y relleno de cavidades y fracturas

Tabla 5.2 Esquema comparativo de las características generales del Domo San Pedro con los campos geotérmicos más estudiados en México.

Prestando especial atención a la mineralogía que se ha identificado como de alteración de mayor temperatura; la existencia de epidota resulta clave en la identificación de las zonas productoras según lo que se observa en el cuadro comparativo (Tabla 5.2), acompañando a la epidota, se identifican también el anfíbol, la mica y los piroxenos, así como la presencia de wairakita. Estas características mineralógicas dejan entrever altos grados de alteración de las características originales de la roca y es muy importante tomar en cuenta que la mayor parte de esta alteración se da mediante procesos de reemplazamiento y en menor grado por procesos de relleno y sellado de cavidades y fracturas.

6. CONCLUSIONES

El campo geotérmico denominado Domo San Pedro es un sistema geotermométrico de alta temperatura relacionado con la provincia geológica Faja Volcanica Transmexicana que está asociado a actividad volcánica reciente. A continuación se indican las conclusiones más importantes resultado del estudio mineralógico y geotermométrico de las muestras de tres pozos.

1. Las 52 muestras estudiadas mediante Difracción de Rayos X (DRX) de los tres pozos (SP02, SP04 y SP05) del Domo San Pedro presenta una mineralogía muy similar a la descrita en otros sistemas geotérmicos de todo el mundo. Por estar el material muy triturado la DRX es una técnica adecuada para su caracterización mineralógica; sin embargo es probable que en los análisis semicuantitativos obtengamos valores ligeramente elevados para los minerales más cristalinos. La cuantificación detallada (método de Rietveld) se dificulta por la presencia de muchas fases (algunas de ellas filosilicatos) en la misma muestra.
2. Los principales minerales primarios identificados son: cuarzo, plagioclasa, vidrio, micas y puntualmente feldespato potásico, anfíboles y piroxenos.
3. Como minerales secundarios asociados a la alteración producida por la actividad del sistema geotérmico destacan, cuarzo, albita, filosilicatos; (clorita, illita, esmectita, con escasos interestratificados illita/esmectita), zeolitas (wairakita, analcima, nahcolita y laumontita); carbonatos (calcita, vaterita); sulfuros (pirita, pirrotina) y en algunas muestras, óxidos (hematita principalmente), sulfatos (anhidrita, barita, bassanita) y grafito.
4. La alteración de las rocas andesíticas es elevada. Los filosilicatos son el resultado de la alteración total de las mismas y de una interacción fluido/roca elevada. La observación petrográfica del material permite afirmar que buena parte de los minerales de alteración se forman a partir de la transformación del vidrio y/u otros minerales; aspecto que favoreció probablemente la permeabilidad en el sistema.

5. La heterogeneidad en la distribución de las arcillas en las zonas menos profundas probablemente indica que las características de las fases primarias (micrositios) condicionaron de manera puntual los procesos de alteración y formación de filosilicatos secundarios.
6. El grado de alteración del material y la destrucción del mismo en el proceso de barrenación nos impidió en gran medida observar las relaciones texturales y establecer la paragénesis y las posibles etapas de alteración de este campo geotérmico. Sin embargo se consideran como mínimo dos etapas diferentes.
7. En relación a su origen las esmectitas identificadas en la parte superior de los pozos, son arcillas de tipo montorillonítico neoformadas por la alteración (hidrolisis) del vidrio volcánico y los minerales primarios de la roca (plagioclasa principalmente) por la acción de un fluido alcalino a neutro en condiciones epitermales.
8. La illita se formó probablemente por disolución del vidrio y feldespatos en las partes más altas. Este aspecto se intuye por la presencia de algunos interestratificados en esta parte del sistema. En las partes intermedias y bajas la illita se formó principalmente por disolución de los minerales máficos (principalmente biotitas) preexistentes y eso explica la falta de interestratificados en el sistema. En la parte más profunda del campo geotérmico la temperatura es superior a los 300°C y se llega a formar mica secundaria.
9. La clorita es muy abundante en todo el sistema. En la observación mediante microscopio estereoscópico es frecuente encontrar texturas relictas (pseudomorfos) de la biotita primaria. Este aspecto textural conjuntamente con su naturaleza trioctaédrica y la ausencia de interestratificados esmectita/clorita, nos llevan a pensar que las cloritas se formaron principalmente por la alteración de los minerales ferromagnesianos (biotita, piroxenos y anfíboles) primarios y que por tanto no derivan de esmectitas trioctaédricas ya que no hay evidencia de este tipo de esmectita en la parte superior de ningún pozo. Los análisis de microsonda electrónica que no cierran bien se relacionan con cloritas que tienen pequeños residuos del mineral primario y no pueden utilizarse en los cálculos

- geotermométricos. Parte de la dispersión obtenida en los datos de microsonda se debe probablemente a este factor.
10. La alteración predominante del sistema es de tipo propilítica a subpropilítica con clorita y epidota como minerales más característicos. También existen evidencias importantes de silicificación.
 11. En lo referente a la distribución vertical de los filosilicatos podemos definir una pseudozonación. La parte superior de los pozos es una zona esmectítica (+ilita), la intermedia una zona predominantemente ilítica (+ clorita) y la más profunda una zona con clorita como filosilicato predominante. La distribución más o menos concéntrica de las zonas de alteración nos lleva a interpretar que la conducción del calor fue un mecanismo importante ya que no aparecen discontinuidades importantes en las zonas descritas en los tres pozos. No se puede establecer de manera clara el límite entre las zonas ya que el mismo es transicional y las diferencias entre las zonas 2 y 3 son pequeñas.
 12. La composición predominante de las cinco muestras de epidotas medidas mediante microsonda electrónica de barrido se encuentra hacia el extremo del componente de aluminio es decir corresponden a clinozoisita.
 13. Las muestras de clorita presentan un contenido casi constante de 40% de sílice en los tres pozos, aunque se observan variaciones en los contenidos tanto de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ y MgO , con una relación casi lineal entre estos dos últimos componentes.
 14. Según la clasificación propuesta por Zane y Weiss (1998); todas las cloritas medidas caen en el campo del tipo I, pero sin tocar extremos correspondientes a chamosita o a clinocloro, aunque hay un aparente sesgo hacia el de los clinocloros; de tal manera que la composición basada en la relación Fe vs Mg varía de clinocloros con componente chamosítico a chamositas con componente cliniclorítico. En lo relativo a su estructura dichas cloritas corresponden al politipo IIb y son trioctaédricas, tipo ripidolitas.
 15. A partir de los 1000m de profundidad existe coherencia entre los datos geotermométricos que resultaron de aplicar geotermómetros empíricos en clorita (236°C a 382°C) y datos microtermométricos de inclusiones fluidas (230°C a

- 320°C). En la zona más superficial dado que no se encontró clorita únicamente disponemos de datos termométricos de inclusiones fluidas (145°C a 180°C) los cuales son coherentes con la ausencia de clorita y epidota y con los datos de cristalinidad de illita (148°C a 196°C)
16. El índice de cristalinidad de la illita o índice de Kübler no es un buen indicador geotermométrico en aquellos casos que la illita procede de la alteración de minerales preexistentes. Será útil únicamente en sistemas geotérmicos con temperaturas inferiores a los 300°C y siempre y cuando la formación de este mineral se relacione con la transformación esmectita a illita mediante interestratificados.
 17. El índice de cristalinidad de Arkai o índice de Kübler nos da una buena indicación de la distribución de la temperatura con la profundidad para los tres pozos sin embargo no existe una calibración establecida de esta variación con la temperatura que permita su uso como un auténtico geotermómetro. Un estudio detallado y en una zona con gradiente conocido permitiría un mejor establecimiento del método.
 18. El uso de la química mineral medida mediante microsonda electrónica de barrido en clorita nos dio resultados confiables para todos los pozos. La utilización de geotermómetros publicados por diferentes autores de manera simultánea permite descartar los valores que no quedan del rango previsto y que nos están indicando probablemente una falta de equilibrio en el mismo. Sin embargo es importante que en futuros trabajos se logre mejorar el control de la dispersión de los datos químicos para evitar que su tratamiento estadístico borre las tendencias observadas de forma general por tener mucho error.
 19. Las salinidades obtenidas para las inclusiones de cuarzo y calcita son elevadas indicando la existencia de procesos de ebullición. Los fluidos asociados al campo geotérmico eran fluidos calientes, salinos y con pH neutros.
 20. En los estadios más tardíos de la alteración probablemente se desarrollaron fracturas que permitieron la circulación de nuevos fluidos y determinaron alteraciones puntuales y discontinuas -aparentemente no relacionadas con la alteración propilítica- que aparecen en algunos puntos del sistema.

21. Dentro de la clasificación de Ellis y Mahon (1977) el campo geotérmico asociado al Domo de San Pedro debe clasificarse como un sistema cíclico de alta temperatura asociado a volcanismo calciocalino activo de naturaleza andesítica.
22. En comparación con otros sistemas geotérmicos de México el Domo San Pedro presenta de manera importantes similitudes en lo referente a profundidad del reservorio, las temperaturas a la que se encuentran los fluidos en el, la mineralogía de alteración resulta también muy parecida y prevalece como en el modelo geotérmico general la existencia de andesitas como rocas almacenadoras.

RECOMENDACIONES

- ❖ Disponer de datos de campo adicionales como la ubicación de los pozos y la topografía permitiría correlacionar los datos geotermométricos obtenidos de forma tridimensional y establecer un modelo más detallado del sistema.
- ❖ Analizar las partes más superficiales de los pozos nos ayudaría a confirmar la presencia de otros tipos de alteraciones.
- ❖ Tetiker et al., 2015 utiliza la metodología propuesta por Chagnon y Desjardins (1991) como base para la determinación de la cantidad de Fe octaédrica contenido en las cloritas, calculado a partir de los análisis de difracción de rayos X; en este sentido, resultaría interesante aplicar esta metodología a los datos de este estudio para hacer una comparación de los resultados que se generaron asumiendo que todo el Fe corresponde a Fe^{3+} en la posición octaédrica.
- ❖ Para nuevos estudios de este tipo se recomienda analizar un número menor de muestras en roca total por Difracción de Rayos X ya que se van repitiendo los mismos minerales en todo el sistema y a su vez realizar la separación de filosilicatos en un número más elevado de arcillas para poder utilizar los datos de cristalinidad de illita y clorita con mayor confiabilidad estadística.
- ❖ Analizar más detalladamente los datos microtermométricos de inclusiones fluidas para poder establecer de manera más clara su relación con los datos de geotermometría de clorita.
- ❖ Estudiar en detalle la utilización del índice de Arkai (AI) en sistemas geotermométricos con gradiente térmico conocido.
- ❖ Aplicar la geotermometría de clorita a otros campos geotérmicos mexicanos, procurando un manejo muy cuidadoso de las muestras evitando desde el inicio del proceso, la dispersión de datos

REFERENCIAS

- Abad, I. (2006)** Physical meaning and applications of the illite Kubler index: measuring reaction progress in low-grade metamorphism. *Seminarios SEM*, 3-53
- Arkai, P. (1991)** Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*, 9:723-734
- Banfield, J.F. y Bailey, S.W. (1996)** Formation of regularly interstratified serpentine-chlorite minerals by tetrahedral inversion in long-period serpentine polytypes. *American Mineralogist*, 81:79-91
- Beaufort, D., Papapanagiotou, P., Patrier, P., Fouillac, A. M. y Traineau, H. (1996)** I/S and C/Smixed layers, some indicators of recent physical-chemical changes in active geothermal systems: the case study of Chipilapa (El Salvador). *Proceedings 21st workshop on geothermal reservoir engineering*.
- Bailey, S.W. (1988)** X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36:193-213
- Bodnar, R.J. (1993)** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 683-684.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C. y Beyssac, O. (2013)** A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165: 723–735
- Brindley, G. W. (1987)** X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine and chlorite. *Clays and Clay Minerals* 36 (3): 193-213
- Brindley, G.W. y Brown, G. (1980).** Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society*, 41. Queen's Gate, London. 495 pp.
- Brown, B. E. y Bailey, S. W. (1962)** Chlorite polytypism. Regular and semi-random one-layer structures. *American Mineralogist*, 47 (7-8): 819-850
- Brown, G. y Brindley, G.W. (1984)** Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Segunda edición, *Mineralogical Society*. Londres. pp 305- 360.
- Canet, C., Camprubí, A. González-Partida, E., Linares C., Alfonso, P., Piñeiro-Fernández, F. y Prol-Ledesma R. M. (2009)** Mineral assemblages of the Francisco I. Madero Zn-Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, México: Implications for ore deposit genesis. *Ore Geology Reviews*, 35: 423-435

- Castillo, D. H. y De la Cruz, M. (1992)** Reconocimiento estructural y volcanológico en la zona termal del Domo San Pedro Lagunillas, Nayarit, México. *Geofísica Internacional*, 31(4): 407-415
- Cathelineau, M. y Nieva, D., (1985)** A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91:235-244
- Cathelineau, M. (1988)** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperatura. *Clay Minerals*, 23: 471-485
- Chagnon, A. y Desardins, M. (1991)** Determinación de la composición de la chlorite por difracción y microanálisis de rayos X. *Can. Mineralogy*, 9:245-254
- Chinchilla-Benavides, D., Arroyo, R. X., Ortega, M. L., Piña, G.R., Nieto, G. F. y Lunar, H. R. (2015)** Aplicación del geotermómetro de la clorita en el yacimiento epitermal de Zn-Pb-Ag de Patricia (NE Chile). *Macla*, 20: 33-34
- Ciesielczuk, J. (2012)** Chlorite of hydrothermal origin in the Strzelin and Borow granites (Fore-Sudetic Block, Poland). *Geological Quarterly*, 56(2): 333-344
- Creasey, S.C. (1959)** Some phase relations in hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 54: 351-373
- Curtis, C. D., Ireland, B. J., Whiteman, J. A., Mulvaney, R. Whittle, C. K. (1984)** Authigenic chlorites: problems with chemical analysis and structural formula calculation. *Clay Minerals*, 19: 471-481
- De Caritat, P., Hutcheon, I. y Walshe J. L. (1993)** Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41(2): 219-239
- Deer, W.A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1992)** An introduction to the rock forming minerals. Segunda edición. Longman Scientific & Technical Ed. pp. 696
- Ellis, A. J. y Mahon, W. A. J. (1977)** Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press, New York, N.Y. 392 pp.
- Ellis, A. J. (1979)** Chemical geothermometry in geothermal systems. *Chemical Geology*, 25: 219-226.
- Ellis, A. J. y Henley, R. W. (1983)** Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Science Reviews*, 19: 1-50

- Esteban, J. J., Cuevas, J. y Tubia, J. M. (2007)**, Validez e interpretación de los datos geotermométricos de los esquistos cloríticos con circón en las peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 41: 79-82
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P. y Venegas-Salgado S. (2003)** Geology of the San Pedro - Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 20(3): 165-181
- Frey, M. (1987)** Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: Low Temperature Metamorphism (ed. Frey, M.), pp9-58. Blackie y Son, Glasgow.
- Foster, D.M. (1962)** Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Shorter Contributions to General Geology*, Geological Survey Professional Paper 414-A
- Fournier, R.O. (1977)** Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5: 41-50
- Frey, H. M., Lange, A. R., Hall, M. C. y Delgado-Granados, H. (2004)** Magma eruption rate constrained by ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology and GIS for the Ceboruco San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116 (3-4): 259-276
- Garduño, M. D. (2015)** Mineralogía y geocronología de filosilicatos asociados a zonas de falla en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Estados de Querétaro y Guanajuato). *Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra*. Instituto de Geología, UNAM.
- Giggenbach, W.F. (1988)** Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca *Geochimica et Cosmochimica*. Acta 52: 2749-2765
- Glasley, W. E. (2010)** Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment. Boca Raton, FL: CRC Press.
- Harvey, C.C. y Browne, R.L. (1991)** Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand. *Clays and Clay minerals*, 39(6): 614-621
- Hayes, J. B. (1970)** Plytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals*, 18:285-306
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. y Reynolds, T. J. (1998)** Evolution of an intrusión-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epitermal Cu-Au deposit, Philippines. *Economic Geology*, 93: 373-404

- Henley, R. W. y Ellis, A. J. (1983)** Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth Sciences Reviews*, 19:1-50
- Hillier, S. y Velde, B. (1991)** Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26:149-168
- Hutcheon, I., Oldershaw, A. y Ghent, E. D. (1980)** Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta): *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1425-1435
- Hutcheon, I. (1990)** Clay-Carbonate reactions in the Venture area, Scoria Self Nova Scotia Canada: in Fluid Mineral Interactions: A tribute to H.P. Eugster, R.J. Spencer and I-M. Chou, eds., *The Geochemical Society Special Publication* 2, 199-212.
- Inoue, A. y Utada, M. (1991)** Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, northern Honshu, Japan. *American Mineralogist*, 76: 628-640
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, Rigault, P., Beaufort, D. y Vieillard, P. (2009)** Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, 57:371-382
- Inoue, A., Kurokawa, K. y Hatta, T. (2010)** Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60(1): 52-70
- Instituto Geológico y Minero de España IGyME (1985)** Análisis metodológico de las técnicas geoquímicas empleadas en prospección geotérmica. Ministerio de Industria y Energía, Secretaría de la Energía y Recursos Minerales. España. 21 pp.
- Izquierdo, M. G., Aragón, A. A., Gómez, M. R. y López, B. S. (2014)** Evidencia mineralógica del efecto de fluidos ácidos sobre las rocas del yacimiento del campo geotérmico de los Humeros, Puebla.
- Jiang, W., Peacor, D. R. y Buseck, P. (1994)** Chlorite geothermometry-Contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42(5): 593-605
- Jiménez, F. M. A., (2012)** Estudio de la paragénesis, inclusiones fluidas e isotopía de azufre del skarn de Velardeña, Durango. *Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra*. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Jowett, E.C. (1991)** Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991), Program with abstracts 16, A62.

- Kisch, H.J. (1987)** Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Low Temperature Metamorphism (ed. Frey, M.), pp227-300. Blackie y Son, Glasgow.
- Kisch, H.J. (1990)** Calibration of the anchizone: A critical comparison of illite “crystallinity” scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, 8:31-46
- Klein, E.L. y Koppe, J.C. (2000)** Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias Deposit, Sao Luis Craton, Northern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 14(2): 219-232
- Kogure, T. y Banfield, J.F. (1998)** Direct Identification of the six polytypes of chlorite characterized by semi-random stacking. *American Mineralogist*, 83: 925-930
- Kralj P. (2016)** Hydrothermal alteration of chlorite to randomly interstratified corrensite-chlorite: Geological evidence from the Oligocene Smrekovec Volcanic Complex, Slovenia. *Applied Clay Science*, 134: 235-245
- Kranidiotis, P. y McLean, W.H. (1987)** Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82:1898-1911.
- Kübler, B. (1964)** Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue d’Institut Français du Pétrol*, 1:1093-1112
- Kübler, B. (1967)** La cristallinité de l’illite et les zones tout a fait superieures du métamorphisme. In: Etages Tectoniques-Colloque de Neuchatel, 18-21 avril 1966, pp. 105-122. A la Baconniere, Neuchatel.
- Kübler, B. (1968)** Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l’illite. *Societe Nationale des Petroles d’Aquitaine Centre de Recherches Bulletin*, 2: 385-387
- Kübler, B. (1984)** Fidélité de la mesure de la largeur de Scherrer “cristallinité” en fonction de la vitesse de rotaion du goniometre. Cahiers de l’Institut de Geologie, 9pp., Université de Neuchatel.
- Kübler, B. y Jaboyedoff, M. (2000)** Illite crystallinity. *Ademie des sciences de Paris. Sciences de la Terre et des planetes*, 331: 75-89
- Lagat, J. (2007)** Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya. Short course II on Surface exploration for geothermal resources.

- Lagat, J. (2009)** Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya. Short course IV on exploration for geothermal resources.
- Lanson, B. (1997)** Decomposition of experimental x-Ray diffraction patterns (profile fitting): a convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45: 132-146
- Lanson, B. y Besson, G. (1992)** Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: Decomposition of X-ray patterns. *Clays and Clay Minerals*, 40: 40-52
- Lanson, B. y Meunier, A. (1995)** La transformation des interstratifiés ordonnés ($S \geq 1$) illite/smectite en illite dans les séries diagénétiques: Etat des connaissances et perspectives: des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine, Bulletin, 19:149-165
- Lopez, M.A., Nieto, F. y Morata, D. (2002)** Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain. *Clay Minerals*, 37: 267-281
- Marosvolgyi, K., et al (2010)** Retrograde alteration of basaltic rocks in the Peistareykir High-temperature geothermal field, north Iceland. *Proceedings world geothermal congress*.
- Martinez-Serrano, R. y Dubois, M. (1998)** Chemical variations in chlorite at the los Humeros geothermal system, Mexico. *Clay and Clay Minerals*, 46(6): 615-628
- Merriman, R.J. y Peacor, D.R. (1999).** Very low grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress, in Low grade metamorphism, M. Frey and D. Robinson, eds. Blackwell Science, Oxford, 12-87
- Meunier, A., Velde, B. y Zalba, P., (2004)** Illite K-Ar dating and cristal growth processes in diagenetic environments: a critical review. *Terra Nova*, 16: 296-304
- Moore, D. M. y Reynolds, R.C., Jr. (1997)** X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, Segunda edición. 378pp. Oxford Ed. New York: Oxford University Press.
- Mukherjee, S. (2011)** Minerals and mineral associations as geothermometers and geobarometers. En Mukherjee, S. (Ed.), *Applied Minealogy: Applications in Industry and Environment* (pp. 301-315). Capital Publishing Company.

- _____ y Peacor, D.R. (1999) Very low-grade mtaepelites: ineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In Frey, M y robinson, D. (eds) Low-grade Metamorphism. Blackwell.
- Petrone, C.M., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A. y Sudo, M. (2001)** Volcanic systems in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, México) in the light of new K-Ar geochronological data. *Goechemical Journal*, 35: 77-88
- Petrone, C.M. (2006)** The San Pedro-Cerro Grande volcanic complex (Nayarit, Mexico): Inferences on volcanology and magma evolution. *Geological Society of America*. Special paper, 402: 65-98
- Reyes, G. A. (1990)** Petrology of Philippine geothermal systems and application of alteration mineralogy to their assesment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43: 279-309.
- Roedder, E. (1984)** Fluid Inclusions. Reviews in mineralogy. *Mineralogical Society of America*, 12: 644 pp.
- Secretaria de la Energía y Recursos Minerales (1985)** Análisis metodológico de las técnicas geoquímicas empleadas en prospección geotérmica. Ministerio de Industria y energía, Instituto Geológico y Minero de España.
- Silva, A. A., Mantilla, F. L. y Terraza, M. R. (2010)** Clasificación química y geotermometría de las cloritas de las formaciones cretácicas Santa Rosa y Lutitas de Macanal, Cinturón Esmeraldífero Oriental, Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2): 45-54
- Srodon, J. (1999)** Use of clay minerals in reconstructing geological processes: recent advances and some perspectives. *Clay minerals*, 34: 27-37
- Srodrón, J., Kotarba, M., Biron, A., Such, P., Clauer, N., Wojtowicz, A. (2006).** Diagenetic history of the Podhale-Orava basin and the underlying Trata sedimentarystructural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K- Ar of illite-smectite. *Clay Minerals*, 41:751-774
- Steiner, A. (1968)** Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. *Clay and Clay Minerals*, 16: 193-213
- Tabbakh, S.A. (2009)** Mineral Chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20(3): 265-275

- Tetiker, S., Yalcin, H. y Bozkaya, O. (2015)** Approaches to the low grade metamorphic history of the Karakaya Complex by Chlorite Mineralogy and Geochemistry. *Minerals*, 5:221-246
- Vazquez, M., Bauluz, B., Nieto, F. y Morata, D. (2016)** Illitization sequence controlled by temperature in volcanic geothermal systems: The Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera, Central Chile. *Applied Clay Science*, 134: 221-234
- Vidal, O. y Parra, T. (2000)** Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages. *Geology Journal*, 35 (3-4):139-161
- Vidal, O., Parra, T. y Trotet, F. (2001)** A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C, 1-25 kb range. *American Journal of Science*, 301:557-592
- Walker, R. J. (1993)** Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, 41(2): 260-267
- Walshe, J. L. (1986)** A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, 81: 681-703
- Warr, L. N. y Cox, S. C. (2016)** Correlating illite (Kubler) and chlorite (Arkai) “crystallinity” indices with metamorphic mineral zones of the South Island, New Zealand. *Applied Clay Science*, 134: 164-174
- Weber, K. (1972)** Notes on the determination of illite crystallinity. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1972:267-276
- Xie, X., Byerly, G. R. y Ferrel, R. E. (1997)** Ilb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constrains with implications to geothermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126:275-291
- Zane, A. y Weiss, Z. (1997)** A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 9(9): 51-56
- Zang, W. y Fyfe, W. S. (1995)** Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30: 30-38