



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA Y METALOGENIA DEL DEPÓSITO DE AU-AG-CAOLÍN DE IXTACAMAXTITLÁN (EDO. DE PUEBLA, MÉXICO)

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE: INGENIERO GEÓLOGO PRESENTA:

JOSÉ MANUEL MORALES RAMÍREZ

DIRIGIDA POR: DR. JORDI TRITLLA i CAMBRA Y DR. ANTONI CAMPRUBÍ CANO



CIUDAD UNIVERSITARIA NOVIEMBRE, 2002

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: José Manuel Morales Ramírez

FECHA: 25-NOV-2002

FIRMA: [Firma manuscrita]

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

GEOLOGÍA Y METALOGENIA DEL DEPÓSITO DE AU-AG-CAOLÍN DE IXTACAMAXTITLÁN (EDO. DE PUEBLA, MÉXICO)

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE: INGENIERO GEÓLOGO PRESENTA:

JOSÉ MANUEL MORALES RAMÍREZ

DIRIGIDA POR: DR. JORDI TRITLLA i CAMBRA Y DR. ANTONI CAMPRUBÍ CANO



CIUDAD UNIVERSITARIA NOVIEMBRE, 2002

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: José Manuel Morales Ramírez

FECHA: 25-NOV-2002

FIRMA: [Signature]

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1209

SR. JOSÉ MANUEL MORALES RAMÍREZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Jordi Tritlla Cambra y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**GEOLOGÍA Y METALOGENIA DEL DEPÓSITO DE Au-Ag-CAOLÍN DE
IXTACAMAXTITLÁN
(EDO. DE PUEBLA, MÉXICO)**

- I RESUMEN**
- II INTRODUCCIÓN**
- III MARCO GEOLÓGICO**
- IV YACIMIENTO DE IXTACAMAXTITLÁN**
- V DISCUSIÓN DE RESULTADOS**
- VI CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 4 de octubre de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg


**Este trabajo y todo lo
que representa, esta
dedicado a todos
quienes me apoyaron
y confiaron en mi.....**

Índice.

1. Resumen.....	1
Abstract.....	4
2. Introducción.....	7
2.1 Ubicación geográfica y acceso al área de estudio.....	8
2.2 Geomorfología.....	8
2.3 Fisiografía.....	10
2.4 Planteamiento del problema.....	12
2.5 Alcance del trabajo y objetivos.....	12
2.6 Método de estudio y técnicas analíticas.....	13
2.6.1 Introducción a la microtermometría de inclusiones fluidas.....	14
2.6.2 Principios de isotopía estable aplicada a la geología.....	26
2.7 Generalidades teóricas de yacimientos epitermales.....	32
3. Marco Geológico.....	41
3.1 Generalidades de la porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana.....	42
3.2 Antecedentes del área. (Geología).....	51
3.3 Cartografía Geológica.....	52
3.3.1 Definición de las unidades cartografiadas.....	52
a) Rocas sedimentarias.....	52
b) Rocas efusivas.....	54
c) Intrusivos.....	57
d) Skarn.....	58
e) Formaciones Hidrotermales.....	59
3.3.3 Elaboración del mapa 1:10,000 de la zona de estudio.....	61
3.4 Evolución geológica del área.....	62
4. Yacimiento.....	65
4.1 Antecedentes.....	66
4.2 Estructura del Yacimiento.....	68
4.2.1 Filones de cuarzo y stockwork.....	68
4.2.2 Tobas caolinitizadas.....	75
4.2.3 Sínteres silíceos.....	76
4.3 Geoquímica.....	78
4.3.1 Inclusiones Fluidas.....	78
a) Tipos.....	79
b) Resultados.....	82
4.3.2 Isotopía Estable.....	91

5. Discusión De Resultados.....	94
5.1 Edad de las unidades.....	95
5.2 Filones de cuarzo y stockwork.....	95
5.3 Serie volcánica caolinitizada.....	98
5.4 "Silica cap" o capote de sílice.....	99
5.5 Tipología del depósito.....	102
6. Conclusiones.....	103
Bibliografía.....	106
Anexos.....	110
A - Descripción detallada de las preparaciones.....	110
B - Situación de las muestras.....	123
C - Fotografías.....	139
Agradecimientos.....	150

1. Resumen.

El área de Santa María Sotoltepec-Ixtacamaxtitlán se localiza dentro del municipio de Ixtacamaxtitlán, al centro occidente del estado de Puebla, cerca del límite estatal con Tlaxcala. Fisiográficamente, se encuentra entre los límites de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) y la porción sur de la Provincia de la Sierra Madre Oriental. La región está dominada por material vulcanosedimentario de la Formación Nacayolo (Carrasco-Núñez *et al*, 1997), con una edad <9 Ma, compuesta por depósitos de ceniza y tobas de caída, intercalados con areniscas, areniscas conglomeráticas y algunos cuerpos lenticulares de conglomerados, dispuestos en paquetes de hasta 3 metros de espesor. Al norte del área de estudio, afloran carbonatos y terrigenos del Mesozoico.

Todas estas rocas se encuentran afectadas por un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica que aflora en algunas barrancas y en la porción norte del área. Su textura es porfídica, presenta fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda, todo en una matriz de plagioclasa y cuarzo de tamaño variable. La morfología del intrusivo corresponde a un tronco. Esta granodiorita ha originado zonas de metamorfismo de contacto sobre los carbonatos del Mesozoico, desarrollándose una pequeña mineralización de calcopirita y esfalerita asociada.

Tanto la base de la secuencia vulcanosedimentaria como algunas partes del intrusivo han sido cortadas por una serie de filones de cuarzo de hasta 2.10 metros de potencia, y por un stockwork compuesto de vetillas rellenas de cuarzo y sulfuros (pirita esencialmente). En estas zonas el intrusivo presenta una alteración potásica incipiente (biotitización), que se manifiesta mediante el reemplazamiento de los anfíboles originales de la roca por un agregado de pequeños cristales de biotita. El emplazamiento del stockwork provocó la alteración propilítica de la granodiorita que se extiende hasta la parte basal de la secuencia vulcanosedimentaria.

Inmediatamente por encima de la granodiorita aparece la secuencia caolinitizada, que se desarrolló sobre las tobas de composición ácida de la Formación Nacayolo. Esta secuencia de 50 metros de espesor (CRM, 1995), conserva algunos fragmentos de cuarzo y la laminación original de la roca. Por encima de la formación Nacayolo aparece un depósito de sílice amorfa (ópalo) con laminaciones, huecos, indicios de bioturbación y abundantes grietas de desecación que sugieren su formación en un ambiente subaéreo. Estas estructuras sugieren que este depósito tuvo un control estacional y que se originó en una laguna hidrotermal. En la parte inferior de esta unidad aparece una autobrecha local posiblemente originada por el ascenso violento de fluidos hidrotermales.

Se realizó un estudio de previo de inclusiones fluidas en los filones de cuarzo y el stockwork. A partir de este se determinó la presencia (en general) de dos tipos de inclusiones fluidas:

- C. Inclusiones trifásicas o polifásicas a temperatura ambiente, compuestas por una burbuja de vapor, una solución salina y un cristal de halita con diversos sólidos atrapados. Su temperatura de homogeneización se sitúa entre 230 y 330°C con salinidades calculadas de entre 28.6 y 43.1 wt% NaCl eq. Dada su naturaleza, se encuentran relacionadas con la alteración potásica.
- D. Inclusiones bifásicas, secundarias en su mayoría, compuestas por una burbuja de vapor y una solución salina. Presentan dos máximos en sus temperaturas de homogeneización, un primero entre los 120 y 260°C y un segundo entre 240 y 260°C. Su salinidad calculada oscila entre 3.4 y 16.5 wt% NaCl eq. respectivamente. Su origen presenta una estrecha relación con la alteración caolinítica.

Estas inclusiones presentan texturas de reequilibrio como formas de anzuelo (hook-like) y estrangulamiento (necking), indicativas de una descompresión isotérmica sugiriendo que este depósito sufrió un levantamiento tectónico, superponiéndose las dos tipologías de alteración halladas.

La composición isotópica en D y O de las caolinitas revelan que se formaron a partir de aguas con un componente meteórico dominante, en un ambiente muy similar al que ahora reina en el campo geotérmico de Los Humeros, en las cercanías de Ixtacamaxtitlán.

Así, este sistema hidrotermal guarda semejanzas en sus primeras etapas con un depósito de tipo "porphyry copper", evolucionando con el tiempo hacia un depósito de tipo epitermal de baja sulfuración, debido al levantamiento tectónico o exhumación del "porphyry copper".

Abstract.

The Santa María Sotoltepec – Ixtacamaxtitlán area is located in the Ixtacamaxtitlán municipality, at the center-occidental part of the Puebla State, close to the Tlaxcala State. Physiographically it is located between the Mexican Volcanic Belt (MVB) and the southern part of the Sierra Madre Oriental Province. The region is dominated by vulcanosedimentary material from the Nacayolo Formation (Carrasco-Núñez *et al*, 1997) which is younger than 9 Ma. It is made up by ash deposits and fall tuffs intercalated with sandstones, conglomeratic sandstones and lenticular bodies of conglomerates up to 3 meters in thickness. At north mesozoic carbonates and terrigenous outcrop.

All these rocks are intruded by a granodioritic stock that outcrops at the bottom of some streams and at the north part of the studied area. It is porphyritic in texture, with quartz, potassic feldspar, plagioclase, biotite and hornblende phenocrysts, all in a plagioclase and quartz matrix. This granodiorite has originated a contact metamorphism zone affecting the mesozoic carbonates, with a chalcopirite and sphalerite mineralization.

The base of the vulcanosedimentary sequence as well as some parts of the intrusive have been cut by quartz veins up to 2.10 meters thick and a stockwork made up by pyrite-bearing quartz veinlets. In this zone, the intrusive shows a potassic alteration (biotitization) that caused the original amphiboles to be replaced by small biotite crystals aggregates. The stockwork formation originated a propylitic alteration halo in the granodiorite that extends until the base of the vulcanosedimentary sequence.

Over the granodiorite there is the kaolinitized sequence, developed after the acidic tuffs of the Nacayolo Formation. This 50 meters sequence thick (CRM, 1995) preserve quartz fragments and the lamination of the original rock. At the top of the Nacayolo Formation an amorphous silica deposit (opal) appears displaying laminations, vugs, bioturbation signs and abundant mud-cracks that suggest its formation on a subaerial environment moreover, these structures suggest that the deposit had an astatinal control and formed in a hydrothermal pool. The lower part of this unit is a local autobreccia originated by the hydrothermal fluids violent ascent.

A fluid inclusions study on the veins and stockwork has been carried out. The results indicated the presence (mainly) of two fluid inclusions types:

- C. Triphase or polyphase fluid inclusions at room temperature made up by a vapour bubble, a saline solution and a halite crystal with diverse trapped minerals. Their homogenization temperature it is between 230 y 330°C, with a calculated salinity between 28.6 y 43.1wt% NaCl eq. They are clearly related to the potassic alteration (biotitization).

D. Biphase fluid inclusions, mainly of secondary character, composed by a vapour bubble and a saline solution. They display two maximum homogenization temperatures, the first between 120 y 160°C and a second between 240 y 260°C. Their calculated salinity is between 3.4 y 16.5 wt% NaCl eq. They seem to be in direct link with the kaolinitization hydrothermal event.

These inclusions show reequilibrium textures, as hook-like and necking indicative of an isothermic decompression, suggesting that the deposit suffered an uplifting, wich caused the overprinting of the two alteration events found (biotitization and propilitization – kaolinitization)

The kaolinite D and O isotopic composition, reveal that they were formed from a meteoric dominant fluid, on a similar environment to the present day geothermic field of Los Humeros, near Ixtacamaxtitlán.

This hydrothermal system has many similarities with the early stages of a porphyry cooper deposit, evolving with the time to a low sulphidation epithermal deposit.

2. Introducción.

2.1 Ubicación geográfica y acceso al área de estudio.

El área de estudio se localiza en el municipio de Ixtacamaxitlán (Estado de Puebla), y está delimitada por las siguientes coordenadas:

UTM	Aproximación geográfica.
616,000 W	-97° 53' 36.2401"
622,000 W	-97° 50' 10.2145"
2'171,000 N	19° 37' 50.1409"
2'180,000 N	19° 42' 42.8826"

El acceso al área de estudio partiendo de Apizaco (Tlaxcala), es por la carretera 119 hacia Tlaxco, de ahí se toma la desviación hacia la ciudad Industrial Xicoténcatl, siguiendo hasta Lázaro Cárdenas. Se continua por la carretera hacia Gustavo Díaz Ordaz, se pasa La Mesa, Pedernales y Tlaxcalancingo. A 6 kilómetros de este último poblado se toma la desviación de terracería, que va hacia Santa María Sotoltepec, población que aparece dentro del área cartografiada (Ver figura 1).

Esta región se encuentra incluida en la carta topográfica de INEGI "Mexcaltepec" E14B24, escala 1:50,000 que cubre parte de los estados de Puebla y Tlaxcala.

2.2 Geomorfología.

Los rasgos geomorfológicos son de topografía abrupta con grandes desniveles, lomeríos y escasos valles. Los cerros principales son Miquixochio (3,200 m.s.n.m.), Los Cerritos (2,460 m.s.n.m.) y El Uno (2,420 m.s.n.m.). Las principales corrientes que drenan el área son los arroyos El Tecolote, Hacienda Vieja, Tuligtic y Coxalenteme, que alimentan al río Apulco, perteneciente a la vertiente del Golfo de México y a las cuencas hidrológicas de los Tecolutla y Nautla. Este río fluye hacia el NE labrando cañones profundos de fuertes pendientes, cuyos tributarios presentan una morfología arborescente gobernada por una litología arcilloarenosa que cubre gran parte del área.

El área de estudio, presenta un relieve muy variado, determinado por los diferentes tipos de unidades litológicas que afloran en la región. El relieve es suave en donde aflora la ignimbrita Xaltipán, junto a una unidad piroclástica muy reciente que actúa como un tegumento, adaptándose al relieve. Las rocas piroclásticas son fácilmente erosionables y

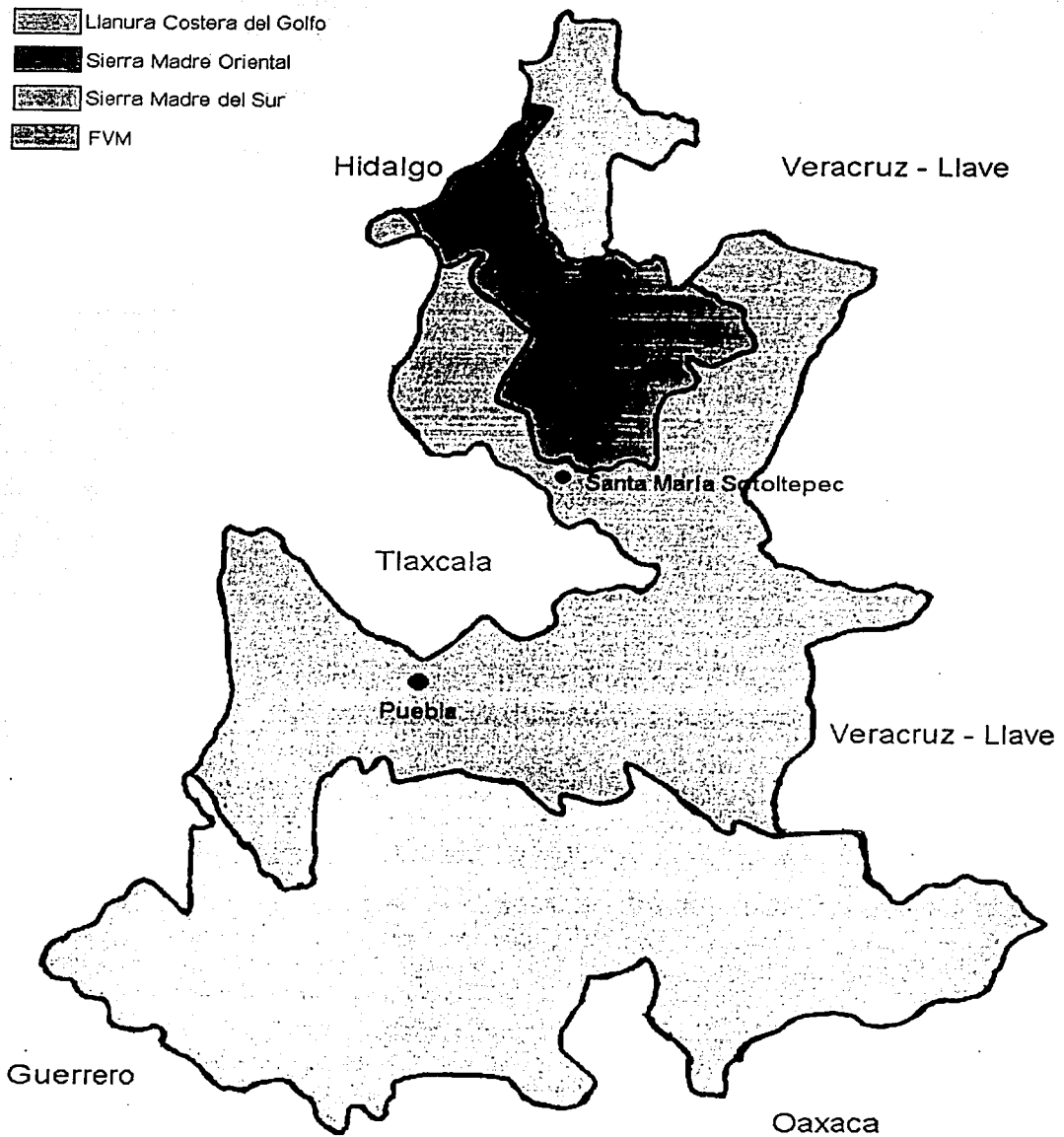


Figura 1. Localización del área de estudio y fisiografía del Estado de Puebla.

forman una serie de profundas barrancas, a lo largo de los principales cauces, siendo esta topografía la más abundante.

Existen en la parte suroriental algunos cerros de material vulcanosedimentario, caracterizados por su suave topografía y, ocasionalmente, por la formación de pequeñas terrazas debidas a la presencia de estratos más resistentes a la erosión. La parte norte, se encuentra ocupada por una roca ígnea intrusiva con diversos grados de intemperismo y, principalmente, por rocas sedimentarias (areniscas, lutitas y calizas con pedernal). Todas estas rocas forman una sierra con barrancas de hasta 200 metros de profundidad.

2.3 Fisiografía.

La región de Santa María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán, queda comprendida dentro de las provincias de la Sierra Madre Oriental y de la Faja Volcánica Transmexicana (FVM). Específicamente, abarca las subprovincias del Carso Huasteco, en la provincia de la Sierra Madre Oriental, y la subprovincia de Lagos y Volcanes de Anáhuac en la Faja Volcánica Transmexicana (Clasificación de INEGI). En la figura 1 se muestran las provincias fisiográficas presentes en el Estado de Puebla. A continuación se describen las características generales de cada una.

a) Sierra Madre Oriental.

En general, las altitudes de las cumbres de la Sierra Madre Oriental varían entre 2,000 y 3,000 m; en el borde suroccidental de la misma, a lo largo de una faja que se extiende desde la altura de Zacatlán hasta Xonacatlán, Puebla, las mayores elevaciones tienen entre 2,500 y 3,300 m.

Esta provincia consiste fundamentalmente en un conjunto de sierras formadas por estratos plegados, constituidos por rocas sedimentarias calcáreas y arcilloarenosas, de edad mesozoica y de origen predominantemente marino. Las rocas ígneas son poco abundantes y cubren algunas de las estructuras plegadas situadas en las proximidades de la FVM, así como otras zonas de poca extensión ubicadas a lo largo de la sierra. La Sierra Madre Oriental está representada dentro de territorio poblano por la subprovincia Carso Huasteco, que constituye su región más meridional.

Subprovincia Carso Huasteco.

El área que comprende el Carso Huasteco dentro de territorio poblano es conocida como Sierra Norte de Puebla, y se ubica en la porción septentrional del estado. Limita al

norte y noreste con la subprovincia Llanuras y Lomeríos, de la Llanura Costera del Golfo Norte; al este con la subprovincia Chiconquiaco, de la FVM; al sureste, sur y oeste, con la subprovincia Lagos y Volcanes de Anáhuac, también de la FVM; hacia el noroeste se interna en los estados de Veracruz e Hidalgo. Se extiende desde las poblaciones de Pantepec y Pahuatlán del Valle hasta la altura de las localidades de Cuyoaco, Zaragoza y Hueyapan; ocupa parte del municipio de Ixtacamaxitlán. En esta zona se encuentran materiales sedimentarios calcáreos y no calcáreos, que han sido sepultados parcialmente por rocas volcánicas. Varias de las cumbres de las sierras tienen altitudes superiores a los 1 000 m, pero la mayor, cerro Tenisteyo, llega a los 3 500 m.

b) Faja Volcánica Transmexicana.

Dentro de Puebla se encuentran áreas que forman parte de tres subprovincias de la FVM: Lagos y Volcanes de Anáhuac, Chiconquiaco y Llanos y Sierras de Querétaro e Hidalgo que, en conjunto, abarcan el 38% del territorio estatal.

Subprovincia Lagos y Volcanes de Anáhuac.

Es la más extensa de las catorce que integran a la FVM (de acuerdo a la clasificación de INEGI). En ella quedan comprendidas las ciudades de Puebla, Toluca, Pachuca, Tlaxcala, Cuernavaca y México. La subprovincia se extiende de poniente a oriente, desde unos 35 km al occidente de Toluca, México, hasta Quimixtlán, Puebla. Consta de sierras volcánicas o grandes aparatos individuales que alternan con amplias llanuras, formadas en su mayoría por vasos lacustres. De oeste a este se encuentran en sucesión las cuencas de Toluca, México, Puebla y Oriental.

En el estado de Puebla esta subprovincia es la que abarca mayor superficie, ya que 35% de su territorio pertenece a ella. Limita al norte con las subprovincias Carso Huasteco, de la Sierra Madre Oriental, y Chiconquiaco, de la FVM; al este se prolonga hacia el estado de Veracruz-Llave; y al sur colinda con las subprovincias Sierras Orientales, Sur de Puebla, Sierras y Valles Guerrerenses y Llanuras Morelenses; todas éstas son integrantes de la provincia Sierra Madre del Sur. Ocupa casi toda la parte central de la entidad, desde la Sierra Nevada hasta el Pico de Orizaba.

En esta zona se localizan las tres mayores elevaciones del país: Citlaltépetl o Pico de Orizaba, que es compartido con el estado de Veracruz y cuya altitud es de 5,610 m.s.n.m.; Popocatepetl, el cual tiene 5,500 m.s.n.m. y pertenece a los estados de Puebla, México y Morelos; e Iztaccíhuatl, con una altitud de 5,220 m.s.n.m. dentro de los

estados de Puebla y México. En las cumbres de estas elevaciones existen tres de los pocos pequeños glaciares de la región intertropical del mundo. También se encuentran: el Atlítzin o cerro La Negra, con 4,580 m; y el volcán Matlalcueye (La Malinche), con 4,420 m.s.n.m.; todos estos aparatos volcánicos mencionados forman parte del sistema de topoformas denominado sierra volcánica con estratovolcanes o estratovolcanes aislados. Asimismo, quedan incluidas las cuencas de Puebla y Atlixco-Izúcar, que están interrumpidas y separadas por lomeríos suaves y la de Oriental, que es compartida con el estado de Veracruz.

2.4 Planteamiento del problema.

Teniendo como antecedente la presencia de una extensa zona caolinitizada, de un intrusivo granodiorítico y de un depósito de sílice amorfa, el problema consiste en definir las características geológicas del área, la naturaleza y origen de los fluidos hidrotermales que produjeron la alteración y establecer la tipología a la que pertenece este sistema hidrotermal.

2.5 Alcance del trabajo y objetivos.

Los objetivos de esta tesis son:

- Elaborar la cartografía del área, escala 1:10,000.
- Realizar un estudio petrográfico de las unidades y estructuras de mayor interés.
- Conocer la naturaleza de los fluidos hidrotermales por medio de microtermometría de inclusiones fluidas.
- Establecer el origen de los fluidos hidrotermales a través de las relaciones isotópicas de O y D.
- Establecer una hipótesis genética.

2.6 Método de estudio y técnicas analíticas.

La metodología de trabajo consistió de los siguientes pasos:

- a) Recopilación bibliográfica sobre la zona. Comprendiendo artículos de carácter científico e información editada por el Consejo de Recursos Minerales, sobre el potencial de caolín de la zona.
- b) Cartografía Geológica. Se inició con una delimitación preliminar de las unidades litológicas mediante fotografías aéreas, posteriormente se realizó el reconocimiento de campo y el muestreo de las unidades. Las fotografías aéreas fueron nuevamente utilizadas para visualizar de una manera más extensa los contactos reconocidos. Finalmente se digitalizó el mapa con el paquete ArcView.
- c) Petrografía. Se prepararon láminas delgadas de las unidades litológicas reconocidas y de algunas estructuras hidrotermales, sobre las que se realizó una descripción mineralógica y textural.
- d) Inclusiones Fluidas. Se obtuvieron muestras principalmente de las vetas de cuarzo que constituyen el stockwork, y fueron preparadas para realizar los estudios de microtermometría de inclusiones fluidas.
- e) Isotopía Estable. Se realizó un muestreo sistemático a lo largo de una sección, que pretende establecer una posible variación de acuerdo a los cambios de elevación sobre los que se realizó el muestreo. Las muestras fueron preparadas parcialmente en el Centro de Geociencias de la UNAM y su análisis fue llevado a cabo en el Laboratorio de Isotopía Estable de la Universidad de Salamanca (España).

2.6.1 Introducción a la microtermometría de inclusiones fluidas.

El origen de los depósitos hidrotermales es consecuencia de una serie de procesos geológicos en los que los fluidos juegan un papel crucial. Estos fluidos pueden quedar atrapados en pequeñas cavidades o lagunas de cristalización, (generalmente menores a 100 μm), que se conocen como inclusiones fluidas. Además una inclusión fluida puede estar rellena por uno o varios fluidos, en los cuales pueden además haber uno o más minerales sólidos (Mangas *et al.*, 1991).

Clasificación de las inclusiones.

El criterio más ampliamente utilizado es el que se basa en su origen y esta compuesto por tres tipos principales (Mangas *et al.*, 1991; Van der Kerkhof, 2001):

a) Inclusiones primarias.

Se forman sobre las irregularidades de crecimiento de un cristal, atrapando estas pequeñas porciones de fluido. Al ser accidentales en el proceso de crecimiento, se distribuyen al azar. Son las más representativas de las condiciones termodinámicas en el momento del atrapamiento. Los mecanismos de captura más comunes son los siguientes.

- Las caras sucesivas que forman un cristal no son estrictamente planas, debido a la fijación sobre ellas de gérmenes de diferente tamaño, formándose en la superficie vacíos y cavidades.
- La disolución parcial de un mineral, genera numerosas entrantes que, cuando se reanuda el crecimiento, origina la formación de inclusiones grandes o bandas de inclusiones pequeñas.
- La fijación de un objeto sólido a la superficie de un cristal, puede quedar como inclusión sólida y capturar al mismo tiempo una inclusión fluida.
- Un crecimiento rápido puede producir en un cristal bordes esqueléticos o dendríticos, que si son sucedidos de un crecimiento lento pueden atrapar inclusiones de diversos tamaños.

b) Inclusiones secundarias.

Son todas aquellas inclusiones que se originan con posterioridad a la formación de un cristal. Cuando este cristal se fractura en presencia de un fluido, este último puede

penetrar dicha fractura y provocar un proceso de disolución y recristalización, reduciendo la superficie y atrapando un conjunto de inclusiones secundarias. Este tipo de inclusiones fueron subdivididas por Wilking (1979) en dos subtipos: las que se crean por la deformación frágil (cicatrización de fracturas) y las que resultan por una deformación dúctil. Wilking (1979) propuso el término inclusiones de exsolución para aquellas que se forman por una migración de fluidos durante los procesos de deformación dúctil.

c) Inclusiones pseudosecundarias.

Si un cristal se fractura durante su crecimiento, los fluidos nutrientes entran dentro de la fractura, quedando atrapados dentro del cristal. Este tipo de inclusiones se conocen como pseudosecundarias y representan estados intermedios entre las inclusiones primarias y secundarias. Para poder definir las exactamente, es necesario que estén bien delimitadas las fracturas dentro del cristal y que estas se encuentren selladas por nuevas zonas de crecimiento cristalino.

Las inclusiones primarias y pseudosecundarias reflejan el fluido presente durante el crecimiento del cristal, las inclusiones primarias aparecen aisladas o se desarrollan a favor de los planos cristalográficos. Las inclusiones secundarias corresponden a soluciones posteriores no necesariamente relacionadas con los fluidos responsables del crecimiento, se disponen a lo largo de fracturas recristalizadas, con orientaciones irregulares.

Para las rocas masivas, las inclusiones primarias aparecen o bien aisladas dentro de los granos, con formas características y de gran tamaño, o bien en el borde de los granos; las inclusiones secundarias atraviesan los bordes de grano según fracturas cicatrizadas o recristalizadas, son mucho más abundantes y tienen menor tamaño.

Una forma complementaria de clasificación muy extendida, es la de indicar con letras los diferentes tipos de inclusiones en función de las principales fases presentes.

L. Homogeneizan a fase líquida.

- No suelen llevar sólidos significativos.
- A veces no tienen fase vapor (monofásicas a temperatura ambiente).
- Tienen mayor densidad.
- Son las más abundantes.

V. Homogeneizan a fase vapor.

- No suelen presentar sólidos significativos
- La fase vapor ocupa un 50%
- Tienen menor densidad

C. A temperaturas de 20°C presentan tres fases L₁ (líquido fundamentalmente acuoso), L₂ (líquido fundamentalmente carbónico con CO₂, CH₄,...) y V (vapor carbónico: CO₂, CH₄, N₂)

S. Contiene por lo menos un sólido, la fase líquida suele ser mucho mayor que la fase vapor. El sólido puede ser un precipitado (NaCl, KCl, anhidrita, carbonatos de Ca y Mg, etc.) o atrapado mecánicamente (biotita, muscovita, calcita, etc.) En el primer caso indica que el fluido está saturado en ese compuesto.

G. Vidrio más fluido y/o fases sólidas, son frecuentes en rocas volcánicas, subvolcánicas, meteoritos o muestras lunares. De apariencia similar, sin embargo presentan una o varias burbujas inmóviles, debido a su elevada densidad.

Fundamento de estudio.

Para el estudio de inclusiones fluidas, es necesario tener en cuenta dos hipótesis fundamentales que condicionan su utilización, y se deben asumir para que los resultados sean válidos:

- El fluido atrapado representa el fluido a partir de la cual creció el mineral.
- Una vez atrapado el fluido, se supone que la cavidad permanece hermética y químicamente inerte.

No obstante, se deben tomar en cuenta una serie de fenómenos que pueden presentarse y son contrarios a la validez de esta hipótesis (Mangas *et al.*, 1991):

- a) La gran mayoría de las inclusiones fluidas se forman por captura de un fluido homogéneo, pero existen casos excepcionales originados a partir de sistemas heterogéneos. Por ejemplo fluidos que lleven partículas en suspensión o sistemas heterogéneos de dos fluidos inmiscibles.
- b) Después que un pequeño volumen de fluidos queda atrapado, pueden producirse diversos cambios en las fases capturadas y en la naturaleza física de la inclusión, tales como:

- Cambios en las fases. Por ejemplo la cristalización del mineral que contiene las inclusiones por enfriamiento natural; la presencia de una burbuja de gas o vapor que nuclea y crece cuando la presión en el interior de la inclusión es menor que la presión total de vapor del fluido atrapado; o la precipitación de nuevas fases sólidas diferentes a la del mineral encajante (cristales hijos).
- Cambio del emplazamiento y la morfología. La forma de muchas inclusiones es diferente a la que se tenía en el momento del atrapamiento. Esta variación es mínima si el enfriamiento es rápido, si la forma original es estable, o si la solubilidad del mineral es muy baja. Si las paredes de la inclusión son más estables de un lado que del otro, se producirá un movimiento de la inclusión a lo largo del cristal mediante la disolución y recristalización de este. Las inclusiones también pueden sufrir roturas y en ocasiones cambios de volumen; si la rotura no llega a la superficie externa y, posteriormente, recristaliza se forma un halo de inclusiones secundarias, lo que se denomina decrepitación parcial. Algunos cambios irreversibles de volumen pueden aparecer por una nueva recristalización de las paredes, así como por la contracción del mineral que contiene las inclusiones. Es fundamental que antes de llevar a cabo el estudio microtermométrico, se identifiquen fenómenos como estrangulamiento, decrepitaciones y efectos mecánicos debidos a tensiones, con base en un estudio petrográfico y textural detallado de las muestras.

Técnicas de estudio.

Los métodos empleados se dividen en dos tipos: los destructivos, que necesitan la extracción del contenido de las inclusiones y los no destructivos o indirectos, que en principio no afectan la estructura o composición de la inclusión (Mangas *et al.*, 1991):

Métodos destructivos.

- Análisis de cationes (Crush-Leach): Después de limpiarla con ácidos y agua destilada, la muestra es triturada hasta polvo para abrir la totalidad de sus inclusiones, los complejos volátiles son evaporados. El mineral triturado se lixivia con agua destilada muy pura, dopada con una sal de La. El extracto es analizado por técnicas estándar como ICP-MS, ICP, absorción atómica, fotómetro de llama o colorimetría, para determinar las relaciones de iones como Na, K, Ca, Mg, Cl, B, y SO₄ presentes en los fluidos.

- Análisis de Aniones: Por cromatografía de líquidos.
- Análisis de gases: Estos son liberados por trituración o calentamiento progresivo y analizados por cromatografía de gases, o espectrometría de gases cuadrupolar.

El condicionante más importante para la utilización de estos métodos destructivos, es la presencia de varias generaciones de inclusiones con diferentes composiciones; por consiguiente el contenido que se extrae es una mezcla de todos los fluidos.

Métodos no destructivos.

- La microtermometría se basa en la observación de los cambios de fase bajo el microscopio, en una gama de temperaturas entre -196 y 600°C . La naturaleza del contenido de la inclusión y las condiciones termobarométricas son función de la temperatura a la que se producen los cambios de fase.
- La microsonda Raman (microsonda molecular con láser, MOLE), permite analizar puntualmente edificios poliatómicos con una componente de enlace covalente, con volúmenes de algunas μm^3 . Se utiliza para identificar la composición de las fases fluidas y sólidos atrapados. Los diferentes constituyentes se reconocen por la posición e intensidad de la radiación Raman.

Microtermometría.

Se basa en la medida de las temperaturas a las que se producen cambios de fases en las inclusiones cuando se someten a temperaturas entre -196 y 600°C (variable, según la capacidad del instrumental). Las temperaturas de fusión dan valores indicativos sobre la composición del fluido atrapado. Las temperaturas de homogeneización se consideran temperaturas de atrapamiento de las inclusiones, siempre que la presión de captura no haya excedido la presión de vapor, en caso contrario ha de introducir una corrección por presión, estimada mediante un geobarómetro o geotermómetro independiente. Las temperaturas de homogeneización permiten estimar la densidad del fluido.

Instrumental.

Consta de una platina calentable-enfriable y un equipo de control programable. Para este trabajo se utilizó una platina Linkam THMSG 600 del Centro de Geociencias de la UNAM. Esta platina está compuesta por un bloque de plata dentro del cual se encuentra la resistencia, y los conductos por los que circula el N_2 líquido. El bloque de

plata permite que los cambios de temperatura sean más rápidos y se apeguen al gradiente establecido. La muestra se coloca sobre un crisol de cuarzo que a su vez se coloca sobre el bloque de plata. Debido a que la muestra no se encuentra directamente en contacto con el bloque, la temperatura que alcance este último no será la misma para la muestra. Es necesario que el calentamiento sea lento para que no se produzcan equilibrios metaestables. La platina va conectada a un recipiente que contiene el nitrógeno; este es succionado por una bomba (LNP) que se controla manualmente. La unidad de control de la temperatura (TMS), se maneja de forma automática o manual. El calentamiento se realiza por la acción de una resistencia eléctrica. La muestra se encuentra aislada de la atmósfera por una cubierta metálica y una lente de sílice pulida, las cuales cierran una cámara con gradientes verticales y horizontales mínimos. La humedad que pueda contener la platina debe ser expulsada para no tener problemas de visualización, esto se logra calentando la muestra hasta la temperatura de ebullición del agua y, posteriormente, se hace circular nitrógeno líquido de desplaza al aire.

Calibración.

El sensor de la platina esta desplazado ligeramente con relación a la muestra, por lo que se crean gradientes térmicos al ser la temperatura de la preparación diferente a la del sensor. Esta calibración se realiza mediante compuestos patrones de punto de fusión conocidos.

Preparación y observación de la muestra.

Posterior a un estudio en el que se sitúan cronológicamente los eventos geológicos de un área, se seleccionan los minerales preferentemente translúcidos o transparentes. Las muestras son cortadas y se prepara una lámina delgada doblemente pulida con espesores entre 300 y 50 μm . El grosor de la preparación depende del método de la persona que trabaje con las inclusiones y de la diafanidad de la muestra. La temperatura durante la preparación no debe exceder los 100°C y debe cuidarse que no se produzcan tensiones sobre el mineral.

Todo estudio comienza con la observación de las preparaciones a través del microscopio petrográfico para conocer la distribución y características físicas de las inclusiones atrapadas (Van der Kerkhof, 2001). Antes de dividir cada preparación en fragmentos de 1 cm^2 se hace un esquema general, las zonas de interés son marcadas

con tinta insoluble, para facilitar su localización. Las observaciones hechas a temperatura ambiente son las siguientes:

1. **Situación.** Para así conocer como aparecen distribuidas.
2. **Forma.** La mayoría son irregulares aunque también hay esféricas, elongadas, elipsoidales y en cristal negativo.
3. **Tamaño.** Expresado en micras.
4. **Relación volumétrica.** Se determina el tanto por ciento de volumen, o área de cada una de las fases.
5. **Procesos post-atrapamiento.** Estrangulamiento, explosión, decrepitación, etc.
6. **Tipo.** Determinar si las inclusiones son primarias, secundarios o pseudosecundarias.
7. **Número de fases.** Si presentan burbuja de vapor, cuantos tipos de líquidos y cristales diferentes pueden observarse.

Procesos de enfriamiento.

En los procesos de enfriamiento las inclusiones se congelan mediante N_2 líquido, y se procede a su calentamiento a velocidad controlada, variando el flujo de N_2 y el calor a través de la resistencia incluida en el bloque de plata de la platina, hasta temperatura ambiente. La congelación se produce generalmente de manera brusca, observándose una pérdida de transparencia en el contenido de la inclusión, la cual adquiere un aspecto escarchado. El componente principal de la fase gaseosa y líquida se puede identificar cualitativamente mediante la observación de ciertos cambios característicos que ocurren durante el proceso. Los más comunes son:

- a) Una fase fluida a temperatura ambiente.
 - Si en el enfriamiento aparece una burbuja de gas y crece rápidamente, el fluido es probablemente rico en CO_2 . Esto se confirma si el líquido solidifica bruscamente entre -90 y $-110^\circ C$, formándose muchos cristales de CO_2 , los cuales recrystalizan más tarde en un solo cristal. En el calentamiento posterior, alrededor de $-56.6^\circ C$, funde el sólido repentinamente. Si el sólido funde a una temperatura inferior, debe sospechar que la fase fluida contiene componentes adicionales como CH_4 , H_2S y SO_2 .

- Si durante el enfriamiento nuclea una burbuja pequeña que desaparece o contrae cuando se congela, aproximadamente a -30°C el fluido es rico en H_2O .
 - Si no se observa ningún cambio desde $+25$ a -192°C no se puede saber si el fluido atrapado en la inclusión es un gas de muy baja densidad, si se encuentra en condiciones metaestable, o si es un sólido (vidrio o cristal).
- b) Dos fases, una de vapor y otra líquida a temperatura ambiente.
- Si durante el enfriamiento la burbuja de vapor se contrae entre -30 y -60°C se trata de una inclusión rica en H_2O . Todas las inclusiones ricas en H_2O exceptuando las de salinidad casi nula, congelan bruscamente en finos agregados, produciendo la opacidad de la cavidad. Al aumentar la temperatura, el aspecto turbio desaparece, y los cristales de hielo se van fundiendo progresivamente con el aumento relativo de la fase líquida.
 - Si la congelación se produce entre -80 y -110°C con la expansión de la burbuja, los sólidos formados funden a -56°C , y las dos fases homogeneizan a $<31^{\circ}\text{C}$, entonces el fluido es rico en CO_2 .
 - Si durante el enfriamiento de una inclusión bifásica aparece una burbuja de vapor en el fluido central, entonces el fluido exterior es rico en H_2O y el fluido central es rico en CO_2 . La solidificación de la fase externa se presenta alrededor de -30°C y la interna entre -70 y -100°C .

c) Tres fases fluidas a temperatura ambiente.

En este caso la inclusión puede contener un fluido rico en CO_2 o materia orgánica, con dos fases, una líquida y otra gaseosa, y un fluido rico en H_2O . El comportamiento crioscópico es el mismo que en el apartado b).

Como las inclusiones fluidas son sistemas de masa de alrededor de 10^{-11} gramos, es común que se presenten procesos de metaestabilidad. Así por ejemplo, el agua congela aproximadamente a -30°C y el CO_2 , con un punto triple a -56.6°C no solidifica hasta temperaturas cercanas a -90°C . Las inclusiones acuosas presentan otros dos fenómenos de metaestabilidad, por ejemplo al enfriar una inclusión monofásica puede formarse una burbuja de vapor, o al congelar inclusiones bifásicas con una burbuja de vapor pequeña, esta puede desaparecer y no nuclearse en el calentamiento posterior.

Algunas consideraciones termodinámicas

Las burbujas de gas en las inclusiones fluidas, son el resultado de una contracción diferencial del líquido durante el enfriamiento, desde la temperatura de atrapamiento hasta la temperatura ambiente, por lo que la temperatura de formación podía ser estimada por calentamiento progresivo de la muestra, hasta que la burbuja de gas desapareciera. La temperatura en que dos fases distintas de una inclusión se transforman en una fase única se conoce como temperatura de homogeneización, y permite determinar la densidad del líquido atrapado en la inclusión. Para ello es preciso conocer la composición del fluido contenido en la inclusión, construir un diagrama PVT y aceptar que la masa y el volumen de la inclusión no varían (Mangas *et al.* 1991).

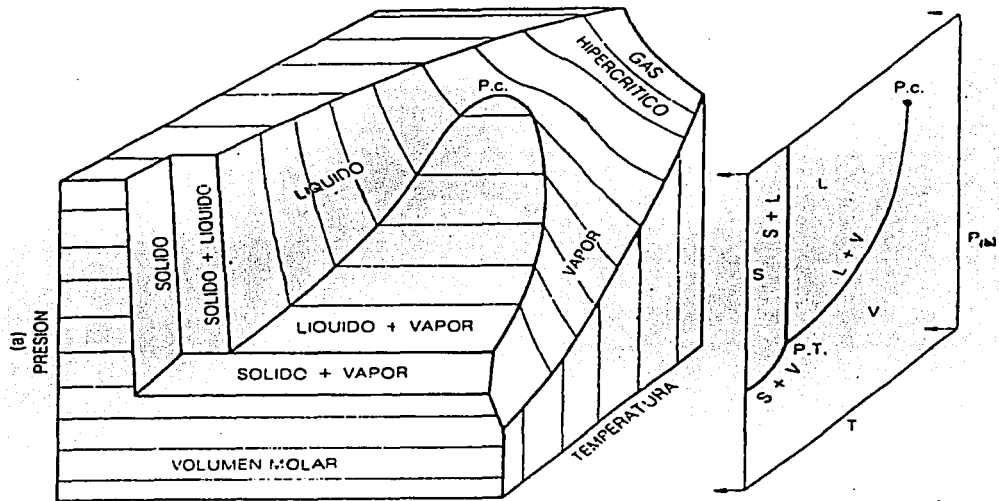


Figura 2. Bloque diagrama esquemático PVT de las fases en equilibrio de un cuerpo puro. Proyección plana P-T. S=sólido, L=líquido, V=vapor, PC=punto crítico, P-T=punto triple, P=presión, T=temperatura. Tomado de Mangas *et al.* 1991

La ecuación de estado característica de un fluido puede representarse sobre un diagrama tridimensional de PVT. Una inclusión se define como un sistema cerrado, por lo que los cambios se realizan a volumen constante. Si se considera una sección del sistema PVT paralela al plano P-T (Figura 2) el equilibrio entre el vapor y el líquido viene representado por la curva de vaporización, la cual termina en el punto crítico PC.

El equilibrio entre las fases líquidas y la sólida está indicado por la curva de fusión. Estas dos curvas se cortan en el punto PT, el llamado punto triple. El equilibrio entre los estados sólidos y vapor está representado por la curva de sublimación, que pasa también por el punto triple. La temperatura de homogeneización es aquella partir de la cual el contenido de una inclusión evoluciona a lo largo de la isocora, considerada como una línea recta. Si los fluidos estaban en ebullición se considera que la homogeneización corresponde a la temperatura de atrapamiento. En caso contrario las verdaderas condiciones termobarométricas que existían durante la captura estaban representadas por un punto de la isocora que podría determinarse cuando se conozca la presión o la temperatura reinantes durante el atrapamiento, determinadas mediante métodos independientes (Mangas *et al.*, 1991).

Las medidas microtermométricas que se registran durante el enfriamiento y calentamiento de las inclusiones son las siguientes:

Procesos de Enfriamiento (de +25 a -196.2°C)

- Temperatura de congelación (T_n) del hielo ($T_{n_{ice}}$) y del CO_2 ($T_{n_{CO_2}}$), .. etc.
- Temperatura de comienzo de fusión eutéctica (T_e), necesaria para conocer el punto eutéctico y la composición del sistema.
- Temperatura de fusión de la Hidrohalita (T_{HH}).
- Temperatura de fusión final del hielo (T_m). Permite conocer la salinidad de los fluidos atrapados.
- Temperatura de fusión del clatrato.

Procesos de Calentamiento (de +25 a +600°C)

- Temperatura de homogeneización (T_h), da un valor indicativo mínimo de la temperatura a la cual el fluido ha sido atrapado y permite determinar la densidad de las soluciones pertenecientes a sistemas simples.
- Temperatura de disolución de los cristales hijos (T_s), necesaria para conocer la salinidad y composición de la inclusión.

Comportamiento de los fluidos acuosos.

Los fluidos más frecuentes en las inclusiones son el H_2O y CO_2 , siendo la sal disuelta más importante el $NaCl$, con cantidades subordinadas de $CaCl_2$. La interpretación de los datos obtenidos se basa en el diagrama de fases de equilibrio PVT para el sistema $NaCl-H_2O$. De acuerdo con la Ley de Raoult, la presencia en una solución de sales como $NaCl$, KCl y $CaCl_2$ provoca una disminución del punto de fusión del hielo directamente proporcional a la cantidad de sales. La composición total de una inclusión se puede determinar a partir de la temperatura de comienzo de la fusión. Esta temperatura denominada eutéctica, sirve para conocer los compuestos disueltos. La concentración de estos viene dada por la temperatura de fusión final del sólido formado. Se puede observar la proporción relativa de las diferentes sales en solución, observando la fusión de las fases sólidas entre la temperatura eutéctica y la de fusión del último sólido.

Propiedades del sistema $NaCl-H_2O$ a baja presión y temperatura.

Las principales características del sistema son:

- Se forman tres fases sólidas (hielo, halita e hidrohalita) y no hay inmiscibilidad de líquidos.
- Las curvas de solubilidad y críticas son continuas.
- Existe un punto eutéctico a $-20.8^\circ C$ en el sistema $H_2O-NaCl$ puro. Las inclusiones de composición entre 0 y 61.9 wt% $NaCl$ eq. comienzan a fundir a la temperatura eutéctica. El hielo, la hidrohalita y el vapor coexisten por debajo de la temperatura eutéctica solo si está saturada.
- Las concentraciones superiores a 26.3 wt% $NaCl$ eq. se caracterizan por una fusión incongruente de $NaCl \cdot 2H_2O$ a $NaCl$, observándose el conjunto invariante hidrohalita + líquido + vapor + $NaCl$.
- El sistema tiene un eutéctico metaestable a $-28^\circ C$.
- La hidrohalita y el hielo son fases sólidas anisótropas y birrefringentes.

Inclusiones acuosas subsaturadas.

Consiste a temperatura eutéctica del conjunto hidrohalita + hielo. La temperatura de comienzo de fusión (T_e) es importante, pues determina la composición del sistema. Si

Te es inferior a -20.8°C , esto significa que la solución estudiada es un fluido más complejo que el simple $\text{NaCl-H}_2\text{O}$.

Al calentar la inclusión esta homogeneiza, y el fluido evoluciona a lo largo de una isocora. Un incremento de la salinidad del sistema, va acompañado de una débil disminución de la presión de vapor a baja temperatura, y de un incremento de la temperatura y presión en el punto crítico. Cuando la densidad de un fluido disminuye la pendiente de las isocoras aumenta (Mangas *et al.*, 1991).

Uno de los cálculos microtermométricos que se realiza es la presión de homogeneización, considerada como la presión mínima reinante durante el atrapamiento de la inclusión. La presión de captura es siempre mayor, pues hay que tener en cuenta la presión litostática e hidrostática. Esta presión junto con la temperatura de homogeneización, da el punto inicial de la isocora en un diagrama P-T. Para su cálculo existe un diagrama y una ecuación experimental definidas por Talansteve (1979, en Mangas *et al.*, 1991).

Con este mismo diagrama, se puede obtener el recubrimiento mínimo necesario para que no se llegue a producir la ebullición del fluido mineralizador. Por debajo de este valor mínimo, los fluidos estarían en ebullición y se encontrarían inclusiones que así lo confirmarían. Con los datos referentes a las temperaturas de homogeneización y salinidades, se puede calcular la profundidad aplicando el ábaco de Haas (1971, en Mangas *et al.*, 1991). Ahmad y Rose (1980) construyeron un ábaco para calcular aproximadamente la densidad de la solución más el vapor (citados en Mangas *et al.*, 1991).

En el caso de que la presión durante la captura hubiera sido mayor que la presión de vapor de la solución, es necesario hacer una corrección de la temperatura de homogeneización basándose en las propiedades volumétricas de la solución.

Inclusiones acuosas sobresaturadas.

Durante el enfriamiento natural de las inclusiones con soluciones altamente concentradas en NaCl se produce la precipitación de un cubo de halita. Si se calienta esta inclusión, la temperatura de disolución del cubo de sal T_{mNaCl} permite obtener directamente la concentración de NaCl . Generalmente después se observa la homogeneización, pero puede ocurrir que la burbuja como el sólido desaparezcan al mismo tiempo. Este caso se interpreta como signo de ebullición. Cuando la temperatura

de disolución es superior a la temperatura de homogeneización, la diferencia $T_h - T_{m_{NaCl}}$, permite hacer una estimación aproximada de la presión de atrapamiento (Mangas *et al.*, 1991).

Aplicaciones de las inclusiones fluidas.

Los fluidos juegan un papel importante en una gran parte de los procesos geológicos, por lo que el estudio de las inclusiones fluidas es aplicable a una gran variedad de problemas:

- a) En metalogenia, la información obtenida revela la naturaleza del fluido mineralizador que ha dado lugar a la formación del yacimiento. Se puede determinar la variación (espacio-tiempo) de los parámetros físico-químicos de las soluciones mineralizadoras, más concretamente la temperatura, presión, composición, concentración y densidad. También pueden determinarse procesos de precipitación mineral (ebullición, mezcla, enfriamiento, etc.)
- b) En los procesos diagenéticos
- c) En los procesos magmáticos.
- d) En los fluidos implicados en la lubricación y/o generación de estructuras tectónicas.

2.6.2 Principios de isotopía estable aplicada a la geología.

La isotopía estable es una técnica especialmente útil para trazar el origen y el flujo de los fluidos hidrotermales que han circulado por las rocas de la corteza y también para delimitar halos y anomalías. Los isótopos de O y S se pueden utilizar para determinar las temperaturas de los procesos geológicos.

Los isótopos son átomos de un elemento cuyos núcleos contienen un mismo número de protones pero distinto número de neutrones. En la naturaleza existen unos 260 isótopos estables (no radioactivos). Las diferencias en la masa atómica provocan diferencias importantes en el comportamiento de los isótopos en los procesos naturales. La diferencia en el punto de ebullición entre la molécula ligera ($H_2^{16}O$) y la "pesada" ($D_2^{18}O$) da lugar, por ejemplo, a que la primera sea preferentemente extraída de sistema sometido a evaporación. Esta diferencia de comportamiento hace que durante reacciones químicas o procesos físicos, tenga lugar una separación de las moléculas de un mismo compuesto que contiene cantidades distintas de los isótopos del mismo elemento. Este proceso de separación recibe el nombre de fraccionamiento isotópico.

Los elementos que se consideran en la aplicación de las variaciones de los isótopos estables en procesos geológicos son cinco: H, C, N, O y S. Se estudia la variación existente en un opuesto entre el isótopo pesado y el ligero: D/H, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ y $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. Estos elementos tienen una serie de características comunes:

1. Número atómico bajo.
2. Diferencias de masa relativamente grande entre los isótopos del mismo elemento.
3. La abundancia del isótopo pesado debe ser lo suficientemente elevada como para permitir determinaciones precisas.
4. Forman enlaces que varían de iónicos o covalentes. Los fraccionamientos son mayores entre fases que tengan tipos o fuerzas de enlace más marcadamente distintos.
5. Todos ellos forman parte de un gran número de compuestos naturales.

Factor de fraccionamiento isotópico y valor delta.

La distribución de los isótopos estables entre fases coexistentes, A y B, se describe como el factor de fraccionamiento (α_{A-B}) (Cardellach, in op cit). El valor delta (δ) expresa la diferencia de relación isotópica respecto a un patrón y se representa en tanto por mil. Para comparar los δ entre dos sustancias coexistentes (A y B) se utiliza otro valor, Δ_{A-B} definido como la diferencia $\delta_A - \delta_B$. Existe una relación entre α y δ . A partir de la definición de α , se tiene que:

$$1000 \ln \alpha_{A-B} \approx \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} = f(T)$$

La expresión anterior tiene dos importantes aplicaciones en la geología. La primera es que conociendo la temperatura de equilibrio entre dos fases A y B, se mide δ_A y se puede calcular δ_B y permite conocer la composición isotópica de una fase "no existente", como la del agua en un sistema hidrotermal fósil. La otra aplicación es que analizando la composición isotópica en dos fases coexistentes ($\delta_A - \delta_B$) se puede calcular la temperatura de equilibrio entre las mismas (geotermometría). Para ello se deben conocer los factores de fraccionamiento isotópico del elemento considerado entre las dos fases, y su variación con la temperatura.

Fenómenos de fraccionamiento.

Los principales fenómenos que producen fraccionamientos isotópicos en la naturaleza son:

- Reacciones de intercambio isotópico en el equilibrio, que dan lugar a una redistribución de los isótopos de un elemento entre las distintas moléculas que lo contienen.
- Procesos de tipo cinético, en los que la velocidad de reacción depende de las composiciones isotópicas de los productos reaccionantes, comprende procesos rápidos, incompletos o unidireccionales.

Las propiedades isotópicas de una sustancia dependen principalmente de la naturaleza de los enlaces químicos. Los enlaces con iones de alto potencial iónico y masa atómica baja tienden a incorporar el isótopo pesado. El fraccionamiento isotópico depende de la temperatura en el momento del equilibrio. Este concepto es la base de la geotermometría. Para poder aplicar esta metodología, se necesita conocer las ecuaciones que relacionan los fraccionamientos isotópicos entre los minerales y las temperaturas, y asumir un equilibrio isotópico entre las sustancias consideradas. El cálculo de la constante de equilibrio se puede llevar a cabo por métodos teóricos (a partir de datos de mecánica estadística), experimentales (en el laboratorio) y empíricos (con calibraciones con base en datos analíticos).

Oxígeno.

Se encuentra en la naturaleza en forma de tres isótopos estables:

^{16}O : 99.763%

^{17}O : 0.0375%

^{18}O : 0.1995%

Se analiza la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, utilizando como estándar el VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Las relaciones isotópicas se miden en CO_2 gas o en O_2 obtenidos de la siguiente forma:

- 1) Silicatos y óxidos. Reacción con BrF_5 o ClF_5 en cápsulas de Ni a 500-600°C durante 6-8 horas. Se desprende O_2 , el cual puede ser transformado en CO_2

mediante un filamento incandescente de grafito o introducido directamente al espectrómetro de masas.

- 2) Carbonatos. Reacción con ácido ortofosfórico para obtener CO_2 .
- 3) Sulfatos. Precipitación como BaSO_4 , mezclado con grafito y calentado a 1000°C para obtener CO_2 .

El oxígeno puede ser utilizado como geotermómetro, para que los resultados sean confiables se requiere el cumplimiento de tres condiciones:

1. Los minerales considerados deben ser abundantes y precipitados conjuntamente (condición de equilibrio isotópico).
2. Las fases minerales a analizar deben ser estables en un dominio amplio de P-T.
3. Los minerales deben tener composiciones químicas poco variables.

La ventaja de estos geotermómetros es que no son sensibles a la presión, por lo menos en la corteza. No obstante, presenta algunos inconvenientes, tales como el tamaño de grano o la interdifusión entre minerales en rocas ígneas y metamórficas enfriadas lentamente, pues se produce un reajuste isotópico. Por razones similares, la termometría isotópica no es aconsejable en rocas como anfibolitas, granitos micáceos, pelitas, melanogabros o piroxenitas feldespáticas.

Otra aplicación de los isótopos de oxígeno es la de poder calcular, conocida la temperatura de formación y composición isotópica del mineral, la composición isotópica del agua en equilibrio con el mismo en el momento de su formación. Para esto debe cumplirse un equilibrio isotópico entre el fluido acuoso y el mineral y debe conocerse la variación del fraccionamiento entre los minerales analizados y el agua con la temperatura.

Hidrógeno.

Tiene dos isótopos estables:

$${}^1\text{H} = 99.9844\%$$

$${}^2\text{H} = \text{D} = 0.0156\%$$

La composición isotópica del hidrógeno se analiza en el H_2 gas introducido en el espectrómetro de masas. En el análisis de aguas, la obtención de H_2 se realiza mediante la reducción del H_2O con Zn a temperaturas entre 400 y 500°C . Los minerales son

descompuestos térmicamente, liberando el H₂O que contiene, para tratarla como el caso anterior. Los pares mineral-mineral no pueden ser utilizados en geotermometría debido a que el fraccionamiento entre ellos no es función de la temperatura.

Los diagramas de tipo $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ son especialmente útiles para tratar de clasificar los tipos de agua que circulan en la corteza, con base en sus características isotópicas:

1. **Marinas** con δD entre +5 y +7‰; $\delta^{18}\text{O}$ de +0.5 a -1‰ y medias de 0‰. Los valores extremos se encuentran en mares cerrados con intensa evaporación (aguas enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ y D).
2. **Meteóricas**. Siguen la relación definida por Craig (1961, citado en Cardellach, inédito):

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

La ecuación anterior representa la denominada línea de las aguas meteóricas (MWL). Es de destacar que las aguas meteóricas en las latitudes más extremas (polos), son las más empobrecidas tanto en ^{18}O como en D; es el llamado efecto latitud. Las aguas de lluvia en zonas situadas en el interior de los continentes son más ligeras que las de zonas costeras; es el llamado efecto de continentalidad. En zonas más altas, el agua de lluvia es isotópicamente más ligera, (son típicos gradientes de 0.15 a 0.5‰ cada 100m) mediante el llamado efecto altitud. Así mismo, la composición isotópica de los minerales de alteración debería reflejar la composición isotópica de las aguas que la causaron. Así, se tiene que la línea de la caolinita es paralela a la línea de las aguas meteóricas; ello implica que los minerales de la arcilla formados por meteorización están en equilibrio con las aguas meteóricas y que dan lugar a enriquecimientos del 27‰ en ^{18}O y empobrecimientos del 30‰ en D respecto el agua a partir de la cual se han formado.

3. **Connatas y de formación**. Son aguas atrapadas en los sedimentos durante la sedimentación. En un principio, su composición isotópica es la del agua superficial en el momento del depósito. Se presentan variaciones isotópicas que dependen de los cambios de temperatura, salinidad o por intercambios con minerales más enriquecidos en algún isótopo.

4. **Metamórficas.** Son aguas de cualquier origen equilibradas isotópicamente con rocas durante el metamorfismo, presentan un amplio rango de variaciones que refleja el amplio dominio composicional de las rocas sedimentarias.
5. **Magmáticas.** Son aguas equilibradas isotópicamente con rocas magmáticas a temperaturas magmáticas. Pueden presentar valores anómalos de $\delta^{18}\text{O}$ muy elevado, como reflejo de materiales sedimentarios en el área de generación del magma, o bajos, debido a interacciones con aguas isotópicamente muy ligeras.

La interacción entre las aguas que circulan por la corteza y las rocas de la misma pueden dar lugar a cambios importantes en la composición isotópica de ambas. Si tenemos un volumen roca permeable, atravesado por un cierto volumen de agua, la composición isotópica del agua después de la interacción dependerá de:

1. La composición isotópica inicial del agua y de la roca.
2. La temperatura de intercambio isotópico y
3. La cantidad relativa de agua respecto a la de la roca (relación agua/roca).

Este fenómeno es especialmente observable en los análisis de aguas de los campos geotérmicos, donde la composición isotópica muestra un enriquecimiento en ^{18}O respecto a las aguas meteóricas locales (denominado desplazamiento del O). Dado que la mayor parte del hidrógeno en una roca saturada en agua está en el agua, no se producirán cambios importantes en la δD de las aguas termales. Sin embargo más de la mitad del oxígeno en un típico sistema agua-roca está en la roca. Como la $\delta^{18}\text{O}$ de los silicatos, carbonatos, etc. es más elevada que en las aguas meteóricas, estas se enriquecerán en ^{18}O , manteniéndose la δD constante. Algunos sistemas geotérmicos asociados al vulcanismo de arco en el cinturón volcánico del Pacífico, indican una contribución de aguas magmáticas. En estos casos se observa un desplazamiento de $\delta^{18}\text{O}$ como de δD en las aguas.

2.7 Generalidades teóricas de yacimientos epitermales.

Los depósitos epitermales de oro y plata aparecen encajados principalmente en rocas volcánicas ácidas, y a profundidades someras, (entre la superficie y 1 ó 2 km de profundidad), siendo originados por sistemas hidrotermales que generalmente poseen manifestaciones superficiales. Su temperatura de formación varía entre <150 y ~300° C. Los depósitos formados o que se infiere se formaron a menos de 100-200 metros de la paleosuperficie, son conocidos como de tipo Hot Spring (Sillitoe, 1993).

Existe una clasificación basada en el estado de oxidación del azufre en las soluciones mineralizantes (Sillitoe, 1993; Hedenquist *et al.* 2000):

1. Depósitos de alta sulfuración (AS) y
2. Depósitos de baja sulfuración (BS).

Los dos depósitos están formados por dos tipos de fluidos ascendentes: los sistemas de AS por fluidos ácidos, oxidados y ricos en azufre. Estos fluidos son generados por la condensación de volátiles magmáticos ricos en SO₂ (Heald *et al.*, 1987, en Sillitoe, 1993), con la presencia variable de cantidades de agua meteórica. Los depósitos de AS contienen sulfuros con una proporción azufre/metal elevada, (por ejemplo enargita, luzonita, covelita) y presentan aureolas de alteración argílica avanzada, donde domina la alunita, pudiendo incluir pirofilita a niveles más profundos.

En contraste, los depósitos de BS contienen una paragénesis de sulfuros que siguen un estado de baja sulfuración en asociación con alteración sericítica, argílica intermedia y de forma más rara alteración clorítica. Los fluidos de los sistemas de BS son pobres en azufre y reducidos, con un pH cercano al neutral, semejantes a las aguas que se extraen de sondeos realizados bajo fuentes termales de los sistemas geotérmicos. Presentan además una menor contribución magmática. Los depósitos de ambos tipos, pueden existir en un mismo distrito, pero se encuentran asociados a diferentes estructuras (Sillitoe, 1993). Las características principales de los yacimientos de AS y BS aparecen en la tabla 1. La figura 3 representa el modelo general de este tipo de yacimientos y su relación con los pórfidos cupríferos.

Características	Alta Sulfuración (AS)	Baja Sulfuración (BS)
Forma del yacimiento	Predominan las mineralizaciones diseminadas, los remplazamientos son frecuentes, los stockworks y filones son raros	Predominan los filones en fracturas abiertas, las mineralizaciones tipo stockwork son frecuentes; los remplazamientos y diseminados son raros
Rocas genéticamente relacionadas	Principalmente andesita-riodacita	Andesita-riodacita-riolita
Zonas de Alteración	Extensa (varios km ²) y visualmente prominente	Restringida y visualmente sutil
Minerales clave en la alteración	Alunita cristalina; pirofillita a niveles más profundos	Sericita o illita ± adularia; roscoelita, asoc. a rocas alcalinas
Cuarzo de ganga	Grano fino, masivo, de remplazamiento, residual, oqueroso	Calcedonia o cuarzo coloforme, crustiforme, "bladed", en escarpela o remplazando carbonatos; relleno de espacios abiertos
Carbonatos de ganga	Ausentes	Comúnmente de manganeso
Otra ganga	Barita, dispersa con la mena y azufre nativo relleno de espacios abiertos	Barita y/o fluorita localmente; barita sobre la mena
Abundancia de sulfuros	10-90 vol% principalmente pirita de grano fino parcialmente laminada	1-20% pero típicamente <5%, predomina la pirita
Variedades guía de sulfuros	Sulfosales de Cu (enargita, luzonita) y sulfuros de Cu y Cu-Fe (calcocita, bornita), posteriores a la pirita	Esfalerita, tetraedrita y galena. Puede haber calcopirita.
Texturas	Remplazamiento de las rocas encajonantes, brechas, filones.	Filones, relleno de cavidades (minerales bandeados, colofórmicos o en drusa) brechas
Metales presentes	Cu, Au, As (Ag, Pb)	Au y/o Ag (Zn, Pb, Cu)
Metales presentes localmente	Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te (Hg)	Mo, Sb, As (Te, Se, Hg)
Ejemplos	Iwato, La Coipa, El Indio, Lepanto, Rodalquilar, Summitville	Round Mountain, Hishikari, Waihi, Pajingo

Tabla 1. Características generales de los yacimientos epitermales.

Sillitoe (1993), White (1995) y Hedenquist (2000).

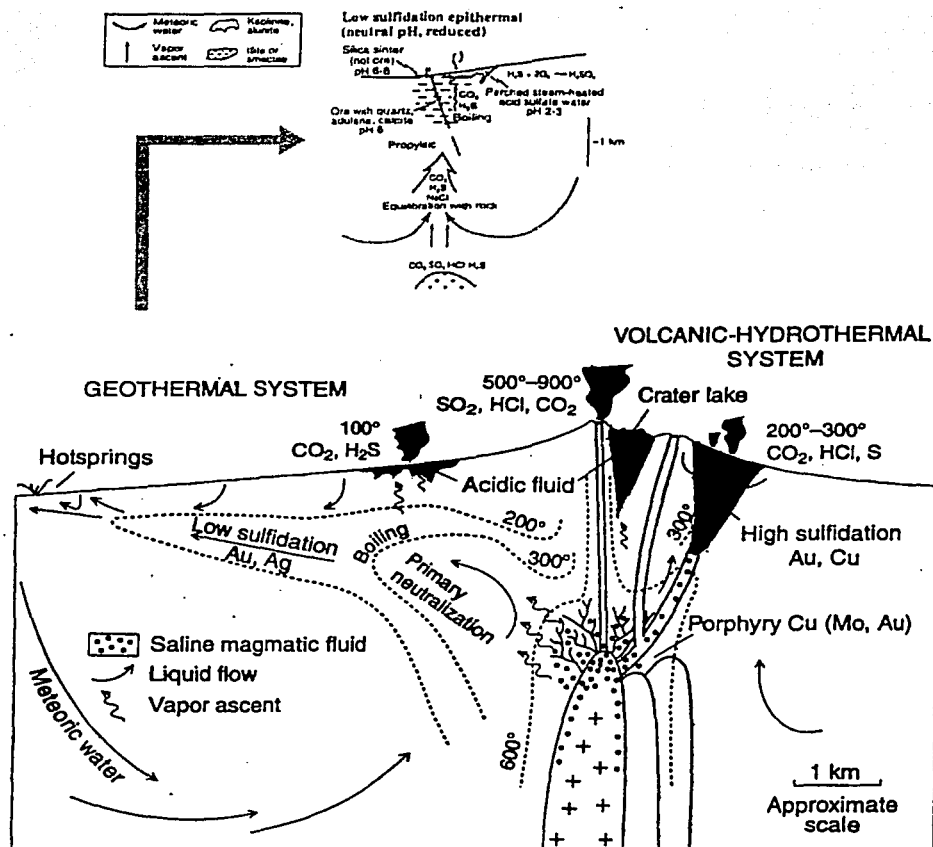


Figura 3. Representación gráfica del modelo de yacimientos epitermales y su relación con los pórfidos cupríferos. Tomado de Hedenquist *et al* 2000.

Se definen tres subtipos de depósitos de BS que pueden ser distinguidos en campo (Sillitoe, 1993):

1. Pobres en azufre, asociados a rocas subalcalinas, especialmente de composición riolítica.
2. Ricos en azufre (y metales base), asociados a rocas subalcalinas de composición andesítica a riodacítica.
3. Pobres en azufre asociados con rocas alcalinas.

Los depósitos de BS ricos en azufre, están más relacionados a rocas intrusivas (en algunos casos, stocks asociado a pórfidos de cobre) y han sido generados a mayores

profundidades que los de bajo contenido de azufre. Los subtipos ricos en azufre y pobres en azufre de BS en rocas alcalinas, son claramente transicionales, aunque la mayor salinidad de los fluidos, facilitaría el transporte de metales base y favorecería la formación de los primeros (Sillitoe, 1993).

Estas mayores salinidades indican una mayor relación con cuerpos intrusivos y/o pueden relacionarse a mayores profundidades de formación, pero en algunos sistemas puede ser debido al ingreso de agua marina. Los depósitos de BS en rocas alcalinas, reflejan la introducción de un característico componente hidrotermal (probablemente magmático). Los depósitos epitermales de BS se encuentran asociados a un amplio espectro composicional de rocas volcánicas (Sillitoe, 1993).

En contraste, los depósitos de AS están relacionados genéticamente a rocas subalcalinas que varían de composición andesítica a riódacítica, aunque localmente puede observarse una relación con rocas máficas alcalinas (Setterfield *et al.*, 1992, citado por Sillitoe, 1993). Estas relaciones empíricas no son aún explicadas en su totalidad. Todos los depósitos de AS de metales preciosos contienen abundantes sulfuros y su contenido de cobre (principalmente en sulfosales) varía enormemente (<0.1% a 5%) (Sillitoe, 1993).

Los magmas riolíticos pobres en fierro, contienen menos azufre que los magmas máficos y por lo tanto se relacionan más a fluidos pobres en SO₂ y son potencialmente incapaces de generar un fluido mineralizante de HS, de un pH bajo; esto explica la asociación de yacimientos de BS con rocas riolíticas. Bajo este mismo razonamiento podría relacionarse las tan variables proporciones de Ag/Au (<1 a >1000), que se tienen tanto en depósitos de AS y BS (Sillitoe, 1993).

Ambiente tectónico.

Los yacimientos epitermales de oro se encuentran principalmente en arcos vulcano-plutónicos (arcos de islas y arcos continentales) asociados a zonas de subducción; generalmente en el lado posterior del arco y hasta unos 100 km del frente volcánico activo. En varios arcos, el magmatismo originado por la subducción y la actividad hidrotermal asociada tiende a desplazarse con el tiempo hacia la trinchera. Los yacimientos de oro se encuentran principalmente en rocas volcánicas, y en sedimentos volcanogénicos contemporáneos y ocasionalmente en las rocas del basamento (Hedenquist *et al.*, 2000).

Aunque las rocas ígneas asociadas son generalmente subaéreas calcoalcalinas, de composición andesítica - dacítica - riolítica, también se pueden encontrar en rocas ígneas alcalinas y shoshoníticas de arcos maduros (corteza > 20 km), arcos intraoceánicos y ambientes continentales. Los más importantes yacimientos epitermales de oro del Pacífico occidental se han formado en el Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario. Las edades de los yacimientos del oeste de América y el Caribe van de principios del Cretácico hasta finales del Mioceno (119-9 Ma). Esta correlación refleja la diferente velocidad de erosión entre los arcos de islas y los continentales. En los primeros, el grado de erosión es mayor por el rápido levantamiento y la gran pluviosidad (Hedenquist *et al.*, 2000).

Controles sobre los depósitos.

Control estructural. La forma de los depósitos epitermales es muy variable, debido a la baja presión y las condiciones hidrostáticas bajo las que son formados. Los conductos principales de los fluidos son fallas con echados fuertes y desplazamientos limitados (menores a 1 km). La mineralización epitermal está confinada a ambientes extensionales o transtensionales. Las fallas principales generalmente no presentan mineralización (Sillitoe, 1993; Lewis, 2000).

Control hidráulico. Gran parte del fallamiento que ocurre de manera contemporánea a la mineralización, es producido por una sobre presurización de los fluidos, siendo además la roca fragmentada y lixiviada (Sibson 1987, en Sillitoe 1993). Esta lixiviación bajo condiciones ácidas es característica de los sistemas de AS y da lugar a una reducción del volumen de la roca, y a la generación de sílice oquerosa residual de textura porosa y escoriácea. La permeabilidad de la sílice residual, controla el subsecuente tránsito de fluidos y el depósito de metales preciosos (Hedenquist *et al.*, 2000). Por el contrario, la transformación de la roca a ópalo o calcedonia masivos, reduce la permeabilidad, lo que podría generar una brecha hidrotermal si los conductos por los que circulan los fluidos son sellados por una sobre presurización. La ebullición inducida por este brechamiento es un mecanismo por el que se deposita el oro. Cuando los fluidos hidrotermales ácidos, entran en contacto con una roca calcárea, ocurre una descalcificación que da lugar a un incremento en la permeabilidad de la roca (Sillitoe, 1993).

Control litológico. La permeabilidad de una roca controla el emplazamiento de cuerpos mineralizados de gran tamaño y estratiformes, especialmente en partes someras de los

sistemas epitermales. El flujo lateral de estos fluidos mineralizantes, aumenta el potencial del tonelaje. Sedimentos porosos, fluviales o lacustres (generalmente vulcanoclásticos), que son depositados inmediatamente antes o durante la mineralización y que por lo tanto están pobremente litificados en el momento de la circulación hidrotermal, constituyen yacimientos diseminados en muchos casos. Los estratos de baja permeabilidad (acuitardos) constituyen un sello, que propicia la formación de cuerpos mineralizados bajo ellos. Algunos contactos como discordancias regionales, pueden albergar cuerpos mineralizados, donde la base de este cuerpo esta delimitada por una roca de baja permeabilidad. (Sillitoe, 1993).

Características superficiales.

Zonas lixiviadas. La ebullición de fluidos en sistemas epitermales da lugar a la generación de vapor con H_2S , que conforme asciende se condensa y enfría (White & Hedenquist, 1997). La oxidación del H_2S ocurre en la zona vadosa, por arriba del nivel freático. Los fluidos ácidos resultantes, calentados por el vapor originan una alteración argílica avanzada en la roca encajonante, que adquiere una característica textura muy porosa (Sillitoe, 1993; Hedenquist *et al.*, 2000). Los minerales más comunes son ópalo, cristobalita, tridimita, alunita, caolinita y algunos sulfatos. Los sulfuros de hierro se concentran en las partes basales de las zonas lixiviadas, donde los fluidos descendentes ricos en sulfatos, son reducidos. Estas zonas de lixiviación, son similares para sistemas de AS y BS, aunque en el primero se tiene mayores cantidades de azufre nativo y posiblemente alunita (Sillitoe, 1993).

El espesor de las zonas de lixiviación es mayor cuando el paleonivel freático es muy profundo, como en regiones áridas o bajo altos topográficos (como estratovolcanes) en terrenos montañosos. Existen zonas estratiformes silicificadas, que subyacen las zonas de lixiviación de sistemas de AS y BS, especialmente si se tiene una roca muy permeable. La silicificación es masiva y densa y puede incorporar algunas brechas. La sílice puede tomar forma de ópalo (opalita) y/o calcedonia, dependiendo de la temperatura de formación y del grado de envejecimiento. Se cree que estos horizontes son generados en paleoniveles freáticos. La silicificación en torno a las zonas mineralizadas tiende a ser bajo la forma de ópalo, por las condiciones de baja temperatura que predominan. Si los condensados ácidos se drenan por debajo de la zona de lixiviación, pueden originar una alteración caolínica que se superpone a las alteraciones asociadas a metales preciosos. La sílice mineralizada, generalmente no es

afectada, pero las alteraciones propilítica y argílica intermedia, son transformadas en una roca lixiviada.

Sínteres. Son generados donde los flujos de fluidos hidrotermales son vertidos sobre la superficie, ocasionando la precipitación de sílice donde el nivel freático se intersecta con la topografía en valles o cuencas. De esta forma pueden generarse lateralmente zonas de lixiviación. Son reconocidos por su textura laminar y algunas estructuras columnares, perpendiculares a la laminación. Se pueden preservar fósiles de algas y partes de otros tipos de plantas que crecen alrededor (Cuneen and Sillitoe, 1989; White *et al* 1989). No se han reconocido sínteres por encima de sistemas de AS, esto se atribuye a que el bajo pH de los fluidos inhibe la precipitación de sílice.

Los sínteres están compuestos de ópalo, tridimita y/o calcedonia, dependiendo de la temperatura y la edad (grado de diagénesis). Generalmente están desprovistos de metales preciosos. Aunque en las localidades donde se tienen registrados valores altos de metales preciosos en el sínter, (por ejemplo en Broadlands, North Island, Nueva Zelanda, Sillitoe, 1993), las posibilidades de encontrar mineralización a profundidad son mínimas. Puede haber valores económicos de mercurio, por la presencia de cinabrio, como sucede en MacLaughlin, California y Buckskin Mountain, Nevada (Vikre, 1985).

Los sínteres son productos subaéreos, pero pueden originarse además piscinas someras, que se distinguen por la presencia de marcas de desecación poligonales, formadas durante la desecación del gel (Vikre, 1985; White *et al.* 1989; Cuneen *et al.* 1989). La precipitación de sílice de fluidos hidrotermales que se descargan en aguas profundas de lagos puede producir un pedernal estratiforme, denso y finamente laminado que puede ser rico en sulfuros de fierro y generalmente carente de metales preciosos (Sillitoe, 1993; Hedenquist *et al.* 2000). La acumulación de un sínter en un valle o cualquier otra depresión topográfica, puede diluir el depósito con los sedimentos. Como consecuencia pueden encontrarse sedimentos clásticos silicificados intercalados con el sínter; puede haber también fragmentos del sínter en el sedimento (Sillitoe, 1993).

Argilización avanzada. La asociación alunita-caolinita se forma esencialmente bajo tres condiciones: A profundidades mayores de 2 km o más, bajo el nivel freático por la condensación de volátiles magmáticos (en el ambiente de AS); bajo el nivel freático por la condensación de vapor y H₂S, en zonas lixiviadas que cubre sistemas de AS y BS; y sobre el nivel freático por oxidación supergénica de rocas que contienen pirita, en ambos ambientes epitermales (Sillitoe, 1993).

Estas tres posibles situaciones en las que se puede originar una argilización avanzada, originan asociaciones idénticas tanto en sección delgada como bajo difracción de rayos X. Afortunadamente son distintos texturalmente y pueden ser reconocidos en muestra de mano. La distinción de los tres tipos de asociaciones, es importante por su relación con la mena (Sillitoe, 1993). En la tabla 2, se mencionan las características principales y esta relación con la mineralización.

Origen	Condensación o disolución de volátiles magmáticos profundos	Lixiviación ácida somera	Oxidación supergénica
Textura	Agregados cristalinos gruesos a finos	Agregados pulverulentos muy finos	Masas similares a la porcelana
Color	Incolora, blanca, rosa, crema, amarillo café	Generalmente blanca	Blanco, crema, amarillo-café
Ocurrencia típica	Remplazamiento de fenocristales de feldespatos, clastos, forro de cavidades	Remplazamiento penetrativo especialmente en feldespatos	Vetillas irregulares, masas nodulares, remplazamiento local penetrativo
Minerales de alteración asociados	Cuarzo, caolinita, dickita, diásporo, pirofilita	Cristobalita, ópalo, caolinita	Caolinita
Ocurrencia con respecto a sulfuros	Con sulfuros	Normalmente con sulfuros y limonita hipogénica	Con limonita, pero puede cubrir zonas de sulfuros
Relación con la mena	Potencial a contener mineralización	Estéril, sobre la mena	Relacionada o no a mena

Tabla 2. Características de campo de los tres principales tipos de alunita. Tomado de Sillitoe (1993).

Exploración.

Durante la evaluación de un proyecto, la primera meta es determinar si el depósito es epitermal. De serlo, debe establecerse de acuerdo a las características observadas en el campo que tipo de yacimiento epitermal es (AS o BS). Una vez hecho esto, deben entenderse las características geológicas y estructurales del prospecto, determinar la geometría del sistema y el tamaño, en términos de potencial económico. Como en todos los depósitos de origen hidrotermal, el principal reto es encontrar los canales de alimentación del sistema, a los que van asociadas las leyes más altas del yacimiento (Hedenquist *et al.* 2000).

Las diferencias en sus procesos de formación les confiere una diferente firma geoquímica (Tabla 3). Es esencial considerar el ambiente geológico e hidrológico que predominó durante la mineralización. En los sistemas de alta sulfuración las estructuras mineralizadas se encuentran cerca de conductos de alimentación. Las aguas ácidas generadas en estos ambientes pueden desplazarse grandes distancias antes de descargarse a la superficie (White & Hedenquist, 1995).

Los sistemas de baja sulfuración presentan una gran influencia de la topografía. En áreas de bajo relieve, los conductos se distribuyen sobre zonas de alimentación que se extienden en el basamento. En áreas de alto relieve se tiene un enorme grado de flujo lateral en sistemas geotérmicos, superando los 10 km, esto da por resultado zonas asimétricas de alteración en relación con la zona de alimentación. Así es necesaria la reconstrucción del ambiente geológico y de la topografía, combinadas con información sobre la mineralogía de alteración, las anomalías geoquímicas y las respuestas geofísicas. Esta última técnica presenta un uso limitado para la exploración de oro, aunque regionalmente los estudios aeromagnéticos, radiométricos y de gravedad pueden ayudar en la localización de zonas de alteración y estructuras mayores. En una escala local, se recomiendan los estudios electromagnéticos, de polarización inducida y de resistividad, que reflejan cambios en las propiedades de las rocas (piritización, silicificación y argilización) que pueden estar relacionados procesos de formación de depósitos. La exploración debe estar guiada por el entendimiento de las características del depósito, y de los procesos que lo formaron.

	Baja Sulfuración	Alta Sulfuración
Anómalamente alto	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K, Ag/Au	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se
Anómalamente bajo	Cu, Te/Se	K, Zn, Ag/Au

Tabla 3. Asociaciones geoquímicas de los yacimientos epitermales.

Tomado de White & Hedenquist (1995).

Las diferencias en sus procesos de formación les confiere una diferente firma geoquímica (Tabla 3). Es esencial considerar el ambiente geológico e hidrológico que predominó durante la mineralización. En los sistemas de alta sulfuración las estructuras mineralizadas se encuentran cerca de conductos de alimentación. Las aguas ácidas generadas en estos ambientes pueden desplazarse grandes distancias antes de descargarse a la superficie (White & Hedenquist, 1995).

Los sistemas de baja sulfuración presentan una gran influencia de la topografía. En áreas de bajo relieve, los conductos se distribuyen sobre zonas de alimentación que se extienden en el basamento. En áreas de alto relieve se tiene un enorme grado de flujo lateral en sistemas geotérmicos, superando los 10 km, esto da por resultado zonas asimétricas de alteración en relación con la zona de alimentación. Así es necesaria la reconstrucción del ambiente geológico y de la topografía, combinadas con información sobre la mineralogía de alteración, las anomalías geoquímicas y las respuestas geofísicas. Esta última técnica presenta un uso limitado para la exploración de oro, aunque regionalmente los estudios aeromagnéticos, radiométricos y de gravedad pueden ayudar en la localización de zonas de alteración y estructuras mayores. En una escala local, se recomiendan los estudios electromagnéticos, de polarización inducida y de resistividad, que reflejan cambios en las propiedades de las rocas (piritización, silicificación y argilización) que pueden estar relacionados procesos de formación de depósitos. La exploración debe estar guiada por el entendimiento de las características del depósito, y de los procesos que lo formaron.

	Baja Sulfuración	Alta Sulfuración
Anómalamente alto	Au, Ag, As, Sb, Hg, Zn, Pb, Se, K, Ag/Au	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Hg, Te, Sn, Pb, Mo, Te/Se
Anómalamente bajo	Cu, Te/Se	K, Zn, Ag/Au

Tabla 3. Asociaciones geoquímicas de los yacimientos epitermales.

Tomado de White & Hedenquist (1995).

3. Marco Geológico.

3.1 Generalidades de la porción Oriental de la Faja Volcánica Mexicana (FVM).

La FVM es un arco magmático continental de aproximadamente 1000 km de longitud y entre 20 y 200 km de ancho. Se extiende desde la costa del Pacífico hasta el Golfo de México. Venegas (1985) señala que no llega a la costa del Pacífico pues lo separa el macizo granítico de Jalisco (Bloque de Jalisco). Este arco magmático, está emplazado en la parte central de México de este a oeste, y está delimitado por los paralelos 18° y 21°N, con una distribución oblicua (Aprox. 16°) con relación a la trinchera de Mesoamérica. En la Figura 4, se muestra un mapa que indica la extensión de las rocas calcoalcalinas del Mioceno-Plioceno y las del Plioceno-Cuaternario, además señala la división de los tres sectores en que se divide la FVM.

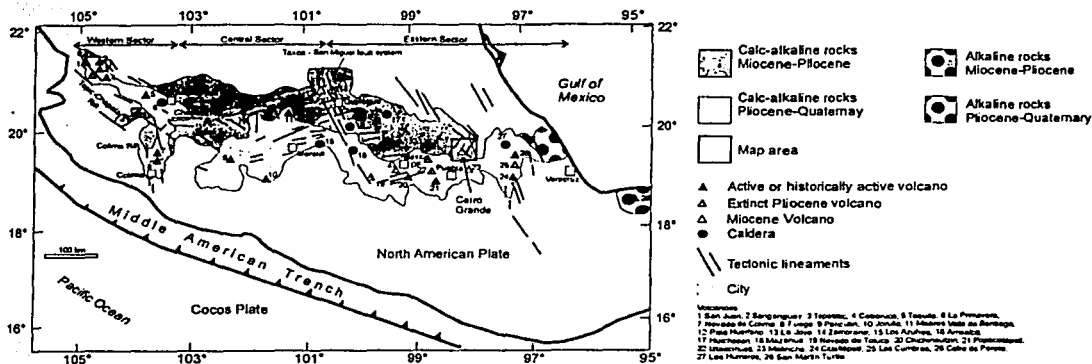


Figura 4. Sectores en que se divide la FVM, geología regional y sus principales lineamientos tectónicos. Tomado de (Gómez-Tuena, 1999).

El desplazamiento sinistral de Norteamérica con respecto a la placa del Caribe (que se produjo a partir del Oligoceno temprano), permite explicar la edad Plio-Cuaternaria del vulcanismo de la FVM, siendo otro factor muy importante en su desarrollo el cambio del polo de rotación de la placa de Cocos durante el Mioceno tardío. De esta forma, se desarrollan las principales características de la FVM mediante la subducción al sur de México (Demant 1978).

La FVM en su sector Oriental está compuesta principalmente por estratovolcanes que tienden a evolucionar series de rocas andesíticas que pasan a dacíticos. Estos estratovolcanes van a presentar comúnmente erupciones de tipo freatomagmáticas o,

según las condiciones del basamento, pueden llegar a convertirse en calderas. Existen muy pocas manifestaciones de domos riolíticos (uno de los ejemplos más notables es el cerro de las Derrumbadas, en la región de Los Humeros), así como también existen algunas evidencias de vulcanismo fisural. Las emisiones volcánicas son de carácter calcoalcalino y pasan a ser alcalinas hacia el este, siendo esta la característica primordial que diferencia, el sector oriental de los demás sectores. La FVM se compone de dos grandes eventos volcánicos, siendo uno el basamento del otro. En el segundo, se emiten productos más ácidos, provenientes de cámaras magmáticas más someras y diferenciadas como la de Los Humeros (Venegas, 1985). El primer suceso ocurrió entre unos 20 y 4 Ma y el segundo en los últimos 4 Ma.

Estratigrafía.

El sector oriental de la FVM descansa directamente sobre un paquete de rocas sedimentarias del Mesozoico. Las rocas del Jurásico según Yáñez-García (1982), corresponden a la formación Cahuasas, Tamán y Pimienta. La Formación Cahuasas está formada por lutitas y areniscas. La Formación Tamán presenta una facies arcillosa de lutitas negras y carbonosas, y una facies calcárea compuesta por calizas grises con pedernal. La formación Pimienta presenta calizas y dolomias oscuras con pedernal negro y calizas arcillosas.

ERA	Sistema	Periodo	Ma.	Cuenca de Libres-Oriental (espesores)		
MESOZOICO	Cretácico	Tardío	82	Fm. Méndez (250-300) / Fm. Mezcala (± 250)		
				Fm. San Felipe	Fm. Maltrata	Fm. Guzmantla (250-300)
				Fm. Agua Nueva (± 300)	(± 400)	
		Temp	110	Fm. Tamaulipas Sup. (600-800) / Fm. Orizaba (± 1200)		
				Fm. Tamaulipas inferior		
	Jurásico	Tardío	135	Formación Pimienta (20-80)		
				Formación Tamán (25-300)		
		Med	166	Formación Cahuasas (200-1200)		

Tabla 4. Columna estratigráfica del Mesozoico para la Cuenca Libres-Oriental.
(Yáñez-García, 1982)

Para el Cretácico, Yáñez-García (1982) reconoce nueve unidades litoestratigráficas: La Formación Tamaulipas Inferior, Fm. Tamaulipas Superior, Fm. Orizaba, Fm. Maltrata, Fm. Guzmantla, Fm. Agua Nueva, Fm. San Felipe, Fm. Méndez y Fm. Mezcala. En general puede decirse que la FVM descansa al oriente sobre una secuencia mesozoica

sedimentaria, y esta a su vez sobre un basamento (Macizo de Teziutlán) compuesto por rocas ígneas intrusivas (granitos y granodioritas) y rocas metamórficas (esquistos). La secuencia sedimentaria está compuesta por algunas rocas terrígenas, pero principalmente por rocas calcáreas. Los afloramientos de muchas de estas unidades son muy reducidos, dado que se encuentran cubiertos por las rocas volcánicas más jóvenes. La columna estratigráfica para el mesozoico esta expresada en la tabla 4.

El Terciario está representado (Yáñez-García 1982) por la Formación Cruz Blanca, la andesita Alseseca y la Formación Teziutlán. La primera de ellas corresponde a una secuencia terrígena constituida por conglomerados, arenas y arcillas originados por la erosión y el intemperismo intenso al que estuvieron expuestas las rocas sedimentarias del Mesozoico y las rocas ígneas intrusivas del basamento. La andesita Alseseca es de color gris oscuro y contiene principalmente fenocristales tabulares de plagioclasa y, en menor cantidad, piroxenos, biotita y magnetita. Al ser fechada por K-Ar, se calculó una edad de 11 Ma (Ruiz-Sainz, 1965; en Yáñez, 1982) y presenta una facies dacítica fechada en 10.5 Ma (Yáñez, 1982). Aunque no se encontró su contacto inferior, se piensa que descansa sobre la Formación Cruz Blanca. Finalmente, la Formación Teziutlán está constituida principalmente por andesitas y, en menor grado basaltos. El color predominante de estas rocas es gris oscuro a negro, su textura es porfídica con matriz microlítica; la composición varía de andesítica a andesítica basáltica y en algunas ocasiones se encontraron rocas dacíticas (Yáñez, 1982). Un fechamiento por K-Ar dio una edad de 5 Ma (Plioceno medio) cerca del poblado de San Marcos y otro cerca de Teziutlán dio 3.5 Ma (Plioceno tardío) (Ruiz-Sainz, 1965, en Yáñez, 1980), en el estado de Puebla.

Para el cuaternario, Yáñez-García (1982) reconoce cuatro unidades:

- La riolita Oyameles, que está representada por domos, derrames y tobas, todos ellos riolíticos, así como por vitrófidos de naturaleza riolítica, traquítica y riodacítica. Los derrames presentan texturas fluidales y holohialina, algunos presentan esferulitas de feldespatos alcalinos (sic.) y cuarzo de hasta 5 cm. El domo Oyameles, constituido por una riolita porfídica presenta plagioclasa sódica zoneada y fue datada radiométricamente en 1 Ma (Yáñez-García, 1982). La mayoría de las calderas de esta área, presentan emisiones de diversos tipos de roca.

- La ignimbrita Xaltipán, corresponde a una serie de derrames ignimbríticos en sus tres estados de piroconsolidación: densa, mediana y sin piroconsolidación. Se encuentra depositada sobre la andesita Alseseca y se considera que tiene una edad correspondiente al Plioceno Superior-Pleistoceno inferior. La matriz es generalmente de color rosa, pero también puede ser gris-azul. La roca es casi completamente vítrea. Su fechamiento radiométrico dio 0.56 Ma (Yáñez-García, 1982). La emisión de gran cantidad de material ignimbrítico causó grandes vacíos en la cámara magmática por lo que el techo sufrió un colapso que dio lugar a que se formara la Caldera de Los Humeros. La complejidad de esta se debe a que el hundimiento no fue uniforme debido a la distinta competencia de las rocas que la conforman.
- La Formación San Antonio, esta compuesta por una serie de derrames de composición andesítico-basáltica, posteriores a la formación de la Caldera de Los Humeros y se hallan solo en las cercanías de esta. Se encuentra dividida en los miembro Orilla del Monte y La Viola. El primero esta constituido por derrames muy fluidos de andesitas y basaltos, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas (andesinas), en una matriz hialopilitica. Hacia la parte superior de este miembro, las rocas cambian gradualmente a derrames escoriáceos y abundantes conos de escoria. Para el miembro La Viola, la composición de las rocas es la misma (andesítico-basáltica), pero la textura es claramente vítrea, con feldespatos, vidrio, augita, hornblenda y magnetita. La datación radiométrica de estas rocas realizada por Yáñez-García (1982) dió una edad de 1.1 Ma (Plioceno tardío-Pleistoceno temprano). Estas rocas representan el fin de la actividad volcánica porque coronan los centros emisores que dieron lugar a las rocas del Miembro Orilla del Monte.
- La actividad volcánica básica está representada por estratovolcanes, volcanes con derrames asociados y abundantes conos de escoria (Yáñez-García, 1982). Aparecen sedimentos lacustres fundamentalmente en la Cuenca Libres-Oriental compuestos por fragmentos de rocas de todos tamaños (bloques, arenas, limos y arcillas), así como productos piroclásticos que se encuentran interestratificados con los sedimentos lacustres. Las rocas piroclásticas cubren gran parte de la región en estudio (Yáñez-García, 1982) y las más representativas son de pómez y algunas tobas. Se hallan diferentes niveles de paleosuelos, que son la evidencia

de intervalos entre los depósitos de las diferentes emisiones pumíticas. La tabla 5 representa la columna estratigráfica del Cenozoico, para la región de los Humeros – Las Derrumbadas.

ERA	Sistema	Serie	Ma.	Los Humeros - Las Derrumbadas
CENOZOICO	Cuaternario	Reciente	1	Aluvi3n
		Pleistoceno		Fm. Tenamastepec
				Lahares de las Derrumbadas
				P3mez, paleosuelos y tobas
				Sedimentos lacustres
				Fm. San Antonio
		Riolita Oyameles / Ignimbrita Xaltip3n		
	Terciario	Plioceno	10	Fm. Teziutl3n
		Mioceno	24	Andesita Alseseca
				Fm. Cruz Blanca
		Oligoceno	36	Rocas 3gneas intrusivas.
Eoceno		58		
Paleoceno	67			

Tabla 5. Columna estratigráfica del Cenozoico para la regi3n de Los Humeros – Las Derrumbadas. (Yañez-García, 1982)

Evoluci3n Geol3gica.

Para finales del Paleoceno y Eoceno Temprano, se produjo un plegamiento que dio origen a la Sierra Madre Oriental (Venegas, 1985). Durante este plegamiento que se extendi3 hasta el Mioceno medio, se emplazaron una serie de rocas intrusivas. En el Mioceno tardío comenz3 la actividad 3gnea efusiva con derrames de composici3n andesítica que sirvieron de basamento a un grupo de rocas volc3nicas posteriores, representadas por andesitas, andesitas basálticas, basaltos y en ocasiones dacitas, que corresponden al Plioceno Medio.

Los dos eventos volc3nicos propuestos por Venegas (1985), generados por un cambio en la geometría del arco, requerirían de la existencia previa de grandes fallas, pues estos regímenes volc3nicos son fisurales m3s que centrales, lo que explicaría los notables espesores de coladas andesítico-basálticas. Tambi3n podría atribuirse esto a una tectónica distensiva previa, donde se formarían gr3benes o fosas tect3nicas y se

apilaran estos potentes derrames. Esta es prácticamente la única influencia de la paleogeografía: las depresiones o cuencas, son rellenadas por las emisiones volcánicas.

Después del primer evento volcánico se localiza un hiato de 2 a 4 Ma, durante el que se formó un conjunto de montañas falladas e inclinadas por estructuras de dirección E-W a NW-SE (Venegas 1985). Posteriormente a esta etapa de fallamiento, se inicia el vulcanismo reciente (Plio-Cuaternario) donde los productos volcánicos tienden a ser más silíceos, indicando la presencia de magmas más diferenciados.

El espectro petrológico de la FVM está dominado por las dacitas y andesitas calcoalcalinas, aunque se tienen rocas alcalinas en los límites este y oeste de la provincia. La conexión entre estas dos asociaciones petrogenéticas se ha explicado por los procesos de subducción a lo largo de la trinchera mesoamericana (Negendank, 1985), como el producto de la fusión del manto (Luhr, 1997, citado por Gómez-Tuena, 1999) o simplemente como una provincia petrogenética diferente (Cantagrel y Robin, 1979, citado por Gómez-Tuena, 1999). Estas relaciones petrológicas, nos denotan el cambio continuo de calcoalcalino a alcalino de los productos volcánicos con una dirección hacia el este (Negendank 1985).

Este vulcanismo es dividido por Robin y Cantagrel (1978, en Venegas, 1985) en dos subperiodos: el vulcanismo del norte, representado por formaciones del Plioceno Superior - Cuaternario Inferior con edades de 2.5 a 1.6 Ma y la Cadena Actual que abarca hasta el presente, marcando una migración del vulcanismo andesítico hacia el sur. Gómez-Tuena (1999) considera un periodo volcánico para el Mioceno tardío y otro para el Pleistoceno. En el primero se tienen varias cuencas lacustres que generaron secuencias de rocas sedimentarias con niveles de material piroclástico. Se tienen también flujos de cenizas depositados sobre las secuencias del Mioceno, relacionados a la actividad del volcán la Malinche (Gómez-Tuena, 1999). La actividad volcánica del Terciario Superior aprovechó las fracturas y fallas que se desarrollaron en las rocas calcáreas durante el levantamiento orogénico, dando origen a los macizos andesíticos que limitan esta región oriental (Yáñez-García, 1982).

El arco magmático, según Ferrari (1999), corresponde al mismo que compone a la Sierra Madre Occidental (SMO), pero la evolución en la tectónica de placas, produjeron una serie de cambios, en dirección, composición y, obviamente edad. Fue entre 38 y 25 Ma, cuando se tuvo el "flare-up" ignimbrítico que, según McDowell y Clabaugh (1979, en Ferrari, 1999), dio origen a la SMO. A partir del Mioceno temprano, el arco sufrió un

dextrogiro de 30° en la dirección de las manecillas del reloj, produciendo un vulcanismo que se atestigua en Baja California, Nayarit, Jalisco y Guanajuato, principalmente (Ferrari, 1999). El arco se extendió hasta el moderno Golfo de México, llegando a sus costas entre 17 y 12 Ma. Para este entonces, sus productos eran básicamente andesíticos y se presentaban entre el norte de Michoacán y la ciudad de México, y un segmento que abarca los estados de Puebla y Veracruz. Para el Mioceno tardío, el arco adquiere una orientación estable y tiene como principales productos lavas basálticas (Ferrari, 1999).

La mayoría de los autores, está a favor de la existencia de un mecanismo de subducción a lo largo de la Trinchera mesoamericana. Para explicar la posición oblicua de la FVM se han propuesto diferentes formas geométricas para la placa en hundimiento. Mooser (1975, en Demant, 1978) explica la estructura zigzagueante de la FVM por una placa de Cocos fragmentada en diferentes elementos con pendientes de hundimiento distintas. Un factor que impide pensar en un ángulo importante de subducción es la ausencia de focos sísmicos profundos (Molnar y Sykes 1969, en Demant, 1978).

Algunos estudios realizados sobre la trinchera mesoamericana han verificado mecanismos de erosión por subducción (Mercier de Lépinay, 1997, en Gómez-Tuena, 1999) y acreción por subducción (Moore, 1988, en Gómez-Tuena, 1999) que ocurrieron desde el Mioceno tardío, lo que confirma la existencia de un margen activo de subducción desde entonces. Si la generación de magma del Mioceno tardío fue inducida por la placa que subducía, para un ángulo de subducción tan somero, se debe de esperar la generación de rocas volcánicas más allá de 500 km de la trinchera Mesoamericana. Considerando que según Tatsumi y Eggins (1995, en Gómez-Tuena, 1999) aproximadamente a 100 km de profundidad, los anfíboles liberan fluidos a la cuña del manto y con ello se inicia la generación magmática.

Si este proceso se inicio hace 20 Ma con un índice de convergencia de 120 mm/año y un ángulo de subducción de aproximadamente 11°, la placa subducida alcanzaría los 100 km de profundidad bajo la placa de Norteamérica en 4.25 Ma. Algunos modelos para la generación, transporte, fraccionamiento y erupción de magmas manejan cifras entre 0.08 a 0.7 Ma (Gill y Condomines, 1992, en Gómez-Tuena, 1999), para que un magma experimente estos procesos. Con esta última consideración, podría concluirse que el inicio de las emisiones volcánicas se dio hace 15 Ma, es decir, hace 20 Ma se

establecen una nuevas condiciones de subducción, después de 4.25 Ma comienza la generación de magma, bajo estas nuevas condiciones y finalmente a menos de 0.7 Ma, se tienen las condiciones para que ocurra una erupción.

Un caso típico de la región es el volcán Cerro Grande, de composición andesítico basáltica a dacítica. Esta estructura mayor, marca el inicio de la actividad volcánica en el sector oriental de la FVM. En un diagrama álcalis vs. sílica las rocas tienen una tendencia subalcalina. Si se utiliza el diagrama AFM aparece una tendencia calcialcalina. Siempre tenemos alteración presente, lo que oscurece la composición real del magma. Se registraron pequeñas cantidades de Nb, Ta y Ti en relación a los elementos litófilos de iones grandes (Rb, Ba, K y Sr) y tierras raras ligeras (Gómez-Tuena, 1999), lo cual constituye un típico patrón de elementos traza para arcos magmáticos. La diferenciación magmática se atribuye a la cristalización fraccionada de plagioclasas, piroxenos y un poco de hornblenda. Aunque existe la posibilidad de que exista una modificación composicional por un componente cortical, no se tiene el respaldo isotópico para asegurarlo.

Negeandank (1985), basado en los datos químicos obtenidos, formula varias hipótesis para explicar el origen de las andesitas de la región oriental de la FVM:

- a) Fusión parcial de peridotita con granate de la cuña del manto a una elevada presión.
- b) Fusión parcial de la litosfera oceánica subducida, metamorfozada a anfibolita o eclogita de cuarzo, o una cristalización fraccionada de un magma basáltico controlado por la eclogita.
- c) Cristalización fraccionada de un magma basáltico controlado por un anfíbol de poco sílice a 80-100 km de profundidad.
- d) Cristalización fraccionada de un magma basáltico a un nivel cortical, controlado por olivino, piroxeno, plagioclasa y magnetita.
- e) Contaminación cortical de la cuña del manto que fue fundida.

Tectónica.

Se ha sugerido que la FVM está emplazada sobre límites de antiguos terrenos que han sufrido reactivaciones por episodios, después de ser acrecionados (Ortega-Gutiérrez, 1994, en Gómez-Tuena, 1999). El espesor de la corteza para este sector de la FVM se tiene estimado en 50 km (Flores-Ruiz, 1996, en Gómez-Tuena, 1999). Las rocas

volcánicas de este sector, generalmente yacen sobre pliegues y fallas laramídicas del Cretácico tardío-Terciario temprano, con rumbos NNW-SSE, correspondientes a la provincia de Pliegues y Fallas Sedimentarios del Mesozoico (Ortega-Gutiérrez, 1992, en Gómez-Tuena, 1999).

Se ha reconocido un segundo periodo de extensión tectónica en el sector este de la FVM, que guarda una gran relación con el vulcanismo de edad pliocénica. El reconocimiento de grandes estratovolcanes en la FVM, con una alineación N-S, dan la pauta para relacionar el vulcanismo con el estilo tectónico (Negendank, 1985). Se ha propuesto (Alaniz-Alvarez, 1998, en Gómez-Tuena, 1999) que los estratovolcanes se encuentran sobre fallas orientadas N-S, con desplazamientos reducidos, mientras que el vulcanismo monogenético está emplazado sobre estructuras normales sobre un rumbo E-W con desplazamientos mayores. El sistema NNW-SSE fue activado en el Mioceno tardío y solo afecta rocas de esta edad. Viniegra-Osorio (1965, citado por Carrasco-Núñez, 1997) considera el área como una zona tectónica reconocible por el intenso plegamiento, con sobrecorrimientos y fallas menores de empuje. Los ejes de estos pliegues se orientan en forma casi paralela de noreste a sureste, perpendiculares a la dirección de la compresión laramídica.

El origen del vulcanismo basal de la FVM coincide con el principio del Mioceno. Según McDowell y Clabaugh (1979, citados por Venegas, 1985), hacia esta fecha cesó la actividad magmática de la SMO (hace 26 Ma). La consumación y fraccionamiento de la Placa Farallón a fines del Oligoceno o principios del Mioceno habría propiciado una reorientación en la tectónica de placas del Pacífico, dando lugar a una tectónica distensiva (Atwater, 1970; Coney, 1976, citados por Venegas, 1985).

El cambio de régimen tectónico propició el fin del vulcanismo de la SMO e inicio el vulcanismo basamental de la FVM. Este cambio explicaría las diferencias composicionales y de orientación. Este cambio del polo de rotación de la Placa de Cocos explica la orientación distinta de la FVM con la SMO. La desaparición de la Placa Farallón y el desarrollo del sistema Pacífico-Cocos se dio en el Mioceno tardío. Con el movimiento relativo entre América del Norte y el Caribe, se explica la ausencia de vulcanismo calcoalcalino en el Pico de Orizaba y la cadena volcánica de América Centra

La presencia de un vulcanismo hiperalcalino asociado con rocas calcoalcalinas denota cambios importantes del régimen tectónico que prevalece en la génesis de los magmas, desde un sistema en compresión (subducción) hasta uno de tensión (Demant

1978). La disposición en forma de abanico que presentan las anomalías magnéticas denotan el cambio en el sentido de desplazamiento de la Placa de Cocos

El cambio en la geometría de los límites de placas Norteamérica-Farallón-Caribe, como una posible causa de la reorientación del arco magmático, es una hipótesis también apoyada por Ferrari (1999).

Negendank (1985), no observa estructuras tipo graben en el este de la FVM, de una magnitud tal, que pudiera considerarse como una zona de rift continental, pues Robin (1981, citado por Negendank, 1985) nos habla de una provincia alcalina de grábenes para esta área.

3.2 Antecedentes del área.

El área de Santa María Sotoltepec–Ixtacamaxtitlán ha sido estudiada geológicamente con anterioridad para conocer la actividad volcánica del área con vistas a su aprovechamiento geotérmico. Asimismo, dada su cercanía con la región de Los Humeros (35 kilómetros aproximadamente), se puede utilizar información de este campo geotérmico.

El volcán Cerro Grande se localiza a tan solo 13 kilómetros y algunos trabajos realizados sobre esta estructura (Carrasco-Núñez, 1997; Gómez-Tuena, 2000), proporcionan importantes datos para conocer mejor el entorno geológico. Carrasco-Núñez *et al* (1997) en un artículo que realmente constituye la memoria de un mapa de la zona del volcán, sobre la que se hizo cartografía a una escala 1:100,000 (coordenadas -98° 00' E, -97° 35' E, 19° 20' N y 19° 45' N), reconoce una secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas (Jurásico – Cretácico), una serie de intrusivos a los que se les asigna una edad de 14.5 Ma, haciendo referencia a su similitud con los fechados por Yáñez-García (1982) y un serie de rocas volcánicas. Estas emisiones volcánicas se dividen en dos periodos: uno durante el Mioceno tardío, en el que ocurre simultáneamente el depósito de sedimentos lacustres, y otro en el Plioceno. En el primero se deposita la secuencia piroclástica Benito Juárez, el Grupo Terrenate, el depósito piroclástico Coyoltepec, la andesita Cerro Grande, la brecha Ixtacamaxtitlán, la secuencia vulcanosedimentaria Nocayoco, la andesita Cruz de León, la andesita El Crestón y el Grupo Cuyoaco. Durante el Pleistoceno se depositó el Grupo Tlaxco, la andesita Tres Cerros, la ignimbrita Xaltipán y algunos depósitos aluviales y piroclásticos como último evento.

Gómez-Tuena *et al* (2000) menciona la estratigrafía de un área menor a la ocupada por el mapa del trabajo anterior, por lo que algunas unidades son omitidas; la unidad reconocida anteriormente como la brecha Ixtacamaxtitlán, es ahora separada en dos unidades: ignimbrita Oriental rica en líticos y el depósito de bloques y flujo de ceniza Ixtacamaxtitlán. Menciona características geoquímicas del volcán Cerro Grande, su evolución y sus implicaciones tectónicas

Sobre la región de Los Humeros, existe un mayor número de publicaciones. Básicamente fue el trabajo de Yáñez-García (1982), el que se empleo para obtener información estratigráfica del área, a pesar de que muchas de las unidades que define en la columna no afloran en la región de Ixtacamaxtitlán. González-Partida menciona de manera muy general la geología de la región, centrándose en el origen de los fluidos geotérmicos con base en la isotopía estable.

3.3 Cartografía Geológica.

3.3.1 Definición de las unidades cartografiadas.

Rocas sedimentarias (Mesozoico).

Los principales afloramientos se tienen en la zona norte de la región cartografiada. Aquí pueden observarse areniscas, limolitas, lutitas y carbonatos, correspondientes a la Sierra Madre Oriental. A 500 metros al NE de Santa María Sotoltepec se localiza un cerro compuesto principalmente de calizas y pedernal, en estratos de 10 a 30 cm de espesor. La orientación de los estratos es muy diversa, pero predominan 333° - 43° al NE y 328° - 85° al NE. En algunos cortes, es posible apreciar el fuerte plegamiento de esta roca.

La base del cerro "El Uno", esta conformada por calizas, fuertemente plegadas, formando pliegues tipo kink. Este contacto, puede observarse desde la barranca Tecolotes, sobre el margen izquierdo. En este punto, la caliza no presenta ningún grado de alteración. En la margen derecha es posible también observar los carbonatos, sobreyacidos por la toba silicificada y argilizada.

Estos afloramientos constituyen una ventana estratigráfica, lo que representa que después de su depósito, estas rocas sedimentarias fueron sometidas a una serie de esfuerzos debidos a la orogenia laramídica, originando un cambio de topografía, sobre la

que se depositó el material volcánico. De esta forma, los altos topográficos de rocas sedimentarias no fueron totalmente cubiertos por las rocas volcánicas.

Tegumento (Cuaternario)	
Ignimbrita Xaltipán (0.45 Ma, Pleistoceno)	
Grupo Tlaxco (0.49 Ma, Pleistoceno)	
Granodiorita porfídica (?)	Fm. Nacayolo (?)
	Andesita Cruz de León (8.5 Ma, Mioceno)
	Fm. Pimienta (Mesozoico)

Tabla 6. Columna estratigráfica del área Sta. María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán.

El contenido de pedernal es muy variable en este paquete sedimentario, y consiste en bandas de hasta 20 cm intercaladas con la caliza. Este paquete sedimentario del Mesozoico, esta compuesto principalmente por carbonatos, pero es posible observar en varios puntos del área de estudio, lutitas, limolitas y areniscas, dispuestas en estratos de no más de 15 centímetros y con una ligera deformación. Su color es gris claro y oscuro, presentan óxidos en las superficies de debilidad por lo que es difícil observar la roca fresca. Un buen afloramiento de estas rocas se tiene en las coordenadas 617,050W y 2,180,681N (Ver Anexo B; muestra SM-23) No se observó contenido fósil en ninguna de estas rocas.

Las rocas sedimentarias de la región, que se encuentran en la base de la columna estratigráfica, son asignadas por Camprubí *et al* (2001) a rocas de las Formaciones Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior y Agua Nueva, depositadas durante el Cretácico. Carrasco-Núñez (1997) no les asigna un nombre formacional y las definen solo como areniscas color café que gradan a lutitas y calizas de edad jurásica, indicando una transición en el ambiente de depósito de continental a marino. Para la parte inferior de las rocas cretácicas menciona una serie de calizas en estratos delgados, con nódulos de pedernal y horizontes bentoníticos, que identifica pertenecen a una facies arrecifal por el contenido fósil. La parte superior esta compuesta de calizas y pedernal, intercalado con lutitas; las texturas de mudstone y wackestone indican un ambiente de mar profundo. La Monografía Geológico – Minera del estado (1995), define estas rocas

como calizas con bandas de pedernal y estratificación media (Fm. Tamaulipas inferior) y calizas arcillosas y lutitas calcáreas (Fm. Méndez). La tabla 6 nos muestra la columna estratigráfica del área de Santa María Sotoltepec – Ixtacamaxtitlán.

Rocas efusivas.

- Tegumento.

No es reconocida en ningún trabajo anterior y se le asigno este nombre a un flujo de cenizas, con cristales de magnetita y apatito como minerales pesados, que corresponde al evento volcánico más reciente. Su espesor varía de los 50 centímetros hasta los 3 metros, se encuentra cubriendo la mayor parte del área siguiendo la topografía. Su color es café oscuro y al intemperie adquiere tonos grisáceos. No fue considerado para la cartografía, dado su reducido espesor y su papel irrelevante dentro de los objetivos de la tesis.

- Ignimbrita Xaltipán.

Esta unidad puede observarse en las partes más bajas del área. Los principales afloramientos son a lo largo del Río Apulco. En las inmediaciones de Santa María Sotoltepec, a pesar de los campos de cultivos, es posible observar esta unidad en los cortes de los caminos y en las suaves elevaciones topográficas presentes.

Sus límites en la porción Sur están definidos por el depósito del derrame andesítico Cruz de León y de la secuencia vulcanosedimentaria. Esta última comprende algunas elevaciones topográficas en la porción occidental, que se observan por encima de la ignimbrita, dando la posibilidad de que las rocas vulcanosedimentarias sean posteriores o que la ignimbrita halla sido depositada sobre el paleorelieve. Los límites al norte no se observan bien definidos debido al tegumento que cubre una gran parte del área y enmascara la extensión de algunas unidades. Las edades absolutas de esta roca (Yáñez-García, 1982; Carrasco-Núñez, 1997) permiten establecer que su depósito fue posterior al de la andesita Cruz de León (Carrasco-Núñez, 1997), ocupando el paleorelieve que cortaba a esta roca porfídica.

Esta ignimbrita es de color café claro a gris, intemperiza a un color negro y en ocasiones crema. Presenta una gran cantidad de vidrio de forma alargada con una discreta orientación (Ver Anexo A Lámina SM-5). Se observan algunos fragmentos líticos redondeados de tamaño de guijarros. Uno de ellos presenta una clara textura fluidal. Otros, de aspecto extrusivo por su textura afanítica, podrían ser andesitas. Se pueden

apreciar además, algunos fragmentos alargados de pómez y, de forma esporádica, algunos cristales de biotita.

La ignimbrita Xaltipán es reconocida por Yáñez-García (1982). Para la región de Santa María Sotoltepec la define como una roca sin piroconsolidación, casi completamente vítrea, con su parte vesicular hematizada. Identifica una textura eutaxítica o pseudoeutaxítica con fragmentos de vidrio alargados de forma lenticular (fiammes) más oscuros que la matriz. Bajo el microscopio reconoce esquiras devitrificadas formadas por fibras radiales de feldespato alcalino y cristobalita (textura axiolítica). La fecha que asigna Yáñez-García, (1982) a las rocas es de 0.56 ± 0.21 Ma por análisis efectuado por molido de roca total. Carrasco-Núñez (1997) le asigna una edad de 0.45 ± 0.09 Ma por fechamiento de roca total (K-Ar). Esta roca no se observa afectada por ningún tipo de actividad hidrotermal.

- Grupo Tlaxco.

Esta unidad aflora en la porción suroeste del área. Consiste de una andesita porfídica compuesta por fenocristales de hornblenda, enstatita y plagioclasa (andesina), todo en una matriz de pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa. (Ver Anexo A, lámina SM-26). Esta unidad puede ser diferenciada de la andesita Cruz de León por constituir un derrame de menor espesor. Las características fotogeológicas del Grupo Tlaxco son inclusive distintas (disección del terreno), y es posible observar a mayor escala, que proceden de fuentes distintas. Esta unidad se depositó sobre la ignimbrita Xaltipán, no es posible observar sus relaciones estratigráficas con las demás unidades. Carrasco-Núñez *et al.* (1997) describe esta unidad como flujos de lava ligeramente vesicular, compuestos por basaltos de olivino y augita, andesitas porfídicas de hornblenda y augita y dacitas con plagioclasa, hornblenda y augita. Un flujo basáltico fue fechado en 0.49 ± 0.04 Ma, por el método de K-Ar.

- Formación Nacayolo

Aflora en la mayor parte del área de estudio, consta de aproximadamente 250 metros de espesor y está constituida por unidades cuya potencia va de los 20 cm hasta los 3 metros. Son concordantes entre ellas y su estratificación se observa de forma prácticamente horizontal, con un echado variable de 2 a 5 grados en algunas partes. Está constituida por una serie de depósitos de ceniza y tobas de caída, intercalados con areniscas, areniscas conglomeráticas y algunos cuerpos lenticulares de conglomerados.

Su color es muy variable, pero siempre en tonos claros, puede ser blanco, gris, café, verde o amarillo. De acuerdo a las observaciones de campo, es más joven que la Andesita Cruz de León y más antigua que las rocas del Grupo Tlaxco. Es decir, su edad (aún no definida con exactitud) se encuentra entre 0.49 y 9.0 Ma.

Algunas de las tobas de caída presentan cristales de biotita, plagioclasas y pómez, cementados por vidrio. Las areniscas presentan granos de tamaño de arenas gruesas, principalmente de cuarzo, plagioclasa, pómez, magnetita y otros minerales oscuros, la mayoría de ellos poco redondeados y subangulosos. Los clastos de los conglomerados son principalmente de andesitas y rocas porfídicas. (Ver Anexo B muestras SM -2, SM-3, SM-11, SM-12, SM-13 y Anexo A lámina SM-9, SM-12).

La presencia de rocas con una clasificación buena a regular como son las areniscas y algunas areniscas conglomeráticas, junto con los estratos tan regulares y constantes que estas forman, son el principal argumento para establecer que esta región constituyó un área de depósito. El material que llegaba era de origen volcánico (que en ocasiones presenta retrabajo) y terrigenos (areniscas y conglomerados).

La descripción de la secuencia vulcanosedimentaria que se hace en este trabajo, concuerda con las características expuestas por Carrasco-Núñez (1997) sobre la Formación Nocayoco. El verdadero nombre de la población donde aflora esta roca es Nacayolo, por lo que se le asigna este nuevo nombre a la Formación. Lo mismo sucede con el poblado de Santa María Coyoltepec, cuyo verdadero nombre es Santa María Sotoltepec, por lo que la Formación Coyoltepec pasa a ser la Formación Sotoltepec. Carrasco-Núñez (1997) reconoce en el área las Formaciones Nacayolo y Sotoltepec. Esta última se describe que esta compuesta únicamente por material piroclástico, pero se encontraron estratos de areniscas y conglomerados, por lo que se optó por definir la secuencia como formación Nacayolo, que es definida como vulcanosedimentaria.

- Andesita Cruz de León.

Esta unidad aflora al Sur y al Suroeste del área de estudio. Consiste en una roca de color negro, que intemperiza a color café. Al microscopio se observan fenocristales de plagioclasa (principalmente labradorita) y enstatita férrica, en una matriz microcristalina con algunos minerales opacos (Ver Anexo A Lámina SM- 21). Se estima un espesor aproximado de 280 metros y conforma una gran meseta.

La andesita Cruz de León es definida como tal por Carrasco-Núñez et al. (1997), que le asigna una edad de 9.0 ± 0.4 Ma mediante un fechamiento de roca total (K-Ar), realizado sobre la parte superior del derrame. Su origen es atribuido por este mismo autor, a la actividad del volcán Cerro Grande. Su contacto con la ignimbrita Xaltipán no está claro debido al tegumento (flujo de cenizas) que lo recubre y al desarrollo de un suelo. Con la Formación Nacayolo guarda un claro contacto lateral, que sugiere la formación inicialmente de la andesita y el posterior depósito de la secuencia vulcanosedimentaria. Respecto a la ignimbrita Xaltipán, cabe la posibilidad de que esta última haya sido depositada antes y que sobre ella descansa la andesita, pero los fechamientos indican que la ignimbrita es 8.55 Ma más joven.

Intrusivos.

Se tienen dos tipos de intrusivos en el área: diques y un tronco. El tronco puede observarse en la porción Norte, constituyendo una topografía más elevada y abrupta, con una disección menos marcada que la que presenta la secuencia vulcanosedimentaria, de forma muy característica. También es posible observar esta roca en los cortes hechos sobre algunas barrancas, al norte del cerro "El Uno". Los grados de alteración y de textura de esta roca son muy variables, así como el contenido de biotita y hornblenda.

La roca fue clasificada como una granodiorita de color blanco a grisáceo que imberiza a un color crema amarillento. Presenta fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (andesina), biotita y hornblenda, en una matriz de pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa. (Ver Anexo A láminas IXT-3B SM-29 y SM-32). El tamaño de los granos de la matriz es variable, pero pueden definirse las partes más externas del cuerpo, caracterizadas por los cristales más pequeños de la matriz. El contenido de algunos minerales es variable, principalmente de biotita y anfíboles.

Su emplazamiento se produjo después o durante el depósito de las unidades más jóvenes de la Formación Nacayolo. Es posible observar su contacto con este paquete, en las coordenadas (619,364 W – 2'177,575 N), donde se tiene un conglomerado que sufre una alteración a color amarillo, probablemente oxidación. Esta coloración se extiende por un metro en el conglomerado. No se observó sobre la ignimbrita Xaltipán, algún indicio de actividad hidrotermal o de metamorfismo de contacto producido por el intrusivo, quedando abierta la posibilidad de que la roca volcánica sea posterior a actividad hidrotermal o que esta no se extendiera lo suficiente para afectarla.

Cortando la granodiorita porfídica aparecen una serie de diques de composición dacítica y de textura traquítica con cristales de olivino, plagioclasa y minerales opacos, con alteración a clorita, epidota y calcita (Ver Anexo A lámina IXT-4). Algunos de ellos presentan mineralización de pirita y calcopirita.

Una parte del stock es reconocida por la cartografía que realizó Carrasco-Núñez (1997), y les asigna una edad de 14.5 ± 31.00 Ma (sic), por la similitud que tienen con otros cuerpos fechados por Yáñez-García (1982). Estos cuerpos son identificados como granitos y sienitas que afloran en la sierra de Tepeyahualco (al sur de la Caldera de Los Humeros). Este intrusivo en particular no ha sido fechado. La secuencia vulcanosedimentaria tiene una edad de 9.2 Ma según Carrasco-Núñez (1997). Las relaciones de campo indican que la secuencia vulcanosedimentaria es más joven que la andesita Cruz de León (fechada en 9.0 Ma), por lo que las rocas definidas como Formación Nacayolo deben de haberse formado antes de 9.0 Ma, no de 9.2 Ma como señala Carrasco-Núñez (1997). Por lo tanto, la edad del intrusivo debe ser también menor a 9.0 Ma, pues la actividad hidrotermal asociada afecta a las rocas vulcanosedimentarias. El intrusivo granodiorítico de Ixtacamaxtitlán, no pertenece entonces al conjunto de intrusivos postorogénicos formados después de la compresión laramídica, sino que se emplazó tiempo después. No es posible observar que el intrusivo afecte a la ignimbrita Xaltipán (0.45 Ma), pero no es conveniente tomar esta edad como un límite, pues la razón de que no este afectada por la actividad hidrotermal podría ser la distancia que guarda esta roca con el intrusivo.

Skarn.

Se observa en la porción norte, sobre una elevación que es parcialmente rodeada por el intrusivo, sugiriendo que el skarn se encuentra en forma de "stopping magmático". Otro afloramiento se tiene siguiendo la barranca que bordea el cerro El Uno, hacia el norte. Se desarrolla sobre los carbonatos, formando estructuras lineales por lo que, al menos parcialmente, podría tratarse de un skarnoide.

Es una roca de color grisáceo a verde claro, con la formación de algunas bandas de granate, relacionadas a la composición original del protolito. En lámina delgada es posible observar principalmente granates, con intersticios rellenos de cuarzo y calcita (Ver Anexo A lámina SM-27). En algunos contactos se tiene un mayor contenido de esfalerita y pirita, sobre los que se desarrollan dos obras mineras (catas), de

aparentemente poca profundidad. Estas obras fueron trabajadas hace 40 años para la extracción de oro, de acuerdo al testimonio de gente de la región.

Formaciones hidrotermales.

- Stockwork y filones de cuarzo

Se observa solo al norte de la cañada que bordea al cerro El Uno. Desde que comienza a aparecer el skarn, se tiene un afloramiento de unos 5 metros de ancho, a lo largo del cauce del arroyo, que por cuestiones de escala no aparece cartografiado sobre esta unidad. Más al norte, el intrusivo ocupa una mayor área y es entonces definido como una unidad en la cartografía. Cabe destacar que en este afloramiento el stockwork alcanza a afectar la base de la secuencia vulcanosedimentaria.

El stockwork consiste en una serie de pequeñas vetas de cuarzo que cortan a la granodiorita porfídica, definidos dentro de 3 sistemas principales con orientaciones preferenciales: N-S, 305° y 68°. Las vetillas están formadas principalmente por cuarzo junto con cantidades variables de epidota hidrotermal y clorita como silicatos, y piritita, con menores cantidades de calcopiritita, como sulfuros. El espesor de estas estructuras es de hasta 5 centímetros y genera halos de alteración propilitica de hasta un par de metros. Los fenocristales de feldespatos del pórfido están muy alterados a sericita, junto con los de biotita que presentan una ligera cloritización. En el área del stockwork se observa una veta de cuarzo de orientación 303° de 2.10 metros de espesor. Al lado de esta veta existe el stockwork, formada por muchas vetillas paralelas a la veta mayor. Algunos fragmentos de la roca encajonante quedaron atrapados en la silice.

La alteración propilitica se desarrolla sobre el intrusivo en el área cartografiada asociada al stockwork, y aparece también en el estrecho afloramiento sobre el arroyo que corta el skarn, mencionado en el apartado del intrusivo. Bajo el microscopio, es posible observar epidota, calcita y clorita (Ver Anexo A láminas IXT-5A y IXT-9), que definen esta alteración. La secuencia vulcanosedimentaria presenta algunos parches de color verdoso que han sido cartografiados y corresponden a este tipo de alteración. Estos afloramientos se encuentran en partes topográficamente bajas, en puertos y principalmente donde se observa el contacto del intrusivo con la secuencia vulcanosedimentaria (stockwork).

- Caolinitización.

Afecta esencialmente a la Formación Nacayolo, con paquetes de hasta 2 metros de caolinita pura, aunque es posible observarla en la parte superior del intrusivo. El grado de caolinitización es muy diverso y en un mismo afloramiento puede variar considerablemente. Existe un fuerte control litológico sobre las unidades caolinitizadas, ya que algunos depósitos de material piroclástico y las areniscas no presentan caolinita. El mejor afloramiento se tiene en la cima del cerro "El Uno", inmediatamente por debajo del "silica cap".

En este punto, el caolín era explotado hace aproximadamente 40 años, siendo este el de mejor calidad en el área. A pesar de esto, conserva cantidades variables de cuarzo residual y de óxidos secundarios de fierro. Las unidades inferiores de la secuencia son las menos afectadas por esta alteración. La roca original presentaba una laminación original que se suele preservar en la roca caolinitizada.

La potencia del caolín fue estimada en 30 metros, de acuerdo a dos sondeos realizados por el Consejo de Recursos Minerales (1994). Dichas perforaciones se realizaron sobre el costado norte del cerro El Uno y cortan 36.3 metros de caolín con intercalaciones de otro tipo de tobas.

- Unidad silicificada.

Consiste en una roca de color blanco con algunos tonos grises, cortada por vetillas con óxidos de fierro. Su principal afloramiento se tiene en la parte centro – occidental. Desarrollada sobre la secuencia vulcanosedimentaria, se observa sobre una toba compuesta por dos tipos de fragmentos: de cuarzo y de ignimbrita; estos últimos con una textura fluidal y compuestos principalmente de vidrio, con algunos cristales de cuarzo muy pequeños y algunos minerales opacos.

Bajo el microscopio (Ver Anexo A lámina SM-1), los espacios entre los granos están ocupados por pequeños cristales de cuarzo y además se tienen vetillas muy pequeñas rellenas de calcedonia.

- Ópalo.

Consiste en un paquete de hasta 8 metros de espesor de ópalo bandeado, masivo y brechado. Su color es generalmente blanco y café claro, pero es posible encontrarlo de color marrón, rojo y verde. Se tienen dos tipos de afloramientos:

- Uno de ellos se observa únicamente en la cima del cerro El Uno a una cota de 2,410 m.s.n.m., y descansa sobre la Fm. Nacayolo. Posee estructuras de bioturbación y grietas de desecación que revelan su formación en superficie, fue depositado sobre la Formación Nacayolo. Otro tipo de estructuras, se observa en las fotografías 2 y 4 (Ver Anexo C) y consiste de láminas de 1 centímetro de espesor formadas de manera irregular unas sobre otras, dejando una serie de espacios sobre los que también es posible observar las grietas de desecación. Cabe recordar que la región es considerada una cuenca, debido a la presencia de rocas sedimentarias (areniscas principalmente) que se encuentran en la secuencia vulcanosedimentaria. Es muy posible que este afloramiento, corresponda a lo que antiguamente fue la parte más baja de esta cuenca.
- El otro tipo de afloramiento de ópalo, es posible observarlo a diferentes niveles topográficos, desde los 2,271 m.s.n.m. hasta 2,500 m.s.n.m. y consiste de bandas uniformes de ópalo dentro de la secuencia piroclástica. Estas bandas se encuentran a diferentes niveles en un mismo afloramiento, teniendo entre ellas a los piroclastos caolinitizados, sin indicios de silicificación. La extensión de estas bandas es variable y gradual; es decir, los piroclastos (caolinitizados) son remplazados por este ópalo, observándose éstos como caolín opalizado y, finalmente, como ópalo. No se observan grietas de desecación, bioturbación, o cualquier otra estructura que revele su formación en superficie. Este ópalo está en ocasiones laminado.

3.3.3 Elaboración del mapa 1:10,000 de la zona de estudio.

En primer lugar, se realizó un reconocimiento de las unidades litológicas en las fotografías aéreas tomadas por INEGI a escala 1:75,000. Los derrames andesíticos se definieron por las mesetas que forman, junto con los remanentes de la formación Nacayolo que descansan sobre éstas. La ignimbrita Xaltipán presenta pendientes suaves y una baja densidad de disección de relieve. La secuencia vulcanosedimentaria se erosiona de forma inhomogénea, debido a las diferencias de tamaños de grano y composición de cada una de las unidades que la componen. Las rocas sedimentarias presentan pocas diferencias con respecto al skarn y al intrusivo, las ventanas estratigráficas de estas rocas mesozoicas, son fácilmente delimitados por las diferencias de color.

Los contactos entre las diferentes unidades y litologías, fueron revisados en el campo y plasmados sobre una ampliación de la fotografía a la escala definitiva 1:10,000. Estos contactos fueron nuevamente revisados en las fotografías y finalmente digitalizados en el Centro de Geociencias de la UNAM, con el paquete ArcView.

3.4 Evolución geológica del área.

La evolución geológica del área se resume en 8 etapas principales:

1. Depósito de las rocas sedimentarias.

Es durante la era Mesozoica, a finales del Jurásico y durante el Cretácico, cuando se tiene el depósito de las areniscas, lutitas, limolitas y carbonatos que afloran principalmente al norte del área de estudio. Estas rocas indican un ambiente de gran aporte de material continental; los grandes espesores de calizas intercaladas con pedernal, indican una transición a un ambiente marino (Carrasco – Núñez, 1997).

2. Orogenia Laramídica y desarrollo de relieve.

A finales del Cretácico y durante el Terciario Inferior, tiene lugar la orogenia Laramídica, que afecta lo que hoy conforma la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental. Durante este evento, las rocas sedimentarias sufren un intenso plegamiento y el desarrollo de relieve.

3. Depósito de la andesita Cruz de León.

La andesita Cruz de León, relacionada genéticamente al Volcán Cerro Grande (Carrasco-Núñez *et al* 1997) fue fechada en 9.0 Ma (Mioceno Tardío). Es decir, corresponde al primer evento volcánico de la FVM, caracterizado por la emisión de lavas de esta composición (Venegas, 1985). La extensión de este derrame estuvo delimitada por la cantidad de material exhalado, de acuerdo a su morfología y dio lugar a la formación de un área de depósito de material vulcanosedimentario, delimitada en el extremo norte por la elevación topográfica que formaron las rocas sedimentarias.

4. Depósito de la secuencia vulcanosedimentaria.

Las rocas sedimentarias del mesozoico en la porción norte, y el derrame de la andesita Cruz de León al sur, definen un área de depósito. Es en esta etapa cuando se inicia el depósito de material piroclástico, compuesto por ceniza y algunos cristales de biotita, cuarzo y anfíboles. Todo este material volcánico se encuentra intercalado con

conglomerados y areniscas bien clasificadas, lo que testifica que esta "cuenca sedimentaria" poseía un desarrollo que permitió el suficiente transporte como para que los granos fueran clasificados y redondeados.

5. Emplazamiento del intrusivo principal.

Después del depósito de la secuencia vulcanosedimentaria o durante las últimas etapas de esta, se produjo el emplazamiento de la granodiorita porfídica. Este cuerpo, provoca metamorfismo de contacto en las rocas sedimentarias lo cual se comprueba por el desarrollo de un skarn sobre las rocas calizas. El intrusivo en ocasiones solo produce una ligera recristalización sobre la roca encajonante. No se observa que afecte a la ignimbrita Xaltipán, ni a las rocas del Grupo Tlaxco.

6. Emplazamiento de diques

Cortando al cuerpo intrusivo principal (granodiorita porfídica), se tiene el emplazamiento de diques de composición intermedia – básica, que parecen no tener relación con la actividad hidrotermal debido a que solo presentan un poco de piritización. Solo se observan cortando a la granodiorita porfídica y no puede establecerse su edad relativa con respecto a la ignimbrita Xaltipán o el Grupo Tlaxco.

7. Depósito del Grupo Tlaxco.

Estas rocas están representadas en el área por un derrame andesítico que fue depositado sobre la ignimbrita Xaltipán, como lo confirman las relaciones estratigráficas que guardan entre ellas y los fechamientos absolutos realizados por Carrasco-Núñez *et al.* (1997).

8. Depósito de la Ignimbrita Xaltipán.

Sobre esta superficie erosionada, se deposita la ignimbrita Xaltipán. En el mapa hecho por Carrasco-Núñez (1997), se observa como esta unidad aflora a lo largo del cauce del río Apulco. Es muy probable que la nube ardiente que dio origen a la ignimbrita se haya desplazado por la antigua morfología, limitando de esta forma su extensión.

Conclusiones parciales.

La geología del área está representada por calizas y terrígenos del Mesozoico y una andesita (Cruz de León), que subyacen una secuencia de materiales terrígenos, intercalados con tobas de diversa composición (Formación Nacayolo). Estas rocas están afectadas por la actividad hidrotermal que originó la intrusión de una granodiorita porfídica. Como consecuencia de esa actividad magmática se emplazó un conjunto de filones de cuarzo y un stockwork en la granodiorita, con una zona de intensa alteración caolinítica afectando la serie vulcanosedimentaria, y un capote de ópalo. Finalmente se depositó una colada de andesita (Grupo Tlaxco) y una ignimbrita (Xaltipán).

4. Yacimiento de Ixtacamaxtitlán.

4.1 Antecedentes.

Sobre los yacimientos del área de Santa María Sotoltepec – Ixtacamaxtitlán se realizaron dos trabajos: (1) un informe del Consejo de Recursos Minerales y (2) un artículo de carácter científico. El primer trabajo (CRM, 1995) tuvo como objetivo la evaluación de las reservas de caolín. Se reconoció una toba arenosa, una toba alterada a caolinita y oxidada, una toba caolinitizada, una toba silicificada con abundantes óxidos y un intrusivo diorítico. Asimismo, se perforaron 3 barrenos en el flanco norte del cerro "El Uno".

Según el mismo trabajo, la toba caolinitizada alcanza un espesor de hasta 50 metros, según uno de los barrenos. El intrusivo es identificado como una diorita de color blanco a verde con textura porfídica a fanerítica. A partir de la información obtenida de los barrenos, se sabe que el intrusivo provocó zonas de intensa silicificación, y zonas de mineralización con sulfuros diseminados.

Estas unidades litológicas están afectadas por un sistema de fallas normales y un fracturamiento con rumbo NW-SE, y echados de 38-85° al NE, evidenciado en las obras mineras realizadas en la cima del cerro "El Uno". También señalan la presencia de un sistema secundario de fallas con rumbo NE-SW y un basculamiento de bloques.

Las tobas caolinitizadas que cortaron los barrenos dieron la siguiente composición: 45.07% de SiO₂, 18.89% de Al₂O₃, y 2.8% de Fe₂O₃. El resultado de los análisis de difracción de rayos X indica la presencia de los siguientes minerales (en orden de abundancia): feldespatos (sanidina, microclina), caolinita, alunita, muscovita y cuarzo. De las leyes obtenidas por el CRM, a partir de esquirlas del intrusivo, destacan 0.20 ppm de Au, 3.85 ppm de Ag, 108.71 ppm de Cu, 116.64 ppm de Pb y 0.107% de Sn.

En uno de los barrenos, estas tobas se encuentran en contacto con una zona de silicificación de color café oscuro a negro, con cuarzo poroso de color blanco lechoso y ahumado, que no presenta mineralización diseminada. En otro barreno las tobas se encuentran en contacto con una roca de aspecto brechoide, de color gris y blanco con fragmentos de roca redondeados, presentando mineralización de pirita de grano fino diseminada en toda la roca con un espesor de 25.3 metros. La mineralización no es económica.

En el otro trabajo (Camprubí *et al*, 2001), se reconoce la existencia de las siguientes estructuras hidrotermales:

- Vetas de cuarzo, calcedonia y sulfuros de metales base en cantidades subordinadas, con espesores de 1 a 1.5 metros y leyes de 0.2 ppm de Au.
- Stockwork, formado por vetillas de cuarzo y pirita con cantidades menores de calcopirita y esfalerita; el contenido de Au es de 0.8 ppm.
- Una zona de intensa caolinitización y silificación, cuya intensidad se incrementa hacia el techo del depósito.
- Un "Silica cap", ocasionalmente con intercalaciones de caolín y arcillas, con estructuras de desecación ("mud-cracks") y de bioturbación, que indican la alternancia de periodos de actividad hidrotermal con periodos de cese de esta. Estas características sugieren que los depósitos de ópalo se corresponden con una estructura de tipo sinter.

Estos autores consideraron a este sistema como de baja sulfuración, basándose en la presencia de vetas de cuarzo bandeado y calcedonia. El paquete caolinitizado podría estar causado por la ebullición de fluidos hidrotermales a profundidad, afectando la serie vulcanosedimentaria. Se señala la posibilidad de que a profundidad se tenga un depósito de Au-Ag de baja sulfuración.

4.2 Estructura del Yacimiento

Con base en los reconocimientos de campo, se ha determinado que el sistema hidrotermal fósil de Santa María Sotoltepec- Ixtacamaxtitlán consta de 4 miembros:

- Una serie de filones de cuarzo de grosor decimétrico que, en ocasiones, están realmente formados por un conjunto de vetas menores anostomosadas.
- Un stockwork, compuesto por un conjunto de pequeñas vetas de cuarzo y pirita que cortan tanto la granodiorita porfídica como la base de la secuencia vulcanosedimentaria.
- Una zona de alteración argílica avanzada desarrollada sobre la secuencia vulcanosedimentaria.
- Un depósito de sílice amorfa sobre los paquetes caolinitizados.

Asimismo, se ha reconocido durante la realización de la cartografía geológica, un skarn desarrollado en el contacto entre las rocas calcáreas y la granodiorita, que no se considera parte del presente estudio.

4.2.1 Filones de cuarzo y stockwork.

a) Criterios Empleados.

Fueron muestreados diversos filones de los que se elaboraron 12 láminas delgadas. El cuarzo en esta parte del yacimiento presenta a simple vista diversas texturas, por lo que se consideró necesario el realizar un estudio textural de detalle, con el objetivo de conocer las condiciones que predominaron durante la formación de estos filones. Este análisis se basó esencialmente en el trabajo de Dowling y Morrison (1985). Estos autores sugieren que puede existir una correlación entre las texturas que presentan algunos filones de cuarzo y las condiciones físico-químicas durante la formación de las vetas y la precipitación de oro. Así, identifican dos grupos texturales principales:

1. **Texturas de crecimiento primario.** Representadas por el relleno inicial de la veta.
2. **Texturas sobreimpuestas.** Que afectan al cuarzo preexistente y que reflejan eventos de deformación, disolución, brechamiento hidrotermal y/o recristalización.

Las clases texturales están definidas por características que pueden ser reconocidas en muestras de mano, como son el grado de cristalinidad, tamaño y forma del grano, densidad de empaquetamiento cristalino, orientación preferencial de los granos y

naturaleza e intensidad de la deformación y recristalización. Estas clases texturales son (Dowling & Morrison, 1985):

Textura masiva ("buck").

Este término fue propuesto por estos autores para describir un cuarzo lechoso, de grano grueso, estéril, vítreo, con empaquetamiento compacto, cristales entrelazados y con una gran variabilidad en cuanto a tamaño y orientación. Definieron dos subclases:

- **Masivo anhedral:** Las terminaciones de los cristales en muestras de mano y en cortes, son claramente no regulares, mientras que en sección delgada pueden observarse los cristales entrelazados.
- **Masivo euhedral:** Caracterizada por cristales de hábito prismático con un desarrollo irregular de caras romboedrales, que pueden ser mejor apreciadas en las cavidades.

Textura fibrosa.

Consiste en un agregado de fibras de cuarzo paralelas entre sí, con el eje cristalográfico *c* típicamente orientado con un ángulo elevado con respecto a la veta. Cada fibra se caracteriza por no tener terminación euhedral. Ha sido interpretada como el producto de un "crack-seal", que consiste en una reapertura episódica de la veta con la consiguiente disminución de la presión y la consiguiente precipitación de silice. En sección delgada las fibras son ópticamente continuas, aunque la extinción puede ser ondulante. Los cristales pueden adelgazarse ligeramente en la base y están caracterizados por la alineación de las inclusiones en bandas subparalelas a la margen de la veta.

Textura en peine ("comb").

Ha sido propuesta para vetas en las que es posible identificar cristales individuales en muestras de mano. Típicamente, los cristales presentan un alineamiento del eje cristalográfico *c* perpendicular a las paredes de la cavidad. Los cristales euhedrales se desarrollan de manera uniforme, pero cuando el substrato no es tan uniforme o el espacio para que crezcan es restringido, la orientación de los cristales y la perfección en el desarrollo de los mismos es variable. Generalmente los cristales no rellenan todo el espacio y dejan cavidades, permitiendo el desarrollo de terminaciones romboedrales.

Es típica la uniformidad en el tamaño de los cristales, así como el zoneamiento a escala micro y macroscópica, que se manifiesta mediante variaciones en la abundancia de inclusiones. Se definen tres subclases, bajo el criterio de la relación entre la longitud del eje *a* y del eje *c* (Fron del, 1962; en Dowling 1985):

- **Peine gruesa**, con más de 4 cm de largo y con una relación promedio de 2:3.
- **Peine media**, de 2 a 4 cm. de largo y relaciones de 1:2 a 1:3.
- **Peine fina**, menos de 2 cm de largo y una relación promedio de 1:4.

Textura bandeada.

La principal característica es el crecimiento en espacios abiertos de sucesivas bandas, definidas por una variación en la composición mineral, en la forma o tamaño de grano. Los cambios composicionales son evidentes en muestras de mano por las variaciones de color, incluidos el contenido de elementos traza (Fron del, 1962; en Dowling 1985), abundancia de inclusiones sólidas y líquidas y la composición mineral. Los granos varían de amorfos a cristalinos y de criptocristalinos a gruesos. Los cristales están típicamente orientados de forma ortogonal al bandeamiento. Dowling y Morrison (1985) definen tres subclases:

- **Crustiforme**, constituida por sucesivas bandas subparalelas a las paredes de la veta.
- **Coloforme**, bandas convolutas a varias escalas, que combinan formas esféricas, botroidales, reniformes y mamilares de calcedonia y cuarzo micro a criptocristalino.
- **Cocarda o escarapela**, compuesta por bandas concéntricas a todas las escalas, rodeando fragmentos aislados de la roca huésped o de sílice de formación temprana. Si el crecimiento radial es simétrico, se describe como textura de roseta.

Textura sacaroidal.

El cuarzo sacaroidal es vítreo a lechoso, masivo, granular, con cristales de empaquetamiento poco compacto y poca o nada de matriz. Los cristales pueden ser euhedrales, subhedrales o anhedrales, pero en una sola muestra los cristales suelen presentar un tamaño y hábito uniforme.

Textura laminada.

Este término se usa para una serie de texturas en que el crecimiento de cristales es paralelo a las márgenes de las vetas. Esto implica que se incluyan aquí la textura festoneada y la crustiforme. El término está restringido a un cuarzo vítreo dispuesto en bandas o laminaciones paralelas a las paredes de la veta, en este caso la laminación está definida por variaciones en los tamaños de cristales y no por material exótico como fragmentos de roca. Dentro de la laminación, el entrelazamiento de cristales anhedrales es de un tamaño uniforme.

Textura festoneada.

Esta textura fue definida por Curtis (en Dowling 1985) como un cuarzo laminado, con intercalaciones de talco o clorita. Este término también incluye las "cintas" subparalelas pero discontinuas de roca encajonante (esquistosa) u otras fases insolubles dentro de las vetas de cuarzo. Estas "cintas" son identificables a todas las escalas y son paralelas a la esquistosidad de la roca encajante. En sección delgada, la textura es una combinación de granos de cuarzo elongados y deformados, los cuales están restringidos a bandas y finos granos recristalizados y subgranos que cubren y cortan viejos relictos de cristales.

Textura estilolítica.

Definida como zonas oscuras de material relativamente insoluble, como filossilicatos, arcillas y carbono, que cortan el cuarzo. Una estilolita está caracterizada por una sección transversal con forma de sierra, que en tres dimensiones tiene forma de cono. El cuarzo de la roca huésped está recristalizado con un intenso desarrollo de subgranos. La textura es irregular aunque comúnmente subparalela a las márgenes del filón, con localizados planos de sutura que cortan el cuarzo masivo.

Textura en telaraña.

Esta textura se define como una red discontinua y dendrítica de finas vetas que cortan el cuarzo huésped. Individualmente, estas vetas miden menos de 0.5 cm de potencia y son predominantemente de cuarzo limpio. Se definen dos subclases:

- **Vetilleo en peine**, que se caracteriza por cristales de cuarzo muy fino, euhedral, limpio y con el eje c orientado perpendicularmente a las paredes de la veta. La orientación y tamaño son generalmente uniformes.

- **Vetilleo fantasma**, conformado por un entrelazamiento de subgranos anhedrales que definen una zona libre de inclusiones dentro del cuarzo huésped, teniendo ambos tipos de cuarzo la misma orientación cristalográfica. Es por esto que al observar una lámina con luz polarizada, no es posible distinguir con facilidad la vetilla.

Textura de brecha.

Se define como una red de vetillas en el cuarzo huésped o como un complejo de fragmentos angulares del cuarzo huésped en una matriz semicontinua. Existe el desarrollo de subgranos. Se reconocen dos subclases:

- **Brecha de relleno** donde los principales componentes de la matriz y/o de la red de vetillas es una fase secundaria y la recristalización de los fragmentos es mínima, la fase de la matriz esta caracterizada por crecimientos de cristales en espacios abiertos.
- **Brecha de agregados**, es una combinación de fragmentos del cuarzo huésped en una red de vetillas o en una matriz de fragmentos más finos y de subgranos. Todas las fases se derivan de la roca huésped por un fracturamiento progresivo, asimilación de los fragmentos y desarrollo de subgranos.

Texturas de remplazamiento.

El remplazamiento es tradicionalmente considerado como un proceso que produce en el depósito una nueva fase química o estructural substituyendo un mineral o textura anterior. En este caso el término se refiere al remplazamiento de minerales o rocas dentro de la veta, como sucede con la sílice amorfa que reemplaza a la calcita espática. Dentro de esta clasificación no se considera el remplazamiento a gran escala en la roca encajonante, asociado con la alteración silícica.

Asociaciones Texturales.

Dowling y Morrison (1985) definen una serie de asociaciones texturales para diversos ambientes hidrotermales

- **Asociación 1.** Caracterizada por un cuarzo en peine, fino y bandeado, con algunas brechas de relleno y texturas de remplazamiento. La complejidad de estas vetas radica en los múltiples eventos de texturas primarias y sobreimpuestas.

- **Asociación 2.** Consiste de cuarzo en peine fino y, en menor cantidad, mediano, que raramente presenta texturas sobreimpuestas. El limitado rango de texturas y la falta de texturas sobreimpuestas es característico de esta asociación.
- **Asociación 3.** Es una combinación de las texturas buck euهدral y peine gruesa y mediana, comúnmente, pero mal desarrolladas, se observan algunas texturas sobreimpuestas.
- **Asociación 4.** Presenta de forma dominante cuarzo buck anهدral con texturas de cintas, estilolitas, telarañas y brecha, muy bien desarrolladas.

b) Petrografía y mineragrafía.

De las muestras tomadas en los filones de Ixtacamaxtitlán, se reconoció bajo el microscopio el intrusivo granodiorítico de textura porfídica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y hornblenda. La roca presenta una fuerte sericitización desarrollada sobre los feldespatos, (Ver Anexo A, láminas IXT-5B e IXT-6B). Estos fragmentos del intrusivo se encuentran junto a los filones, que consisten principalmente de cuarzo y pirita. Es posible observar bajo el microscopio otros minerales de alteración como calcita, epidota y minerales del grupo de la clorita. Sobre estas muestras se hizo la clasificación textural del cuarzo.

Las texturas que pudieron ser observadas bajo el microscopio fueron principalmente la masiva anهدral (Ver Anexo A, láminas IXT-9 e IXT-6b), compuesta por granos de cuarzo sin una morfología definida, dispuestos a lo largo de las vetillas, junto con minerales opacos (pirita), y la textura en telaraña que se observó en aquellas muestras que presentaban un gran número de vetillas (Ver Anexo A, lámina IXT-2 e IXT-6A). Esta última consistía en un fino vetilleo, de grosor inferior a un centímetro, entrecruzado (vetillas anostomosadas). Estas vetillas están compuestas principalmente por pequeños cristales anهدrales carentes de una morfología definida. Otra textura muy comúnmente observada es la coloforme (Ver Anexo A, láminas IXT-5 e IXT-8), principalmente en las vetillas o niveles de ópalo en los que fue posible observar drusas en las que había calcedonia. La extinción de la calcedonia fue el principal criterio para diferenciarla del ópalo. La textura masiva euهدral pudo observarse solo en una muestra y el tamaño de los cristales era mediano. Los cristales se encontraban perpendiculares a la pared de la veta.

De las muestras tomadas en los filones y el intrusivo, se prepararon 4 superficies pulidas. En ellas solo fue posible observar pirita que se encontraba rellenando estas vetillas. No fue posible observar ningún otro sulfuro en estas vetillas.

C) Alteraciones asociadas.

Sobre las rocas que cortan el stockwork y los filones es posible observar cuatro tipos de alteraciones:

Biotitización (Alteración potásica).

La granodiorita porfídica presenta, en algunas zonas, cristales primarios e idiomórficos de biotita. Los fenocristales de hornblenda son comunes en esta roca intrusiva, pero no se han conservado en todos los afloramientos. En algunas partes del stockwork estos anfíboles han sido pseudomorfizados a agregados de cristales de biotita, que conservan la morfología externa original de un anfíbol (primas alargados, secciones basales en forma de rombo). Estas masas se distinguen texturalmente de los cristales de biotita primarios porque estos últimos se encuentran aislados en la roca, son en su mayoría idiomórficos y presentan una extinción homogénea bajo nícoles cruzados. Esta alteración implica la existencia de un metasomatismo potásico que puede ir acompañado de una lixiviación del calcio y sodio de los aluminosilicatos de la roca original (Beane, 1980). Los minerales estables bajo esta tipología de alteración son la ortoclasa, biotita y cuarzo, con albita, sericita, anhidrita y apatito como accesorios. Las biotitas primarias están comúnmente alteradas a una variedad más rica en magnesio acompañada de rutilo o titanita, formados por la liberación de titanio. Estos minerales pueden observarse en una de las láminas delgadas estudiadas. (Ver Anexo A, lámina SM-31B). Algunos minerales como la hematita, pirita o calcopirita, consumen el hierro liberado de la biotita y otros minerales máficos alterados.

Propilitización.

Se distingue esta alteración en algunas partes del intrusivo por la presencia de epidota, clorita y calcita, que afectan los minerales ferromagnesianos; en este caso a la biotita y los anfíboles. En campo es posible observar los halos de esta alteración alrededor de las vetillas de cuarzo del stockwork de un color verde, extendiéndose por algunos decímetros en la roca encajonante.

Esta alteración se caracteriza por el desarrollo de nuevos minerales de calcio y magnesio en rocas ígneas, debido al reacomodo de los componentes originales de la

roca, esencialmente equivale a una facies metamórfica de esquistos verdes (Beane & Titley, 1980). Los principales minerales son la clorita, epidota y calcita formados por la alteración de minerales máficos y el componente anortítico de las plagioclasas. Ocurre una adición en menores cantidades de H^+ y CO_2 . El potasio liberado de la biotita genera pequeñas cantidades de sericita. El componente albitico de las plagioclasas es generalmente conservado.

Sericitización.

Beane y Titley (1980) señalan que esta alteración se forma por la lixiviación del sodio, calcio y magnesio de los aluminosilicatos de la roca encajonante. Los silicatos originales de la roca, son reemplazados por sericita y cuarzo. El fierro de los minerales máficos forma piritita y en algunas ocasiones calcopiritita. Se encuentra alterando los antiguos feldespatos de la roca. En algunas muestras (por ejemplo: lámina IXT-5A, Anexo A) esta alteración es tan intensa que de la morfología solo se conservan los cristales de cuarzo, la sericita se encuentra en agregados de morfología rectangular pseudomorfizando fenocristales de feldespato.

Argilización.

Esta alteración se caracteriza por la formación de nuevos minerales del grupo de la arcilla. Las condiciones ácidas son predominantes en la formación de esta alteración. Si existe una limitada cantidad de potasio, calcio y magnesio como para que se forme montmorillonita, illita, hidromica y clorita, la alteración argílica es llamada intermedia, con o sin caolinita. Cuando se tiene la presencia de diáspora, cuarzo o sílice amorfo, andalucita y, más raramente, corindón, la asociación mineral es conocida como alteración argílica avanzada. El sulfuro más frecuente es la piritita y raras veces la calcopiritita, enargita y tenantita (Beane & Titley, 1980). La alteración argílica se encuentra asociada a zonas mineralizadas, pero en muchos casos puede ser de origen supergénico (Sillitoe, 1993). En este nivel del sistema no es posible observar con claridad si dicho tipo de alteración existe, aunque no se descarta su presencia.

4.2.2 Tobas caolinitizadas.

La caolinitización afectó esencialmente a la secuencia vulcanosedimentaria de la Formación Nacayolo. El espesor total de esta secuencia es de 250 metros, observándose escarpes de hasta 200 metros de esta roca alterada en las barrancas que rodean el cerro "El Uno". Asimismo, los barrenos realizados por el CRM llegaron a cortar

50 metros de caolín. La estructura original de esta roca era laminar, como ocurre frecuentemente con este tipo de depósitos piroclásticos (cenizas). Dicha estructura está conservada aún después de la caolinización, y se puede observar en algunos afloramientos.

Esta secuencia está cortada en su parte inferior por el stockwork y por vetillas de cuarzo, calcedonia y ópalo. Algunos paquetes de esta secuencia fueron más susceptibles de ser alterados por la actividad hidrotermal. La composición de la roca inalterada es un control en la formación de los minerales de alteración. Considerando la gran variedad de materiales que componen esta secuencia, el desarrollo de las zonas de alteración caolinítica no es uniforme, pues las características originales de ciertos paquetes impidieron la formación del caolín. En estos casos, la roca presenta otro tipo de alteración (oxidación o propilitización).

Dado que la Formación Nacayolo, presenta intercalaciones de material sedimentario, estos paquetes presentan un menor desarrollo de caolín. Incluso algunos presentan una coloración verde que sugiere la presencia de clorita. Estos estratos cloritizados se encuentran en las partes más bajas de la secuencia, mientras que las unidades con caolín afloran en la parte superior. De esta forma las tobas que tenían una composición más ácida, fueron alteradas a caolín, con cantidades menores de alunita e illita.

Dentro de esta secuencia aparecen niveles de unos cuantos decímetros de espesor de ópalo. Este ópalo está dispuesto solo en algunos paquetes de las tobas caolinitizadas. En ocasiones aparece como finas bandas de menos de un milímetro o también de manera masiva, reemplazando paquetes de tobas de hasta 15 cm de espesor. Generalmente su color va de café claro a blanco. En muy pocos afloramientos presenta colores verde y rojo. La coloración roja se desarrolla partir de fracturas.

4.2.3 Sínter silícico.

Compone la parte superior del sistema, esta conformado por un capote de ópalo, con algunos crecimientos de calcedonia en cavidades. Es posible observarlo sólo en la cima del cerro "El Uno", cubierto parcialmente por una capa de tegumento. El ópalo se presenta tanto masivo como laminado en este gran afloramiento. Su color varía de café claro a blanco con algunos tonos amarillentos. La base de esta unidad corresponde a una autobrecha formada por fragmentos de ópalo, cementados por una nueva

generación de ópalo. Este afloramiento es el único reconocido con estructuras características de haberse formado en un ambiente subaéreo:

- **Mud cracks.** Observados principalmente en estructuras como las de la fotografía 5 (Anexo C). Los paquetes de ópalo que presentan *mud cracks* son típicamente oquerosos, con cavidades parcialmente ocupadas por arcillas (caolín) y con grandes espacios vacíos. Estas cavidades son en realidad los espacios vacíos dejados por las láminas de ópalo, de morfología aproximadamente pentagonal o hexagonal, al secarse. Esta es una textura relativamente común de este depósito, aunque raramente se encuentra descrita en la literatura.

- **Bioturbación.** En un reducido afloramiento en la cima del cerro "El Uno", se pueden apreciar una especie de estructuras alargadas que podrían corresponder a pequeños troncos o raíces. El espesor de estas estructuras es de 3 centímetros aproximadamente y algunas tienen formas rebuscadas, es raro encontrarlas y se encuentran parcialmente cubiertas por el tegumento.

- **Laminaciones.** Presenta espesores muy variables en este afloramiento del capote de ópalo. Estas laminaciones se encuentran intercaladas tanto con los niveles de brechas como con los ópalos oquerosos. Esta laminación puede llegar a ser muy fina (submilimétrica) y, ocasionalmente, está rota por la presencia de pequeños fragmentos de ópalo en su interior. Al microscopio es posible observar cambios en la coloración que definen cada lámina.

Conclusiones parciales.

En el sistema hidrotermal fósil de Santa María Sotoltepec- Ixtacamaxtitlán se han diferenciado cuatro estructuras de origen hidrotermal que, de base a techo, son: filones de cuarzo, stockwork, zona de alteración argílica avanzada y un depósito de sílice amorfa que se ha identificado como un sinter debido a la presencia de estructuras de desecación y bioturbación. Los filones de cuarzo y el stockwork se sitúan en la base del sistema, se encuentran encajados en la granodiorita porfídica basal, están asociados a una alteración potásica incipiente (biotitización de los anfíboles) y a una alteración propilitica localizada esencialmente en las salbandas de los filones y vetas de cuarzo. Por encima, afectando a la serie vulcanosedimentaria, se localiza una zona de intensa alteración argílica, con un fuerte control litológico con respecto a la formación de paquetes ricos en caolinita.

4.3 Geoquímica

4.3.1 Inclusiones Fluidas

Infraestructura

El estudio microtermométrico se llevó a cabo mediante una platina calentable – enfriable Linkam, modelo THMSG-600 programable en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Centro de Geociencias. Esta platina está calibrada mediante un conjunto de standards sintéticos (inclusiones fluidas sintéticas) con punto de fusión conocido u homogeneización conocidos (entre -56.6 y +573°C). Los errores de medición se sitúan en $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ para los ensayos microtermométricos a baja temperatura, y en $\pm 2^{\circ}\text{C}$ para los de alta temperatura.

Los ensayos microtermométricos consisten en la determinación de la temperatura a la que se producen cambios de fases en el interior de las inclusiones fluidas. Para esto las inclusiones son congeladas hasta -192° y pueden ser calentadas hasta 600°C . La platina aun no cuenta con un sistema de refrigeración, para evitar cualquier daño que pudiera sufrir el microscopio por las altas temperaturas, se trabajó por debajo de los 350°C .

Petrografía

Se realizaron 6 superficies doblemente pulidas para el estudio microtermométrico. Todas estas muestras fueron tomadas en los filones y en el stockwork en diferentes sistemas de vetillas.

Como primer paso para todo estudio microtermométrico, se realizó un estudio petrográfico. En este análisis fueron reconocidos los tipos de inclusiones, su disposición y las texturas presentes. La mayoría de las inclusiones observadas son secundarias, bifásicas y poseen un bajo grado de relleno (estimado). Fue difícil conocer la temperatura de homogeneización de estas inclusiones, pero se observó que conforme se aumentaba la temperatura disminuía la fase gaseosa.

Las inclusiones primarias eran principalmente trifásicas (L+V+S), solo un reducido número de inclusiones presentaba más de tres fases. No fue posible estudiar ninguna inclusión pseudosecundaria, debido a su pequeño tamaño, aunque si fueron reconocidas en las muestras. Fueron observadas las morfologías de las inclusiones, con el objetivo de definir algún tipo de textura o cambio morfológico post-atrapamiento. Es necesario

definir fenómenos como decrepitación o estrangulamiento, para así asegurar que la información obtenida, representa las verdaderas características de las inclusiones.

a) Tipos de Inclusiones.

Se reconocieron 6 tipos de inclusiones fluidas con base en el número de fases presentes, en la morfología y en el carácter (primarias, secundarias o pseudosecundarias) de cada inclusión. Los subtipos dependen de su morfología:

Tipo A.

Corresponden a inclusiones polifásicas a temperatura ambiente, compuestas por una burbuja de vapor, una solución salina, un cristal de halita, un mineral opaco generalmente de forma hexagonal y un mineral redondeado de color rojo. Estos dos últimos minerales son seguramente atrapados. Para su formación se requirió de una cantidad de fluido mayor, a la que puede contener una inclusión. Se forman fuera de la inclusión, y quedan atrapados dentro de esta. Su morfología es "ameboide" y son de un tamaño mayor al de las demás inclusiones. Poseen un grado de relleno de aproximadamente un 0.80. Son poco abundantes y representan aproximadamente un 2 % de todas las inclusiones observadas en una muestra.

Tipo B.

A temperatura ambiente son inclusiones tetrafásicas, están constituidas por una solución salina, una burbuja de vapor, un cristal de halita y un cristal tabular que podría ser de cloruro de fierro. Este último cristal carece de crucero o hábito laminar, descartando la posibilidad de que se trate de moscovita. El grado de relleno es de 0.90 y presentan una morfología ameboide. Corresponden a un 3 % del número total de inclusiones.

Tipo C.

Se trata de inclusiones trifásicas a temperatura ambiente, compuestas por una burbuja de vapor, un cristal de halita y una fase acuosa. Su grado de relleno es variable y oscila entre 0.80 y 0.95. Corresponden al 25% del total de las inclusiones de cada muestra. Por su morfología han sido divididas en 3 subtipos:

C1. Forma "ameboide"

C2. Forma de cristal negativo.

**ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA**

C3. Forma de anzuelo (hook-like)

Tipo D.

Son inclusiones bifásicas a temperatura ambiente y están constituidas por una burbuja de vapor y una solución salina. Este tipo de inclusiones es el más abundante, pueden ser primarias o secundarias. Las primarias corresponden a un 10% de todas las inclusiones observadas, mientras que las secundarias a un 50%. El grado de relleno para ambas es muy diverso y oscila entre 0.50 y 0.90. El tamaño de las inclusiones secundarias es de menos de 10 μ lo que dificulta su estudio. Generalmente poseen grados de relleno muy bajos (0.50); la temperatura de homogeneización es elevada y no pueden observarse cambios significativos de fases a menos de 350°. Por su morfología se han dividido en 3 subtipos:

D1. Forma "ameboide"

D2. Forma de cristal negativo.

D3. Forma de anzuelo.

Con base al grado de relleno, se hizo una nueva subdivisión:

X. Grado de relleno >0.8

Y. Grado de relleno <0.8

Tipo E.

Son inclusiones muy oscuras y de tamaño variable, sin que se pueda diferenciar alguna fase en su interior, por lo que probablemente se encuentren rellenas por gas. Algunas inclusiones bifásicas con un bajo grado de relleno, tienen un aspecto similar. Son primarias y de formas diversas y no se observaron en todas las muestras observadas. Comprenden un 10% del total de inclusiones observadas.

Tipo F.

Se trata de inclusiones tetrafásicas, que a temperatura ambiente están formadas por un cristal de halita, una burbuja de vapor, un cristal rojo redondeado (biotita) y una solución salina. Este tipo de inclusiones es un caso particular de las inclusiones trifásicas, pues la presencia del cristal de biotita (mineral atrapado) es casual y no altera las temperaturas de homogeneización, ni el cálculo de la salinidad. Teóricamente el

fluido atrapado en las inclusiones de tipo F es muy similar al encontrado en las demás inclusiones contemporáneas, son poco abundantes y de carácter primario. Su grado de relleno es de aproximadamente 0.90. Su presencia indica que el fluido que circuló por la vetilla, se encontraba en equilibrio con la biotita, para que de esta forma pudiera haber estos cristales y quedaran atrapados en la inclusión.

b) Resultados

• Muestra IXT-6d

Esta muestra tomada de un filón de cuarzo, consiste en una vetilla formada por granos de cuarzo, que corta un cuarzo muy sucio sin inclusiones y a algunos fragmentos de roca. Se observa un gran número de inclusiones trifásicas, observándose aquí los mejores ejemplares de inclusiones polifásicas. La mayoría de las inclusiones son de forma ameboide, algunas trifásicas presentan texturas de reequilibrio (forma de anzuelo), y muy pocas tienen forma de cristal negativo. Fueron analizadas un total de 29 inclusiones, 21 de ellas trifásicas, una polifásica y el resto bifásicas. La figura 5 representa el histograma de las temperaturas de homogeneización de la burbuja de vapor, en las inclusiones trifásicas de esta muestra.

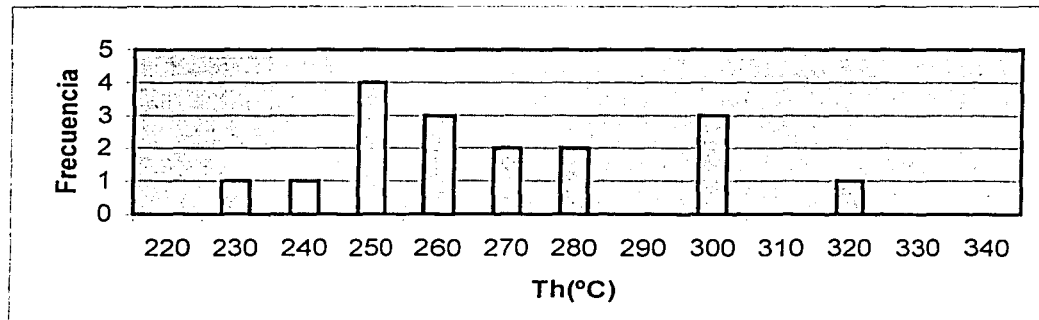


Figura 5. Histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas de la muestra IXT-6d

Destaca una proporción dominante de inclusiones con temperaturas entre 250 y 300°C. La frecuencia de las temperaturas mayores a 350°C, suele ser elevada en casi todas las muestras, pero dado que no puede conocerse la temperatura exacta en que ocurre el cambio de fase, todas las temperaturas que se encuentran por encima de los 350°C fueron descartadas para el estudio estadístico. Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas se encuentra entre 230 y 320°C. Las temperaturas de solubilización de la halita se sitúan entre 120.6 y 342.1°C, lo que permite calcular una salinidad de entre 28.6 y 41.7 wt% NaCl eq. En esta muestra se tiene además el mayor número de inclusiones cuyas temperaturas de homogeneización son superiores a la temperatura de disolución de la halita. Las inclusiones bifásicas

homogeneizan entre 142.1 y hasta por encima de los 350°C. Esta gran dispersión puede ser debida al reequilibrio de estas inclusiones como consecuencia de un repetido calentamiento en la platina. No pudieron ser obtenidas temperaturas de fusión del hielo.

- **Muestra IXT-30.**

En esta muestra proveniente de uno de los filones de cuarzo con sulfuros, se localizaron algunas de las mejores inclusiones fluidas, si bien eran escasas. Dos inclusiones trifásicas claramente primarias presentaron una temperatura de homogeneización de entre 281.9 y 320°C y una temperatura de solubilización de la halita de entre 256 y 282.6°C con salinidades de 36.8 y 36.9 wt% NaCl eq. respectivamente.

Las inclusiones bifásicas son claramente secundarias y se disponen a favor de fracturas recristalizadas. Es de destacar que estas inclusiones presentan a menudo indicios de reequilibrio que se manifiesta por morfologías de anzuelo (hook-like). Las temperaturas de homogeneización de dos inclusiones se sitúan entre 143 y 160°C, con la fusión del hielo comprendida alrededor de -2.5°C, indicando una salinidad del 4 wt% NaCl eq.

- **Muestra IXT-33.**

Esta muestra tomada en el stockwork es una vetilla formada por granos de cuarzo, con una mayoría de inclusiones bifásicas muy pequeñas. Se observan formas de anzuelo en inclusiones trifásicas, pero predominan las formas ameboides. Las inclusiones de esta muestra eran de tamaño muy reducido, lo que dificultó su estudio. Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas están entre 231.1 y 288°C. Las temperaturas de solubilización de la halita se sitúan entre 269.3 y 330.1°C, permitiendo calcular una salinidad comprendida entre 35.9 a 40.6 wt% NaCl eq. Las inclusiones bifásicas de esta muestra homogeneizaron en su mayoría a temperaturas superiores a los 350°C, solo una fue a los 240.4°C. No fue posible medir la temperatura de fusión del hielo de ninguna inclusión bifásica de esta muestra.

- **Muestra S2.**

Todas las muestras de la serie S, fueron tomadas en el stockwork. En el Anexo A, se indica la localización de estas muestras, el sistema al que pertenecen y la edad relativa de estos sistemas. En esta muestra pueden observarse inclusiones tipo E, (monofásicas de color negro) de gran tamaño, con formas de anzuelo, al igual que algunas de las inclusiones trifásicas. Las inclusiones tipo E son primarias y secundarias, todas con

forma ameboide y algunas presentan microgrietas en las paredes. De esta muestra fueron analizadas 21 inclusiones trifásicas, la mayoría con forma de cristal negativo. La figura 6 representa el histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas. Las temperaturas de homogeneización para las inclusiones trifásicas oscilan entre los 231.1 y 305.8°C con una salinidad calculada entre 34 y 42.1 wt% NaCl eq., a partir de temperaturas de solubilización de la halita entre 239.3 y 347.2°C. Las inclusiones bifásicas homogeneizan entre 125°C y por encima de los 350°C. Se obtuvieron dos valores de temperatura de fusión del hielo: -8.6 y -12.6°C, de los que se calculó una salinidad de 12.4 y 16.5 wt% NaCl eq., respectivamente.

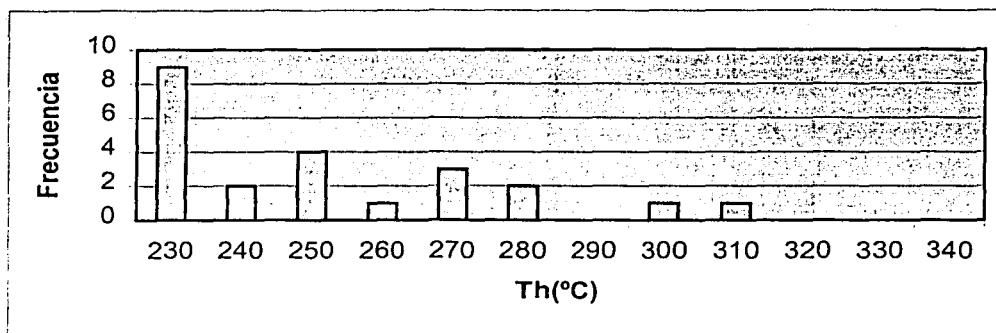


Figura 6. Histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas de la muestra S2

- **Muestra S3.**

La mayoría de las inclusiones tipo E son secundarias. Algunas de las primarias presentan forma de anzuelo. Por el tamaño, son muy pocas las inclusiones que pueden ser estudiadas. En la figura 7 se muestra el histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas de la muestra, resaltan las dos inclusiones que homogeneizan a baja temperatura. Esta misma tendencia se observa en la muestra S2 y al analizar todas las muestras en conjunto. Las temperaturas de homogeneización para las inclusiones bifásicas se encuentran entre 146.5 y arriba de los 350°C. Las salinidades calculadas para este tipo de inclusiones se encuentra entre 3.4 y 12.1 wt% NaCl eq., obtenidas a partir de temperaturas de fusión del hielo entre -2.1 y -8.3°C. No pudieron observarse suficientes inclusiones trifásicas que pudieran ser estudiadas. Sólo dos inclusiones trifásicas presentaron una temperatura de homogeneización de 239.3°C,

y una temperatura de solubilización de la halita de 345.7°C que corresponde a una salinidad calculada de 42 wt% NaCl eq.

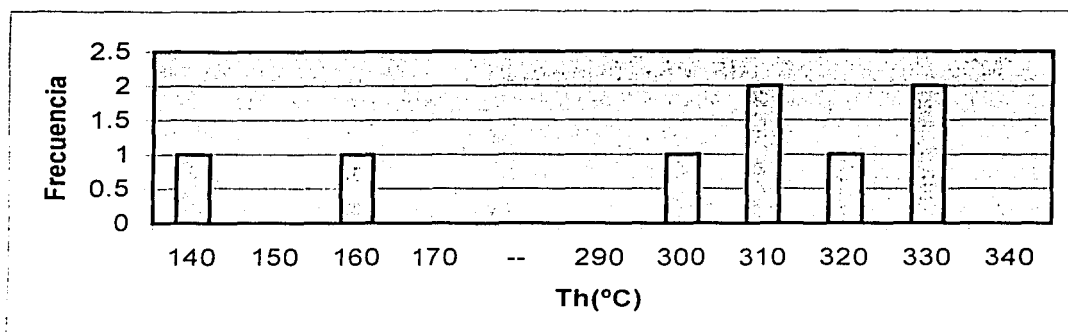


Figura 7. Histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas de la muestra S3

• **Muestra S4.**

En esta muestra se observan inclusiones trifásicas y algunas bifásicas con formas de anzuelo. La muestra es una vetilla de cuarzo con piritita; algunos granos que componen la vetilla están fracturados y sobre esas fracturas se tienen inclusiones de gran tamaño, todas ellas bifásicas.

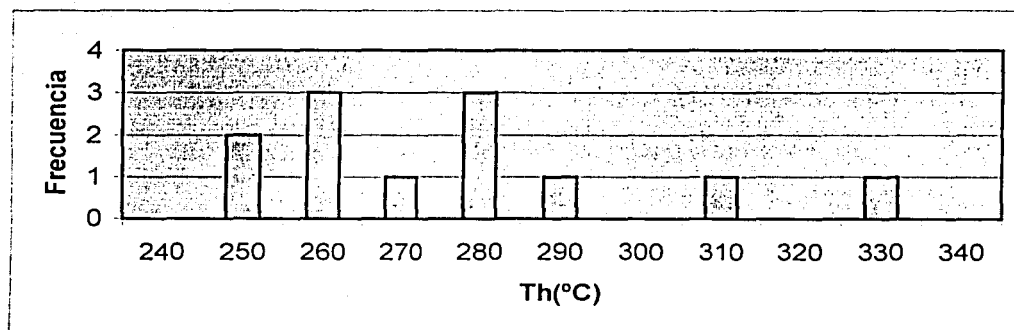


Figura 8. Histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas de la muestra S4

La figura 8 representa el histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas de esta muestra. Las temperaturas de homogeneización para las inclusiones trifásicas se encuentran entre 260 y 338°C, y sus salinidades calculadas

entre 33.7 y 42.9 wt% NaCl eq., obtenidas a partir de temperaturas de solubilización de la halita entre 234.6 y 355°C. Las inclusiones bifásicas de esta muestra homogeneizan por encima de los 300°C y la gran mayoría supera los 350°C. Se tienen dos valores de la temperatura de fusión del hielo que son: -12.6 y -3.4°C, permitiendo calcular una salinidad de 16.5 y 5.5 wt% NaCl eq., respectivamente.

- **Muestra S5.**

Esta muestra está compuesta por granos de cuarzo aislados, entre material opaco de la vetilla como es cuarzo y fragmentos de la roca encajonante, sobre lo que no se pueden observar inclusiones. Es posible observar formas de anzuelo y estrangulamientos, ambas texturas en inclusiones bifásicas primarias aunque también abundantes las formas de cristal negativo. La figura 9 corresponde al histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones trifásicas de la muestra. Las temperaturas aparecen concentradas en el rango de 250 a 310°C muy similar al de las muestras IXT-6d y S4. Las temperaturas de solubilización de la halita se encuentran entre 316 y 340.5°C, a partir de ellas se calcularon salinidades comprendidas entre 39.4 y 41.5 wt% NaCl eq. La figura 10 representa el histograma de las temperaturas de homogeneización para las inclusiones bifásicas. Las temperaturas de homogeneización se concentran entre los 280 y 310°C. Las temperaturas de fusión del hielo fueron entre -2.1 y -2.3°C, se calcularon salinidades para este tipo de inclusiones entre 3.4 y 3.8 wt% NaCl eq.

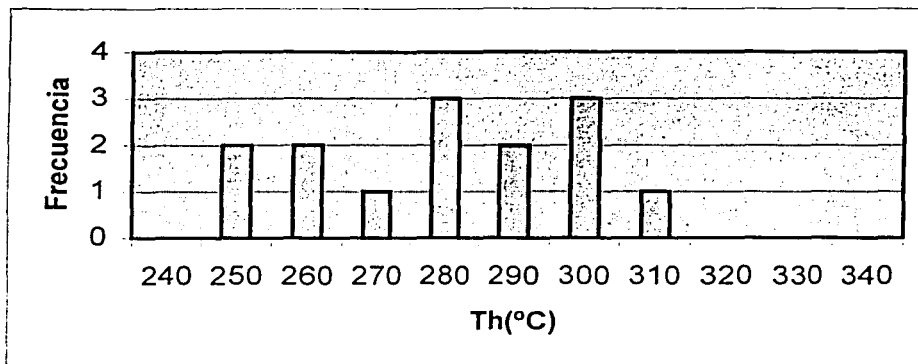


Figura 9. Histograma de las temperaturas de homogeneización para las inclusiones trifásicas de la muestra S5

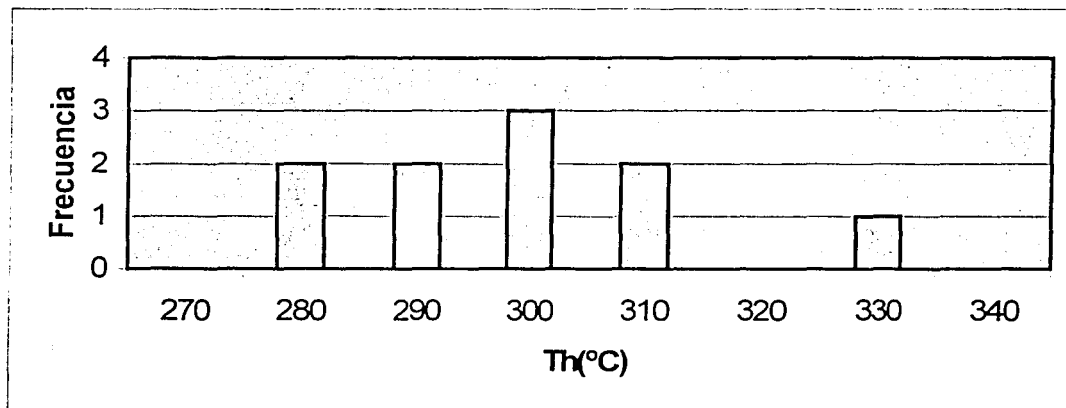


Figura 10. Histograma de las temperaturas de homogeneización para las inclusiones bifásicas de la muestra S5.

En la figura 11 se muestra el histograma de las temperaturas de homogeneización de la burbuja de vapor de las inclusiones trifásicas de todas las muestras. La figura 12 representa el histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas de todas las muestras.

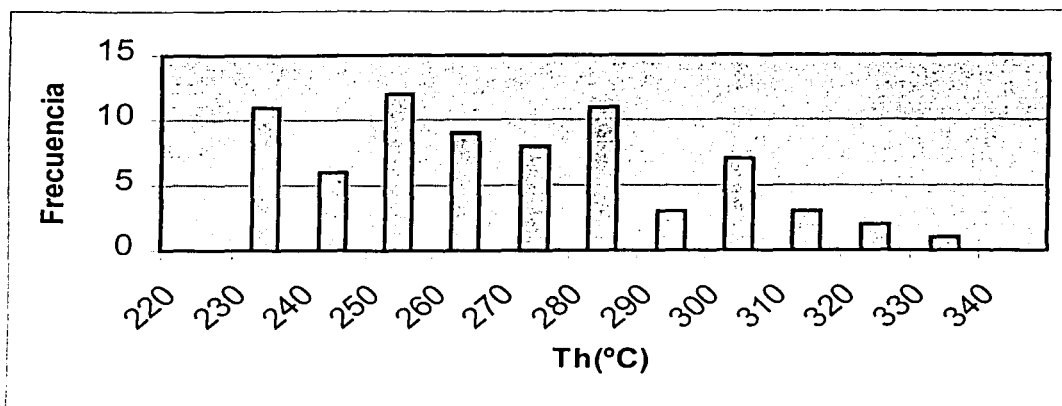


Figura 11. Histograma de las temperaturas de homogeneización para las inclusiones trifásicas de todas las muestras.

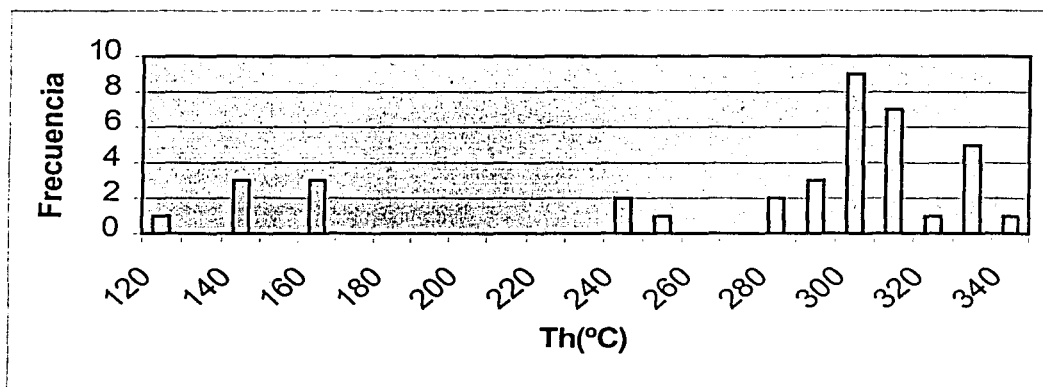


Figura 12. Histograma de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas de todas las muestras.

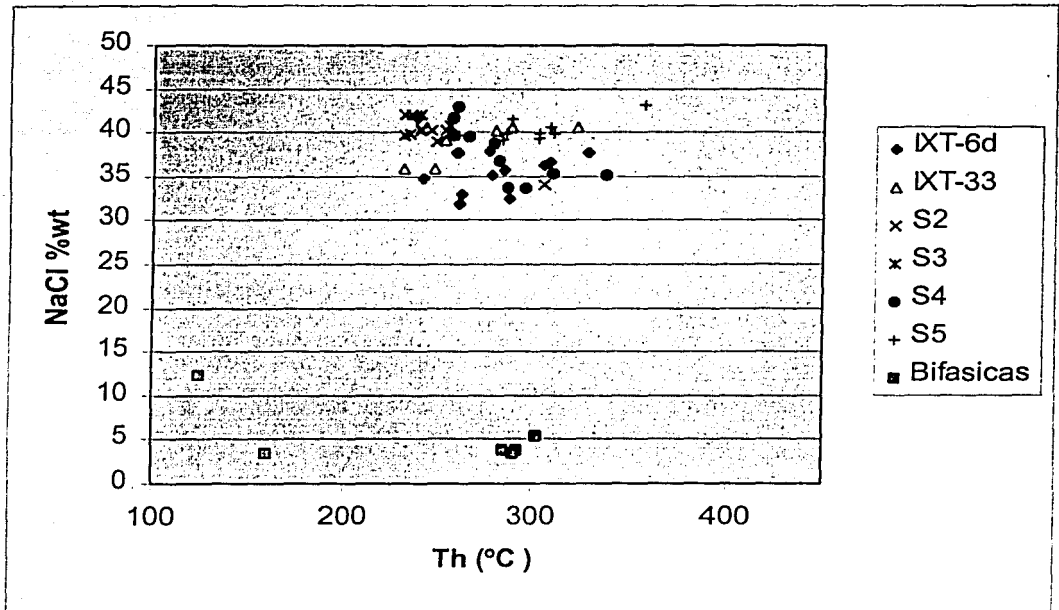


Figura 13. Gráfica de la temperatura de homogeneización y la salinidad calculada de todas las inclusiones estudiadas.

Los datos en una gráfica Th vs Salinidad permite observar dos distribuciones de datos. En primer término, las inclusiones trifásicas o polifásicas se agrupan en valores entre el 30 y el 45% en sales con temperaturas de homogeneización situadas alrededor de los 300°C. Es de destacar que estas inclusiones siempre son primarias y que tanto por el tipo de sólidos atrapados que se observan, como por los valores de Th y Ts obtenidos podrían tener una afinidad magmática importante. Dado que no se cuenta con un geotermómetro o un geobarómetro independiente, no se puede calcular cual fue la verdadera presión y temperatura de atrapamiento.

En segundo termino, las inclusiones bifásicas presentan una salinidad de aproximadamente el 4 wt% NaCl eq. mientras que sus temperaturas de homogeneización son mucho más erráticas, situándose entre 140 y 300°C. Esta dispersión en las Th, puede ser debida a causas diversas, como puede ser la pérdida de fluido a favor de fracturas, o al reequilibrio o pérdida de fluido de estas inclusiones durante las mediciones microtermométricas. Como en algunos casos la medición de las

inclusiones secundarias se hizo con posterioridad a la de las polifásicas, es posible que este sea el caso.

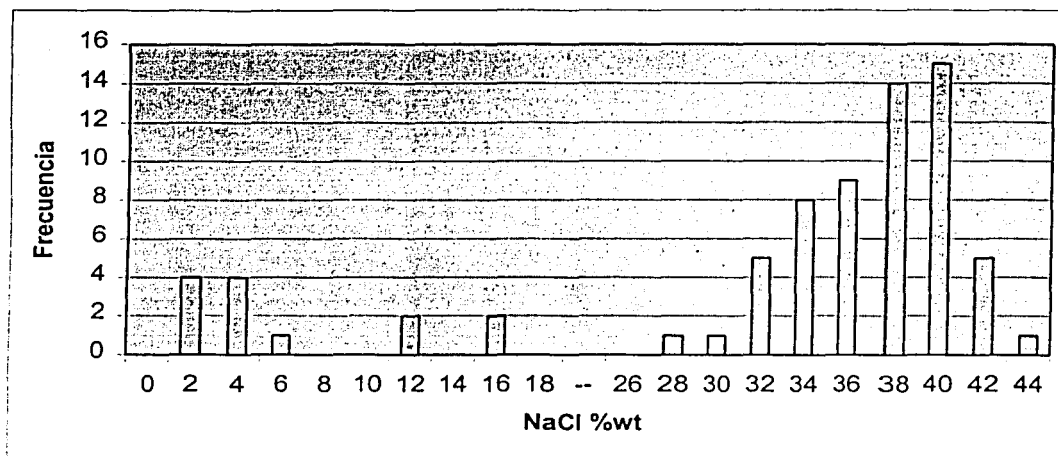


Figura 14. Histograma de las salinidades calculadas de todas las inclusiones.

Conclusiones parciales.

Las inclusiones estudiadas fueron en su mayoría primarias con dos o tres fases presentes a temperatura ambiente. De acuerdo a su temperatura de homogeneización se reconocen tres grupos:

- 1) Entre 120 y 160°C
- 2) Entre 240 y 250°C y
- 3) Entre 280 y 340°C.

De acuerdo con sus salinidades calculadas, también se tienen tres grupos:

- 1) Entre 2 y 6 wt% NaCl eq.
- 2) Entre 12 y 16 wt% NaCl eq. y
- 3) Entre 28 y 44 wt% NaCl eq.

4.3.2 Isotopía Estable

a) Muestreo.

Para conocer las variaciones isotópicas de las caolinitas en una sección vertical, se programó un muestreo que cubriera desde la base hasta la cima de la secuencia caolinitizada. No fue posible encontrar una sección de la Formación Nacayolo que estuviera en contacto con el intrusivo y además presentara la alteración caolinitica de los niveles superiores. Por esta razón el muestreo se dividió en dos secciones. Una ocupa la parte inferior de la secuencia caolinitizada (ligeramente), que se encuentra en contacto con el intrusivo y muy cerca del stockwork. El resto de la sección se realizó en un flanco del cerro "El Uno" (Ver Anexo B con la localización de las muestras de la serie DO y el mapa), incluyendo desde algunos niveles cloritizados en la base hasta caolinitas muy puras sobre las que descansa directamente el capote de ópalo.

b) Metodología.

La composición isotópica de hidrógeno y del oxígeno en el caolín fue analizada en los laboratorios Actlabs, de Ancaster (Canadá). El oxígeno fue analizado al atacar la caolinita con BrF_5 a $\approx 650^\circ\text{C}$ en el interior de bombas de digestión de níquel, siguiendo el procedimiento de Clayton y Mayeda (1963). El hidrógeno fue analizado mediante la deshidratación de las caolinitas a 1400°C durante 20 minutos, purificando el agua extraída mediante trampas frías. La medición de los isótopos se realizó con un espectrómetro de masas Finnigan Mat 251 y está reportada en la notación delta por mil con respecto al estándar V-SMOW.

c) Resultados y discusión

La composición isotópica en δD de las caolinitas analizadas muestra un estrecho rango composicional que varía entre -59 y -86% ; su composición $\delta^{18}\text{O}$ presenta una mayor variabilidad, situándose entre $+10.6$ y $+20.4\%$. Estos datos han sido graficados en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs δD . Para poder interpretar el significado de estos datos se ha representado en el mismo diagrama la línea de las aguas meteóricas (Figura 15). Asimismo, los resultados fueron comparados con la información disponible de fluidos meteóricos e hidrotermales que se encuentran en la actualidad en el campo geotérmico de Los Humeros (González-Partida *et al*, 2001), localizado en un entorno geográfico y geohidrológico similar al área de Santa María Sotoltepec – Ixtacamaxtitlán.

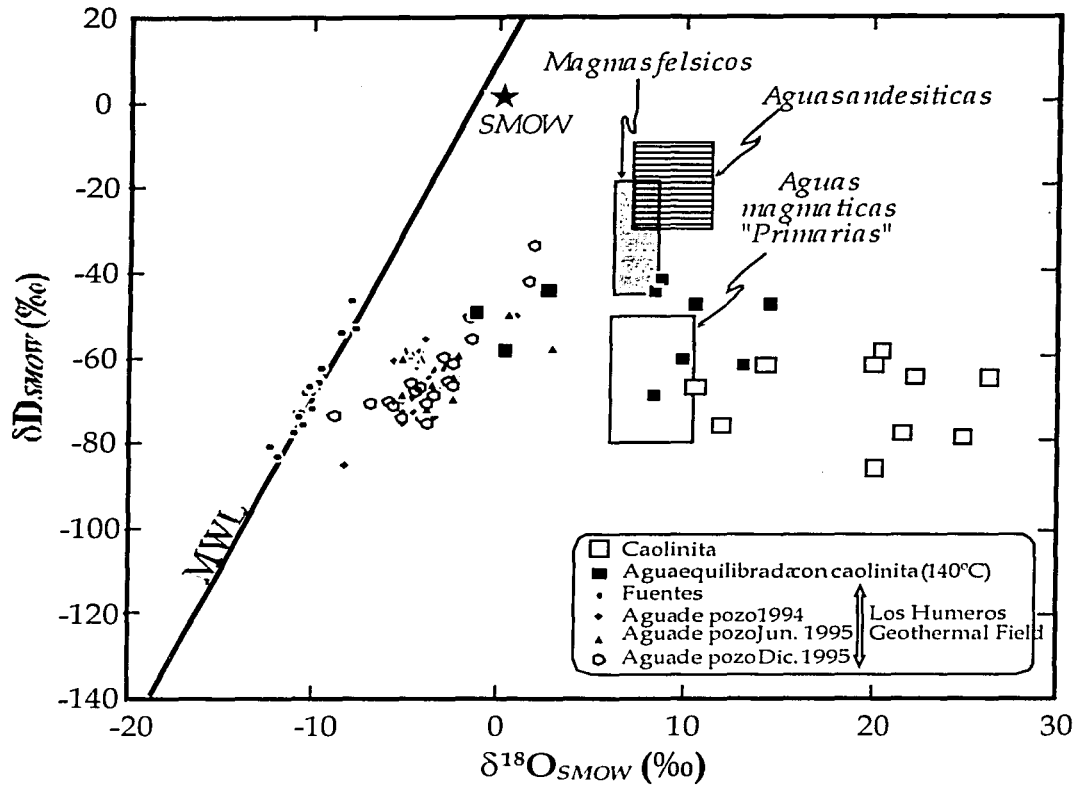


Figura 15. Valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de las caolinitas analizadas, de las aguas en equilibrio y de las aguas de campo geotérmico "Los Humeros". MWL = Línea de las aguas meteóricas.

Para poder efectuar esta comparación, es necesario el cálculo de la composición isotópica de las aguas que dieron origen a la formación de los cuerpos caoliniticos y escoger, en primer término, que ecuaciones de fraccionamiento caolinita – agua son las que se van a usar para este cálculo. Este es un aspecto especialmente crítico para el hidrógeno, ya que las ecuaciones publicadas hasta la fecha divergen considerablemente. Así, después de una revisión exhaustiva de las ecuaciones publicadas se ha utilizado la ecuación empírica de fraccionamiento caolinita-agua para el D de Marumo *et al.* (1980). Para el conjunto de datos calculados sea coherente, se eligió además la ecuación empírica del fraccionamiento del oxígeno en agua-caolinita de Land y Dutton (1978).

El cálculo de la composición del agua en equilibrio con la caolinita se ha realizado a 140°C, el límite inferior de temperatura para las inclusiones fluidas bifásicas que son las que representarían mejor las condiciones de caolinitización y formación del sinter.

La δD calculada para las aguas hidrotermales en equilibrio con la caolinita es similar a tanto a la de las aguas meteóricas actuales como al de las aguas hidrotermales maestreadas en Los Humeros. En cambio, la composición isotópica de la caolinita y del agua hidrotermal en equilibrio calculada muestra un marcado sesgo hacia composiciones de oxígeno más pesado, con los valores más bajos de $\delta^{18}O$ superpuestos a los registrados en Los Humeros.

5. Discusión De Los Resultados.

5.1 Edad de las unidades.

Las edades de las unidades que afloran en el área, es un tema que no se ha aclarado completamente. De las relaciones de campo, la secuencia vulcanosedimentaria está en contacto con la Andesita Cruz de León, de tal forma que puede observarse como fue depositada sobre la roca extrusiva. En la Formación Nacayolo, la parte que presenta la mayor alteración caolinítica es la superior. Se infiere una composición riolítica o con tendencia ácida de la roca original. Debido a esto los paquetes inferiores no presentan esta alteración, pues se trata de areniscas o productos volcánicos más básicos. Partiendo de esto, Venegas (1985) señala la existencia de dos eventos principales en la FVM. El primero ocurrió entre 20 y 4 Ma, mientras que el segundo ocurrió en los últimos 4 Ma, y corresponde a productos más ácidos provenientes de cámaras mejor diferenciadas. Es por esto que a la Formación Nacayolo la relaciono al segundo evento de edad Plio-Cuaternaria y no Terciaria, como indican Carrasco-Núñez (1997) y el CRM (1995. Yáñez-García (1982) señala la existencia de sedimentos lacustres, pómez y tobas, depositados en el área durante el Pleistoceno.

Considerando que la Formación Nacayolo es de edad Plio-Cuaternaria, la granodiorita porfídica que generó la actividad hidrotermal del área debe ser por lo menos de la misma edad. Carrasco-Núñez (1997) señala que este intrusivo lo correlaciona con los fechados por Yáñez-García (1982) en 14.5 ± 7.0 Ma. Aunque la edad de la Formación Nacayolo fuera de 9.2 Ma como señala Carrasco-Núñez (1997), la edad del intrusivo no puede ser de 14.5 Ma, por lo que no corresponde a la serie de intrusivos post-orogénicos a la actividad laramídica como señala Yáñez-García (1982).

5.2 Filones de cuarzo y stockwork.

El análisis textural realizado indica la presencia de una asociación de tipo 1 que de acuerdo a Dowling y Morrison (1985), correspondería a un ambiente de vetas de origen epitermal o de un cuerpo de pórfido cuprífero.

En el sistema es posible observar tres tipos de alteraciones de características muy diferentes: biotitización, propilitización afectando el pórfido y caolinitización en la serie vulcanosedimentaria. La presencia de un evento de alteración potásica selectiva (biotitización de los anfíboles) sugiere, de acuerdo con Beane y Titley (1980), el funcionamiento de las etapas tempranas del sistema hidrotermal a elevadas temperaturas y a grandes profundidades. La propilitización, tal y como se ha descrito

anteriormente, se sitúa alrededor de las vetas que conforman el stockwork, superponiéndose a la biotitización. Asimismo, la propilitización y la caolinitización son propias de un rango de temperaturas muy inferiores. La diferencia de cotas es muy reducida entre los afloramientos de estas dos alteraciones y resulta difícil concebir que ambas alteraciones hayan sido contemporáneas.

Por otra parte, se han reconocido dos tipos fundamentales de inclusiones fluidas, unas polifásicas de alta salinidad (28.6 a 42.9 wt% NaCl eq.) y alta temperatura (231.1 a 358°C), y otras bifásicas, tardías, de menor salinidad (3.4 a 16.5 wt% NaCl eq.) y menor temperatura (125.3 a 351.8°C), aunque es posible que algunas tengan problemas de reequilibrio durante el estudio microtermométrico, aumentado así las temperaturas de homogeneización registradas. Viendo la sucesión de los procesos de alteración, es posible correlacionar los fluidos de alta temperatura y salinidad, posiblemente magmáticos, atrapados en las inclusiones fluidas primarias (que contienen sólidos atrapados, entre ellos biotita) con los procesos de biotitización del granito porfídico encajante. En cambio, estos fluidos son demasiado calientes para provocar una alteración propilitica en el pórfido y caolínica en las rocas suprayacentes, con lo que esta tipología de alteración sería más fácilmente correlacionable con los fluidos que quedaron atrapados en las inclusiones secundarias.

Por otra parte, es de destacar que ciertas inclusiones fluidas presentan texturas de reequilibrio con formas de anzuelo, estrangulamientos y cristales negativos (Fotos 25 y 26, Anexo C). La interpretación del origen de estos cambios texturales post-atrapamiento es fundamental para la interpretación del depósito.

Significado de las morfologías de las inclusiones fluidas.

Vityk y Bodnar (1995) proponen el estudio textural post-atrapamiento de inclusiones fluidas sintéticas, como un instrumento para reconstrucciones tectónicas. Concluyen que las texturas de reequilibrio obtenidas, son función de la trayectoria P-T post-atrapamiento. Así, definen 4 trayectorias P T a partir de la combinación de la presión interna de la inclusión y de la presión confinante.

Si la presión interna de la inclusión es superior a la presión confinante, como en una descompresión isotérmica o en un calentamiento isobárico, se genera una sobrepresión ("overpressure") en la inclusión que puede dar lugar a texturas indicativas de "explosión". Si por el contrario la presión interna es inferior a la confinante ("underpressure"), como

durante una compresión isotérmica o un enfriamiento isobárico, las inclusiones presentan texturas que sugieren una "implosión". El reequilibrio bajo condiciones de sobrepresión o descompresión de la inclusión provocan fracturación, contracción ("stretching"), estrangulamiento ("necking"), pérdida de fluido ("leakage"), encogimiento ("shrinking") y disolución - recristalización en las paredes de la inclusión fluida.

Las inclusiones que presentan originalmente morfologías irregulares suelen sufrir procesos de disolución - recristalización hacia formas más estables, como esferoidales o de cristal negativo (Shepherd *et al* 1985). En caso de los minerales insolubles como el cuarzo, el volumen de la inclusión permanece constante a lo largo de todo el proceso. A partir de datos experimentales, Vityk y Bodnar (1995) deducen las siguientes texturas de equilibrio:

1. Durante un proceso de descompresión isotérmica (condiciones de sobrepresión por parte de la inclusión), se originan inclusiones en **forma de anzuelo** ("hook-like") por estrangulamiento. Aparecen pequeñas y numerosas inclusiones secundarias, rodeando la inclusión madre ("decrepitation clusters" o "satellite inclusions").
2. En una compresión isotérmica (condiciones de sub-presión por parte de la inclusión), se han observado morfologías onduladas ("scalloped-like") debido al acomodo de las paredes de la inclusión en condiciones de alta deformación. Al incrementarse la presión se observan morfologías semi-anulares, resultado de la implosión de la inclusión.
3. En un calentamiento isobárico (condiciones de sobrepresión de la inclusión) las inclusiones recristalizan a morfologías en **cristal negativo**, disponiéndose a favor de fracturas. No se observan procesos de estrangulamiento ni fracturación en las paredes de las inclusiones.
4. En un enfriamiento isobárico (condiciones de sub-presión de la inclusión) se originan morfologías en forma de arco ("arc-like"). En algunas inclusiones se observan inclusiones más pequeñas rodeando la inclusión madre ("decrepitation clusters"). Si la temperatura disminuye considerablemente se observan morfologías dendríticas ("dendritic-like"), como consecuencia de una gran disolución en las paredes de la inclusión, formando numerosos entrantes y salientes.

Tal y como se comentaba con anterioridad, las texturas de reequilibrio que se han identificado son formas de anzuelo, estrangulamientos y cristales negativos. Las dos

primeras se desarrollan en inclusiones que han estado sujetas a condiciones de sobrepresión interna, es decir, cuando se da una descompresión isotérmica, la presión de la roca disminuye, pero la presión interior de la inclusión es mayor a la del medio en que se encontraba en equilibrio. Este cambio en las condiciones de presión provoca el reequilibrio de la inclusión, hecho que se refleja en su morfología con la aparición de texturas de reequilibrio. La presencia de estas formas de anzuelo y de algunas inclusiones con estrangulamientos sugieren que el cuerpo intrusivo sufrió una descompresión muy probablemente debido a un levantamiento tectónico de todo el conjunto. Este evento ocurrió después de que se desarrolló el stockwork, pues en esas vetillas es donde se observan estas inclusiones.

5.3 Serie vulcanosedimentaria caolinitizada.

La caolinitización de la serie vulcanosedimentaria presenta un claro control litológico, con los paquetes inferiores con alteración propilitica y los niveles superiores, de una composición original tentativamente ácida, que presentan una argilización avanzada siendo la caolinita el principal mineral de alteración.

La composición isotópica en D calculada de las aguas en equilibrio con caolinitas a 140°C es similar a la composición de las aguas meteóricas e hidrotermales actuales en el campo geotérmico de los Humeros, hecho que sugiere que la alteración caolinitica se originó a partir de aguas de origen superficial, calentadas en profundidad mediante un gradiente geotérmico anómalo, con poca o nada de componente magmática. La composición isotópica del O es algo más complicada de interpretar, debido esencialmente a sus valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente altos. Este hecho sugiere un fuerte control de la roca sobre la composición del oxígeno, tal y como se podría suponer de unas caolinitas de alteración, y no de precipitación directa a partir de un fluido hidrotermal.

Tal y como se ha comentado en el apartado anterior, se ha detectado la presencia de un episodio de levantamiento posterior al emplazamiento, al menos en una etapa inicial del sistema hidrotermal. Este levantamiento va sin lugar a dudas conectado con una disminución de la temperatura de la granodiorita porfídica, hecho que explicaría la sobreposición de una alteración propilitica sobre la biotitización. La presencia de la granodiorita a niveles corticales muy someros favoreció la modificación del sistema hidrotermal hacia un estadio controlado por aguas meteóricas.

La presencia de una intensa alteración caolínica por encima de la granodiorita sugiere que estas aguas meteóricas fueron calentadas por vapores y gases (H₂S, HCl y CO₂, por ejemplo) generados por ebullición en profundidad (White & Hedenquist, 1995). La reacción de formación de caolinita a partir de feldespato potásico en presencia de un fluido ácido es (Beane and Tittley, 1980):



Esta reacción produce un exceso de sílice que puede ser transportado por el fluido hidrotermal y precipitado por enfriamiento de la misma solución tanto en capas más permeables dando origen a los niveles de ópalo que se han detectado interestratificados en la serie vulcanosedimentaria. El volumen de caolinita generado durante este proceso, es así mismo, suficientemente elevado como para explicar la presencia del capote de sílice del cerro "El Uno".

5.4 "Silica cap" o capote de sílice

Una de las características más sobresalientes del depósito de Sta. María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán, es la presencia de un nivel de ópalo de varios metros de grosor situado a techo de la serie vulcanosedimentaria caolinitizada, precisamente en donde esta adquiere mayor grosor. Camprubí et al (2001) sugirieron que este depósito presentaba características similares a las de un "sínter", hecho que se discutirá a continuación.

Generalidades teóricas sobre los sínteres

Se utiliza el término sínter para definir los depósitos superficiales constituidos predominantemente de uno o más minerales de sílice depositados cerca de manantiales termales o en arroyos provenientes de estos manantiales. Los sínteres masivos de sílice se depositan donde los fluidos geotérmicos saturados en sílice alcanzan la superficie (White et al., 1995). La precipitación de la sílice se da por el enfriamiento y evaporación en superficie de los fluidos saturados en sílice, que originan una sobresaturación de sílice amorfa. Otros factores que influyen en la precipitación son los cambios de pH, la presencia de otros compuestos minerales en solución, de materia orgánica o la mediación de organismos vivos como algas o cianobacterias. El área que ocupan estos sistemas en superficie varía en forma y tamaño, pero suele ser generalmente circular, con un diámetro de 4 a 5 kilómetros. Dentro de esta área, pueden encontrarse fallas o fracturas de gran profundidad a través de las cuales descargan localmente los fluidos hidrotermales a la superficie.

El carácter físico de los sínteres varia de acuerdo a las condiciones topográficas donde se forman. Si se tienen corrientes de agua, pueden formarse extensos frentes de poca pendiente, si el gradiente es abrupto, pueden formarse frentes estalactíticos. Las estructuras a pequeña escala son también muy diversas. Los sínteres, en especial los que forman frentes, están fuertemente laminados aunque esta laminación es invariablemente no planar en detalle (1 a 10 mm) y marcadamente distinta a la estrictamente planar laminación de los sedimentos lacustres de grano fino. Existe una gran variedad textural en los sínteres modernos que dependen esencialmente de las condiciones de temperatura y de flujo, y que pueden ser de origen biogénico (restos vegetales, laminaciones algales, bioturbaciones, etc.) o abiogénico (oncoides, "huevos de geiser", evidencias de oleaje, grietas de desecación, brechificación local, etc.) (Walter 1976; Jones et al, 2001 en White, 1989). Independientemente de su origen, es común la presencia en algunas secciones de capas con una gran abundancia de estructuras perpendiculares a la laminación del depósito a pequeña escala (2 a 5 mm de ancho y de 10 a 150 mm de largo). Algunas de estas estructuras son producto del crecimiento de estromatolitos bacteriales; otras, como las geyséritas silíceas tienen una morfología similar pero son abiogénicas. Las texturas brechoides son también comunes y suelen consistir en capas de láminas de sílice recementadas originadas por la fragmentación en superficies secas, de capas expuestas a la superficie. Algunas erupciones hidrotermales a pequeña escala y de alcance local, pueden romper algunas capas del sinter, y los clastos angulares resultantes pueden ser recementados por la subsecuente actividad del sistema hidrotermal (White *et al*, 1989), dando lugar a la formación de autobrechas.

La mayoría de los depósitos actuales están situados alrededor del margen Circum-Pacífico, asociados al vulcanismo félsico (Henley y Ellis, 1983, en Sillitoe, 1993). La alta susceptibilidad de los sínteres a la erosión (especialmente en lugares de alto relieve o en ambientes áridos), impiden que estos depósitos se conserven fácilmente.

El sinter de Sta. María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán

La presencia en este nivel de ópalo de grietas de desecación, laminaciones y bioturbación indican que se trata de un depósito formado en superficie, probablemente una "piscina hidrotermal" ("hydrothermal pool") ya que se han encontrado restos de vegetales. La existencia de esta laguna estaba probablemente controlada por la variación en el nivel freático debido a la estacionalidad, tal y como se deriva de la

abundante presencia de alternancias de niveles de ópalo laminar con niveles de ópalo con grietas de desecación.

La brecha basal del "sílica cap" se formó debido a la fracturación de láminas de ópalo pre-existentes, rotas por el violento ascenso de fluidos hidrotermales. A partir de estos fluidos precipitó una nueva generación de ópalo que cementó los fragmentos previamente fracturados. Este tipo de eventos asimismo indican el carácter pulsátil que tuvo el sistema en cuanto a las descargas de fluidos.

La preservación de este sínter es un indicio de que el sistema no es muy antiguo, ya que al formarse en la superficie, estas estructuras pueden ser muy fácilmente erosionadas.

Sínteres en México.

Son muy pocos los depósitos en los que se han reportado estructuras silíceas de formación superficial, que correspondan a un sínter. Se describen como sínteres algunos depósitos estratiformes de sílice de origen hidrotermal en el distrito de Santa Gertrudis en Sonora (Murray, 1997; en Camprubí *et al*, inédito), en Dos Hermanas, Sauz de Caleras y Cruzalinas en San Luis Potosí (Mason, 1995; en Camprubí *et al*, inédito).

Se han descrito algunos sínteres, de acuerdo a información encontrada en www.miningrecord.com, www.imdex.com y www.minefinders.com. Una de estas localidades es El Salitre, localizada en el centro del país (estado desconocido). Comprende tres sínteres con sus respectivos halos de alteración, localizados a lo largo de una falla lateral que se extiende por 3,500 metros. Los valores de oro son anómalos, superando 1 ppm. El Malacate es otro de estos proyectos, se localiza al norte del estado de Sonora dentro del sistema de la Caldera de El Malacate. Su origen corresponde a un evento epitermal tardío, relacionado a un evento volcánico del Terciario Medio. Presenta brechas hidrotermales, texturas de espacios abiertos, remplazamiento de cuarzo por calcita. La presencia de calcedonia y cuarzo con texturas bandeadas, pueden indicar la presencia de una mayor mineralización de oro a profundidad. El proyecto Lobos, se localiza en el estado de Sinaloa a 40 kilómetros de Culiacán en línea recta. La mineralización aparece en un complejo de domos riolíticos, las leyes promedio son de 1.27 ppm de Au. La mineralización comprende un remplazamiento de sílice al nivel del sub-sínter, brechas hidrotermales, vetas y microvetillas.

A la luz de estos datos, se puede afirmar que el "silica cap" de Sta. María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán es, actualmente, la estructura de tipo sínter mejor conservada conocida en México hasta el momento presente.

Tipología del depósito.

La integración de los datos de campo, petrológicos y analíticos permite definir dos etapas de formación del depósito.

En la primera etapa, el sistema estuvo dominado por fluidos de alta temperatura, con una fuerte componente magmática tal y como atestiguan las inclusiones fluidas hipersalinas primarias, con cristales de biotita atrapados, presentes en los filones de cuarzo y el stockwork. Estos fluidos provocaron una alteración potásica precoz sobre la granodiorita porfídica, que se pone de manifiesto por la pseudomorfosis de los anfíboles por biotita, y el reequilibrio de la biotita magmática con la liberación de Ti (titanita). Esta primera etapa de alta temperatura guarda fuertes semejanzas con las condiciones que imperan en algunos pórfidos cupríferos (ver Beane & Titley, 1980).

Por otra parte, la superposición de una alteración propilítica en la granodiorita indica un descenso en la temperatura de los fluidos hidrotermales con el tiempo, que junto con la presencia de texturas de reequilibrio en las inclusiones fluidas que sugieren una descompresión del sistema, indican el levantamiento tectónico de todo el conjunto. Este levantamiento fue seguido de la entrada de agua meteórica en el sistema, hecho que viene corroborado por la composición isotópica de las caolinitas. La fuerte alteración caolinítica, provocada por el calentamiento de aguas meteóricas por vapor, liberó importantes cantidades de sílice que fueron movilizadas por las aguas calientes y que, al descargar en la superficie, provocaron la formación de una laguna hidrotermal estacional con precipitación activa de ópalo. Este sistema (filones de cuarzo/stockwork con sulfuros en profundidad; ebullición en profundidad; calentamiento por vapor de aguas meteóricas; alteración caolinítica; formación de sínteres de ópalo) es típica de los sistemas epitermales de baja sulfuración (White & Hedenquist, 1995).

6. Conclusiones.

- El sistema hidrotermal fósil de Santa María Sotoltepec – Ixtacamaxtitlán, comprende (de abajo a arriba):(1) filones de cuarzo y stockwork; (2) serie caolinitizada y (3) silica cap.
- El cuerpo intrusivo esta cortado por un conjunto de filones de cuarzo y por el stockwork. Sobre este intrusivo se ha detectado una alteración potásica temprana (biotitización) y una alteración propilítica superpuesta y situada alrededor de las vetillas del stockwork.
- La edad del intrusivo es inferior a los 9 Ma, por lo tanto no corresponde a la serie de intrusivos post-laramídicos que señalan Yáñez-García (1982) y Carrasco-Núñez *et al* (1997).
- En la base de la secuencia caolinitizada existen algunos paquetes con alteración propilítica. Las tobas de composición originalmente ácida, presentan una fuertemente alteración a caolín y alunita.
- Las inclusiones fluidas del cuarzo de los filones y el stockwork, son principalmente trifásicas y bifásicas. Las primeras son en su mayoría hipersalinas, revelan un evento predominantemente magmático y homogeneizan entre 240 y 350°C. Los fluidos que las originaron están relacionados a la alteración potásica.
- Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones bifásicas presentan dos máximos, uno a temperaturas similares a las magmáticas y otro (inclusiones secundarias) entre 120 y 165°C. Estas últimas inclusiones pueden estar relacionadas a la circulación de los fluidos que originaron la alteración argílica del área.
- Algunas de las inclusiones primarias de los filones presentan texturas de reequilibrio como formas de anzuelo o estrangulamientos, que indican una descompresión de la roca y una sobrepresión en las inclusiones. Este hecho sugiere la existencia de un levantamiento tectónico del intrusivo.
- Los datos de δD y $\delta^{18}O$ indican que los fluidos que circularon en el sistema, corresponden a fluidos predominantemente meteóricos (comparados con datos de los Humeros, González-Partida, 1995), que fueron calentados y que sufrieron un intercambio isotópico con la roca encajonante (desplazamiento del O).
- Se tienen dos tipos de afloramientos de ópalo. Uno de ellos compuesto por bandas que reemplazan algunos paquetes de la secuencia caolinitizada y se encuentran

intercalados en esta. El otro tipo de afloramiento corresponde a un nivel de 2 metros de espesor de ópalo, que corona al cerro "El Uno".

- Los niveles de ópalo interestratificados en la serie caolinitizada se formaron posiblemente a favor de estratos más permeables por los que circulo el fluido hidrotermal que provocó la caolintización, a partir de los cuales pudo enfriarse la solución.
- El ópalo de la cima del cerro "El Uno" es el único en el que es posible observar grietas de desecación, bioturbación, laminación y otras estructuras que sugieren su formación en un ambiente subaéreo. Todos estas características indican la existencia de una laguna hidrotermal sobre la que se descargaban los fluidos, formándose una estructura de tipo sínter.

Bibliografía.

- Aguilar S. 1997. – “Estudio microtermométrico de los filones de cuarzo de la “Bouttonnière” de Zenegà. (Anti-Atlas occidental, Marruecos).” Tesis doctoral inédita. Universidad Autónoma de Barcelona. 106 p.
- Aguilar S., Tritlla J., Hafid A., Julivert M., Arboleya M., Saidi A. 2000. – “Geotectonic significance of the textural evolution of fluid inclusions in Precambrian quartz veins from the “Bouttonnière de Zenegà” (Anti-Atlas, Morocco).” *Journal of Geochemical Exploration*. 69 – 70. p. 363-368.
- Beane R. & Titley S. 1980. – “Porphyry Cooper Deposits.” *Economic Geology Seventy – Fifth Anniversary Volume*. p. 214–269.
- Camprubí A., Tritlla J., Corona-Esquivel R., Centeno E. & Terrazas A., 2001. – “The hydrothermal sinter and kaolinite Au-Ag occurrences of Ixtacamxtitlán (Puebla, México): preliminary results.” A. Pietrzynski et al. (eds) *Mineral Deposits at the Beginning of the 21st Century*, p.711-714, Swets & Zeitlinger Publishers Lisse.
- Camprubí A., Tritlla J., Clausell J., Corona-Esquivel R., Morales-Ramírez J. – “Los depósitos hidrotermales de Ixtacamxtitlán, Puebla: implicaciones sobre la estructura de un sinter fósil y del estudio de isótopos estables de caolinizaciones epigenéticas”. Inédito.
- Cardellach E. – “Geoquímica de los isótopos estables de C, O, H y S.” Inédito. Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Carrasco-Nuñez G., Gómez-Tuena A. & Lozano L., 1997. – “Geologic map of Cerro Grande Volcano an surrounding area, Central Mexico.” *Map and Chart Series MCH 081 Geological Society of America*, p. 1-10.
- Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1963).- “The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 27 (1) 43-52.
- Consejo de Recursos Minerales 1995. – “Monografía Geológico-Minera del Estado de Puebla.” SECOFI – Coordinación general de Minería, México.
- Cuneen R. & Sillitoe R. 1989. – “Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia”. *Economic Geology*, v.84, p. 135-142.
- Demant A. 1978. – “Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación.” UNAM, Instituto de Geología, Revista, vol. 2, p. 172-187.
- Dowling K. & Morrison G. 1985. – “Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples” *Economic Geology, Gold deposits*
- Ferrari L., López-Martínez M., Aguirre-Díaz G. & Carrasco-Nuñez G. 1999. – “Space-Time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt.” *Geology*, vol. 27, no. 4, p. 303-306.
- Gómez-Tuena A. & Carrasco-Nuñez G. 1999. – “Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt.” *Tectonophysics* 318 (2000) Elsevier Science B.V., p. 249-280.
- González-Partida E., Tello-Hinojosa E. & Pal-Verma M. 2001. – “Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla, México.” *Ingeniería Hidráulica en México, Vol XVI, núm. 2, p. 185-194, abril-junio 2001.*

- Hedenquist J. & Lowenstern J. 1994. – "The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits." *Nature*, vol. 370, p. 519-527.
- Hedenquist J., Arribas A. & Urien-González. 2000. – "Exploration for epithermal gold deposits." En *Gold in 2000*, Society of Economic Geologists, *Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 245-277.
- Hedenquist J., Izawa E., Arribas A. & White N. 1996. – "Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration (Les minéralisations épithermales aurifères: types, caractéristiques et méthodes d'exploration)." Society of Resource Geology, Special Publication 1, 16 p. (traducción al español A. Arribas M.).
- Land L. & Dutton S. 1978. – "Cementation of a Pennsylvanian deltaic sandstone; isotopic data." *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 48 (4), p. 1167-1176.
- Lewis P. & Thompson A. 2000. – "Epithermal Gold and Silver Deposits: Structure, Alteration, and Exploration." Short Course, Guadalajara, México, September, 2000.
- Mangas J. & Sierra J. 1991. – "Las inclusiones fluidas: Método de análisis e interpretación". En Lunar R. y Oyarzun R. *Yacimientos minerales. Técnicas de estudio. Tipos. Evolución metalogenética. Exploración.*, p. 79-146.
- Marumo K., Nagasawa K. & Kuroda Y. 1980. – "Mineralogy and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals in the Ohnuma area, Northeastern Japan." *Earth Plan. Sc. Letters*, vol. 47, p. 255-262.
- Negendank J., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H. & Werle D. 1985. – "Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt." *Geofísica Internacional* vol. 24, p. 477-575.
- Sillitoe R.H. 1993. – "Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features." *Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, p. 403-417.
- Shepherd T., Rankin A. & Alderton D. 1985. – "A practical guide to fluid inclusion Studies." Blackie & Son Limited, Glasgow, Inglaterra, p. 239.
- Van den Kerkhof A. & Hein U., 2001. – "Fluid inclusion petrography." *Lithos* 55, p. 27-47 Elsevier.
- Venegas S., Herrera F. & Maciel R. 1985. – "Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos." *Geofísica Internacional*, vol 24, No. 1, p. 47-81.
- Vikre P. 1985. – "Precious metal vein systems in the National district, Humboldt County, Nevada." *Economic Geology*, Vol. 80, p. 360-393.
- Vityk M. & Bodnar R. 1995. – "Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction". *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 309-323.
- White D., Brannock W. & Murata K. 1965. – "Silica in hot-springs waters." *Geochimica and cosmochemica Acta*, vol. 10, p. 27-59.
- White N. & Hedenquist J. 1995. – "Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration." *Society of Economic Geologist: Newsletter*, No. 23, p. 1, 9-13.
- White N., Wood D. & Lee M. 1989. – "Epithermal sinters of paleozoic age in north Queensland, Australia." *Geology*, Vol. 17, p. 718-722.

Wilkinson J. 2001. – “Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits.” Lithos 55, p. 229-272 Elsevier.

Yañez-García A. & García-Durán S. 1982. – “Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz.” Comisión Federal de Electricidad, México

Sitios Web Consultados.

- Instituto Nacional de Geografía y Estadística (www.inegi.gob.mx)
- The Mining Record, International Mining News (www.miningrecord.com)
- International Mineral Development & Exploration. The Unofficial Mining Directory of Mexico (www.imdex.com)
- Minefinders Corporation Ltd. (www.minefinders.com)

Anexo A. Descripción de las preparaciones.

Láminas delgadas de los filones de cuarzo.

Lámina: IXT -2

Descripción: Granitoide muy alterado en que puede observarse cuarzo equigranular con sericita, algunos cristales de cuarzo presentan entre sí ángulos de 120°. Presenta vetillas de cuarzo y minerales opacos diseminados en la roca. Se tienen agregados de cuarzo microcristalino con apariencia a isotrópico. Estos agregados son cortados por vetillas con sericita. Los minerales opacos se encuentran alineados en las vetillas de cuarzo.

Textura: Masivo anhedral y en telaraña anhedral.

Lámina: IXT - 5

Descripción: Vetilla de cuarzo microcristalino, con drusas de calcedonia. Se observan algunos agregados de cuarzo con extinción ondulante, envueltos en una matriz café con algunos cristales anhedrales de cuarzo y minerales opacos. La roca encajonante se parece a las vetillas, solo que en la primera hay más minerales opacos.

Textura: Calcedonia coloforme y a mayor escala, se observa una disposición laminar con diferencias composicionales.

Lámina: IXT - 5A

Descripción: Granitoide sericitizado, con algunos fenocristales de cuarzo. Se tienen vetillas de cuarzo con cristales de diferente tamaño. La sericita es muy abundante y aparece como pseudomorfos cuadrados, ligeramente rectangulares que podrían corresponder a feldspatos.

Textura: Masivo euhedral (mediano)

Alteraciones: Sericitización intensa

Lámina: IXT -5B

Descripción: Granitoide muy alterado, compuesto principalmente por pequeños cristales y fenocristales de cuarzo, con sericita en los intersticios. En algunas partes, la cantidad de sericita supera a los cristales de cuarzo. Se encuentra cortada por vetillas de cuarzo con extinción ondulante y con algunos sulfuros.

Textura: Masiva anhedral con algunos cristales euhedrales.

Alteraciones: Sericitización intensa.

Lámina: IXT – 6A

Descripción: Granitoide con los feldespatos alterados a sericita. En una porción la roca no tiene tanta sericita y predomina el cuarzo. Esta asociada a zonas de falla. El cuarzo presenta diversos tamaños y los cristales grandes tienen caras que forman ángulos de 120°. Posee abundantes sulfuros alineados.

Textura: Masivo anhedral y en telaraña.

Lámina: IXT –6B

Descripción: Granitoide con cristales de cuarzo equigranular. Se tiene mucha sericita asociada a fracturas o alineada, solo en una parte de la lámina, además hay algunos minerales opacos, uno de ellos presenta una inclusión de epidota. Hay un mineral del grupo de la clorita.

Textura: Individualmente es masiva anhedral con laminar, al centro de las vetillas el tamaño de grano es menor; en conjunto es en telaraña.

Lámina: IXT –8

Descripción: Agregado de cuarzo muy pequeño coloreado a café. Algunos cristales de la roca son opacos y aparecen concentrados. Se observan drusas con crecimiento de calcedonia asociado con algunos cristales café y otros incoloros. La roca es una especie de brecha donde los fragmentos son estos agregados de cuarzo y están unidos por una matriz café en la que no se distinguen minerales.

Textura: Calcedonia colorforme.

Lámina: IXT –9

Descripción: Agregado equigranular de cuarzo con alineamiento de fracturas muy pequeñas. Hay minerales opacos alineados con zonas de alteración de sericita junto a cristales de epidota y algunos anfíboles. La sericita se observa como parches y va asociada a fracturas, siendo el único mineral presente en estas; también se encuentra dentro de la roca encajonante.

Textura: Masiva anhedral en vetillas muy delgadas.

Lámina: IXT –10

Descripción: Roca oscura con cristales hexagonales sin extinción clara o aparentemente de primer orden. Cortada por vetillas de cuarzo que pasan en algunas a estar rellenas de calcita.

Lámina: TH – 1

Descripción: Roca fanerítica compuesta principalmente por feldespatos maclados, relativamente poco alterados con zonas de vetillas. Se observan algunos cristales de anfíboles y piroxenos (augita). Los anfíboles se encuentran en algunas partes intercrecidos dentro de los feldespatos.

Lámina: IXS – 1

Descripción: Agregado microcristalino con pequeños fragmentos de cuarzo, los más pequeños no son claramente visibles. Se observan algunas fracturas teñidas tal vez por óxidos de hierro. Algunas partes más limpias que otras, pero todo se ve como si fuera isotrópico. Se tiene un agregado color café claro, compuesto de pequeños cristales anisotrópicos de primer orden.

Lámina: IXE – 3

Descripción: Roca de grano muy fino, probablemente se trate de un agregado de cuarzo con algunos cristales más grandes, también de cuarzo. La roca tiene algunos minerales opacos y un color café debido tal vez a óxidos de hierro.

Textura: Calcedonia coloforme. A mayor escala se ve crustiforme por la variedad de color. Los óxidos de hierro forman una especie de cocarda con las partes donde no alcanza a llegar su coloración delimitando una especial de clastos que a su vez conforman capas (textura laminar) con mayor o menor coloración café.

Láminas delgadas de las unidades litológicas

Lámina: IXT –3B

Descripción: Roca porfídica de composición granodiorítica con matriz de pequeños cristales de cuarzo y feldespatos. Los fenocristales son de plagioclasas (andesina), cuarzo y feldespatos potásicos. Se tienen minerales opacos alineados, pero no se observan vetillas. En esta lámina se realizó un conteo de puntos, con el contador de puntos del Laboratorio de Petrología "Francisco Fabregat" del Instituto de Geología de la UNAM.

Porcentajes: Cuarzo 41.2%, andesina 30.9%, feldespato potásico 13.7%, biotita 5.3%, biotita secundaria 7% y minerales opacos 1.8%

Textura: Porfídica.

Lámina: IXT – 4

Descripción: Roca fanerítica de composición diorítica, con cristales tabulares de plagioclasas, que conforman una textura traquítica. Algunos minerales opacos son anhedrales y otros claramente cuadrados, podrían ser de pirita. Se tiene clorita y calcita como minerales secundarios. Algunos cristales de olivino han sido alterados en su contorno y solo muestran los típicos colores de interferencia al centro. En esta muestra también se realizó el conteo de puntos.

Porcentajes: Olivino 29.8%, plagioclasa 34.27%, Epidota-clorita-calcita 26.35%, minerales opacos 9.95%

Textura: Traquítica.

Lámina: IXT – 6

Descripción: Cuarzo microcristalino, dispuesto en bandas de 2 cm de espesor. Una de estas bandas no es paralela a las otras dos. Se observa un diseminado de minerales opacos, los cuales se oxidaron y dan un color café, probablemente se trate de pirita. No se distinguen otros minerales de la roca, pero sus colores de interferencia son de 1er orden

Textura: Afanítica.

Lámina: SM – 1

Descripción: Toba compuesta por fragmentos de cuarzo y de ignimbrita con textura fluidal, constituida por vidrio, cuarzo y algunos minerales opacos oxidados a hematita. Los espacios entre los granos están rellenos de pequeños cristales de cuarzo. Se observan unas pequeñas vetillas de calcedonia.

Alteración: Silicificación moderada.

Lámina: SM – 5

Descripción: Roca ignimbrítica compuesta principalmente por vidrio alargado (textura eutaxítica). Se observa un fragmento con textura fluidal y otro que corresponde a una roca extrusiva, logra distinguirse una plagioclasa. Se pueden apreciar unos cristales con un crucero en una dirección, de birrefringencia muy baja.

Porcentajes aproximados: Cuarzo 3%, líticos 5%, vidrio 92%

Alteración: No se observa.

Lámina: SM – 9

Descripción: Toba con pseudomorfo de cristales rectangulares rellenos por pequeños cristales de cuarzo que constituyen una toba formada en su totalidad de agregados de cuarzo muy pequeños, dándole a la roca una apariencia isotrópica. La toba es cortada por una vetilla de estos pequeños cristales. Hay hematita dispersa en toda la roca y

algunos clastos dentro de la vetilla. Solo se observan unos cuantos cristales de cuarzo relativamente grandes.

Alteración: Silicificación.

Lámina: SM – 12

Descripción: Toba formada por cristales de plagioclasa (labradorita) en una matriz de cuarzo microscópico. La roca se observa sucia por la presencia de óxidos. Los fragmentos son muy angulosos.

Porcentajes aproximados: Cuarzo 15%, plagioclasa 40%, feldespato potásico 15%.

Lámina: SM – 21

Descripción: Andesita de textura porfídica con fenocristales de diferentes tamaños de plagioclasa (labradorita), ortopiroxeno, hornblenda y minerales opacos. Algunas plagioclasas, se encuentran más alteradas que otras a arcillas. La matriz es microcristalina con pequeños cristales de minerales opacos. La textura es porfírica y ophimottled

Porcentajes aproximados: Cuarzo 15%, plagioclasa 40%, feldespato potásico 15%, anfíboles 20%, minerales opacos 10%.

Alteración: Calcita

Lámina: SM – 26

Descripción: Roca de composición andesítica, con textura porfídica de matriz microcristalina de cuarzo y plagioclasa con fenocristales de hornblenda, enstatita y plagioclasa (andesina). La textura es porfírica y ophimottled

Porcentajes aproximados: Cuarzo 15%, plagioclasa 25%, anfíboles 20%, enstatita 10% y matriz 30%.

Textura: Porfídica y ophimottled.

Lámina: SM – 27

Descripción: Roca metasomática (skarn), formada principalmente de cristales anhedrales de granate, con intersticios rellenos de calcita, cuarzo y pequeños cristales de minerales opacos.

Porcentajes aproximados: Cuarzo 10%, calcita 10% y granate 80%.

Alteración: Calcita

Lámina: SM – 28

Descripción: Roca porfídica de matriz fina y fenocristales de dos tamaños. La matriz esta compuesta por minerales de colores de interferencia de primer orden, tal vez de

cuarzo. Los fenocristales son de plagioclasas y cuarzo, siendo estos de forma ovalada y de anfíboles pleocroicos con un ángulo de extinción de 18°.

Alteración: Se tiene calcita de grano muy fino, alrededor de los anfíboles y en matriz.

Lámina: SM – 29

Descripción: Roca porfídica con matriz de plagioclasa y tal vez un poco de cuarzo. Los fenocristales son de plagioclasa (probablemente andesina), anfíboles incoloros con ángulo de extinción de 18°.

Alteración: Calcita muy fina.

Lámina: SM – 31B

Descripción: Roca porfídica con matriz de granos claramente visibles, que envuelven fenocristales de plagioclasas (muy zoneadas), feldespatos potásicos (muy argilizados), anfíboles con pleocroismo de azul a verde pálido, cuarzo, minerales opacos y titanita

Porcentajes aproximados: Cuarzo 15%, plagioclasa 40%, feld potásico 15%, anfíboles 20%, minerales opacos 7%, titanita 3%

Alteración: Mineral café entorno a los anfíboles.

Lámina: SM – 32

Descripción: Roca porfídica con matriz de cuarzo y feldespatos potásicos de granos claramente visibles, algunos de los feldespatos son tabulares. Los fenocristales son de feldespatos potásicos principalmente, anfíboles y minerales opacos

Alteración: Clorita y calcita

Lámina: SM – 33

Descripción: Roca de textura traquítica compuesta principalmente por cristales tabulares de plagioclasa (albita) y muy pocos de cuarzo. La roca se encuentra sericitizada y tiene minerales opacos (pirita) Se observan algunos remanentes de epidota, que no se conservan muy bien y no pueden observarse con claridad.

Alteración: Calcita y sericita.

Muestras de las vetillas en el stockwork. Inclusiones Fluidas. Serie S.

Afloramiento 1

619343 W coordenadas W
2177578 N coordenadas N
2314-8 altitud - error

- S1 Sistema 175°-35° al W. Su echado es variable y en ocasiones da la apariencia de ser casi vertical, presenta algo de pirita.
- S2 Sistema N-S con echado que varía de vertical hasta 45° al W, contiene muy poca pirita.
- S3 Sistema 145° solo contiene cuarzo, es el primer sistema.

El primer sistema fue S3, seguido por S1, que es cortado por S2

Afloramiento 2

619642 W coordenadas W
2177977 N coordenadas N
2376-10 altitud - error

- S4 Sistema 22° corta a S5 y solo contiene cuarzo.
- S5 Sistema 90° contiene cuarzo y poca pirita

Resultados de los ensayos microtermométricos

Inclusiones fluidas Trifásicas.

Clave	Clasif.	Ts	Th	%wt NaCl eq.
IXT6d-1	C1	292.6	328.3	37.6
IXT6d-2	C1	120.6	>350	28.6
IXT6d-3	C1	>350	>350	
IXT6d-4	C1	>350	301.8	
IXT6d-5	C1	>350	260.5	
IXT6d-6	C1	274.2	305.9	36.3
IXT6d-7	C2	210.4	287.5	32.4
IXT6d-8	C1	200.1	260.3	31.9
IXT6d-9	C1	265.6	250.1	35.7
IXT6d-10	C1	250.3	285	34.9
IXT6d-11	C1	258	277.9	35.2
IXT6d-13	C3	278.8	308	36.6
IXT6d-14	C1	297	275.5	37.9
IXT6d-15	C3	>350	>350	
IXT6d-16	C3	>350	258.5	
IXT6d-17	C1	294	259.8	37.7
IXT6d-18	C2	>350	>350	
IXT6d-19	C3	221.5	261.6	33.0
IXT6d-21	F	342.1	237.4	41.7
IXT6d-22	F	350	241.3	34.7
IXT6d-23	C2	294	259.1	37.7
IXT33-30	C3	312	252.6	39.1
IXT33-31	C3	>350	281.7	
IXT33-32	C1	>350	248.3	
IXT33-33	C2	326	279.4	40.3
IXT33-34	C1	330.1	288	40.6
IXT33-35	C3	269.3	247.6	35.9
IXT33-37	C3	330	323	40.6
IXT33-38	C3	310	231.1	38.9
IXT33-39	C1	310	242.3	38.9
S2-47	C1	>350	248.3	
S2-48	F	>350	271.2	
S2-49	F	>350	264.8	
S2-50	C2	>350	274.4	
S2-51	C2	>350	274.4	
S2-52	C3	>350	318	
S2-67	C	>350	>350	
S2-69	C	325	253.2	40.2
S2-70	C	239.3	305.8	34.0
S2-71	C	320.3	234.3	39.8

S2-73	C2	>350	254.6	
S2-77	C2	332.4	255.2	40.8
S2-78	C2	319.4	231.1	39.7
S2-79	C2	347.2	231.1	42.1
S2-80	C1	346	235.3	42.0
S2-81	C2	325.5	239.2	40.2
S2-82	C2	328	239.2	40.4
S2-83	C3	>350	235.4	
S2-84	C2	325.6	245.5	40.2
S2-85	C2	>350	280.1	
S2-86	C3	>350	255.3	
S3-96	C1	345.7	239.3	42.0
S3-97	C2	345.7	239.3	42.0
S4-103	C1	225.1	>350	33.2
S4-104	C2	>350	284.5	
S4-105	C3	355	260.1	42.9
S4-106	C3	>350	260.1	
S4-113	C1	308.3	279.3	38.8
S4-115	C2	316.6	265.8	39.5
S4-119	C1	318.3	257.3	39.6
S4-120	C1	342.4	257.3	41.7
S4-121	C2	256	338	35.1
S4-122	C1	234.6	296.1	33.7
S4-123	C1	261	310.1	35.4
S4-124	C2	233.7	286.2	33.7
S4-125	C2	280.2	281.6	36.7
S5-131	C3	>350	260.4	
S5-132	C2	320	285.8	39.8
S5-133	C3	>350	294.6	
S5-134	C2	318	260	39.6
S5-135	C2	>350	275.8	
S5-137	C2	340.2	255.8	41.5
S5-139	C2	>350	295.7	
S5-150	C2	316	303	39.4
S5-151	F	312.1	283.4	39.1
S5-152	C2	320	310	39.8
S5-153	C2	320	303	39.8
S5-154	C1	330.4	308.4	40.6
S5-155	C3	357	358.3	43.1
S5-156	C1	334.7	>350	41.0
S5-157	F3	340.5	>350	41.5
S5-158	C2	340.5	288.2	41.5
IXT30-161	C1	256	281.9	36.8
IXT30-162	C3	282.6	320	36.9

Inclusiones Fluidas bifásicas.

Clave	Clasif.	T _{Hh}	T _i	T _h	%wt NaCl eq.
IXT6d-12	D2X			142.1	
IXT6d-24	D1Y	-24.5		>350	
IXT6d-25	D1X	-24.5		290.2	
IXT6d-26	D2X			348.4	
IXT6d-27	D1X			251.3	
IXT6d-28	D1Y			333.6	
IXT6d-29	D1X			247.7	
IXT33-40	D3Y			240.4	
IXT33-41	D1Y			>350	
IXT33-42	D2Y			>350	
IXT33-43	D2Y			>350	
S2-44	D1X			316.1	
S2-45	D2X			306.7	
S2-46	D1X			307.8	
S2-53	D2X			160.2	
S2-54	D1X		-8.6	125.3	12.4
S2-55	D3Y			>350	
S2-56	D1X			>350	
S2-57	D1Y			>350	
S2-58	D1X			>350	
S2-59	D1Y			>350	
S2-60	D3Y			300	
S2-61	D3X		-12.6	>350	16.5
S2-68	D3Y			>350	
S3-72	D2X			315.3	
S3-87	D3X			328.2	
S3-88	D3X	-22.4		332.1	
S3-89	D3Y			>350	
S3-90	D3X			>350	
S3-91	D3Y			314.6	
S3-92	D3X			>350	
S3-93	D3X		-2.5	--	4.1
S3-94	D3X		-2.1	160.5	3.4
S3-95	D1Y		-4.8	>350	7.5
S3-98	D2X			146.5	
S3-99	D1Y	-20		>350	
S3-100	D1X			337.2	
S3-101	D2X			300.4	
S3-102	D1Y		-8.3	>350	12.1
S4-107	D1X	-27		>350	
S4-108	D2X			>350	
S4-109	D2Y			>350	
S4-110	D1X	-23.8	-12.6	>350	16.5
S4-111	D3X			>350	

S4-112	D2X			>350	
S4-114	D1X			316.2	
S4-116	D1X			319.4	
S4-117	D3X	-23.7	-3.4	303.1	5.5
S4-126	D2X			307.5	
S4-127	D3Y			>350	
S4-128	D2Y			>350	
S4-129	D3Y			>350	
S4-130	D2Y			>350	
S5-136	D2Y			>350	
S5-138	D3X			317.3	
S5-140	D3X		-2.3	292.4	3.8
S5-141	D1X			284.4	
S5-142	D1X			>350	
S5-143	D3Y			>350	
S5-144	D3X		-2.3	284.3	3.8
S5-145	D2X			307.5	
S5-146	D3X		-2.1	290.1	3.4
S5-147	D1X			307.6	
S5-148	D3X			305.3	
S5-149	D1X			317.3	
S5-159	D1X			330.1	
S5-160	D1X			351.8	
IXT30-163	D1X		-2.5	143	4
IXT30-164	D1X		-2.5	160	4

Inclusiones Fluidas Polifásicas.

T_{s1} - Halita

T_{s2} - Cristal tabular

T_{s3} - Cristal rojo (biotita)

Clave	Clasif.	T_{s1}	T_{s2}	T_{s3}	T_h
IXT6d-20	A2	339.4	>350	>350	268.7
IXT33-36	A2	>350	>350	-	269.7
S3-76	A1	>350	>350	-	296

Inclusiones Secundarias.

Clave	Clasif	T _{hH}	T _i	T _h	%wt NaCl eq.
S2-62	D3	-31.3		350.6	
S2-63	D1			347.3	
S2-64	D2			>350	
S2-65	D1			337.4	
S2-66	D2			345.2	
S3-74	D1	-24.2		344.1	
S3-75	D1			319.8	
S4-118	D2			>350	

Anexo B. Situación de las muestras.

Relación de las muestras de roca. Serie SM

Formato:

(Localización. UTM)

Coordenadas W

Coordenadas N

Altitud – Error

Descripción. Los datos de orientación están dados en azimut.

Descripción. Con microscopio esteresocópico.

616985

2174889

SM-1

2376-7

Aparentemente se trata de la ignimbrita, silicificada.

Toba silicificada con abundantes ojos de cuarzo y algunos clastos opalizados. Algunas vetillas presentan pirita, asociada a un mineral rojo que podría ser cinabrio. Estos sulfuros a veces se observan diseminados. Se tienen fragmentos de calcita y de cuarzo ahumado.

618221

2173571

SM-2, SM-3, SM-4

2297-5

Estrato casi horizontal de toba, muy porosa, con pomez y biotita. Su potencia es de 16 cm, debajo de ella se encuentra una toba café de grano del tamaño de arena media, se observan claramente planos de estratificación entre las distintas tobas a lo alto del cerro.

SM-3 fue tomada en lo alto de este cerro a unos metros de la muestra anterior. Corresponde a un conglomerado poco consolidado con fragmentos bien redondeados de hasta 3 cm. Su potencia es de 2 metros y ocupa la parte más alta.

SM-4, corresponde probablemente a un depósito epiclástico, sus clastos están redondeados, fue tomada en una unidad que subyace a SM-2, la cual a su vez subyace a SM-3.

SM2 – Toba de caída con muchos espacios entre los clastos; estos son principalmente de vidrio poroso (pómez) y se encuentran muy alterados, se observan además cristales idiomórficos de biotita y otros de plagioclasa.

SM3 – Clastos del conglomerado redondeados y subangulosos, se describen cuatro tipos:

1. *Roca extrusiva con pequeños fenocristales de anfíboles, piroxenos y plagioclasas en una matriz de grano muy fino o vitrea, de color gris verdoso.*
2. *Roca porfídica de matriz afanítica, color rojo y con fenocristales de plagioclasa.*

Relación de las muestras de roca. Serie SM

Formato:

(Localización. UTM)

Coordenadas W

Coordenadas N

Altitud – Error

Descripción. Los datos de orientación están dados en azimut.

Descripción. Con microscopio esteresocópico.

616985

2174889

SM-1

2376-7

Aparentemente se trata de la ignimbrita, silicificada.

Toba silicificada con abundantes ojos de cuarzo y algunos clastos opalizados. Algunas vetillas presentan pirita, asociada a un mineral rojo que podría ser cinabrio. Estos sulfuros a veces se observan diseminados. Se tienen fragmentos de calcita y de cuarzo ahumado.

618221

2173571

SM-2, SM-3, SM-4

2297-5

Estrato casi horizontal de toba, muy porosa, con pomez y biotita. Su potencia es de 16 cm, debajo de ella se encuentra una toba café de grano del tamaño de arena media, se observan claramente planos de estratificación entre las distintas tobas a lo alto del cerro.

SM-3 fue tomada en lo alto de este cerro a unos metros de la muestra anterior. Corresponde a un conglomerado poco consolidado con fragmentos bien redondeados de hasta 3 cm. Su potencia es de 2 metros y ocupa la parte más alta.

SM-4, corresponde probablemente a un depósito epiclástico, sus clastos están redondeados, fue tomada en una unidad que subyace a SM-2, la cual a su vez subyace a SM-3.

SM2 – Toba de caída con muchos espacios entre los clastos; estos son principalmente de vidrio poroso (pómez) y se encuentran muy alterados, se observan además cristales idiomórficos de biotita y otros de plagioclasa.

SM3 – Clastos del conglomerado redondeados y subangulosos, se describen cuatro tipos:

1. *Roca extrusiva con pequeños fenocristales de anfíboles, piroxenos y plagioclasas en una matriz de grano muy fino o vitrea, de color gris verdoso.*
2. *Roca porfídica de matriz afanítica, color rojo y con fenocristales de plagioclasa.*

3. *Roca porfídica de matriz afanítica, color gris claro y fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles e idiomórficos de biotita.*
4. *Roca orfídica con matriz alterada a arcillas y fenocristales de plagioclasas, siendo estos el 80% de los fenocrstales, el 10% es de minerales oscuros y el otro 10% parece ser de cuarzo.*

SM4 – Arenisca de grano fino mal clasificada, con clastos principalmente de cuarzo y plagioclasas, algunos minerales opacos (10%) tal vez se trate de biotita y magnetita.

619094

2172273

SM-5

2146-6

Corresponde a una toba más típica que se observa en esta unidad, algunos clastos están ligeramente retrabajados. Es de color gris, pero intemperiza a un color negro y crema, tiene algunos fragmentos de pómez y esta bien consolidada.

Esta toba, presenta una gran cantidad de vidrio transparente, que se observa como "cementante" de partículas porosas de aspecto terroso, constituidas también de vidrio. Se observan algunos fragmentos líticos redondeados de tamaño de guijarros, se trata de rocas extrusivas, probablemente de riolitas y andesitas. Se pueden apreciar además, algunos fragmentos alargados de pómez y de forma esporádica, algunos cristales de biotita.

618954

2174471

SM-6

2190-5

Se trata de una roca conglomerática, subyacente al cerro de calizas que se encuentra cerca de Santa María Sotoltepec. Los fragmentos son de calizas, de forma discoidal, poco redondeados, en una matriz fina, color café, con algunas manchas blancas, que podrían ser de caliche. La roca parece ser reciente. Está en contacto con la toba basamental, pero este no es muy claro, por la extensión del tegumento.

Flujo de ceniza (tegumento), con fragmentos de caliza, la roca tiene una apariencia fibrosa, seguramente vítrea con algunos cristales de cuarzo, biotita y otros alargados, prismáticos y de color verde claro. Se encuentra argilizada y se observan algunos lineamientos de arcillas de color blanco.

618975

2174572

SM-7

2214-8

Secuencia de areniscas y limolitas en estratos de 2 a 20 cm, muy deformadas, con distintas orientaciones de sus estructuras, los pliegues son de ángulos no muy grandes. Se tienen algunas intercalaciones con calizas.

618951

2174553

SM-8

2213-4

Calizas con estratificación 333°-43° al NE. El espesor de los estratos es de 15 a 20 cm, se tienen bandas de pedernal de 7 a 15 cm de espesor, sobre esta ladera del cerro la estratificación se observa uniforme.

Caliza oscura, se observan algunos granos, pero en general tiene apariencia micrítica.

619405

2174500

SM-9

2258-10

Aparentemente se trata de una toba bien consolidada y con argilización, presenta algunas vetillas rellenas de ópalo.

619442

2174488

SM-10

2271-6

Reducido afloramiento de ópalo entre la toba consolidada de la muestra anterior.

Una de estas muestra consta de ópalo bandeado muy homogéneo que pasa de ser una caolín opalizado a ópalo, luego se entra a un estrato más caótico de coloración rojo oscuro, marrón y amarillo. El fragmento marrón es más poroso que los demás y se observan con claridad las cavidades.

Las manchas rojas del ópalo son secundarias, van asociadas a fracturas, al igual que las manchas amarillas y café, se identifica superficies de debilidad horizontales por donde se extienden estas manchas, tal vez se trate de superficies de laminación de las rocas volcánicas originales que sufrieron esta adición de sílice. Hay una masa de cuarzo con muchas cavidades intercrecidas con ópalo rojo. Algunas de las superficies de debilidad de color rojo, están rellenas de cuarzo y calcedonia.

621115

2173091

SM-11

2120-6

Depósito de ceniza muy fina color crema, con algunos cristales redondeados y fragmentos pequeños de pómez, cuarzo, minerales oscuros, magnetita y probablemente de calcita.

621612

2174230

SM-12

2302-5

Roca piroclástica ó tobácea tomada en la cima del cerro, color claro.

Arenisca de grano grueso de fragmentos esferoidales y discoidales, subangulosos, poco redondeados, en contacto entre ellos, sin matriz, con un débil cementante de apariencia arcillosa. No puede definirse con claridad la naturaleza de los clastos, pero aparentemente son de cuarzo, feldespatos y calcita. Se tiene un menor proporción algunos fragmentos de biotita y otros oscuros con apariencia de piroxenos o sulfuros de color negro. El cuarzo puede ser de color naranja o amatista.

621004

2173506

SM-13

2198-5

Arenisca mal clasificada y poco consolidada, con algunos clastos esferoidales bien redondeados y otros no.

Arenisca mal clasificada con fragmentos subangulosos, mal redondeados. Clastos de cuarzo amarillo, ahumado y amarillo verdoso, feldepatos potásicos muy alterados. Se observa un cristal de anfíbol prismático sin retrabajo y otros minerales oscuros. La roca no tiene cementante y esta poco consolidada. Se tiene magnetita y otros minerales magnéticos de color café claro que conservan algunas caras cristalinas.

620740

2173039

SM-14

2197-4

Bloques de andesita basáltica con cristales visibles de plagioclasas y piroxenos orientados, los bloques son de hasta 2 X 2 metros, muy probablemente fueron parte de un conglomerado que aflora en la cima. Este conglomerado contiene además una roca riolítica y una porfídica.

Roca fanerítica, melanocrática, con tonos rojizos por minerales de alteración, compuesta principalmente por minerales oscuros y plagioclasas, muy pocos tienen aspecto de cuarzo. Se tiene además un mineral accesorio de color negro, vítreo con fractura concoidea y algunos anfíboles.

619945

2173715

SM-15

2263-5

Conglomerado de clastos esferoidales bien redondeados, en un paquete de unos 4 metros, la estratificación en todo el cerro es casi horizontal.

Arenisca conglomerática con mala clasificación, compuesta por fragmentos principalmente de pómez bien redondeados y esferoidales y por granos pequeños de cuarzo, mal consolidada, sin cementante, unida por arcillas que probablemente provienen de la alteración de estos clastos de pómez. Se tiene algunos granos de minerales oscuros, plagioclasas y fragmentos líticos.

619876

2173726

SM-16

2255-5

Toba muestreada en la cima del cerro, subyaciendo a una arenisca con lentes conglomeráticos, ambas unidades están prácticamente horizontales.

Toba con cristales de biotita, fragmentos líticos de color rojo y de cuarzo redondeados, inmersos en una masa de vidrio. La roca esta cementada por un vidrio muy poroso que a la vez forma fragmentos muy redondeados.

619752

2174283

SM-17

2279-5

Fractura orientada N-S con 80° al W que corta una roca de color rosa con fragmentos blancos, probablemente una toba. Esta roca ha sido alterada a blanco en un halo de 15 cm a cada lado de la fractura, se observan algunos fragmentos de pómez alterados y otros fragmentos líticos argilizados.

Depósito de caída de ceniza de grano homogéneo y muy fino, principalmente compuesto de vidrio con algunos cristales de cuarzo de color rojo pálido. Los fragmentos de vidrio se encuentran muy alterados a arcillas.

619669

2174551

SM-18

2292-5

Toba muy caolinitizada con fragmentos completamente argilizados, al intemperie, estos fragmentos, han sido removidos, y solo se observan las cavidades.

Toba caolinitizada, con clastos alterados a un arcilla blanca más blanda, la matriz es de un tono rosa pálido y esta mejor consolidada.

619672

2174532

SM-19

2290-5

Arriba del contacto con el tegumento, toba caolinitizada.

Caolín muy sucio con algunos cristales de cuarzo y otros más pequeños de biotita.

619687

2174550

SM-20

2305-5

Toba caolinitizada con algunas bandas más duras.

Es una toba muy homogénea, vítrea, con algunos cristales oscuros y otros argilizados color crema con algunas manchas amarillo verdosas.

622932

2171156

SM-21

2153-6

Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa y algunos de anfíboles, presenta pseudostratificación y generalmente es masiva, es de color gris azulado e interperiza a un color amarillo marrón, en algunas partes se vuelve más afanítica.

Roca porfídica de matriz afanítica con fenocristales de feldespatos potásicos y otros aparentemente iguales alterados a arcillas. Esta roca presenta una ligera cloritización.

620412

2173668

SM-22

2551-5

Roca aparentemente riolítica, muy argilizada, se observan ojos de cuarzo y algo de clorita. Es de color blanco e interperiza a un color café amarillento. En algunas partes, se aprecia un stockwork con relleno de óxidos de fierro.

Se trata de una roca que era porfídica con fenocristales, probablemente de plagioclasa, alterados a arcillas de color blanco en una matriz color amarillo verdoso muy pálido. Conserva algunos ojos de cuarzo. Otra muestra del mismo afloramiento presenta pocos sulfuros sin alterar y algunos óxidos de fierro.

617050

2180681

SM-23

2696-5

Lutitas en estratos de 1 a 25 cm de espesor, están muy alteradas. Su estratificación es 348°- 67° al NE.

617256

2180667

SM-24

2715-5

Cuerpo porfídico con fenocristales muy alterados, se observan cristales grandes de biotita. La roca esta muy alterada y presenta un color amarillo.

Intrusivo interperizado de color café con fenocristales alterados a arcillas, con algunos remanentes de plagioclasa, biotita también muy alterada y óxidos de fierro.

617434

2180537

SM-25

2720-5

Caliza muy oscura, fracturada, con vetillas rellenas de calcita.

Grainstone?

617746

2179833

SM-26

2162-5

El somatopórfido para a está muestra, probablemente se trate de lo mismo, aunque este podría ser más una roca extrusiva. Revisar mtra

Roca fanerítica con cristales de feldespato potásico en una matriz oscura, probablemente de plagioclasa, con algunos minerales de alteración color amarillo verdoso. Se tienen algunos minerales oscuros que podrían ser sulfuros o piroxenos.

619300

2177053

SM-27

2281-9

Afloramiento de skarn sobre el río, se observan pequeños granates de color verde y amarillo verdoso. Abajo seguramente se tiene al intrusivo, arriba la skarnificación disminuye.

Sulfuro muy negro, con apariencia a biotita, asociado con piritita y a un mineral café con contornos ambar y algunas manchas rojas, podría ser esfalerita. La roca se observa como una masa de sílice con minerales de alteración arcillosos. Los sulfuros están diseminados.

620880

2179209

SM-28

2534-14

Intrusivo silicificado, con ojos de cuarzo y cristales de piroxenos alterados. Esta roca es muy similar al dique aflora junto a T1, en el camino, donde se tienen las lutitas alteradas.

Roca silicificada con ojos de cuarzo y feldespatos (minerales iridiscentes) y anfíboles. Se tiene un mineral de color azul verdoso con crucero en una dirección, que rodea cristales de biotita.

620854

2179215

SM-29

2544-13

Unos metros arriba, se tiene un intrusivo más silicificado, probablemente contenga sericita, está en contacto con las calizas y se forma un skarn.

Roca silicificada con grandes cristales de feldespatos (iridiscentes) y ojos de cuarzo. Se tiene un sulfuro gris oscuro de grano muy fino, que en ocasiones se observa como pseudomorfo de anfíbol, algunos cristales verde claro, con crucero en una dirección, con apariencia de feldespato con sericita. Además se tienen cristales de biotita y piroxenos

620958

2178217

SM-30

2409-7

Sobre el talwg, del lado de Tuligtic, se tienen unas lutitas al margen del intrusivo. Unos metros adentro del cauce, se tomó esta muestra para fechamiento, dado el buen estado en que se encuentran las biotitas. El intrusivo está silicificado y se observan cristales idiomórficos de biotita y calcopirita.

620960

2178750

SM-31

2587-8

Sobre esta cañada se tiene una obra minera de unos 10 metros de profundidad, actualmente se encuentra cubierta la entrada. Primero se observa hasta abajo el intrusivo Ti, luego la caliza con mucha piritita y pasa a una caliza skarnificada con muchos granates color gris oscuro de donde fue tomada la muestra. Se observan estas rocas con una coloración amarilla, debido a la piritita.

El skarn presenta granate muy oscuro en la caliza de grano fino. Una de las muestras corresponde a lo que podría ser la mena que se explotaba de la obra, es una roca silicificada con feldespatos, anfíboles, biotita y sulfuros color gris oscuro. Se tiene calcita asociada a estos sulfuros.

618440

2178910

SM-32

2526-8

Sobre la barranca Hacienda Vieja, aflora un intrusivo que varía a lo largo del cauce del arroyo en su contenido mineralógico y su grado de silicificación. En algunas partes se observan anfíboles, piroxenos, sulfuros (pirita), clorita y epidota. El contenido de los ferromagnesianos es variable.

Anfíboles, feldespatos potásicos, ojos de cuarzo y biotita. Se tiene un sulfuro de grano muy fino que podría ser piritita. Se observan algunas manchas de color verde.

619280

2177101

SM-33

2409-7

Dique de color verde, afanítico, con trazas de piritita y clorita, tiene ojos de cuarzo y un poco de biotita.

Roca silicificada con pirita oxidada, en las partes cercanas a la superficie. Se tienen algunos fenocristales alterados a verde epidota. Todos los sulfuros de la muestra son de pirita y una vez oxidados, tienen un color rojizo pálido.

619274

2177229

SM-34

2284-7

En este punto se tiene un afloramiento del intrusivo con un carácter más porfídico, presenta un facturamiento 75° y 352°, con relleno de óxidos de hierro. La roca intemperiza a un color rojizo, amarillo y amarillo verdoso, presenta mucha pirita diseminada, las partes alejadas de las fracturas tienen silicificación, mientras que las cercanas presentan denudación, con boxwork de fenocristales, probablemente de feldespatos. Los fenocristales más grandes son de 1 a 2 cm. En torno a algunas vetillas, se observa epidota. Un par de metros adelante, se tiene un bloque de skarn, probablemente asimilado con bandas de pedernal y un intenso vetilleo de pirita de hasta 3 cm de espesor. Al intrusivo lo corta un pequeño dique de 10 cm de espesor, con fenocristales alterados de 2 cm de largo, la composición del dique es intermedia.

619441

2177672

SM-35

2328-6

20 metros delante de este punto, sobre el cauce del arroyo, comienza un afloramiento de 5 metros de intrusivo argilizado con biotita.

Consiste de un 75% de plagioclasas alteradas a una arcilla color blanco, un 20% es de biotita aparentemente secundaria muy esparcida por la roca, no se presenta como pseudomórfica y además se tienen algunos cristales idiomórficos, de lo que podría ser una biotita primaria. Se tienen algunos ojos de cuarzo como remanente a la alteración. La biotita secundaria tiene una apariencia a muscovita, pues algunos cristales son muy claros y brillantes.

619503

2177852

SM-36

2350-7

Intrusivo porfídico con muchos fenocristales alterados. Se tiene pirita diseminada y biotita poco alterada. Solo se observa el sistema de facturamiento 75° y muy pocas fracturas N-S. Esta parte sana del intrusivo, destaca de los lados, donde la roca está muy alterada, esto podría sugerirnos la mayor acidez de fluidos que circularon por el sistema N-S. Habría que observar las inclusiones de cada sistema, tomadas anteriormente.

619566

2177952

SM-37

Roca silicificada con pirita oxidada, en las partes cercanas a la superficie. Se tienen algunos fenocristales alterados a verde epidota. Todos los sulfuros de la muestra son de pirita y una vez oxidados, tienen un color rojizo pálido.

619274
2177229 **SM-34**
2284-7

En este punto se tiene un afloramiento del intrusivo con un carácter más porfídico, presenta un facturamiento 75° y 352°, con relleno de óxidos de fierro. La roca intemperiza a un color rojizo, amarillo y amarillo verdoso, presenta mucha pirita diseminada, las partes alejadas de las fracturas tienen silicificación, mientras que las cercanas presentan denudación, con boxwork de fenocristales, probablemente de feldespatos. Los fenocristales más grandes son de 1 a 2 cm. En torno a algunas vetillas, se observa epidota. Un par de metros adelante, se tiene un bloque de skarn, probablemente asimilado con bandas de pedernal y un intenso vetilleo de pirita de hasta 3 cm de espesor. Al intrusivo lo corta un pequeño dique de 10 cm de espesor, con fenocristales alterados de 2 cm de largo, la composición del dique es intermedia.

619441
2177672 **SM-35**
2328-6

20 metros delante de este punto, sobre el cauce del arroyo, comienza un afloramiento de 5 metros de intrusivo argilizado con biotita.

Consiste de un 75% de plagioclasas alteradas a una arcilla color blanco, un 20% es de biotita aparentemente secundaria muy esparcida por la roca, no se presenta como pseudomórfica y además se tienen algunos cristales idiomórficos, de lo que podría ser una biotita primaria. Se tienen algunos ojos de cuarzo como remanente a la alteración. La biotita secundaria tiene una apariencia a muscovita, pues algunos cristales son muy claros y brillantes.

619503
2177852 **SM-36**
2350-7

Intrusivo porfídico con muchos fenocristales alterados. Se tiene pirita diseminada y biotita poco alterada. Solo se observa el sistema de fracturamiento 75° y muy pocas fracturas N-S. Esta parte sana del intrusivo, destaca de los lados, donde la roca está muy alterada, esto podría sugerirnos la mayor áidez de fluidos que circularon por el sistema N-S. Habría que observar las inclusiones de cada sistema, tomadas anteriormente.

619566
2177952 **SM-37**

2362-8

Vetas de cuarzo con rumbo 123°, presentn poca pirita y algunas vetillas 135°, contienen un mineral verde (clorita-epidota). La veta más grande tiene 2.10 m de ancho. Hasta estas vetas, el intrusivo tiene una coloración verde, más adelante, siguiendo el cauce hacia el norte vuelve a ser amarillento.

Cuarzo masivo proveniente de una veta, con clorita-epidota en algunas partes, como un evento secundario a la formación del cuarzo. Se observa pirita, aunque a veces se observa de color negro en superficies de fractura concoide que se confunde con clivaje en una dirección.

619642

2177977

SM-38

2376-10

Intrusivo propilitizado.

Roca porfídica con fenocristales de plagioclasa alterados con manchas verdes, que podrían ser de clorita. La matriz contiene pequeños cristales de plagioclasa y de cuarzo ahumado, este cuarzo es muy brillante y podría tener cristales de sericita. Se observan además cristales de biotita.

619189

2176343

SM-39

DO-1

2171-6

Afloramiento de roca estratificada con rumbo 84°- 24°SE, color blanco, muy consolidada, aparentemente caolín, se tienen algunas vetillas rellenas de óxidos de fierro. Se tomó la muestra SM-39, para una descripción más detallada de la roca. Esta roca se encuentra muy abajo dentro de la secuencia vulcanosedimentaria no existe afloramientos cercanos del intrusivo y en general no se puede ubicar su relación con este, la muestra se tomó porque podría ser una referencia para variaciones laterales en D y O, pero las muestras más cercanas son del cerro el Uno (sínter). Esta secuencia muy probablemente de caolín, presenta más adelante, algunos estratos opalizados.

Relación de muestras para análisis de Deuterio y Oxígeno. Serie DO.

Formato:

(Localización. UTM)

Coordenadas W

Coordenadas N

Altitud – Error

Descripción. Los datos de orientación están dados en azimut.

619189

2176343

DO-1

2171-6

Afloramiento de roca estratificada con rumbo 84°- 24°SE, color blanco, muy consolidada, aparentemente caolín, se tienen algunas vetillas rellenas de óxidos de fierro. Se tomó la muestra SM-39, para una descripción más detallada de la roca. Esta roca se encuentra muy abajo dentro de la secuencia vulcanosedimentaria no existe afloramientos cercanos del intrusivo y en general no se puede ubicar su relación con este, la muestra se tomó porque podría ser una referencia para variaciones laterales en D y O, pero las muestras más cercanas son del cerro el Uno (sínter).

Esta secuencia muy probablemente de caolín, presenta muy cerca de este punto, algunos estratos opalizados.

619637

2177943

DO-2

2388-7

De esta muestra hasta DO-6, fueron tomadas en una misma sección, donde se tiene el afloramiento del intrusivo, en el cauce del arroyo. Esta roca es una arenisca con algunos guijarros, la roca es de color rosa pálido presenta algunas vetillas con óxidos de fierro, se observa un diseminado de estos óxidos, es la unidad más cercana al intrusivo, tal vez debido a eso sea conveniente limpiarla.

619707

2177845

DO-3

2386-6

Horizonte de roca aparentemente epiclástica con clastos muy argilizados de una roca porfirítica color rosa y violeta. El horizonte es verde y se observan algunos granos de cuarzo ligeramente redondeados, la muestra tiene algunas raíces.

619748
2177814
2391-6

DO-4

Afloramiento de roca, no se observa claramente si es piroclástica o epiclástica, es de color verde claro, presenta algunas partículas de tamaño de arena gruesa, muy alterados, en una matriz más arcillosa, tiene algunos óxidos de hierro.

619750
2177814
2392-6

DO-5

A solo un par de metros de la muestra anterior, se tomó DO-5, en otro horizonte de grano más grueso, la roca es más porosa y esta más caolinitizada, tiene algunas vetillas con óxidos de hierro de rumbo 255° y 350°.

620282
2177464
2171-6

DO-6

Afloramiento junto a la carretera de un horizonte de piroclásticos caolinitizados, se tienen algunas fracturas con orientación 95°

620312
2175663
2376-7

DO-7

DO-7, DO-8 y DO-9 fueron tomadas en el par de cerros localizados a unos metros del cerro el Uno, en dirección 110° y pueden servir en caso de que se pretenda observar alguna variación lateral, no corresponden a una sección. Esta muestra corresponde a un caolín muy puro, esta roca se presenta en buenas condiciones en general, pero la muestra tomada requiere limpiarse.

620311
2175579
2389-6

DO-8

Toba de grano muy grueso, presenta cavidades rellenas de caolín, probablemente, había clastos más susceptibles a ser caolinitizados. Se conservan algunos fragmentos líticos ligeramente redondeados

620168
2175861

DO-9

2380-6

Toba de grano mediano, caolinitizada, con cavidades rellenas de una arcilla más blanda, tal vez sea correlacionable con la muestra anterior. DO-9 fue tomada en el cerro más cercano al cerro el Uno, DO-7 y DO-8 son del cerro más lejano.

619132

2175491

DO-10

2212-5

Las muestras DO-10 hasta DO-23, fueron tomadas sobre el cerro el Uno, siguiendo una sección. Se inició el muestreo de la base hacia la cima, a partir de que el espesor del tegumento, permite llegar a la secuencia vulcanosedimentaria concordante. Es en este punto donde se tomó esta muestra. Se trata de una roca caolinitizada muy pura con una coloración muy variable a amarillo verdoso.

619169

2175500

DO-11

2219-8

Estrato de caolín color verde azulado, se percibe ligeramente una laminación, la superficie de estratificación tiene óxidos de fierro.

619181

2175531

DO-12

2228-6

Estrato de caolín similar al anterior, es más claro y más potente.

619190

2175580

DO-13

2237-5

Estrato de caolín muy puro, presenta óxidos de fierro en los planos de estratificación. La muestra requiere de ser limpiada.

619187

2175630

DO-14

2252-5

Caolín con un grano de tamaño aparentemente más grueso que el anterior, se tienen algunos clastos oscuros largos y muy blandos. Se observan algunos óxidos de fierro diseminados.

619194
2175680 DO-15
2265-7

Caolín con alteración a color amarillo ligeramente verdoso muy claro. Se conservan algunos cristales idiomórficos de pirita y algunos óxidos de hierro, muy seguramente originados por la oxidación de la pirita.

619189
2175726 DO-16
2279-4

Caolín azul grisáceo con un tono claro, no se observan minerales y se tienen vetillas formando un halo de arcillas de color blanco entorno a estas. Los principales sistemas son: 30° y 45°.

619167
2175742 DO-17
2282-4

Caolín color gris oscuro, no se observan minerales, el estrato muestreado tiene 20 cm de espesor y el vetilleo mencionado anteriormente disminuye en esta zona

619175
2175780 DO-18
2293-6

Caolín que pasa de un color marrón a verdoso, presenta laminación y algunos cristales probablemente de cuarzo, la roca original podría ser tal vez una arenisca

619182
2175851 DO-19
2171-6

Caolín muy puro muestreado ya en la parte alta del cerro el Uno,

619203
2175855 DO-20
2329-8

Roca muy porosa caolinitizada con muchas cavidades en forma de tubos, en algunas se tienen raíces recientes, pertenece al área que fue explotada por caolín.

619250
2175920
2325-5

DO-21

Caolín puro de la cantera, se observan pequeños clastos de carácter lítico.

619320
2175902
2322-6

DO-22

Caolín muy puro de la cantera, es un poco más poroso que la muestra anterior.

619415
2175886
2305-5

DO-23

Vetilla de caolín con orientación 130°, es vertical, corta la secuencia vulcanosedimentaria, es color amarillo y azul verdoso. Estratigráficamente podría correlacionarse con DO-18, pues se encuentra bajo los estratos potentes del caolín de mejor calidad que se encuentran en la parte superior del cerro del Uno.

Anexo C. Fotografías.

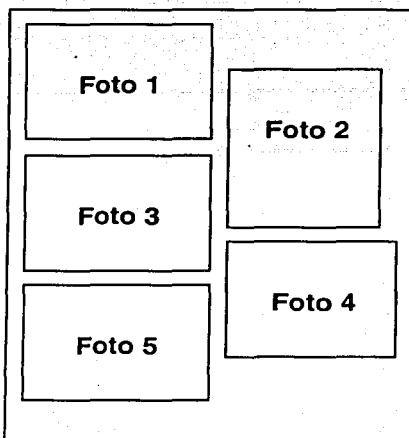


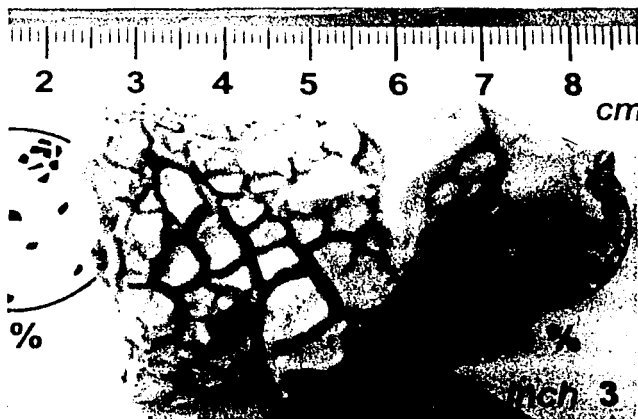
Foto 1. Vista panorámica del Cerro "El Uno". Al costado izquierdo del mismo se observan los terreros de las antiguas obras mineras de las que se extraía el caolín. El flanco derecho del cerro se encuentra parcialmente cubierto por el tegumento. Las zonas con una caolinitización más intensa se encuentran en la parte superior del cerro. En la cima se encuentra el "silica cap" de 8 m de espesor.

Foto 2. Bloque caído del afloramiento principal de ópalo de la cima del Cerro "El Uno". Presenta un potente nivel de ópalo masivo, seguido de un conjunto de niveles 50 cm de espesor. Posteriormente sigue una serie de láminas de ópalo de menos de un centímetro de espesor, con espacios vacíos entre ellas. Estos espacios presentan grietas de desecación y un remanente de arcillas.

Foto 3. Vista Panorámica del cerro sin nombre localizado a 1 km. al este del Cerro "El Uno". La Formación Nacayolo presenta aquí una fuerte caolinización en los paquetes superiores, y una ligera cloritización en los estratos de la parte inferior de la secuencia.

Foto 4. Corte un bloque similar al de la fotografía 2. Aquí es posible observar con mayor detalle la laminación del ópalo con láminas compactas, y láminas oquerosas cuyos huecos son ocupados por arcillas. Se observan láminas rotas que se corresponden con una sección perpendicular a las láminas de mud-cracks.

Foto 5. En esta muestra es posible observar las grietas de desecación en el ópalo. Estas grietas se desarrollaron sobre un nivel masivo de ópalo. La profundidad de estas grietas es de unos cuantos milímetros.



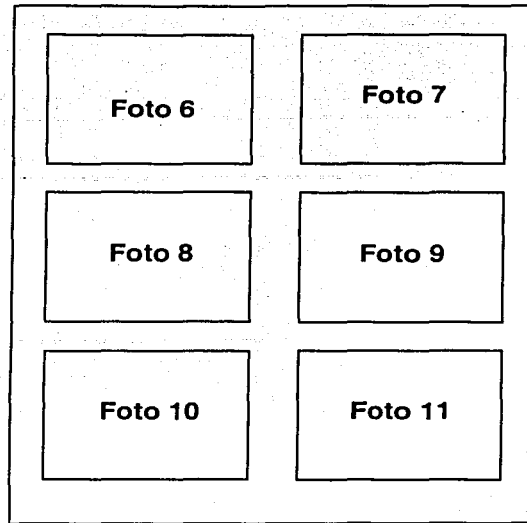


Foto 6. Otro corte de un nivel masivo de ópalo que termina con un gran espacio abierto y es seguido de una serie de láminas, separadas entre sí por una superficie de discontinuidad. En estos espacios aparecen algunas arcillas y lo que podría ser óxido de hierro.

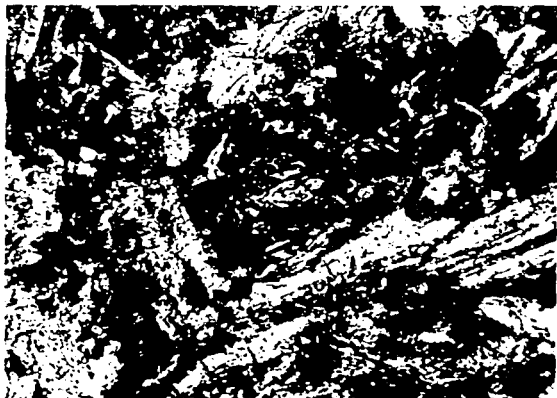
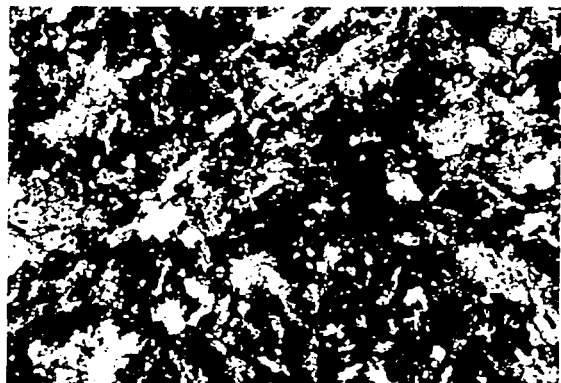
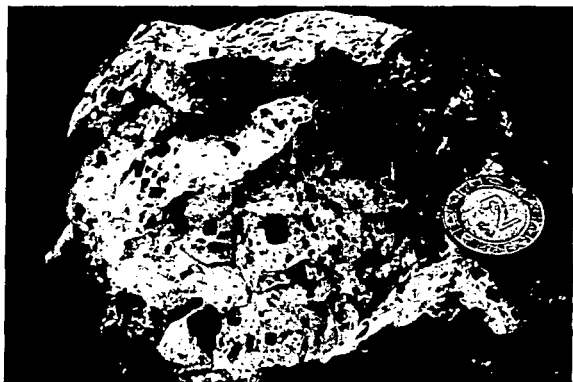
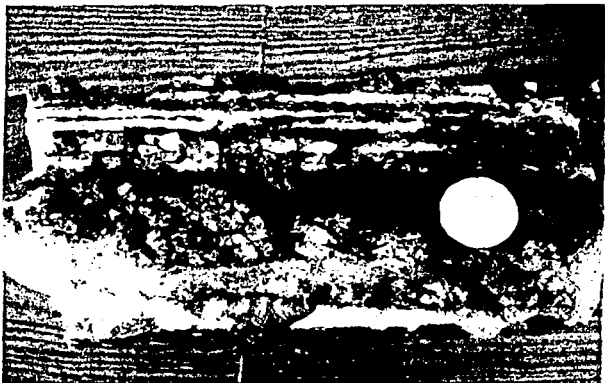
Foto 7. Muestra tomada de la brecha basal. Está compuesta por fragmentos angulosos de ópalo de color café y gris oscuro, cementados por una nueva generación de ópalo de color blanco.

Foto 8. Fotografía del stockwork desarrollado en la granodiorita porfídica. Es posible observar una serie de vetillas de cuarzo con pirita al centro de las mismas, y un halo de alteración propilítica. El espesor de las vetillas es de unos cuantos centímetros.

Foto 9. Lámina SM-33. Nícoles cruzados. Microfotografía de uno de los diques que corta a la granodiorita porfídica. El dique es de composición intermedia-básica, esta compuesto principalmente de plagioclasa y presenta minerales de alteración como epidota calcita y sericita.

Foto 10. Lámina IXT-4. Nícoles paralelos. Dique dacítico que corta a la granodiorita porfídica. Se observa un cristal de olivino, pirita, clorita y plagioclasas. La textura de la roca es traquítica.

Foto 11. Lámina IXT-4. Nícoles cruzados.



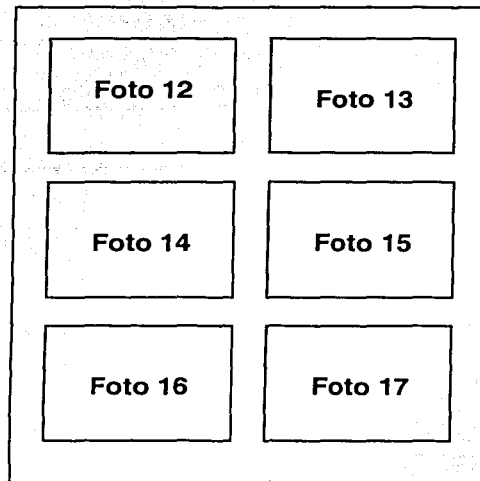


Foto 12. Lámina SM-27. Nícoles cruzados. Skarn formado principalmente de cristales euhedrales de granate con intersticios rellenos de cuarzo y calcita.

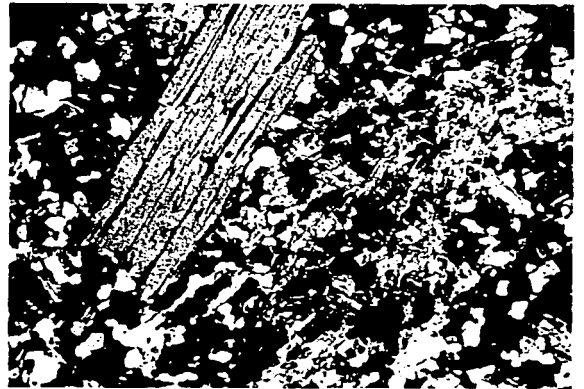
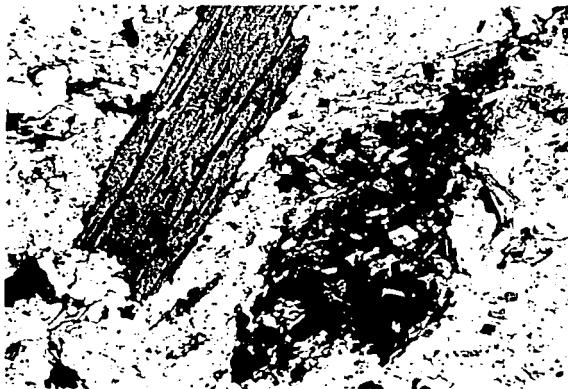
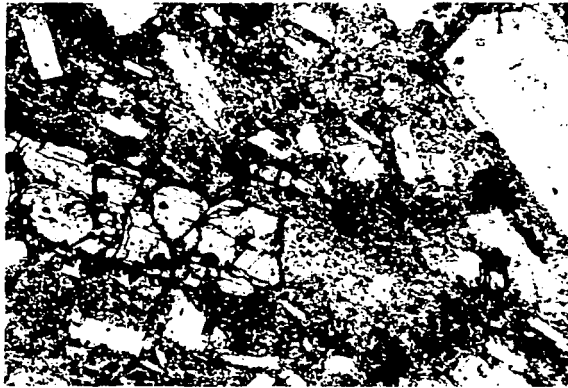
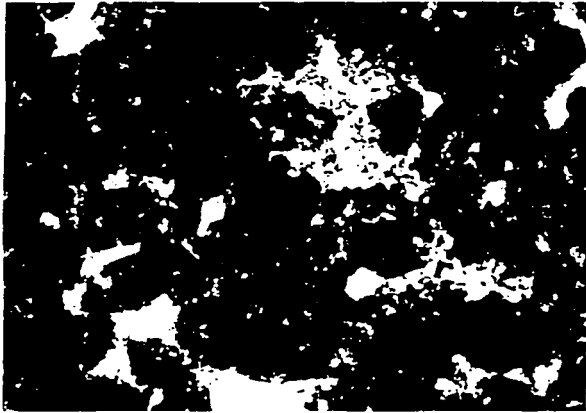
Foto 13. Lámina SM-26. Nícoles cruzados. Andesita porfídica perteneciente al Grupo Tlaxco. Se observan cristales de piroxeno, minerales opacos y plagioclasas, todo dentro de una matriz microcristalina.

Foto 14. Lámina SM-21. Nícoles paralelos. Microfotografía de la Andesita Cruz de León. Se observan fenocristales de plagioclasa de diversos tamaños y uno de hornblenda; todo en una matriz microcristalina.

Foto 15. Lámina SM-21. Nícoles cruzados.

Foto 16. Lámina IXT-3B. Nícoles paralelos. Cristal primario de biotita idiomórfico (izquierda), junto a un agregado de pequeños cristales de biotita secundarios (biotitización), que alteran a las hornblendas del granitoide. En la fotografía es posible observar la matriz de la roca, compuesta por pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa.

Foto 17. Lámina IXT-3B. Nícoles cruzados. Nótese la distribución errática de las biotitas secundarias.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

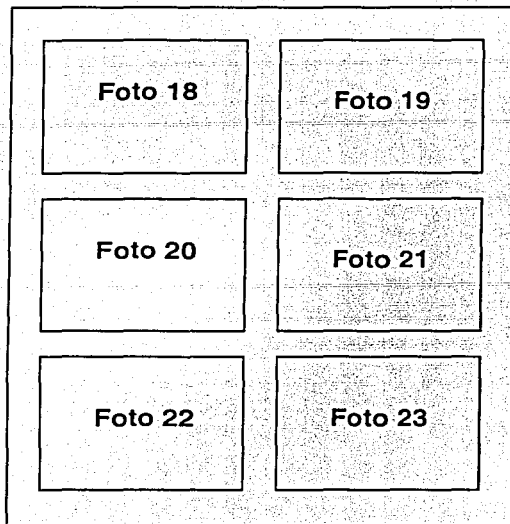


Foto 18. Lámina IXT-3B. Nícoles paralelos. Cristal idiomórfico de biotita con sus contornos alternados a clorita (color verde claro).

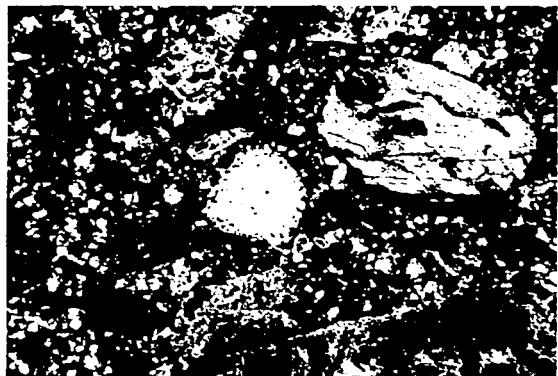
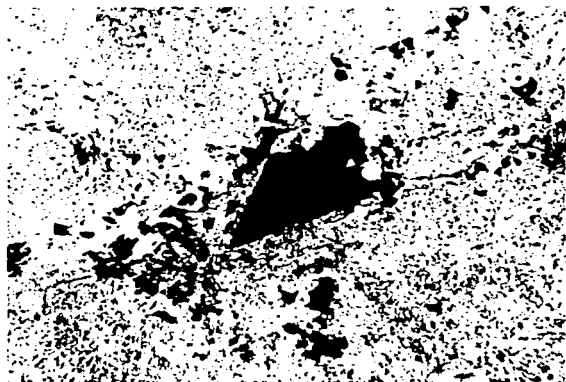
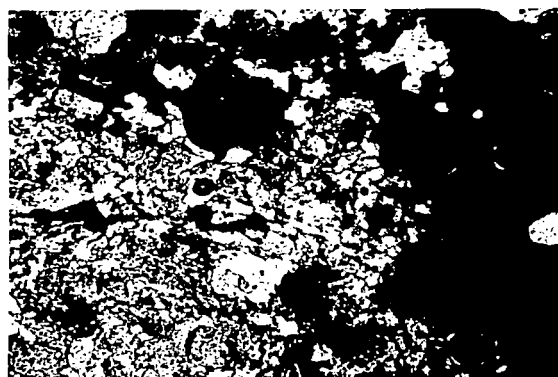
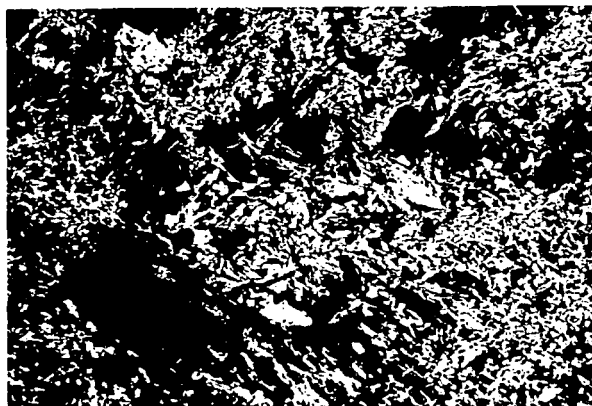
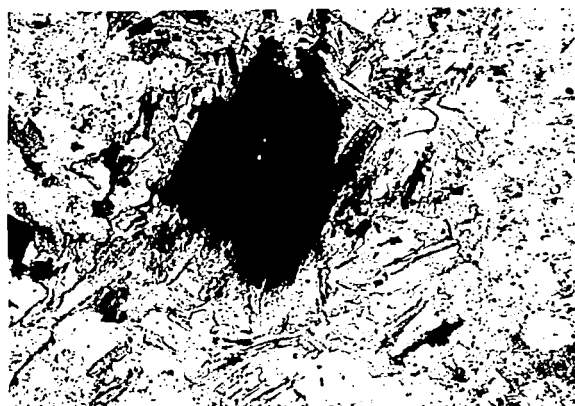
Foto 19. Lámina IXT-2. Nícoles cruzados. Granitoide intensamente sericitizado con algunos remanentes de cuarzo que no han sido afectados por esta alteración. El cuarzo es el único mineral que se conserva de la roca original.

Foto 20. Lámina IXT-9. Nícoles cruzados. Cristales de epidota hidrotermal junto a un grupo de minerales opacos (pirita), a lo largo de una vetilla compuesta principalmente de cuarzo.

Foto 21. Lámina SM-31B. Nícoles paralelos. Cristal idiomórfico de titanita en la granodiorita porfídica, estos cristales no fueron observados en ningún otra lámina delgada.

Foto 22. Lámina SM-31B. Nícoles cruzados. Granitoide de textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y hornblenda. Todo en una matriz de pequeños cristales de cuarzo y plagioclasa de diversos tamaños, dependiendo del afloramiento.

Foto 23. Lámina IXT-3B. Nícoles cruzados. Granodiorita porfídica con una matriz compuesta de cristales de mayor tamaño. Los minerales observados son un cristal primario de biotita, junto a dos fenocristales de cuarzo.



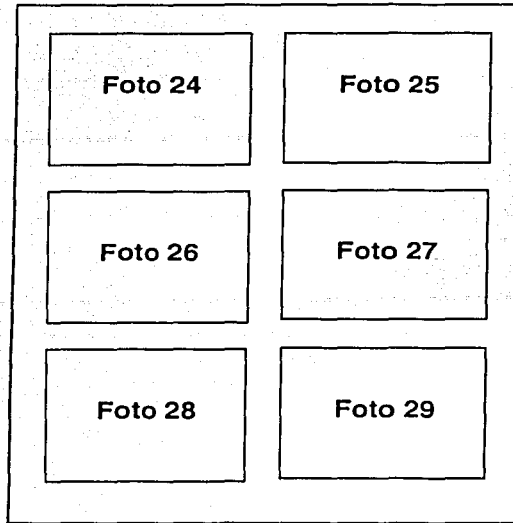


Foto 24. Muestra IXT-6D. Tomada en un filón de cuarzo, presenta una inclusión trifásica al centro de la fotografía de morfología "ameboide" con un grado de relleno aproximadamente de 0.80.

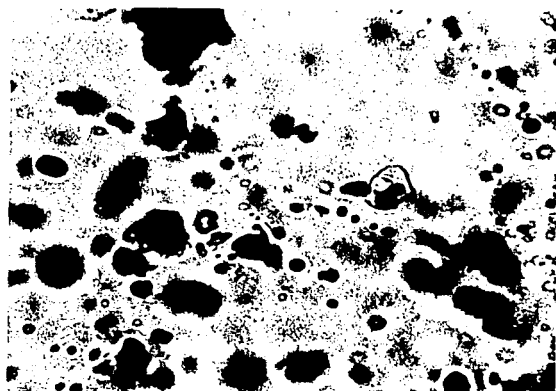
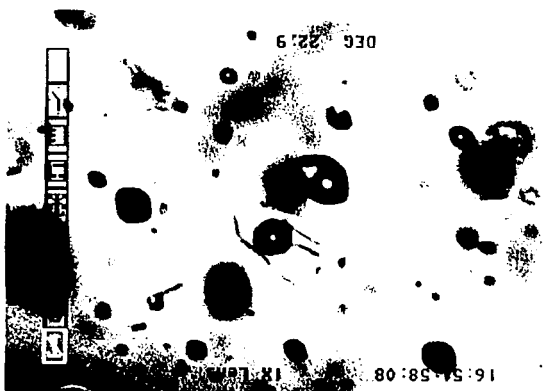
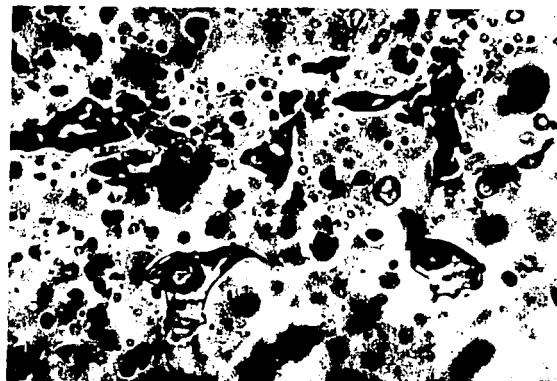
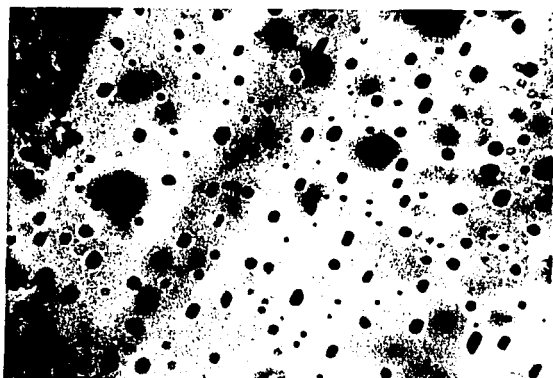
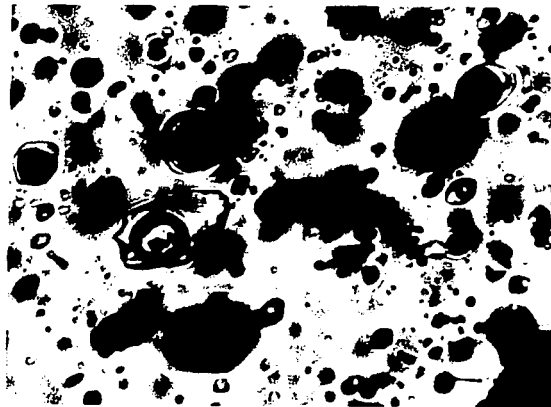
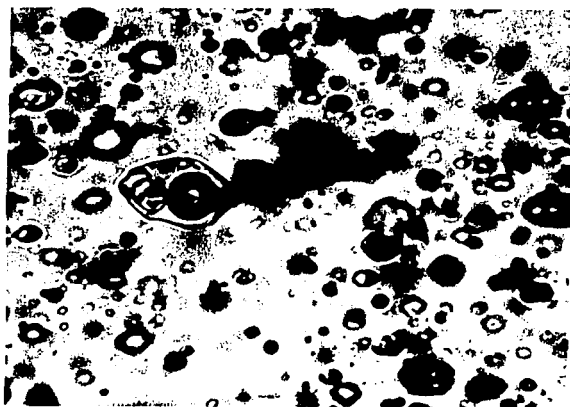
Foto 25. Muestra IXT-6D. Inclusiones bifásicas con diversos grados de relleno y de morfología "ameboide" y circular.

Foto 26. Muestra S3. La serie de muestras S fueron tomadas del stockwork. Esta microfotografía muestra una familia de inclusiones fluidas secundarias, es posible observarlas en un mismo plano. Debido a su tamaño tan reducido, es imposible su análisis.

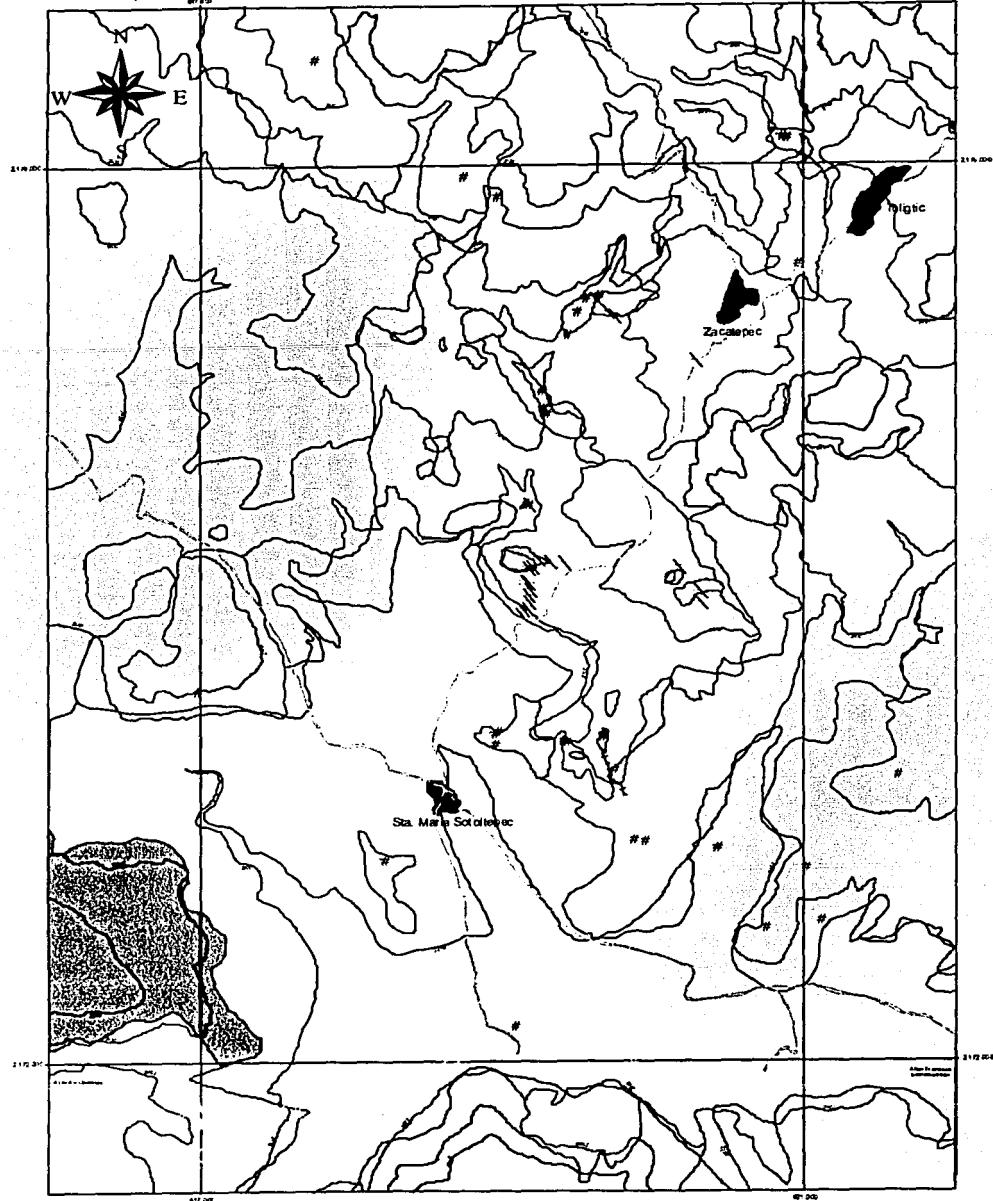
Foto 27. Muestra S5. Inclusiones bifásicas con texturas de reequilibrio (hook-like).

Foto 28. Muestra IXT-6D. Inclusión fluida tipo B, compuesta por una cristal de halita (cúbico), una burbuja de vapor, una solución salina y un cristal prismático que podría ser cloruro férrico.

Foto 29. Muestra IXT-6D. Inclusión tipo F (centro a la derecha) compuesta por una solución salina, una burbuja de vapor (parte inferior de la inclusión), un cristal de biotita (a la derecha, de color ligeramente rojo) y finalmente un cristal de halita (el más claro).



Mapa Geológico de la región Sta. María Sotoltepec - Ixtacamaxtitlán



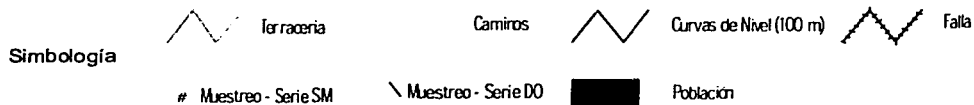
Esc. 1:10,000

"Geología y metalogenia del depósito de Au-Ag-Caolin de Ixtacamaxtitlán (Edo. de Puebla, México)."

Universidad Nacional Autónoma de México.
Facultad de Ingeniería.

Tesis de Licenciatura - Ingeniería Geológica

Centro de Geociencias.
Campus UNAM - Juriquilla, Querétaro.
Proyecto: UNAM - PAPIIT IN115999



Descripción de las unidades litológicas.


Mesozoico

 Formación Pimienta. Calizas en estratos medianos, intercaladas con bandas de pedernal, lutitas y areniscas.

Cenozoico


 Ignimbrita Xatitipán. Ignimbrita riolítica de color gris claro, compuesta principalmente de vidrio, con fragmentos de pomez y cristales de plagioclasa.

 Andesita Cruz de León. Flujos de andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda.


 Formación Nacayolo. Secuencia vulcanosedimentaria, formada por la intercalación de tbdas de caída, depósitos de ceniza, areniscas y conglomerados, en estratos que no superan los 3 metros de espesor; presenta colores pálidos.

 Grupo Tlaxco. Representado por una andesita porfídica con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y enstatita.


Intrusivos


 Graodiorita. Roca porfídica con fenocristales de hornblenda, biotita, cuarzo y feldespatos, en una matriz cristales de cuarzo. Su morfología no es muy clara, pero probablemente se trate de un stock.

Rocas metamórficas.


 Skarn. Desarrollado a partir del intrusivo granodiorítico, presenta cristales de granate visibles a simple vista e indicios de mineralización solo en áreas reducidas.


Estructuras Hidrotermales

 Silica Cap. Ópalo de espesores que van de 3 metros a bandas de 10 cm, color blanco a café claro en ocasiones rojo y escasamente verde. Se encuentra generalmente en altos topográficos. Solo un afloramiento presenta estructuras que atestigüen su formación en superficie.

 Caolinización. Desarrollada sobre la formación Nacayolo, se caracteriza por la alteración del material piroclástico de composición tentativamente riolítica a arcillas (caolin y alunita). Se observa de color blanco y puede presentar granos de cuarzo.

 Silicificación. Afecta la Formación Nacayolo, se observa como una toba blanca con fragmentos de cuarzo y algunas vetillas con óxidos de hierro.

 Cloritización. Desarrollada sobre la Formación Nacayolo, presenta un color verde claro y se presenta en afloramientos reducidos.

 Stockwork. Formado sobre el intrusivo granodiorítico, está compuesto por tres sistemas principales: N-S, N55°W y N68°E. Las vetillas están rellenas de cuarzo y pirita.

Elaboró: José Manuel Morales Ramírez

Dirección: Dr. Jordi Tritlla i Cambra y Dr. Antoni Camprubi Cano

Quiero agradecer de manera especial al Ing. José Morales Rodríguez, al Ing. Víctor De La Garza Noriega, al Dr. Jordi Tritlla i Cambra y al Dr. Antoni Camprubí Cano, por su apoyo, por siempre, gracias...

Agradecimientos. (Segunda Parte)

A José Manuel Montero Cuellar, Alberto Ramírez Chávez, Benjamín Velasco Berumen, Jaime Sánchez Ramírez, Jeffrey O'Neil Teopaco Vitug, Universidad Nacional Autónoma de México, Sofía, Jesús Wulfrano Moreno Rebolledo, Ing. Leda Speziale San Vicente, Mario Pablo García, Gerardo Carabantes, Abel Eduardo Martínez Silva, Raymundo De La Cruz Rivas, Ricardo Jurado Rangel, Alán Gilberto Ramírez Oláquez, Manteca, Efrén Mota, El Chango, José Ferrán Valdez, Dra. Sara Ríos Dordelli, Omar, Federico Gutiérrez Coria, José Salgado, Ada Nelly Ramírez Azuara, Ing. Juan Ocariz Castelazo, Gerardo Diener Martínez, Karina Rodea Galnares, Alfonso Carlos Lemus Rodríguez, Juan Nepomuceno Pérez Rulfo, Servicios Industriales Peñoles, Ing. Sergio Rodríguez Tapia, Don Angel Rodríguez, Ing. Arturo Hernández Broca, Ing. Juan Armando Juárez, Ing. Saul Juárez, Dr. Armando Salinas Escobar, Ing. Juan Carlos Medina Ramírez, Nubia Calixto Ávila, Mario Adame, Flavio Cruz, Fernando, Jorge Alberto Mason López, Pilar, Rodrigo Vilchis Franco, Gerardo Orozco Valdés, Juan José, compu, Génova, Maribel, Simón Alberto Pedroza Figueroa, Igor Hernández Martínez, Alma Grande, Wendolyn López Jaimes, Jerzon C., Yuriri Rodríguez León, Alma, Tato, Gabriela Alanis, José Antar Morales Galván, Mario Víctor Morales Rodríguez, Fernando, Ignacio Giovanni Cejudo Ramírez, Blinky, Pedro Ramírez Sáenz, Emilia Chávez Loya, Eduardo Hernández Herrera, Paola De La Garza Albarrán, María Del Carmen Ramírez Chávez, Montserrat Sanchez Duarte, Alejandro González, Magdiela Bojórquez Bajo, Ing. Primitivo Sánchez Agustin, Ing. Carlos Tabares Tlacuilo, Ing. Edgardo Arévalo, Jennifer, Emmanuel, Miriam Osorio Pérez, Elizabeth Agüero Lobo, Verónica Ruiz, Olga Alejandra, Alma Juárez, Alfredo Moctezuma Morales, Cristian, Sergio Martínez, Mayra, Sandra, Isaías Jiménez Eslava, Rosa Elba Sierra, Noé Guadarrama, Paulina Orozco Delgado, Janelle Semidamis Zaldivar Magaña, Itandehui Gris Sánchez, Anthony Kidies, Mariano García Matute, Gabriela, Japo, Yolanda Vargas Molina, Jesús Ramírez Chávez, María Manuela Díaz, al señor que vende pays, Mariana Gutiérrez Zapata, Benjamín Domínguez Heredia, Ing. Antonio Esquivias, Ing. Jorge Nieto Obregón, Jessica Gasca Castillo, Karla Morales, Jonás, Alejandro Duhart, Quique, Carmen Esquivel, Ing. Luciano Ernesto Alanís Adame, Hector Víctor Cabadas Báez, Ing. Miguel Vera

Ocampo, Katia, Carmen Jaimes Viera, Alvaro Avendaño López, Daniel Rojo, Helia Magali Morales Ramírez, Angel Bojórquez Contreras, Aldo Ramos Rosique, Cleotilde Ramírez Sáenz, Ramiro, Angel, Blinka, Rogelio Pacheco Ramírez, Ing. Juan José Obregón Andría, Ing. Marco Aurelio Torres H., Edgar Mauricio Gutiérrez, José Luis Fernández De La Rosa, Henry Boy, Sra. Jenny Cruz Hernández, Miriam Gómez Trujillo, Dr. Dante Morán Centeno, Ing. Alberto Palomo, Juan Carlos Montaña, Carola, Lic. Taizet Hernández, Lucero, Ivonne, Amelia Castro Laguna, Procoro Daniel Miranda Alatorre, Michelle, Mishel, Guadalupe Alvarado Arias, Claudia González Reyes, Dr. Joaquín Proenza, Dalia Alejandra Zaldivar Salinas, Abelman, M. en C Edith Cienfuegos Alvarado, M. en C. Enrique González Torres, Francisco Reyes Hernández, Johnatan González Flores, Quím. Laura Rosales, Tortuga, Jessica, Paula Santoyo, Enrique Peña, Modesto Chávez Loya, Minerales Metálicos del Norte, Ing. Luis Humberto Martínez García, Ing. Roberto Silva, Abel Homero Felix Gijón, Daniel Hernández, el gran David, Aidee, María Georgina Silva Campuzano, Ponchito, Zoila, Luvan, Irasema Miroslava Olvera Barroso, Ing. Baldomero Carrasco, Elton Sergey Ramírez Ramírez, Cesar Fletes, Rubén, Emma Lorena Avellanosa López, moto, Alejandro Cortés Cortés, Dulce, Fernando Miguel Pérez, Dr. Jeffrey W. Hedenquist, Margarita Ramírez Chávez, Dr. Carles Miquel Canet, María Eugenia Monroy Mendoza, Guillermo Bojórquez Bajo, Mateo Fletes, Tortuga, Marcos Herrera, Joaquín Herrera, Héctor Escalona, Virginia López, Nassima Abbes Benini, Karim, Mauricio Cerón, Martín, Eréndira Huerta, Jahaira, Dra. Elena Centeno, Gerard, Magali Elizabeth Fletes Morales, Karina, Nancy Leticia Rodríguez, Manuel, PEMEX, Lalo, Josúe, Ing. Fernando López Arriaga, Ing. Bernardo, Ing. César Vidales, Ing. Ezequiel Chávez, Ing. Daniel Carrillo, Ing. Alfredo Rivera, Halliburton, PRIDE, Armando, Nacho, Paul, Charmín, Ing. Manuel Chaírez, Rotenco, Verónica Osorio Peralta, Gaia, Valentina, Fernando, Emma López, al señor de las fotos, Ing. Amador Núñez Miranda, Dr. Luca Ferrari Pedraglio, Norma González, Oscar Gabriel Dávalos Alvarez, Miguel Ángel, Martín, Marcos, Carmelita, Dr. Eduardo González Partida, Juanito, Adriana, Gabriel Chávez, Alan, al dentista de Querétaro, Paula Calzada Urquiza, Dr. Luis Fernando Vasallo Morales, Laptop, Tania Norato, Lorena, Diana Ruth Peñaloza Duarte, Stunk, Pantera, Bruce Lee, Yadira, Sonia Stephanie Curiel, Xochiquetza, Ramsés, Susana López, Sully, Valeria, Ing. Miguel Ángel Ibarra, Silvia y María del Carmen Rosales Domínguez.

A todos ustedes... Gracias totales.