



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Mineralogía y génesis del “clavo de Rayas” de la zona central de la Veta Madre de Guanajuato

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

Francisco Javier Orozco Villaseñor

JURADO EXAMINADOR:

Presidente: Dr. Gerardo de J. Aguirre Díaz. Centro de Geociencias. UNAM

Vocal: Dr. Luis F. Vassallo Morales. Centro de Geociencias. UNAM

Secretario: Dr. Eduardo González Partida (Director de tesis). Centro de Geociencias. UNAM

Suplente: Dr. Carles Canet Miquel (co-asesor de tesis). Instituto de Geofísica. UNAM

Suplente: Dr. Delfino C. Ruvalcaba Ruiz. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra



Juriquilla, Qro. marzo 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

El distrito minero Guanajuato consiste, principalmente, de vetas y grupos de vetas conocidos como los sistemas de: La Luz, La Sierra, El Nopal, y el más importante, la Veta Madre, en o relativamente cerca de la ciudad de Guanajuato. Esta última ciudad dio nombre al distrito y vino a ser la capital del Estado, así como un importante centro turístico internacional, gracias a sus riquezas mineras y su relevancia histórica. La producción minera del distrito supera 37,000 toneladas métricas de plata refinada y 135 de oro. Con ello, el distrito es el segundo en importancia mundial, sólo después del de Real del Monte-Pachuca, sobrepasando ambos a Cerro Rico del Potosí, en Bolivia, que fue considerada en el pasado como la región argentífera más considerable del mundo. Su descubrimiento se atribuye a unos arrieros, quienes informaron de la existencia de la veta, bautizada como San Bernabé, del sistema de La Luz. Dos años más tarde, Juan de Raya descubrió los afloramientos de la Veta Madre en lo que es hoy día la mina Rayas, donde ocurre el —Clavo se Rayas”, motivo de esta investigación.

Sedimentos marinos carbonosos, localmente metamorfoseados, lutitas en su mayor parte, albergan las vetas. Otras rocas de la región incluyen unidades volcánico-sedimentarias, asociadas con, cercanas a, o más o menos distantes de, intrusivos de diferente naturaleza, edad y tipo, un conglomerado continental post-laramídico, y rocas volcánicas e hipoabisales. Compresión anterior y extensión posterior al período Laramide fueron consecuencia de probable fallamiento recurrente, contemporáneo o algo posterior, con brechamiento, silicificación y otras modificaciones o procesos de alteración estructurales o químicos, relacionados. Los sistemas de vetas del distrito se orientan con patrón estructural de rumbo general NW, con variaciones locales notables. La Veta Madre ocupa una falla o zona de falla que tiene rumbo general NO45°SE, con echado, también general, de 45° al NE, y ancho que va desde insignificante hasta cerca de 90 m, con desplazamiento en el rango de 400 a 1700 m, según diferentes autores. Aparentemente el movimiento de mayor importancia tuvo lugar en la zona central donde ocurre la mineralización económica más rica y están más notoriamente pulidos los relieves. De los aproximadamente 26 Km de su longitud conocida, sólo cerca de 16 de ellos pueden considerarse productivos subterráneamente o blancos de exploración de cualquier tipo.

Hacia finales de los 1960's, se pensaba que el distrito había agotado sus riquezas minerales, pero nuevos estudios geológicos y renovados esfuerzos de exploración dieron como resultado el descubrimiento de los minerales básicos y preciosos del Clavo de Rayas, así como también de muy importantes cuerpos de mineral en las minas Cebada y Cedros-Las Torres, a lo largo de la Veta Madre, y unos años más tarde, mineral aurífero en mina El Cubo, en el sistema Vetas de la Sierra. Algunos de los estudios mencionados líneas arriba prosiguieron y documentaron ideas anteriores que establecían que la Veta Madre consiste de horizontes mineralizados sobrepuestos, separados por zonas estériles o empobrecidas. Este aspecto, así como otros importantes tópicos de trabajos previos se tratan ampliamente en los capítulos correspondientes de esta tesis. Luego, la idea de los horizontes sobrepuestos, proponía tres de ellos, como sigue: 1) el superior, con metales nativos principalmente, abarcando desde la superficie (2,350 msnm) hacia abajo, hasta la cota 2,200; 2) el inferior, con abundantes sulfosales, desde el nivel 2,200 hasta el nivel 1,700; y 3) el profundo, con sulfuros, por debajo del nivel 1,700.

La mayor importancia del Clavo de Rayas, en adición a la del valor económico de sus menas y el académico, es la de ser el único que se conoce en el distrito, que contenga leyes significativas de metales preciosos y metales básicos. Así pues, ello abrió el camino a la exploración por mineralización diferente de la típica epitermal, conocida y explotada por casi cinco siglos, no solamente en Guanajuato, sino también en otras áreas semejantes. Más aún, esto condujo a descubrimientos locales, de mineralización parecida, en varias minas de los alrededores. En este aspecto vale la pena destacar los más recientes hallazgos, que incluyen

depósitos de otro tipo, como: estratoligados, de oro diseminado, y vetillas auríferas así como vetas "eiegas", en sitios de trabajos mineros antiguos.

El clavo de Rayas tiene la forma de un octaedro deformado, en posición ligeramente inclinada a la vertical, con su eje principal apuntando hacia el sureste, al igual que otros cuerpos de mineral que se conocen en el área. Su altura es de unos 135 m, abarcando desde los niveles de la mina 320, al 435; alcanza longitud máxima y ancho de 120 y 40 m respectivamente, sobre el nivel 390. Los minerales de mena incluyen calcopirita, covelita, esfalerita pobre en Fe, galena pobre en Ag, argentita y oro que puede presentarse como eléctrum. Polibasita y otros minerales con Cd y As, frecuentemente mencionados como abundantes en otras áreas, aquí son erráticos o inexistentes. La estefanita, aunque no abundante, es ubicuita, como a menudo otros minerales seleníferos, argentita entre ellos. En la profundidad, la presencia de hematita y óxido de plomo parece estar fuera de contexto geológico, de acuerdo con la teoría de los horizontes sobrepuestos y el zoneamiento de la veta ideal. La mayor parte de las menas se encuentra en fracturas y fisuras diversas, entre material de brecha y zonas de re-brechamiento (brecha de brecha).

El origen de los flúidos mineralizantes y su composición es aún motivo de controversia. En Guanajuato ha sido atribuido al granito de Comanja, a rocas ígneas dentro o cerca de la veta, a lixiviación a partir de lutitas de la formación Esperanza, o a otras rocas pre-existentes. Los análisis isotópicos realizados (de C, O, y S) para esta tesis, muestran los valores δ de: a) -7.9 a -13.97, con media de 9.88, para C; b) de -14.4 a -24.53, con la media de 18.78, para O y, c) de -4.45 a -14.3 per mil, para S. Estos resultados y las relaciones de campo indican que la fuente de los flúidos mineralizantes es esencialmente magmática, con modificaciones isotópicas que ocurrieron cuando circulaban a través de, o reaccionaban con, las lutitas de la formación Esperanza, y cuando alcanzaron el nivel en que pudieron mezclarse con aguas meteóricas. También fueron importantes para la evolución de los flúidos, las condiciones de: P – T – X, Eh, pH y otros cambios físico-químicos, cuando los flúidos se alejaban de la fuente de calor, hasta que el sistema mineralizante, probablemente subvolcánico, colapsó o cesó en su actividad, hacia la época del Terciario medio.

El resultado de los análisis de inclusiones flúidas para este trabajo revelan que la temperatura media de depósito fue de 276 °C, con media de salinidad equivalente, de 12.76 % de peso, de NaCl, y que el depósito de mena más importante, así como también el re-equilibrio isotópico, tuvieron lugar a profundidad cercana a los 600 m

Abstract

The Guanajuato mining district consists chiefly of veins and vein groups known as the systems of: La Luz, La Sierra, El Nopal, and the more important, the Mother Lode or Veta Madre, at or relatively close to Guanajuato city. The latter gave name to and became the capital of the state and an international tourist center, due to its rich mining and historical accounts. With production over 37000 metric tons of refined Ag and nearly 135 of Au, the district is only second to Pachuca-Real del Monte, surpassing the Bolivian Cerro Rico del Potosi, considered in the past, the world's richest Ag region. The discovery is ascribed to muleteers who reported vein material of the now known as the San Bernabe mine in La Luz system. Two years later, Juan de Raya found outcrops of the central Veta Madre on what is now the Rayas mine, where the Rayas ore shoot, motive of this research exists.

Mesozoic, marine, locally metamorphosed carbonate shales for the most part, host the Mother Lode. Other rocks in the region include volcanic-sedimentary units associated with, close to or more or less distal from intrusives of different nature, age and type, post-Laramide continental conglomeratic, and hypabyssal and volcanic rocks. Earlier compression and post-Laramide extension with the consequent, perhaps recurrent faulting, with coeval or ensuing magmatic activity prepared the ground through fracturing, brecciation, silicification and other related structural and chemical modification or alteration processes. The district vein systems display an overall NW-trend and structural pattern with locally significant variations. The Veta Madre is in a normal fault or fault zone that generally strikes NW45°SE, dips 45° to the SE, having a width from insignificant up to 90 m, and a total displacement in the 400-1700 m range according to different authors. Apparently, major movement took place at its central zones, for some of the richest ore and notorious slickensides are there. Of its known length of about 26 km, close to 16 of them are either productive underground or exploration targets elsewhere.

By the end of the 1960's, the district was thought of as ore depleted or exhausted. Geological studies and renewed exploration efforts at the time, resulted in discovery of the precious and base metal rich Rayas ore shoot and also very important Ag ore findings at the Cebada and the Cedros-Las Torres mines, along the Veta Madre; and a few years later Au ore in El Cubo mine of La Sierra system. Some of the above mentioned studies followed and documented older ideas stating that in the Mother Lode there is a stacking of horizons separated by barren or lower grade zones. This aspect and other important topics of previous works are thoroughly treated in corresponding chapters of this thesis. Thus, the stacking was proposed as having three horizons as follows: 1) Upper, mainly with native metals, from surface 2350 masl) down to the 2200 level: 2) Middle, mostly sulfosalts, from the 2200 to the 1700 level: and 3) Lower, with base metal sulfides below the 1700 mas level.

The importance of the Rayas ore shoot, in addition to its material and academic value, is that it is the only one orebody known, with major precious and base metal ore in the district. Therefore, it paved the way to exploration for mineralization other than the typical epithermal known and mined for almost five centuries, not only in Guanajuato but also in other similar areas. Furthermore, it led to local discoveries of alike ore in several surrounding mines. In this regard, it may be noteworthy considering that more modern ore findings involve some stratabound, Au disseminated, Au veinlets as well as blind veins, in old mine working sites of the district.

The Rayas ore shoot has the shape of a deformed standing up octahedron with its almost vertical, slightly inclined axis pointing to the SE, as all similar orebodies known in the area. Its height is about 135 m, from the 320 to below the 435 m mine levels; it reaches a maximum length and width of 120 m and 40 m, respectively, on the 390 level. Ore minerals are

chalcopyrite, covellite, Fe-poor sphalerite, Ag-poor galena, and argentite; Au may be as electrum. Polibasite, Cd-, and As-bearing minerals, frequently mentioned as abundant in other areas, are erratic or rare. Stephanite is ubiquitous as often other seleniferous minerals, argentite among them. At depth, the presence of hematite and Pb oxide seems to be out of geological context, according to the stacking theory and the ideal vein zoning. Most ore is in fractures, fissures, breccia, and re-brecciated (breccia of breccia) zones.

The origin of the ore fluids and elements is controversial. In Guanajuato, it has been linked to the Comanja granite, igneous rocks in or close to the lode, leaching from shales of the Esperanza Formation or from other pre-existing rocks, etc. Isotopic analyses done on C, O, and S for this thesis show δ values of: a) -7.9 to -13.97 with a mean at 9.88 for C; b) -14.4 to -24.53 and a mean of -18.78 for O; and c) -4.45 to -14.3 per mil, for S. These results and field relationships indicate the source of the ore fluids is essentially magmatic with isotopic modifications while they circulated through or reacted with shales of the Esperanza F. and when they reached a level of mixing with meteoric waters. Also important in fluid evolution were P-T-X, Eh, pH, and other physicochemical changes while the fluids moved away from the heat source until the mineralizing system, probably a subvolcanic one near Mid-Tertiary time, collapsed or ceased its activity.

Result of fluid inclusion analyses for this work reveal that the mean depositional T near 276 °C, a mean fluid salinity of 12.76 Eq. weight percent NaCl, and that major ore precipitation, and perhaps also some isotopic re-equilibration, took place at a depth close to 600 m.

Mineralogía y génesis del “clavo de Rayas” de la zona central de la Veta Madre de Guanajuato

Índice de contenidos

Parte 1. Antecedentes y descripción generalizada

Capítulo 1. Introducción

1.1.- Generalidades acerca del distrito Minero Guanajuato	1
1.2.- Inicios de la minería mexicana	2
1.3.- El distrito minero Guanajuato	4
1.4.- Estudios geológico-mineros en el distrito Guanajuato	5
a) informes pioneros (1804-1909)	5
b) estudios geológicos diversos (1909-1971)	5
c) Estudios contemporáneos (1971-2000)	6
d) Estudios recientes (2000-a la fecha)	14

Capítulo 2. Localización y marco geológico del distrito minero Guanajuato

2.1.- Situación geográfica	16
2.2.- Encuadre regional	16
2.3.- Geología y estratigrafía	16
a) Complejo basal	21
Formación Arperos	21
Secuencia volcánica Guanajuato	21
b) Cubierta sedimentaria y volcánica mesozoica	23
Conglomerado Rojo de Guanajuato	23
Secuencia volcánica del Terciario	26
Formación Losero	26
Riolita Bufo	26
Formación Calderones	26
Andesita Cedro	27
Riolita Chichíndaro	27
c) Rocas intrusivas	28
Intrusivo Peregrina	28
Los —intrusivos de Rayas”	28

Capítulo 3. Los yacimientos minerales del distrito Guanajuato

3.1.- Datos económicos de bonanzas históricas	30
3.2.- Bonanzas recientes	31
3.3.- Los subsistemas del distrito	31
Vetas de la Sierra	31
Vetas de La Luz	34
Vetas de “El Nopal”	35
La Veta Madre	35
3.4.- Rocas encajonantes	41

3.5.- Mineralogía	44
Mineralogía de las menas	44
Mineralogías de alteración y ganga	45
Zoneamiento	45
Secuencia paragenética	45
Alteración hidrotermal	45
3.6.- Clasificación de los yacimientos de la Veta Madre	47
Sucesos previos a la formación de los yacimientos de la Veta Madre	47
Los flúidos mineralizantes	48

Capítulo 4. El “clavo de Rayas”

4.1.- Forma, dimensiones y leyes de —el Clavo”	49
4.2.- Las rocas encajonantes y los controles estructurales de la mineralización	49
4.3.- Estructuras y texturas en el —elavo de Rayas”	49
4.4.- Origen de la estructura	52
4.5.- La mineralización en el distrito	58
4.6.- Mineralogía de la mena en el —lavo de Rayas”	59

Parte II. Estudios realizados

Capítulo 5. Petrografía de las rocas asociadas al “clavo de Rayas”

5.1.- Conglomerado Rojo de Guanajuato	61
5.2.- Dique del alto	61
5.3.- Formación Esperanza	63
5.4.- Rocas ígneas dentro de la estructura	64
5.5.-Resultados del estudio petrográfico	66

Capítulo 6. Mineralogía y minerografía del “clavo de Rayas”

6.1.- Generalidades de la metodología empleada	68
6.2.- Trabajos previos	68
6.3.- Sulfosales y sulfo-arseniuros del —elavo de Rayas”	76
Polibasita	76
Polibasita argentífera	77
Estefanita	77
6.4.- Otros minerales del —lavo de Rayas”, no muy comunes en el distrito	77
Argentita selenífera	77
Muestras anómalas o erráticas	81
Galena argentífera	81
Argentita con cobre	81
Covelita argentífera	82
Hematita	82
Óxido de plomo	82
6.5.- Minerales de alteración y ganga	83
6.6.- Paragénesis	85

Capítulo 7. Estudio de inclusiones flúidas del “clavo de Rayas”

A. Generalidades acerca de las inclusiones flúidas (IF)

A.1.- Notas históricas breves	93
A.2.- Aplicaciones de las inclusiones flúidas	93
A.3.- Qué son las inclusiones flúidas	94
A.4.- Información que se obtiene de las inclusiones flúidas	94
A.5.- Clasificación	94
A.6.- Los yacimientos minerales; sus características generales	94
A.7.- Las inclusiones flúidas en los sistemas epitermales	95
A.8.- Precauciones a considerar	96

B. Resultados del estudio de IF del “clavo de Rayas”

B.1.- Especificaciones metodológicas preestablecidas	97
B.2.- Equipo de trabajo	98
B.3.- Resultados del trabajo	98
Composición de las inclusiones	98
Temperaturas de homogenización	99
Salinidad de las inclusiones	101
B.4.- Origen de los flúidos mineralizadores	103
B.5.- Mecanismos de depósito	104
B.6.- Nivel de ebullición	107
B.7.- Etapas de depósito	108

Capítulo 8. Estudio de los isótopos ^{13}C , ^{18}O y ^{34}S del “clavo de Rayas”

8.1.- Introducción	112
8.2.- Generalidades acerca de los isótopos	113
8.3.- Uso de los isótopos en la solución de problemas geológicos	114
8.4.- Los isótopos y los yacimientos minerales	115
8.5.- Isótopos estables de H, C, O y S, en los flúidos formadores de yacimientos minerales	116
Hidrógeno	116
Oxígeno	117
Carbono	120
Azufre	121
8.6.- Resultados del análisis isotópico para este estudio, y su interpretación	124
Carbono	126
Oxígeno	127
Azufre	127

Capítulo 9. Sumario de conclusiones

Referencias bibliográficas

Lista de planos y figuras

2.1.- Plano de ubicación del proyecto	17
2.2.- Plano de ubicación de la sierra de Guanajuato	18
2.3.- Plano geológico del Distrito Minero Guanajuato	19-20
2.4.- Columna lito-estratigráfica del Distrito Minero Guanajuato	22
2.5.- Reconstrucción estratigráfica del arco Guanajuato y la cuenca de Arperos	24
2.6.- Columna volcano-estratigráfica del Terciario del distrito Minero Guanajuato	25
3.1.- Plano geológico del Distrito Minero Guanajuato	32
3.2.- Plano geológico de la parte central de la Veta Madre	37
3.3.- Sección longitudinal de la Veta Madre (porción NO)	38
3.4.- Sección longitudinal de la Veta Madre (porción SE)	39
3.5.- Sección longitudinal de mina Rayas	43
4.1.- Plano geológico del nivel 390 sur. Clavo de Rayas	50
7.1.- Gráfica para la determinación del nivel de ebullición en el “Clavo de Rayas”	109
8.1.- Comparación de los valores $\delta^{13}\text{C}$ en el “Clavo de Rayas” con los de otros almacenes naturales del mismo isótopo	127
8.2.- Comparación de los valores $\delta^{18}\text{O}$ en el “Clavo de Rayas” con los de otros almacenes naturales del mismo isótopo	127
8.3.- Comparación de los valores $\delta^{34}\text{S}$ en el “Clavo de Rayas” con los de otros almacenes naturales del mismo isótopo	131
9.1.- Diagrama de correlación de temperatura y fugacidad del S para los estados de sulfuración relativos a los flúidos hidrotermales	138
9.2.- Modelos de los tipos de depósitos epitermales de sulfuración baja e intermedia en México	138
9.3.- Modelo epitermal propuesto, de la formación del “Clavo de Rayas”	139

Lista de fotografías incluidas en este trabajo

3.1 y 3.2.- Afloramientos de la Veta Madre	42
4.1 a 4.10.- Estructuras y texturas en la Veta Madre y el “Clavo de Rayas”	53-57
4.7a y 4.7b.- Ejemplares de telurio y plata nativa de la Veta Madre	56
4.11 y 4.12.- Ejemplares de argentita	60
6.1 a 6.14.- Texturas mineralógicas en contrtadas en el estudio mineragráfico	78-80
RX-1, RX-11 y RX-6.- Ejemplares de roca alterada y gráfica de caracterización de los minerales de alteración mediante rayos X	86-87
6.15 a 6.27.- Otras texturas mineralógicas en contrtadas en el estudio mineragráfico	89-91
7.1 a 7.12.- Inclusiones flúidas del “Clavo de Rayas”	105-106

Lista de tablas presentadas

4.1.- Minerales del Distrito Minero Guanajuato	58
6.1.- Secuencia paragenética en el -elavo de Rayas”	92
7.1.- Estadística de los rangos de temperatura de depósito en el -elavo de Rayas”	110-111
8.1a.- Proporciones de isótopos de C y O en muestras del -Elavo”	125-126
8.2.- Tabla y gráfica de valores $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros de -Elavo de Rayas”	130

Lista de anexos y sus contenidos

Anexos al capítulo 5

1.- Relación de muestras	A5 - 1
2.- Plano de ubicación de las muestras colectadas	A5- 2 y 3
3.- Fichas de descripciones petrográficas, con su soporte de microfotografías	A5-4 a 39

Anexos al capítulo 6

1.- Relación de muestras	A6- 1
2.- Plano de ubicación de las muestras colectadas	A6- 2 a 4
3.- Resultados de los análisis de las muestras por SEM	A6- 5 a10

Anexos al capítulo 7

1.- Relación de muestras	A7- 1
2.- Plano de ubicación de las muestras colectadas	A7- 2 a 4
3.-Resumen de datos de inclusiones fluidas del -elavo de Rayas”	A7- 5
4.- Resultados del estudio, por muestra y por nivel	A7- 6 a 29
5.- Copia-muestra de hoja de trabajo, con los datos determinados	A7- 30
6.- Tabla 1b de Hass (1971) con la determinación de presión de vapor, para el -elavo de Rayas”	A7- 31

Capítulo I. Introducción

I.1. Generalidades.- La reciente, inmoderada apreciación de los metales preciosos -podríamos decir que descomunal en el caso del oro- ha llevado el valor de mercado de éstos a niveles históricos, impensables hasta hace unos cuantos años, impactando enormemente en la actividad geológico-minera a nivel mundial. La demanda ha obligado al desarrollo de nuevas técnicas tanto de exploración y explotación, como de evaluación de nuevos y antiguos distritos y fundos mineros y, así, se ha impulsado el refinamiento de los conocimientos teóricos sobre la formación de los yacimientos minerales, de la alteración que los acompaña e identifica, y de todos los aspectos inherentes a ellos. Hasta los mismos instrumentos y equipo científico de detección o medición, utilizados en la exploración, ya sea en el campo o en el laboratorio, se han sofisticado a tal grado que su empleo para aplicar en elementos traza, inclusiones fluidas, isótopos estables o radioactivos, o en cualquier otro aspecto que pudiera evidenciar la existencia de minerales susceptibles de explotarse, ha redundado en hallazgos de suma importancia, haciéndose indispensable su uso en campañas de exploración —modernas”.

Como consecuencia lógica, el conocimiento de los yacimientos minerales ha mejorado, siendo el de los epitermales el tipo que se ha visto más beneficiado ya que de ellos proviene la más importante contribución a la producción total del oro y de la plata. Conceptos y modelos tales como el de los sistemas geotermales fósiles o activos, o del depósito de metales por cualquiera de los mecanismos de ebullición, efervescencia o dilución de fluidos, se han aplicado con éxito para determinar profundidades óptimas de productividad, al igual que algunos criterios como el de la clasificación de estos depósitos en los grupos de sulfuración alta, baja o intermedia, que permiten distinguir cuando algún prospecto en particular es potencialmente mayor productor de oro o de plata.

En cuanto a la existencia de yacimientos de este tipo, no cabe duda de que México es un país privilegiado; de sus minas ha salido -según la opinión de varios expertos en el tema- más de la mitad de la plata que hoy circula en el mundo, y muy substancial porción de la de oro. A principios del siglo XIX, Humboldt escribió, maravillado, sobre la riqueza de las minas que había conocido en nuestro país, destacando que: *“in Nueva España there were 17 mineralized districts that contained 3,000 mines”*(Clark and Salas, 1988). Posteriormente, Cecil Rhodes afirmaría que: *“the richest mining countries in the world are Mexico, Peru and Bolivia, especially Mexico”* (Martin, 1906). Son muy numerosos los distritos mineros mexicanos que descuellan a nivel mundial como productores de la mayor importancia.

La historia de la minería mexicana se remonta quizás a unos 1,400 años atrás; en Simojovel, Chiapas, cerca de Palenque, hacia esa época ya se extraía ámbar para usarse como piedra preciosa (Ordoñez, 2008). Además, se han encontrado evidencias de la existencia de talleres de orfebrería en las cercanías de Monte Albán, Oaxaca, que datan de ~ 800 a. C, siendo el origen probable de los metales, el placer de Tepehuanes (Clark and Salas-Pizá, 1988). Aproximadamente entre los años 800 a 1500, la minería pre-colonial era algo común en los ahora distritos de Taxco, Pachuca-Real del Monte, Zimapán, Tlalpujahua y Sultepec (Ordoñez, 2008). Con la llegada de los españoles la actividad minera se expandió de manera extraordinaria, pues era tal su ansia, su ambición de riquezas, que muy poco tiempo después de la conquista de México, en 1521, comenzó su labor de explorar el enorme territorio que se abría ante ellos, en busca de las riquezas que, de acuerdo con las leyendas, estaban en ciudades míticas donde el oro y la plata eran artículos tan comunes que se usaban como materiales de construcción e inclusive, como pavimento.

1.2. Inicios de la minería mexicana.- El mismo año de la conquista (1521) se descubrió plata en Chico, Hgo., y se empezó a explotar a mayor escala en Taxco; lo mismo se hizo en Sultepec para 1523, en Pachuca en 1524 y en Tlalpujahua en 1525. En 1531 se descubrió Mazapil, en Zacatecas; en 1534, Nombre de Dios, en Zacualpan, Edo. de México; poco antes de 1537, Real de Guachinango, en Ameca, Jal.; en 1538, Los Leones y Santa Isabel en Charcas, SLP.; en 1544, Santa Bárbara, en Chih.; en 1546, San Martín, Albarrada de San Benito, Pánico y San Juan Bernabé, en Zac., y en 1548, vendrían a sumarse Bolaños, en Jal., Alvarado y Veta Grande, en Zac., y San Bernabé, en La Luz, Guanajuato (Ordoñez, en Clark, Salas-Pizá y Cubillas, 2008). La lista de descubrimientos resultaría enorme si pretendiéramos abarcarla completa pero, no siendo ese nuestro propósito, nos bastará con lo consignado para resaltar la celeridad con que se llevó a cabo la exploración minera en nuestro país y los resultados que arrojó.

La fama de México como productor de metales preciosos ha atraído de tal modo el interés científico y económico mundiales, que numerosos y eminentes personajes, además de instituciones, tanto extranjeros como nacionales, han contribuido al conocimiento de sus características geológico-mineras; los trabajos no sólo han beneficiado el conocimiento sino también orientado el criterio de numerosos inversionistas. Entre los informes y estudios más destacados habremos de citar los de: Humboldt (1804), Sonnenschmidt (1810), Humboldt (1823), Burkart (1832), Dupont (1843), Arenas (1853), Russell (1854), Hall (1854), Palmarejo and

Mexican Gold Fields Ltd. (1898), American Institute of Mining Engineers (1901), Southworth (1905), Burckardt (1905, etc.) y Bostford (1909). También se harían presentes en México, a principios del pasado siglo, los hermanos Guggenheim, y el geólogo minero Emmons.

La segunda mitad del siglo pasado, y en particular sus últimos 30 años, resultarían pródigos en estudios geológico-mineros de los distritos mexicanos más notables; numerosos estudiantes estadounidenses de postgrado -y también algunos de otras nacionalidades-, seleccionarían como objetivos de investigación algunos de tales distritos, para lograr sus grados de maestría o doctorado, y lo mismo se puede decir del número creciente de aspirantes mexicanos a grados académicos superiores, así como de los investigadores, especialistas en el ramo, que se han venido a incrustar en las plazas de investigación y docencia que se han creado desde tales fechas, en nuestras universidades. Las aportaciones al conocimiento de las provincias metalogénicas de México han sido numerosas; algunas de excepcional calidad, otras no tanto y, por supuesto, algunas, afortunadamente las menos, deficientes.

El distrito minero Guanajuato, que es el que nos ocupa, ha sido, en determinados momentos de la historia minera mundial, un foco de atención del más alto relieve; algunas de las bonanzas encontradas en sus vetas han hecho la fortuna -enorme- de los individuos, familias o compañías diversas, poseedoras de los derechos de explotación en tales momentos. Por ello ha recibido también la atención especial de numerosos personajes, entre ellos, durante el siglo XIX, el ya citado von Humboldt y el prominente minero John Hays Hammond que comentaría sobre el distrito: *“the district of Guanajuato is the most thoroughly mineralized zone in the known world for gold and silver”* (Martin, 1906), y durante el siglo recién pasado, además de los ya nombrados destacan: Wandke y Martínez (1928), Wisser (1928), Guiza *et al* (1949), Wilson, Milton and Houston (1950), Edwards (1955), Echegoyén (1970), Petruck and Owens (1974), Gross (1975), Buchanan (1979, 1980 y 1981), Randall (1979, 1990 y 1994), Nelson (1981), Mango (1988 y 1992). En el siglo presente podríamos mencionar los trabajos de: Davis (2002, 2006), Abeyta (2003) y Moncada (2008). No podría omitir hacer mención de los trabajos de los eminentes investigadores, principalmente de la UNAM, quienes desde los años 80's hasta la fecha han contribuido de manera extraordinaria al esclarecimiento de diversos problemas geológicos en cuanto a: estratigrafía, geología estructural, edades radiométricas, paleontología, mineralogía, geología de yacimientos, etc. Corriendo el riesgo de hacer alguna omisión ya sea por desconocimiento o simplemente no deseada y disculpándome de antemano por la posibilidad, me permito citar a los doctores: Aguirre Díaz, Aranda Gómez, Cerca Mar-

tínez, Corona Chávez, Dávila Alcocer, Ferrusquía V., García Doberganes, Labarthe Hernández *et al* y Tristán González (de la UASLP), Martínez Reyes, Roldán Quintana, Nieto Samaniego, Ortiz Hernández, y Vasallo, L.

I.3. El distrito minero Guanajuato.- Citando nuevamente a Cecil Rhodes (Martin, 1906), acerca de los tres países de mayor riqueza minera a nivel mundial, habría que considerarse que aun y cuando la producción de plata peruana es colosal, ésta palidece al compararse con la excesivamente superior que históricamente México ha “donado” a la economía del mundo. Y, en lo particular, aunque todavía a principios del siglo pasado se consideraba que las minas argentíferas más pródigas eran las del Potosí, en Bolivia, los números -siempre fríos- indican otra cosa muy distinta: la cantidad total extraída de aquel distrito era, hasta el año 2,000, cercana a las 30,000 ton de plata refinada, mientras que la de Guanajuato superaba las 36,000 y la de Pachuca-Real del Monte llegaba a las 46,500 toneladas (Buchanan, 1981). Así pues, Guanajuato sigue siendo el segundo productor de plata más importante del mundo (aunque quizás no por mucho tiempo, pues se dice que Fresnillo, en Zacatecas, ya incluido desde hace varios años en el grupo selecto de los más grandes productores de este metal, pronto se pondrá a la cabeza de todos pues su potencial de producción es, de cuando menos, el doble de lo que hay en Guanajuato); así continuará la supremacía mexicana en cuanto a producción de plata, a nivel mundial.

La riqueza minera del distrito minero Guanajuato está controlada estructuralmente, siendo tres las zonas de estructuras productoras principales: el grupo de las vetas de la Sierra, la Veta Madre y el grupo de las vetas de la Luz. De éstas, la más relevante es la Veta Madre, que puede ser seguida a lo largo de unos 16 Km, aunque hay quienes aseguran que se extiende por distancia cercana a los 26. Con variaciones locales menores, el rumbo general de esta veta es N45°O y su echado, -también con variaciones menores, de entre 45 a 50 grados al SO. Tanto Las vetas de La Luz y “el Nopal”, (al alto de la Veta Madre) como las de la Sierra (al bajo de aquélla) presentan irregularidades en cuanto a rumbos y echados, y también en sus anchos y longitudes. Además hay diferencias en cuanto a mineralogía, proporción Ag:Au en cada subsistema, con respecto a los otros, así como en otros aspectos que comentaremos más adelante.

1.4. Estudios geológico-mineros en el distrito Guanajuato.- Mucho se ha escrito sobre este distrito minero; algunos informes han trascendido pero muchos otros se han perdido, quizás irremisiblemente. De lo que ha podido conservarse, que ha llegado a nuestras manos y que

tiene cierto mérito, comentaremos brevemente, dividiendo en tres grupos los documentos, según la época a que pertenezcan, lo referente al origen de la mineralización.

a) Informes pioneros (1804 – 1909).- Se reconoce a **Alexander von Humboldt** (1804) como la primera autoridad en el campo de la minería que escribiera sobre las características del distrito. Su más valiosa aportación fue la de consignar que los cuerpos de mineral dentro de la Veta Madre tenían características mineralógicas diagnósticas que derivaban de la profundidad a la que se encontraban y los agrupó en dos tipos: 1) los del nivel **superior** que llegaban desde la superficie hasta la cota 2,130 msnm, caracterizados por la presencia de plata nativa y de ciertas sulfosales y, 2) los de la parte **inferior**, por debajo de la cota señalada, en los que predominaban los sulfuros de plata, como especie económica principal.

Referencias posteriores incluyen 1) la de **Ponciano Aguilar** (1883) quien, comisionado por el gobierno de la República encabezó un grupo de especialistas para elaborar un mapa geológico y una sección transversal y, 2) la de **Monroy** (1888), quien, también por encomienda del Gobierno hizo un estudio muy completo, abarcando aspectos geográficos, históricos, estadísticos y geológicos del distrito. Aunque no hemos tenido acceso a estos documentos, por las descripciones sabemos que no abordan el tema del origen de los yacimientos.

b) Estudios geológicos diversos (1909 – 1971).- **Bostford** (1909) atribuye la mineralización a cuerpos de roca granítica aislados, que aparecen en los flancos de la Veta Madre. **Wandke y Martínez** (1928) concuerdan con lo anterior y sugieren que el emplazamiento de la mineralización estuvo controlado por las condiciones de temperatura y presión existentes. Informan, además, que en las minas Sirena, Rayas y Valenciana es mayor la presencia de esfalerita y galena, comparativamente con las demás del distrito. **Guiza et al** (1949) opinan que la mineralización de metálicos pudo haber sido originada por los diques andesíticos (aunque también los hay félsicos) que son comunes en las cercanías de Cedro y Calderones, ~~—~~ los que no se les ha puesto mucha atención”. Un dique de esta composición, denominado ~~—~~microbrecha andesítica” puede observarse en el cruce al alto, del nivel 390, a un lado del clavo de Rayas. **Wilson, Milton and Houston** (1950), con base en estudios de inclusiones fluidas, determinaron la temperatura del depósito en la Veta Madre, siendo ésta, de unos 254 °C, sin aportar ideas acerca de su origen, aunque opinan que eran los mismos fluidos que dieron origen al cuarzo amatista, lo cual es incorrecto. Consignan también haber encontrado el mineral argirodita (Ag_8GeS_6) siendo, quizás los primeros y únicos en mencionarlo. **Edwards** (1955), en su detallado estudio sobre el Conglomerado Rojo de Guanajuato, señala que éste aparece

cortado tanto por cuerpos de granito como de diorita y, siendo el conglomerado del Terciario temprano, diorita y granito serían, obviamente, pre-terciarios; en consecuencia, el granito no podría ser la fuente de la mineralización, como interpretaron previamente Wandke y Martínez (1928), con quienes discrepa este autor. Sobre el particular nos inclinamos a pensar, coincidiendo con Aranda-Gómez y Vasallo (2007) que ambos trabajos se refieren a rocas distintas; las encontradas en el conglomerado son más antiguas, quizás parte del intrusivo Comanja, o bien, de fuentes no identificadas. Las rocas a que parecen referirse Wandke y Martínez son más jóvenes y aparecen en la vecindad de la Veta Madre; en nuestra opinión, podrían estar relacionados con los cuerpos de riolita sub-aérea que se encuentran en varios lugares dentro de la veta. **Velásquez** (1964), sin referirse al origen de la mineralización, señala (no sabemos con qué bases) que los cuerpos son “epigenéticos, afectados por reemplazamiento, que fueron formados por flúidos que no alcanzaron temperatura de 250 °C”. Establece la relación paragenética siguiente: primero la alteración (propilítica y albitización) seguida por pirita y calcita y, después, de manera simultánea, se habrían depositado calcopirita, esfalerita y galena, terminando con argentita, “que contiene oro nativo”. Pronostica, además, de nueva cuenta sin mencionar sus bases, que “la zona de la mina El Cubo, al alto de la veta Villalpando, es un lugar con buenas posibilidades económicas”, algo que resultaría cierto años después. Finalmente, este autor nos ofrece un dato interesante acerca de la riqueza aurífera de las minas El Cubo y San Nicolás: los valores “en el Cubo superaban los 500 g de Ag y los 10 g de Au, mientras que en San Nicolás, entre los años 40’s y 50’s, en algunos lugares se extraían minerales con contenido de oro superior a 1 Kg/ton (!). **González, R. J.** (1965) sin mencionar fundamentos, establece que la mineralización de la Veta Madre, la veta del Carmen y las de La Luz, así como las vetas de esfalerita y galena en León Gto., deben su génesis al intrusivo que subyace tales distritos, pues. “no nos cabe duda de que los procesos genéticos de su mineralización tienen origen en dicho intrusivo”, refiriéndose al intrusivo Comanja. Recomienda tener en cuenta las rocas riolíticas pues todos los yacimientos mencionados “tienen su origen íntimamente asociado a rocas riolíticas”.

c) Estudios contemporáneos (1971 – 2000).- El primer trabajo sobre el distrito Guanajuato, en el que se incorporan métodos y tecnologías modernos, es el de **Taylor** (1971) quien, a partir de geoquímica y varias técnicas microscópicas concluye que la secuencia volcánica terciaria de la zona, probablemente se derivó de un magma basáltico rico en alúmina y potasio por diferenciación normal, y que tales lavas pudieron haber sido la fuente de los yacimientos

minerales. Con base en un estudio de isótopos de azufre que llevó a cabo en ejemplares de pirita, galena, esfalerita y argentita, deduce que la fuente de la mineralización debe ser magmática (al menos para pirita y galena) pues “los valores $\delta^{34}\text{S}$ resultaron negativos”. La dispersión observada en los valores para la argentita, le sugiere una fuente biogénica.

Establece también la existencia de un gradiente de temperatura que disminuye verticalmente hacia la superficie y hacia el reliz del alto, durante la precipitación de las menas, con base en la variación de ortoclasa en adularia así como de las proporciones Au/Ag. Otros datos de interés, mencionadas por el autor, incluyen: **1)** la presencia de plomo anómalo (Joplin) en la Veta Madre, **2)** la edad de 27.4 ± 0.4 Ma, para una adularia, mediante el método K-Ar, **3)** que los minerales de selenio presentes indican que el ambiente fue oxidante, **4)** que tales minerales indican formación a partir de soluciones alcalinas, **5)** que lo anterior es también aplicable para la calcita, **6)** que, además, lo anterior es indicio de un ambiente deficiente en azufre, **7)** que la presencia de sulfosales también indica deficiencia de azufre y, **8)** que hay evidencias de más de un período de mineralización en el distrito.

Petruck y Owens(1974) sólo hacen una descripción mineralógica de ejemplares de tres minas “estratégicamente seleccionadas”- del distrito (Valenciana y Cebada, en las partes central y noroeste de la Veta Madre, respectivamente y, Peregrina, en las vetas de la Sierra); las muestras son representativas de los tres horizontes en que, después de Humboldt, se ha dividido a la Veta Madre, hacia la profundidad. Llegan a concluir que: **a)** la mineralogía es muy similar con respecto a las zonas que representan, **b)** el mineral de plata más abundante es acantita, aunque: “*the morphology of argentite is often preserved in ores that were deposited at a high temperature*”.

Otras aportaciones destacables de este trabajo son: **1)** encontraron nontronita ($\text{H}_4\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_9$) en Peregrina, **2)** encontraron eléctrum en todas las muestras, **3)** la composición media del eléctrum es 55% de Au y 45 % de Ag, aunque en Cebada varía el oro entre 26 a 55 %; **4)** la composición porcentual de la esfalerita del horizonte profundo es: Zn = 64.4, Fe = 0.6, Cd = 1.3, Mn = 0.4 y S = 32.6, mientras que la del horizonte intermedio es: Zn = 65.2, Fe = 0.4, Cd = 0.4, Mn = 0.3 y S = 32.7; **4)** la pirargirita -abundante en mina Peregrina- aumenta su bajo contenido de Se hacia la superficie y, **5)** el contenido de Se en el sulfuro de plata oscila entre 1.4 y 2.2 %, siendo en aguilarita de 13.4 %.

Gross (1975) con bases de: mineralogía, radiometría, isotopía y, sobre todo de análisis de datos geológicos, hace algunas conclusiones interesantes: **1)** que el granito de Comanja no ori-

ginó la mineralización de la Veta Madre, **2)** que dicha mineralización tampoco fue producto de secreción lateral (según afirma Taylor) a partir de las aguas meteóricas que circularon por entre las lavas y tobas terciarias del distrito, **3)** propone que las lutitas negras de la formación Esperanza aportaron los metales que darían lugar a los yacimientos, **4)** como apoyo a lo anterior, demuestra que los valores $\delta^{34}\text{S}$ de las lutitas negras de la formación Esperanza son similares a los encontrados en los sulfuros de la Veta Madre; **5)** determina que la temperatura de depósito fue $\sim 320\text{ }^\circ\text{C}$ hacia la cota 1,700, disminuyendo a $\sim 240\text{ }^\circ\text{C}$ para la cota 2,400 msnm; es decir, hay un gradiente térmico de $10\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$ en la Veta Madre. Para las vetas de la Sierra, calcula el gradiente en $8\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$. **6)** Para él las soluciones mineralizantes tenían carácter alcalino y fueron calentadas por arriba de los $300\text{ }^\circ\text{C}$ durante el volcanismo que causara el fallamiento en el distrito, durante el Oligoceno Superior, lo que permitiría la lixiviación de los minerales a partir de las rocas mesozoicas y su depósito posterior al moverse hacia arriba, a zonas de menores temperatura y presión. Y finalmente, **7)** con base en datos de campo y trabajos de laboratorio establece que el depósito ocurrió en tres etapas.

Ruvalcaba (1976) en su tesis de licenciatura, resultado de varios años de trabajo en mina Rayas, menciona que: **1)** sin descartar la presencia de un apófisis menor, el “elavo de Rayas” no está asociado a rocas intrusivas, **2)** que la abundante piritita de las lutitas negras podría ser, al menos parcialmente, autigénica, **3)** que sus observaciones le sugieren que el “elavo” tuvo al menos dos etapas de mineralización, precedidas cada una de ellas, por fracturación y brechamiento y, **4)** que el color verdoso de algunas rocas encajonantes en ciertas zonas mineralizadas podría indicar que los fluidos eran de origen magmático y de carácter algo ácido.

Randall (1979) aporta: **1)** coincidiendo con Gross (1975), en que la mineralización de plata proviene de las lutitas negras mesozoicas, **2)** también coincide con Buchanan en que el mecanismo de la precipitación de la mineralización fue ebullición, **3)** que aunque existen redes de vetas, los cuerpos de mineral más comunes en la Veta Madre son clavos discontinuos, **4)** que la más larga de las discontinuidades ($\sim 2\text{ Km}$) entre clavos es la que hay entre las minas Sirena y Las Torres, **5)** que a lo largo de la Veta Madre, hay tres localidades (Sirena, Rayas y Valenciana) con amplias zonas de brecha, con características similares, que contienen pequeñas cantidades de metales base (1 a 3 %), **6)** que las alteraciones en la Veta Madre son similares a las del modelo propuesto por Lowell y Guilbert para los pórfidos de cobre y, **7)** hace mención de la presencia de bloques de pórfido diorítico y de una “rara latita porfirítica,” intensamente alterados, entre los clavos.

Buchanan (1979). Las aportaciones de este autor, al conocimiento del distrito Guanajuato, luego multicitado en la literatura especializada, son las siguientes: **1) Alteración.-** Sobre este aspecto, tratado previamente por Taylor (1975) y Randall (1979), hay que destacar dos aspectos: **a)** permite guiar los programas de exploración y, **b)** se puede utilizar como control en la localización de cuerpos mineralizados, siendo la filica y la argílica, las más significativas. **2) Depósito de menas.-** A partir de su estudio de inclusiones flúidas determinó que: **a)** el depósito de minerales en mina Las Torres se efectuó en el rango de temperaturas de 225 a 235 °C, **b)** los minerales de ganga (cuarzo y calcita) se formaron a temperatura superior a los 240 °C, **c)** el mecanismo de depósito fue ebullición, **d)** dicho mecanismo se evidencia con proporciones líquido-vapor variables, en las vacuolas y, **3) Composición de los flúidos.-** El autor identifica tres períodos de mineralización, cada uno de ellos con valores de salinidad diferentes alcanzando: en la etapa de pre-mineralización, 29,200 ppm; 5,260 ppm y 26,000 ppm en dos etapas de mineralización que identifica como tipos Bufo y Loseros, respectivamente, y, de 6,910 ppm, para la etapa de post-mineralización. Deduce, además, que durante la etapa principal de la mineralización, los flúidos fueron pobres en metales base y en H₂S, precipitando de ellos cuarzo y calcita, mas no sulfuros. Esto le sugiere que los flúidos: **a)** tuvieron fuentes diferentes o, **b)** que la ebullición hubiera causado la precipitación de ambos tipos de minerales, la de los metales básicos a profundidad y la de metales preciosos en los niveles superiores. **4) Nivel de ebullición.-** Establece que el mecanismo de ebullición que originó el depósito de la mena ocurrió a la elevación correspondiente al nivel 345 de la mina Rayas (~1,700 msnm).

Buchanan (1981) extrapola sus observaciones de Guanajuato al sureste de USA, enfatizando que: **1)** importante proporción de vetas de metales preciosos alojados en rocas volcánicas presentan rasgos físico-químicos diagnósticos de su origen, **2)** tales rocas son principalmente andesitas terciarias, calcialcalinas, y riolitas en menor proporción, **3)** una zona inferior, mineralizada con sulfuros, queda separada de otra superior con metales preciosos, por un horizonte en el que habría ocurrido ebullición; **4)** en estos depósitos hay, casi siempre, minerales de alteración que denotan bajo pH de los flúidos y su formación a temperaturas superiores a 200 °C; **5)** el mecanismo implica que los flúidos, lo mismo que el nivel de ebullición no pueden ser constantes, **6)** la ebullición en zonas profundas ocurriría gracias a fracturamiento o brechamiento de la roca encajonante, **7)** lo anterior sería causa de fluctuaciones episódicas de temperatura y desprendimiento de los gases contenidos en las soluciones y, **8)** la ebullición ocasiona el zoneamiento vertical tan común en este tipo de yacimientos.

Frankenberg (1988) establece que: **1)** la mineralogía del horizonte profundo de la mina Rayas, en cuanto a sulfuros, consiste sólo de: esfalerita, calcopirita y galena, pero todos en proporción significativamente mayor de lo que previamente habían establecido Petruck y Owens; **2)** el principal mineral de plata en esta zona es acantita y no polibasita o galena argentífera *—as others have speculated*, **3)** la galena es muy pobremente argentífera, cuando contiene algo de plata y, **4)** la formación de los minerales de mena ocurrió en dos etapas.

Mango (1988 y 1991) concluye, con base en sus estudios de inclusiones flúidas y de isotopía que: **1)** la dilución de soluciones hidrotermales con agua meteórica ocasionó la precipitación de los metales, **2)** que las soluciones mineralizantes eran ligeramente alcalinas (≈ 6.3 sic) **3)** que dichas soluciones tenían baja salinidad ($< 1\%$ en peso, de NaCl equivalente), **4)** que la temperatura media de depósito fue moderadamente alta ($270\text{ }^{\circ}\text{C}$), **5)** que, considerando las proporciones constantes de agua/vapor en las inclusiones flúidas, el mecanismo de depósito no pudo haber sido la ebullición, **6)** que esta hipótesis se refuerza con los datos de isótopos de O, pues $\delta^{18}\text{O} = + 1.91\text{ }_{\text{‰}}$, valor que sugiere la mezcla de soluciones de origen magmático con agua meteórica ($\delta^{18}\text{O} = - 10\text{ }_{\text{‰}}$); **7)** que al permanecer constantes los valores de isótopos de plomo, se debe inferir una sola fuente para los metales, la cual sería cortical, lo cual se refuerza con la composición isotópica del carbono; **8)** que la disminución de la fugacidad del oxígeno hacia la superficie indica que una solución clorurada y no una de sulfuros complejos fue el principal agente transportador para Ag-Pb-Cu, **9)** que, considerando que el oro es más estable en soluciones de sulfuros complejos y que éstos incrementan su estabilidad con el decremento de la $f\text{O}_2$, la modesta cantidad de oro en mina Rayas se atribuye a su transporte en forma de sulfuro complejo; **10)** que la mina Rayas, con sus altos valores de plata y la presencia de metales base en la parte inferior puede representar un sistema en tres horizontes, apilado verticalmente, graduando desde un cuerpo rico en plata y metales básicos en el fondo, hasta uno rico en oro en la parte superior; **11)** que las altas concentraciones de Au encontradas en mina El Cubo son representativas de la existencia de ese horizonte que pudo haber existido en Rayas si no hubiera sido erosionado, **12)** que la cubierta erosionada en la superficie de mina Rayas fue de unos 850 m de roca y, **13)** que aún es posible llegar a descubrir cuerpos de mineral de los tipos que se encuentran tanto en la zona profunda, como superficiales.

Randall (1990b) considera a la Veta Madre como una antigua zona de falla con períodos de revitalización que han afectado a las estructuras subordinadas en el área de El Cubo que: *—may some day become important to local mine exploration*”. Algunas de estas estructuras que

llegaron a considerarse como posteriores a la mineralización, por sus rumbos diferentes al general, han llegado a ser las más productivas en cuanto a metales preciosos. Propone que: *“the original fractures were almost contemporaneous with rhyolite emplacement (¿Chichíndaro?), but the major faulting and mineralization are later”*. Sigue apoyando la idea de Gross (1975), acerca del origen de la plata a partir de las lutitas mesozoicas, pero aduce que la mineralización de oro proviene de la formación La Luz.

Querol et al(1991) menciona que según Buchanan, la Veta Madre podría tener longitud total de unos 100 Km.

Mango (1992), en este nuevo trabajo reconoce que: **1)** la salinidad de las soluciones hidrotermales, causantes de la mineralización en la Veta Madre alcanzaron valores hasta de 3 %, en peso, de NaCl equivalente, **2)** que las soluciones responsables del depósito de esfalerita de la etapa inicial fueron más calientes (~ 290 °C) y más salinas (2.5 % NaCl eq.), **3)** que la carencia de alteración por volátiles ácidos, encima de los horizontes mineralizados (!), así como los altos contenidos de plata hablan en contra de la posibilidad de ebullición; **4)** que el depósito de Ag y otros metales a partir de cloruros complejos pudo haber sido función de incremento en el pH o consecuencia de la alteración de la roca encajonante, o de la temperatura decreciente; **5)** que su modelo para explicar la mineralización en la Veta Madre incluye agua meteórica infiltrándose profundamente, calentándose, intercambiando isótopos con tales rocas y, quizás, lixiviando de ellas Ag, Cu, Zn y otros componentes de mena, para ser canalizadas luego por las fracturas hacia la superficie; **6)** un cuerpo magmático en la profundidad habría provisto calor al sistema, lo mismo que un componente de agua magmática, a más del Pb y otros metales y, **7)** el descenso de temperatura de los flúidos, así como el incremento en la fugacidad de oxígeno y el pH, habrían ocasionado el depósito.

Martínez-M. (1993) menciona que hace 29 Ma la región estaba dominada por un ambiente extensional que provocó diapirismo del manto, lo que daría como resultado la formación de juegos de fallas en direcciones NO, NE y O-NO, a lo largo de las cuales se emplazarían domos exógenos y cuerpos sub-volcánicos de la serie Chichíndaro, a la cual se identifica como la fuente de calor que removilizó los metales del basamento para su concentración y depósito en las estructuras cenozoicas.

Lester (1994), tratando de probar la suposición de Randall (1979) de que el intrusivo Pe-regrina graduaba imperceptiblemente a los flujos Chichíndaro y que estas rocas eran el origen de la mineralización en el distrito, señala que: **1)** hay diferencias mineralógicas muy notables

entre ellas, **2)** con esa base debe pensarse que cada una de las formaciones fue emplazada en diferentes pulsos de actividad, **3)** los análisis geoquímicos indican similitud tanto en los elementos mayores como en los traza, **4)** sin ser concluyente, la evidencia sugiere que el intrusivo Peregrina y la formación Chichíndaro están genéticamente relacionados, derivados del mismo magma padre y, **5)** no se puede concluir que el magma que dio origen a ambas formaciones sea también el origen de la mineralización.

Randall, Saldaña y Clark (1994) proponen que la secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno en el distrito están relacionadas con un centro magmático-plutónico que exhibe las características de una caldera, la cual estaría genéticamente relacionada con las menas del distrito. La estructura, de unos 16 Km de diámetro aparece muy pobremente definida como resultado de haber sufrido intensa erosión.

Gutry (1995) menciona haber encontrado firme evidencia de que el intrusivo Peregrina y los flujos Chichíndaro fueron emplazados en dos pulsos claramente separados, aunque sí se derivaron del mismo magma padre diferenciándose en diferentes niveles dentro de la cámara.

Larson (1995), con base en sus estudios petrogenéticos, divide la secuencia volcánica, sobre todo con la relación Nb/Y y otros elementos traza, en dos series, una andesítica que parece haberse formado a partir de la fusión del manto superior, y la otra, riolítica, derivada de la asimilación, por parte del magma andesítico, de material de la corteza, en particular de un arco de islas mesozoico, acrecionado. El primero de dos voluminosos ciclos de magmatismo comenzaría hace unos 38 Ma, en el Oligoceno temprano, con el emplazamiento de la riolita Bufo seguida por la riolita piroclástica de la formación Calderones, a la cual sucederían los flujos andesíticos de la formación Cedros. El segundo ciclo comenzaría hace unos 32 Ma, produciendo las ignimbritas de la formación Chichíndaro, a las que siguieron los emplazamientos de domos riolíticos y del intrusivo Peregrina. Estas secuencias habrían provenido de una cámara magmática zonada, pseudo-estratificada a causa de diferencias de densidad del magma. El último pulso de magmatismo -sugiere el autor- pudo haberse debido a una extensión cortical.

También habla de la existencia de otros cuerpos magmáticos, [a los que Orozco (1975-1983) se refiere como "los intrusivos de Rayas" o como riolitas sub-volcánicas (2003)], diciendo que son pequeños, complejos y tardíos, composicionalmente variables, y variando desde lo basáltico hasta lo dacítico, a pesar de que los elementos traza indican que son consanguíneos; uno de tales cuerpos parece extenderse, como dique, desde Rayas hasta Sirena.

Con respecto al origen de la mineralización en el distrito, el autor menciona que: **1)** Campa y Coney (1983) notaron estrecha relación entre la ocurrencia de arcos magmáticos del Mesozoico-Cenozoico y la ocurrencia de mineralización de Au-Ag, en México; **2)** lo anterior sugiere la existencia de un control cortical sobre la mineralización de Au-Ag, **3)** que, siendo la serie riolítica producto (al menos parcialmente) de asimilación de la corteza inferior, es obvio que interactuó con litologías profundas; **4)** que lo anterior sugiere que esta serie riolítica movilizó Ag y Au de la profundidad, **5)** que de tal magma se derivarían los flúidos responsables de la formación de los yacimientos.

Así pues, el magma padre de la formación Chichíndaro habría aportado el Au y Ag de los yacimientos, aunque: **6)** la zona más rica del distrito (minas Rayas, Cata y Valenciana) presenta relaciones temporal y espacial con uno de los últimos pulsos del volcanismo oligocénico; el que dio origen a los “intrusivos de Rayas”, **7)** estos “intrusivos” parecen ser el centro de un paleo-sistema hidrotermal y al parecer, también representan una fase de actividad ígnea tardía, pero de pre-mineralización **8)** el análisis de elementos traza muestra que los “intrusivos de Rayas” no son equivalentes a las rocas del sistema Peregrina-Chichíndaro.

Labarthe et al (1995, 1996) y **Álvarez-M.** (1997) señalan que: **1)** la geometría de las cabalgaduras presentes en el distrito corresponden a un modelo de subducción de un segmento oceánico de la placa de Norteamérica, por debajo de la placa Paleopacífica, **2)** varios distritos mineros de importancia se encuentran localizados sobre complejos similares, **3)** es muy posible que haya habido aporte de elementos metálicos desde el basamento al sistema hidrotermal que dio origen a los yacimientos del distrito, **4)** los flúidos habrían sido movilizados por el vulcanismo cenozoico, **5)** existe asociación espacial de los domos de la zona y la riolita Chichíndaro con la mineralización, **6)** puede especularse que el sistema hidrotermal formado pudo lixiviar y transportar metales del terreno Guerrero para depositarlos en las estructuras del distrito, **7)** el patrón estructural en el distrito consiste de una serie de fallas escalonadas que ocasionaron brechamiento, **8)** es notable cierta asociación entre mineralización de reemplazamiento con cuerpos pequeños de rocas riolíticas, **9)** algunas zonas de silicificación podrían corresponder a cuerpos ígneos sub-volcánicos, **10)** un fallamiento a rumbo afectó a la Veta Madre, originando la formación de lazos sigmoides y un gran desplazamiento, **11)** estos lazos sigmoides fueron aprovechados por la riolita Chichíndaro para emplazarse y formar domos exógenos y, **12)** la “caldera de Randall” no existe.

No haremos comentarios sobre los excelentes trabajos de investigación llevados a cabo por geólogos mexicanos, de los diferentes centros e institutos educativos, porque no están esencialmente relacionados con el depósito de las menas, sino con otros aspectos geológicos; pero en párrafo anterior ya hicimos el reconocimiento ameritado.

d) Estudios recientes (2000 – a la fecha).- En un trabajo con el que intenta apoyar la existencia de la caldera propuesta por Randall, **Byron** (2002) concluye no muy convincentemente que encuentra evidencia de una posible caldera, pero del tipo de “puerta de entrapamiento” (*trap door caldera*) formada por dos o más fases de subsidencia. En otra sección del estudio ofrece un modelo sobre el fenómeno y explica, sobre las fallas limitantes de la estructura: “*Ring faults not exposed at the surface can some times to be inferred*”.... Y más adelante, expresa que: “*most of the ring faults are not seen at the surface or subsurface*”. Todavía más adelante dice que: “*It is very possible that additional faulting due to resurgence has disrupted the original appearance of the caldera*”. Cabe hacer aquí, de nueva cuenta, la mención de **Labarthe et al**, expertos en volcanología, sobre el particular: “*la caldera de Randall no existe*”. **Abeyta** (2003), en su estudio en mina El Cubo, específicamente en la veta San Nicolás (ley media de Au: 6.8 g/ton y de Ag: 141 g/ton) nos ofrece la siguiente información que puede utilizarse para hacer comparaciones: **1)** las temperaturas de homogenización en esta veta estuvieron del rango de 172 a 182 °C, **2)** la salinidad determinada para estas inclusiones estuvo entre 0 y 2.95 en peso, de Na Cl equivalente; **3)** la coexistencia de inclusiones con dominio de líquido o vapor, indistintamente, así como la presencia de calcita hojosa y el intercrecimiento de eléctrum indican que hubo ebullición en el sistema; **4)** el análisis de los gases presentes en las inclusiones indican que los flúidos fueron de origen meteórico con la posible contribución de un componente menor de flúido magmático; **5)** la mineralización de oro habría ocurrido como respuesta a una catastrófica caída de presión y por ebullición extrema y, **6)** la intensa ebullición, acompañada por la presencia de suficiente H₂S, resultó crucial para el transporte y depósito de más de 10 ppm de Au. **Orozco** (2003), expresa que: **1)** las expectativas de encontrar nuevos cuerpos de mineral parecen limitarse a clavos aislados profundos, **2)** los cuerpos mineralizados de la Veta Madre estarían relacionados con focos de calor a la profundidad, quizás apófisis de una masa mayor, o las rocas sub-volcánicas de afiliación calci-alcalina conocidas como los “intrusivos de Rayas”; **3)** los “sombrosos” de alteración argílica encontrados en superficie serían evidencia de los focos de calor a la profundidad, **4)** todos los cuerpos mineralizados dentro de la Veta Madre, en las minas Las Torres, Sirena, Rayas, Cata y Valenciana,

están relacionados espacialmente con roca riolítica, y en las vetas de la Sierra, con el intrusivo Peregrina o con la riolita Chichíndaro; **5)** el esquema de los tres horizontes de mineralización ya no es tan funcional; la mineralización por debajo de la cota 1,600 msnm lo invalida, al menos parcialmente. El concepto aún es válido en la exploración al establecer límites más favorables; **6)** el clavo de Rayas es una brecha explosiva hidrotermal y, de acuerdo con las descripciones de Randall (1979), el de Sirena también. Ambos son diferentes al de Valenciana-Nueva Luz cuyas características lo evidencian como una brecha tectónica, **7)** La profundidad de estos clavos es la apropiada para la localización de otros similares; estudios de la alteración y de inclusiones flúidas resultarían muy útiles en la exploración de nuevos cuerpos de este tipo.

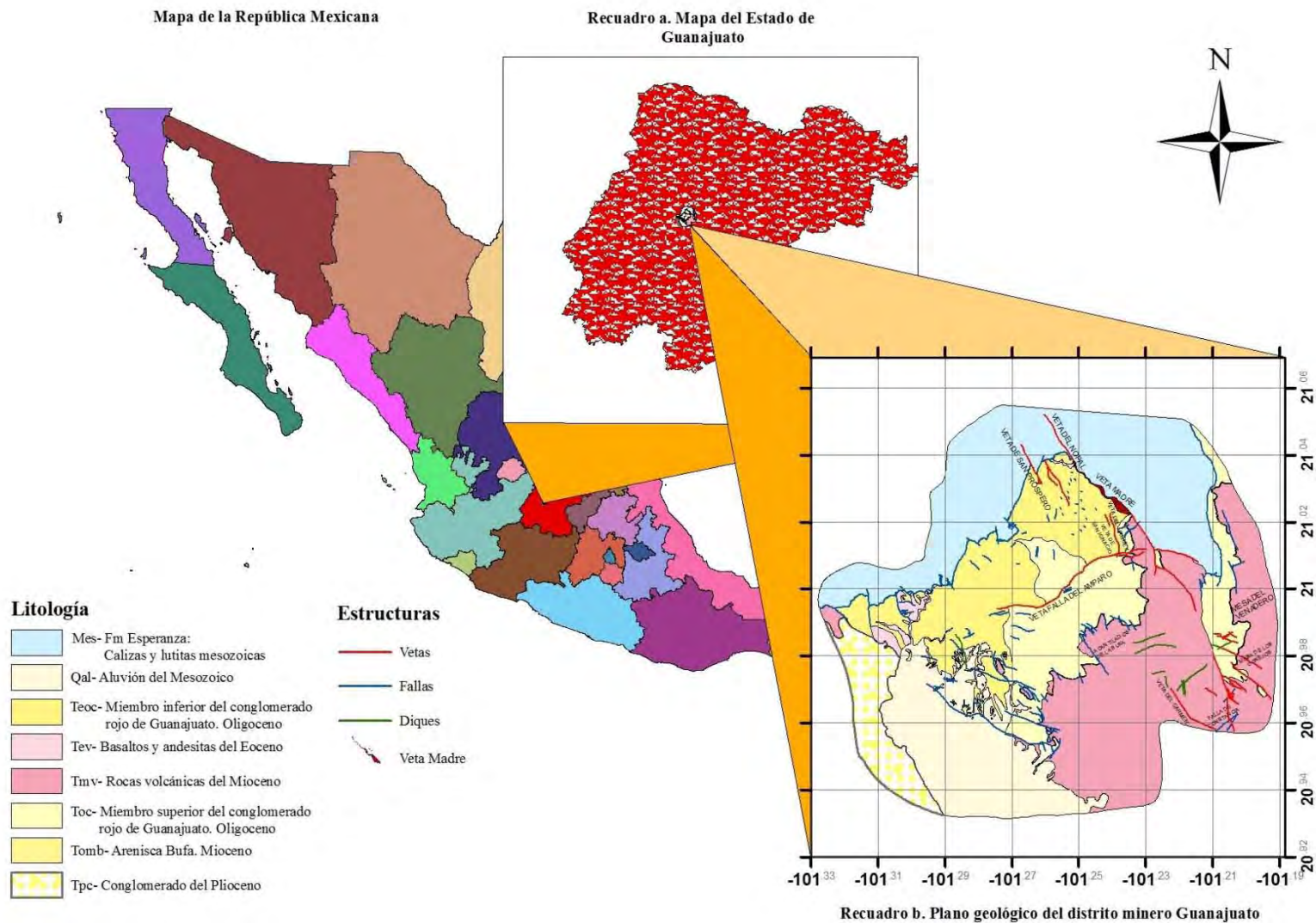
Moncada (2008), a partir de un estudio de inclusiones flúidas en el que revisó los aspectos texturales del cuarzo que las contenía, observa que: **1)** las leyes más altas de Ag y Au se asocian con sílice coloforme, así como con calcita hojosa y sílice de textura plumosa, aunque en éstas en grado ligeramente menor; **2)** las variaciones en la proporción de vapor y líquido en las inclusiones no parece haber tenido efecto en las leyes de Au o Ag depositadas, **3)** hay abundante evidencia de ebullición aún en los niveles más profundos, lo que se determinó tanto revisando los labrados, como los testigos de barrenación y, **4)** estudios de inclusiones flúidas pueden ser exitosos en la exploración por depósitos epitermales de metales preciosos, ya sea en zonas —**nevas**” como en lugares donde hubo explotación previa.

Capítulo 2. Localización y marco geológico del distrito minero Guanajuato

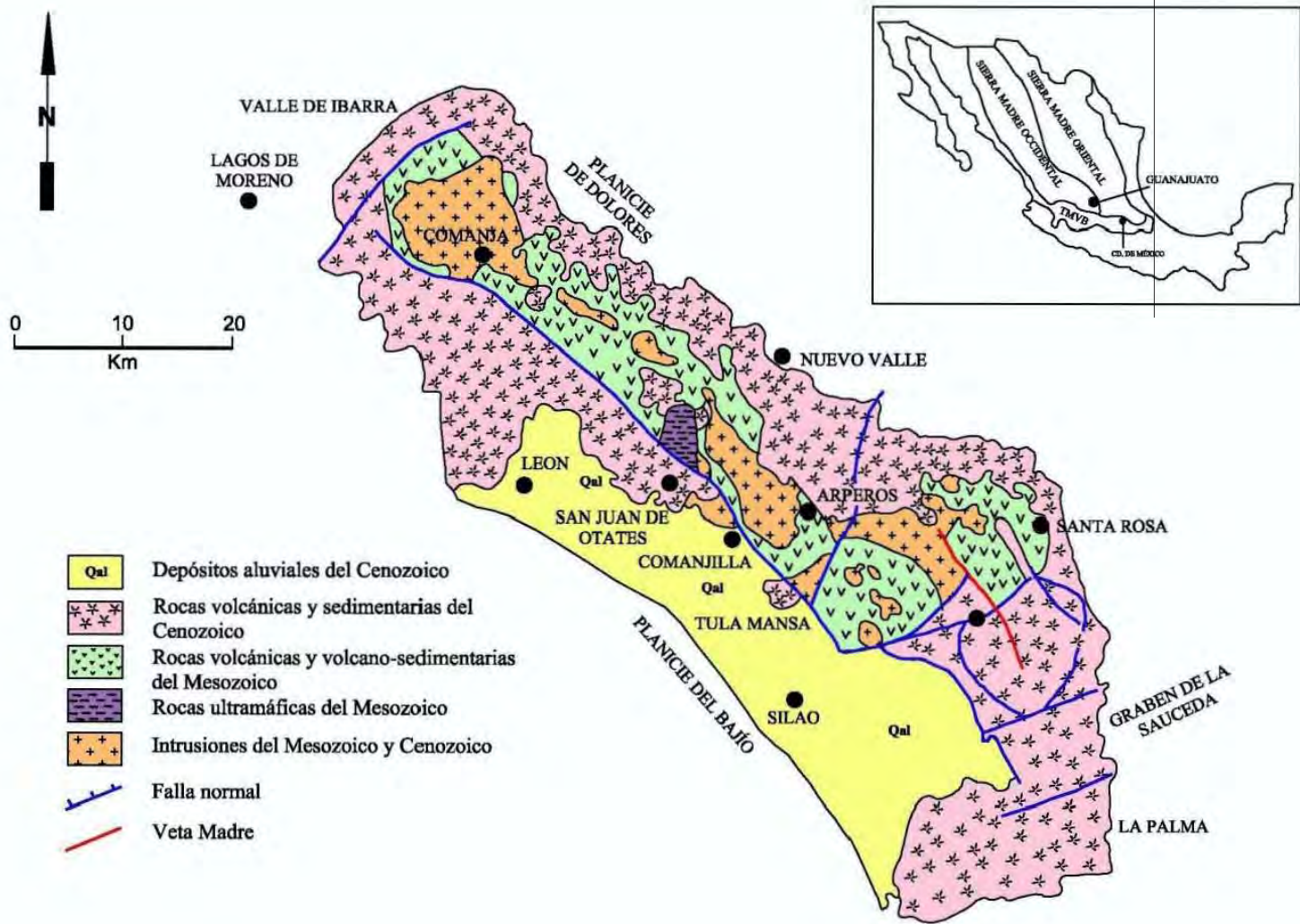
2.1. Situación geográfica.- El distrito minero Guanajuato se encuentra en la periferia de la ciudad del mismo nombre, en la parte centro oriental de la República. La ciudad, capital del estado, está situada, de acuerdo con la ubicación de la iglesia de La Compañía, entre las coordenadas 21° 01' 01" de latitud norte, y 101° 15' 19.5", de longitud oeste (Fig. 2.1)

2.2. Encuadre regional.- Este afamado distrito minero se ubica en las estribaciones sureñas de la sierra de Guanajuato, estructura que, a su vez, ocupa la porción sur de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, en la vecindad del lugar en donde, de manera compleja y transicional, se unen otras dos provincias fisiográficas: la Mesa Central de México y el Cinturón Volcánico Trans-mexicano (recuadros de las Figs. 2.1 y 2.2). La sierra de Guanajuato es una estructura anticlinal con orientación general NO-SE, de unos 80 Km de longitud por unos 40 de ancho, cuyos límites, de origen tectónico, son: por el NO, el valle de Ibarra o depresión de Lagos de Moreno; por el S y SO, la fosa estructural del Bajío y el Eje Volcánico Trans-mexicano; por el SE, la fosa estructural de La Sauceda y por el N-NE, el graben de Villa de Reyes (Fig. 2.2).

2.3. Geología y estratigrafía.- Durante aproximadamente los últimos 20 años, importantes estudios que involucran variados aspectos y metodologías han permitido hacer una interpretación más comprensible de los complejos fenómenos geológicos que modelaron la zona (Fig. 2.3). Entre tales trabajos cabe citar los de: Dávila-A. y Martínez-R. (1987), Aranda-G. y Nieto-S. (1987), Sánchez-R. (1987), Ferrusquía (1987), Quintero (1987), Carranza (1987), Chiodi (1988), Aranda-G. y Nieto-S. (1989), Monod *et al* (1989), Tardy *et al* (1991), Ortiz *et al* (1992), Lapierre *et al* (1992), Nieto-S. (1992), Martínez-R. (1992), Martínez R. y Nieto-S. (1992), Ortiz-H. y Martínez-R. (1993), Labarthe-H. *et al* (1995, 1996), Aranda-G. y Martínez-R. (1995), Aranda-G. y McDowell (1998), Freydier *et al* (2000) y, Aranda-G. y Vassallo (2007). Gracias a los trabajos de estos autores (y de algunos otros que quizás no se incluyeron en esta relación) la estratigrafía general de la Sierra se describe como consistente de dos conjuntos litológicos claramente diferenciables, a los que se ha propuesto denominar como: 1) Ensamble Plutónico Mesozoico de Guanajuato y, 2) Rocas Terciarias, según Labarthe *et al* (1995), o, 1) Complejo Basal y 2) Rocas de la Cubierta, según Aranda-G. y Vassallo (2007), respectivamente. El primero de estos paquetes abarca el rango de edades desde el Mesozoico hasta el Terciario temprano y el segundo, parte del Cenozoico. En este trabajo las designaremos como: a) Complejo Basal y b) Rocas Terciarias.



Levantamiento por Edward y Ortiz (1950) y Guiza (1949)



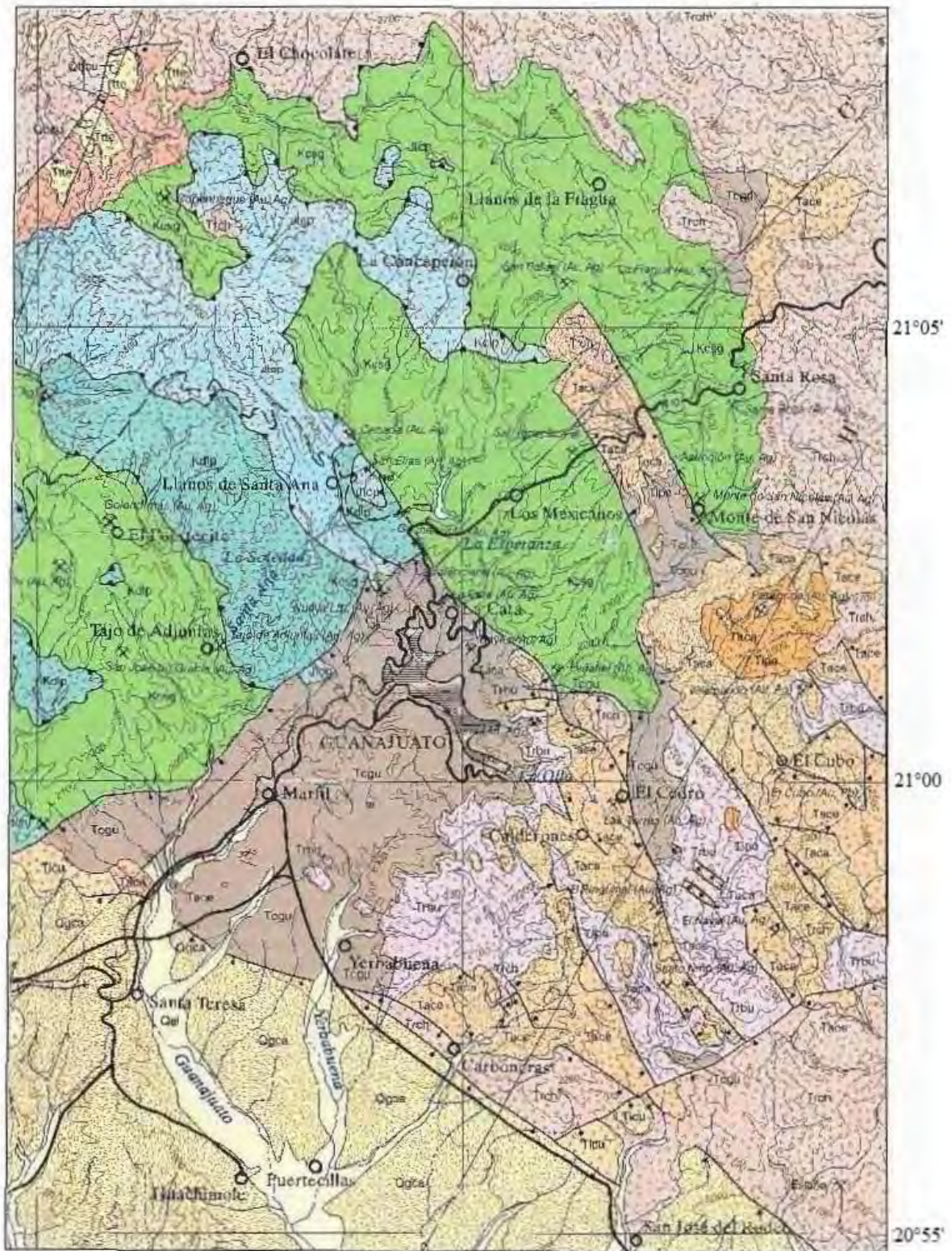
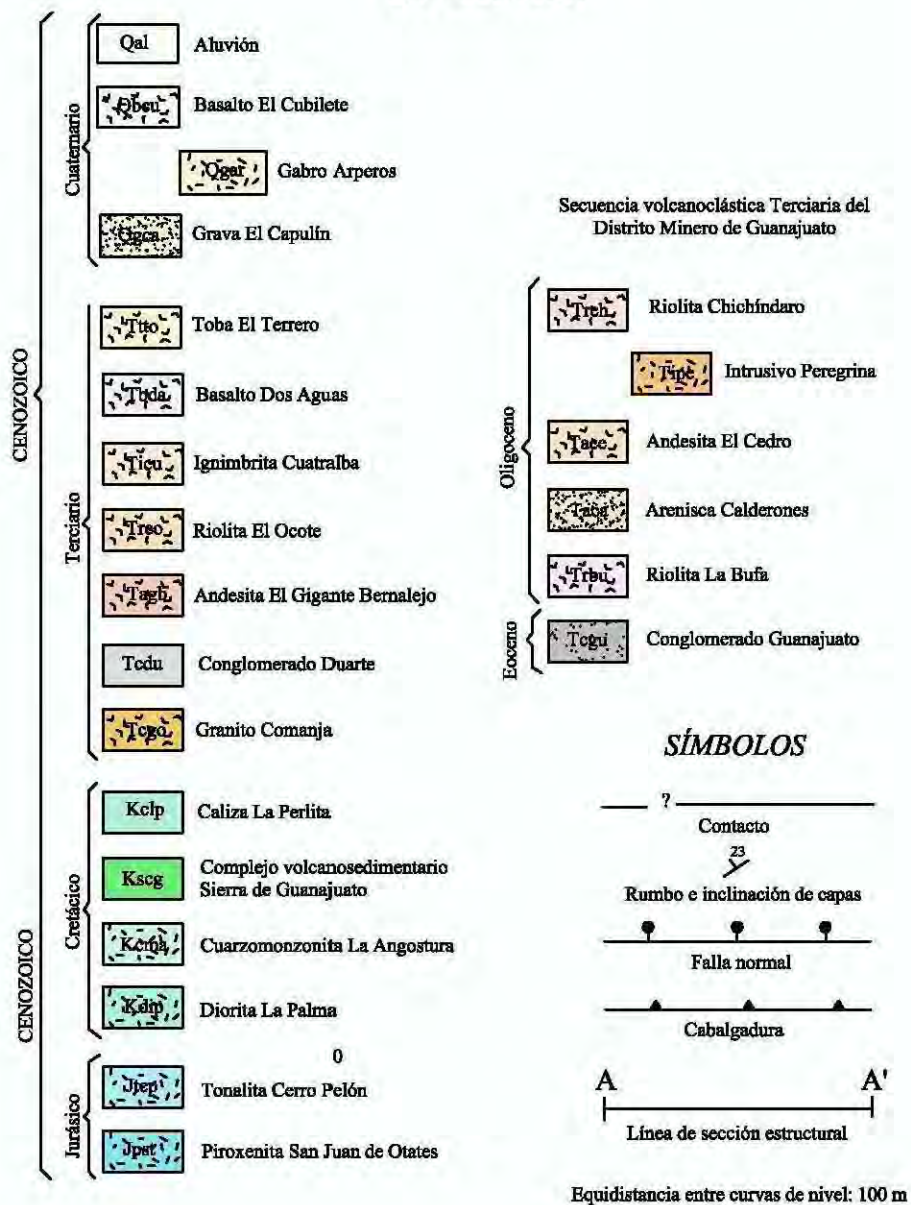
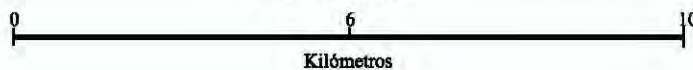


Fig. 2.3- Plano geológico del Distrito Minero Guanajuato
Tomado de J. Martínez- Reyes (1992)

EXPLICACIÓN



ESCALA 1:100,000



2.3a. Complejo Basal.- Este grupo de rocas consiste de dos secuencias alóctonas; una es de afiliación volcano-plutónica y la otra volcano-sedimentaria (Ortiz-H. y Martínez-R., 1993). Las edades radiométricas determinadas para estas rocas abarcan desde el Jurásico tardío hasta el Terciario más temprano; entre las sedimentarias, de origen marino, metamorfoseadas e intensamente deformadas por acortamiento de la corteza, aparecen afloramientos aislados de cuerpos intrusivos, de composiciones y edades diversas. Todo el paquete ha sido asignado a la provincia tectono-estratigráfica conocida como terreno Guerrero (Aranda G. y Vassallo, 2007). Este terreno Guerrero se ha interpretado como un arco de islas con remanentes de piso oceánico que fue acrecionado al continente durante la etapa final del Cretácico temprano, hace unos 100 Ma (Tardy *et al*, 1994). Con la finalidad de hacer algo más comprensible el panorama geológico, esta unidad se ha dividido en las dos formaciones a que haremos referencia a continuación; la Fig. 2.4 representa la versión de los geólogos de la Cía. Fresnillo.

Formación Arperos.- Las rocas de esta formación son las más profundas y extendidas en la sierra de Guanajuato (Monod, 1990); representan una secuencia volcano-sedimentaria pelágica, muy deformada, de calizas micríticas en estratos delgados, lutitas negras, pedernales, areniscas y lutitas, a las que localmente, en conjunto, se denominaba como la **formación Esperanza**. Interestratificados con las rocas mencionadas es frecuente encontrar basaltos almohadillados y hialoclastitas de edades inciertas (93 a 85 Ma, según el método K- Ar), debido a la intensa alteración hidrotermal tan difundida, así como también al metamorfismo de bajo grado que se experimentó en la zona, fenómeno que pudo provocar pérdida de Ar radiogénico. Por otro lado, la presencia de ciertos radiolarios pobremente preservados, indican edad del Valanginiano-Turonaiano (Dávila-A y Martínez-R., 1987), mientras que ciertos nanofósiles encontrados en las calizas sugieren edad del Tithoniano-Berrasiano (Corona, 1988).

Secuencia magmática Guanajuato.- También se hace referencia a este conjunto de rocas, como Secuencia Volcano-plutónica Mesozoica. Es un grupo de unidades tectono-estratigráficas que incluyen, desde la base hacia el tope, (Ortiz-H. y Martínez-R, 1993, Aranda-G. y Martínez-R., 1995): **1) los cúmulos de San Juan de Otates**, un conjunto anostomásico de diques de diabasa y pequeños plutones de dioritas y monzodioritas emplazados entre rocas máficas y ultramáficas (melanogabros, wehrlitas y clinopiroxenitas) (K-Ar = 112 Ma); **2) la diorita Tuna Mansa**, un plutón masivo de dioritas (K-Ar = 122-120 Ma) cortado en algunos lugares por diques de basalto; **3) la tonalita Cerro Pelón**, un intrusivo compuesto por trondhjemitas y granófiros (K-Ar = 157-143), intrusionado por un enjambre de diques de dia-

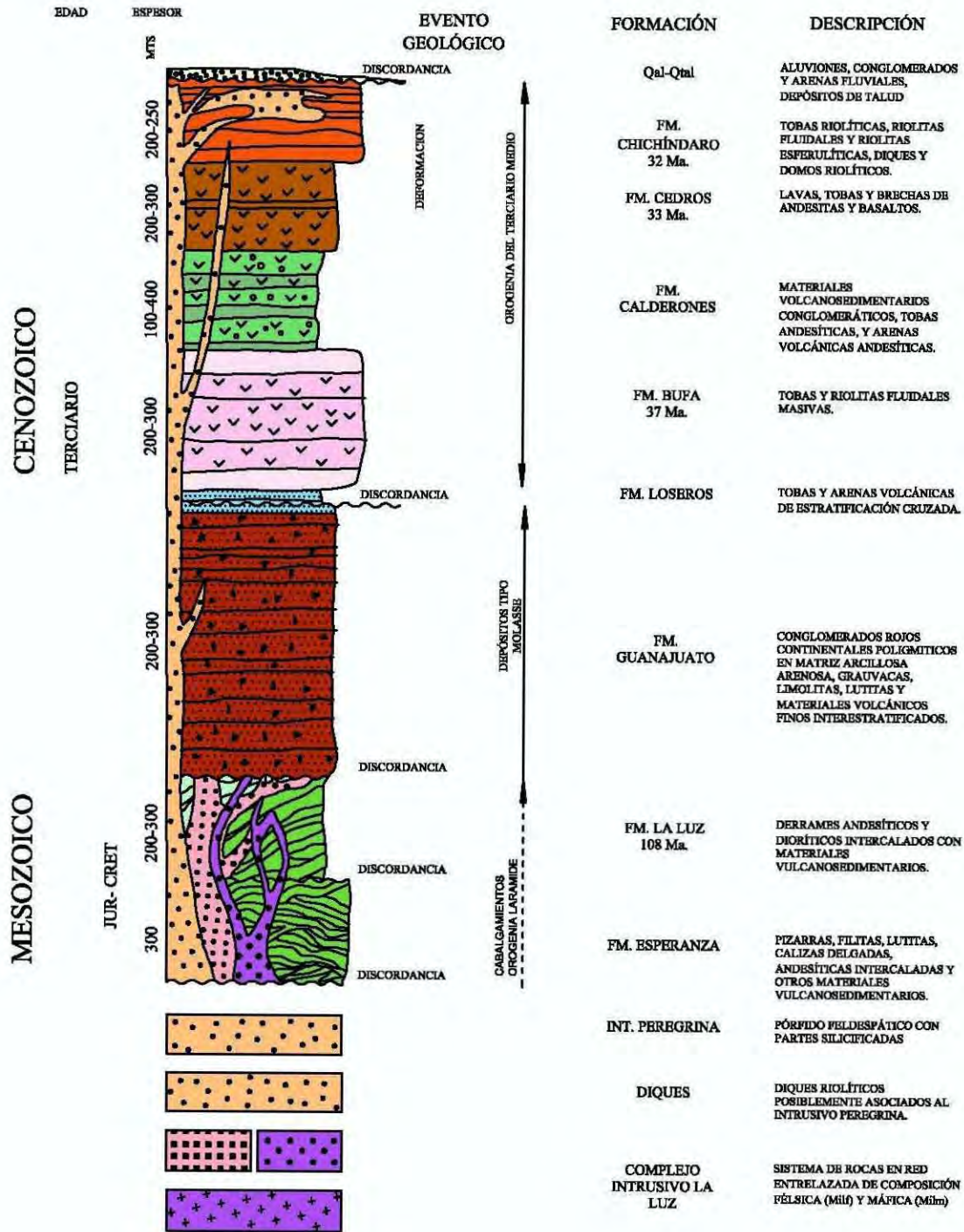


Fig. 2.4 Columna litoestratigráfica del Distrito Minero de Guanajuato según Depto. de Geología de las Torres, con modificaciones del autor.

basa y, 4) la unidad volcano-sedimentaria **La Luz**, consistente de más de 1000 m de lavas submarinas en estructuras tanto almohadilladas como masivas, de composición basáltica, interestratificadas con tobas del mismo tipo (K-Ar = 108.4 ± 5.6 Ma), y el complejo de **diques-Santa Ana**.

La secuencia volcano-plutónica fue empujada hacia la secuencia volcano-sedimentaria, lo que hace pensar que la yuxtaposición de ambas se relaciona con el cierre de la cuenca, y la acreción de un arco de islas, así como de los sedimentos de la cuenca al cratón de Norteamérica, durante el Cretácico Medio. La Fig. 2.5 muestra las reconstrucciones estratigráficas idealizadas para estas secuencias, según Ortiz y Martínez-R. (1993).

La intensa deformación que puede observarse en las rocas de los dos grupos descritos no es sólo resultado del período de orogénesis a que hemos hecho alusión (Fig. 2.3), sino también del ocurrido durante la orogenia Laramide, en el Terciario temprano. A manera de conclusión sobre lo expuesto, subrayaremos que ambas secuencias, la volcano sedimentaria y la volcano plutónica, son contemporáneas (Ortiz-H. y Martínez-R., 1993).

2.3b. Cubierta sedimentaria y volcánica mesozoica (Fig. 2.6)

Conglomerado Rojo de Guanajuato.- Un gran hiatus y/o una gran discordancia angular separan al complejo basal de las formaciones sobreyacentes. Encima de tal discordancia descansa una secuencia de conglomerados continentales, rojos, que fueron estudiados por Edwards (1955) y posteriormente por otros autores, incluidos Aranda y McDowell (1998). La secuencia consiste de bloques y guijarros, areniscas y aluviones mal clasificados. Su edad radiométrica determinada en rocas de El Orito, al sur de Marfil, por el método K-Ar, en roca total, es de ~ 49 Ma (Aranda-G y McDowell, 1998), y también definida considerando las litologías presentes y los escasos fósiles de vertebrados que se han encontrado (Ferrusquia, 1987). Las interpretaciones sugieren el depósito sedimentario acumulándose en abanicos aluviales situados en la base de montañas que experimentaban fallamiento en bloques, debido a su rápida elevación. Un análisis estadístico de buzamientos de estratos indica una compleja historia de fallamiento normal. De acuerdo con Aranda y McDowell (1998), durante el Eoceno medio habría comenzado una extensión en el área que habría de continuar hasta el Oligoceno tardío. El grosor total de la formación no se ha podido calcular con mejor precisión debido a que la base de la misma no queda expuesta; Edwards lo calcula en unos 1,500 m, aunque según él mismo acepta, pudo haber alcanzado los 2,000.

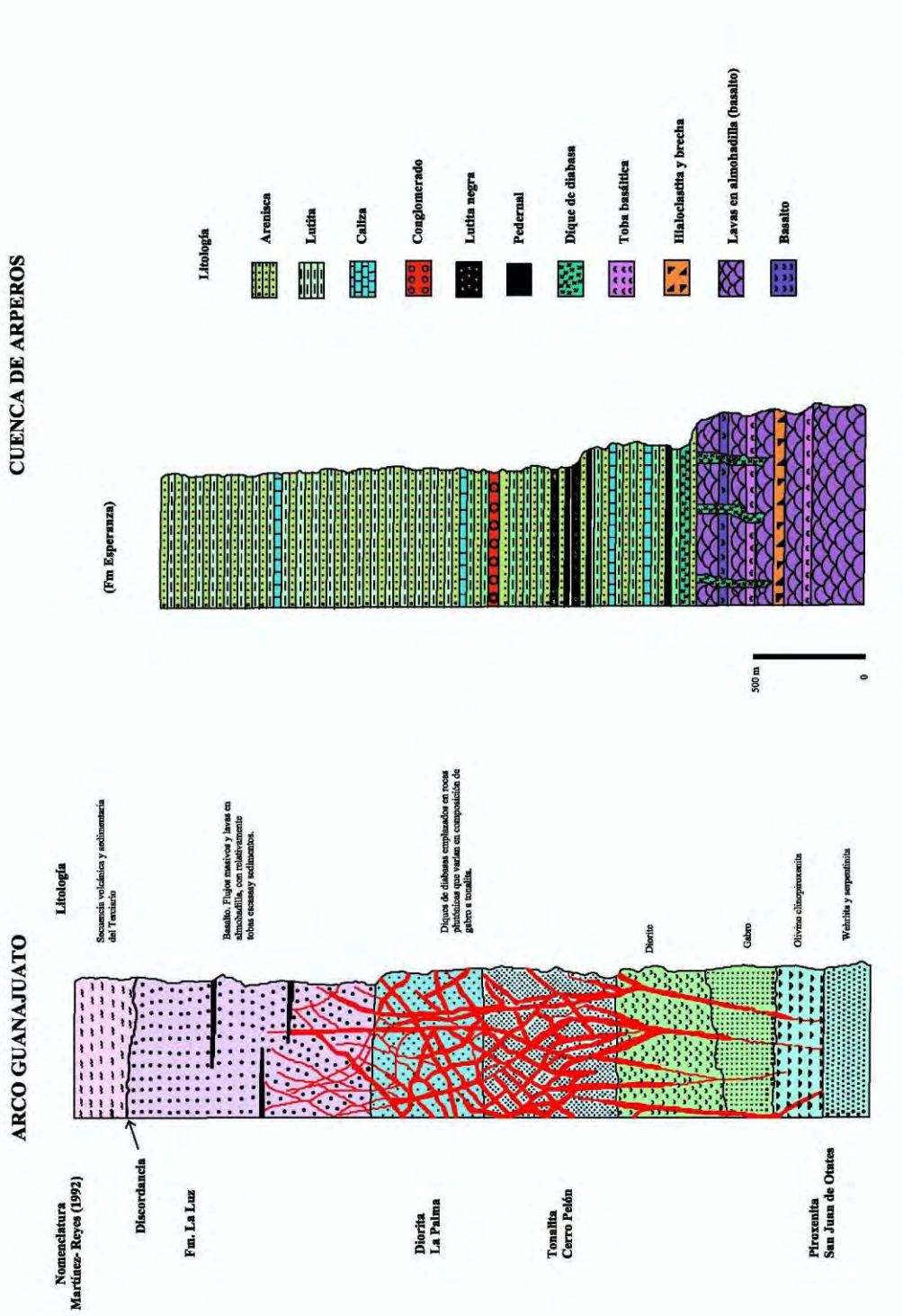


Fig. 2.5 Reconstrucción estratigráfica del Arco Guanajuato y Cuenca de Arperos ● Contacto Tectónico (falla de empuje)
Modificado de Ortíz y Martínez- reyes (1993)

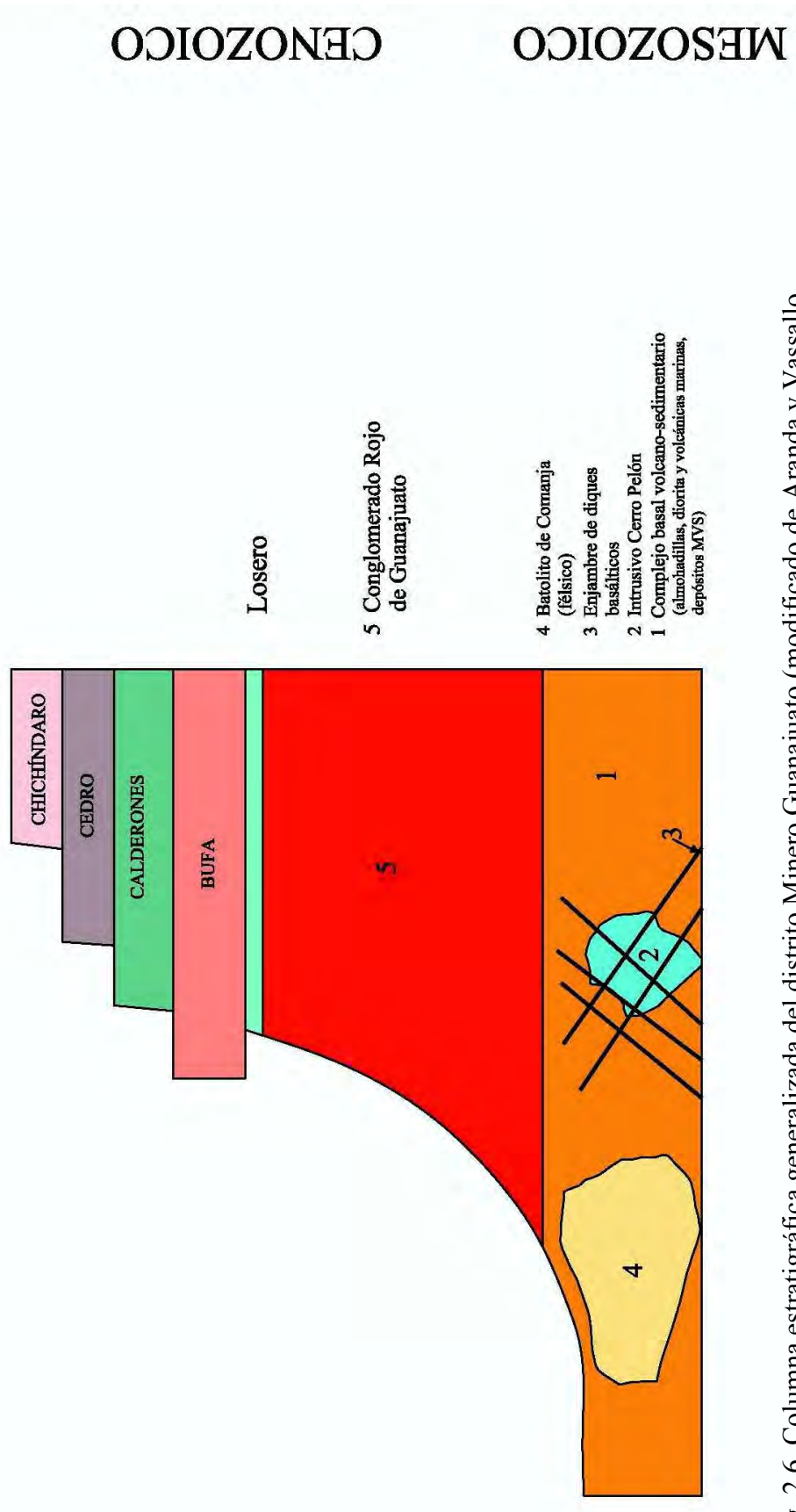


Fig. 2.6 Columna estratigráfica generalizada del distrito Minero Guanajuato (modificado de Aranda v Vassallo).

Secuencia volcánica del Terciario

Formación Losero.- A esta unidad, presente en la base de la secuencia, se le dio originalmente el nombre de toba Loseros (Guiza *et al*, 1949), y después el de arenisca La Bufa (Edwards, 1956), conservándose el nombre inicial. Las más recientes interpretaciones (Aranda-G. y Vassallo, 2007) la describen como un depósito mezclado que, en transición hacia arriba cambia desde una arenisca bien clasificada, en estratos delgados a medianos, de color rojo oscuro, a un intervalo de estratos rojos de origen sedimentario, interestratificados con láminas verdosas de oleadas piroclásticas que predominan en la parte superior. Esta variación indica un cambio transicional desde un régimen sedimentario a otro predominantemente volcánico. Edwards (1955) sugiere que el depósito ocurrió en un lago somero, en tanto que Aranda-G. y Vassallo (2007) interpretan éste, como de ambiente sub-aéreo. El grosor de la formación varía entre 0 y 55 m; se le encuentra discordantemente sobre el Conglomerado.

Riolita Bufa.- Separada de la anterior por una superficie erosional, esta formación consiste de flujos piroclásticos de composición riolítica, bien soldados, excepto en la base. Aisladamente presenta pómez y fragmentos líticos rojizos; su textura es porfirítica con fenocristales de cuarzo anhedral de 2 a 3 mm, algo de sanidina y ferromagnesianos alterados, probablemente a partir de micas (Labarthe *et al*, 1996). Su espesor máximo es de unos 350 m, según Randall (1994), y la edad determinada por Gross (1975), es de 37.0 ± 3.0 Ma. Se le supone originada a partir de un colapso o subsidencia debido a la presencia de dos fallas que forman un patrón en "X", sin descartar la posibilidad de que una fisura por debajo de las fallas mencionadas hubiera sido la zona de alimentación (Labarthe *et al, op. cit.*). Su máximo grosor, según Randall (1994) es de 180 m; de acuerdo con Labarthe *et al* (1996), alcanza los 500 y según Aranda-G. y Vassallo (2007), tiene unos 350. Según Gross (1975), la edad de esta unidad, determinada por el método K-Ar, es 37.0 ± 3.0 Ma.

Formación Calderones.- Wandke y Martínez (1928) se refieren a esta unidad señalándola como "las brechas y flujos andesíticos que están sobre la riolita". Echegoyén (1970) la designaría como formación Calderones siguiendo la sugerencia de Meave (1956). Larson (1995), la interpreta como una unidad volcánica constituida por tobas de composición riolítica a dacítica, en tanto que Labarthe *et al* (1996), la consideran como una unidad compuesta por numerosos flujos piroclásticos rasantes que formaron depósitos voluminosos, a veces, semejantes a depósitos conglomeráticos y, finalmente, Aranda-G y Vassallo (2007) la describen como una unidad compleja que incluye un número indeterminado de ignimbritas andesíticas y dacíticas,

así como también, capas de material volcánico, todo acumulado en un lago somero. Su espesor total se calcula entre los 200 y los 250 m. En cuanto a su edad, con base en la posición estratigráfica se le ha asignado la intermedia entre las de las formaciones Bufo (37.0 ± 3.0 Ma) y Cedro (32.9 ± 1.6 Ma). Queda, pues, establecido, que se considera como volcánico el origen de esta formación, aunque según Labarthe *et al* (1996), “siempre ha habido cierto grado de incertidumbre” en cuanto al posible origen sedimentario de esta formación, de la que Larson (1995) opina que podría ser considerada como un lahar (?).

Andesita Cedro.- Descansando concordantemente sobre la formación Calderones y mostrando interestratificación en sus capas superiores, queda esta formación, cuyo grosor varía entre los 100 y los 640 m (Aranda-G. y Vassallo, 2007), aunque según Labarthe *et al* (1995, 1996), quienes lo calcularon a partir de perfiles geológicos, no excede de los 150 m. De acuerdo con estos autores, la roca de esta formación, según sus análisis químicos, es una traquian-desita muy rica en potasio, según se deriva de la gráfica K_2O/SiO_2 , de Peccerilo y Taylor (1976). A partir de una muestra colectada por los mismos autores, la edad de esta formación resultó ser de 32.9 ± 1.6 Ma,

Riolita Chichíndaro.- Esta unidad, con la que cierra la secuencia volcánica terciaria en la localidad, ha sido descrita por varios autores simplemente como una riolita que presenta estructuras fluidal y esferulítica, de la variedad retinita. Echegaray (1964), la consideraba como un pórfido cuarcífero de estructura perlítica, con cristales grandes de cuarzo. Cepeda (1967) la encuentra formada por tres miembros, y Gross (1975), incluye al cerro Chichíndaro dentro de esa formación. Labarthe *et al* (1995 y 1996), encontraron bases para separarla en varios miembros, entre ellos una toba asociada a la formación de los domos que representan la etapa inicial de esa unidad; el grosor de las tobas alcanza unos 12 m. La roca se presenta con textura porfírica, con fenocristales euhedrales de cuarzo (10 a 15 %), sanidina y algunos de biotita; ocasionalmente está silicificada, así como también, algo argilizada y cloritizada; contiene colgantes de formaciones anteriores. Además, Aranda y Vassallo (2007) informan de que en algunos domos se llega a encontrar mineralización de estaño diseminado y cavidades rellenas de topacio pneumatolítico. La edad determinada para esta unidad, según Gross, es 32.0 ± 1.0 Ma; dos determinaciones posteriores dieron las edades 30.8 ± 0.8 Ma y 30.1 ± 0.8 Ma (Nieto-S. *et al*, 1995).

2.3c. Rocas intrusivas

Intrusivo Peregrina.- Echegoyén (1970) hizo la primera descripción de esta unidad cuya mejor exposición se encuentra en las inmediaciones de mina Peregrina, señalando que presenta texturas holocristalina porfirítica, con fenocristales euhedrales ($\pm 10\%$) de plagioclasa, de sanidina de 2 a 5 mm, y anhedrales de cuarzo, en matriz cristalina de grano fino. Labarthe *et al* (1995 y 1996), refiriéndose a la presunción de Randall (1987), acerca de que el intrusivo pasa imperceptiblemente a los flujos de la riolita Chichíndaro, apoyándose en datos de los trabajos de Lester (1994), en particular: a) las diferencias en el contenido de elementos mayores entre una y otra rocas:

Peregrina: $\text{Na}_2\text{O} = 3.40$, $\text{CaO} = 1.50$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.70$ $\text{K}_2\text{O} = 5.00$ y $\text{Sr (ppm)} = 170$

Chichíndaro: $\text{Na}_2\text{O} = 1.80$, $\text{CaO} = 0.35$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.50$ $\text{K}_2\text{O} = 6.30$ y $\text{Sr (ppm)} = 5$

y las anomalías de europio, establecen que las evidencias son conclusivas: que se trata de dos eventos diferentes. Encuentran que en un vitrófiro de esta unidad, ubicado al poniente de mina La Rampa, se aprecia cómo esta roca intrusión a la riolita Chichíndaro; en otras localidades también se nota su intrusión dentro del Conglomerado y la formación Calderones. Por lo tanto, resultaría su edad post-Calderones y/o post-Chichíndaro (Oligoceno).

Los “intrusivos de Rayas”.- Larson (1995) y Orozco (1975-83, 2003), hacen referencia a otros cuerpos magmáticos a los que se refieren como “los intrusivos de Rayas”, a los cuales describen como cuerpos pequeños de intrusivos complejos, tardíos, que fueron expuestos por los trabajos mineros a lo largo de la parte central de la Veta Madre. Su composición es variada, abarcando el rango desde lo basáltico hasta lo dacítico; a pesar de ello, sus estrechas relaciones espaciales y las similitudes de firma de elementos traza, en particular Nb/Y, apoyan fuertemente su consanguineidad (Larson, 1995). Aparecen, en general, como cuerpos tabulares sub-paralelos al rumbo de la Veta Madre. En la vecindad de mina Valenciana, una de estas masas se presenta como un dique de unos 150 m de longitud, en la pared del alto; entre las minas Cata y Valenciana; otro (?) invade la falla y ocupa también el margen del reliz del alto. Más cercanamente a mina Rayas, un dique cruza la veta y se aloja en la pared del bajo, extendiéndose hasta la mina Sirena. Larson (1995) identifica tres fases de estos intrusivos: a) una de microgabro, b) una de composición dacítica, y c) una de monzonita de grano fino, sin precisar su localización. Por su parte, Orozco (1975-83,-2003), se refiere a sólo dos composiciones, una de riolita sub-volcánica y una de diorita. No hay datos sobre la edad de estos cuerpos ígneos aunque se puede especular para algunas masas, por sus características físicas. A partir de

las observaciones se deduce que pudieran ser fases de la riolita Chichíndaro, aunque Larson (1995) opina que son una fase más tardía que dicha riolita.

Capítulo 3. Los yacimientos minerales del distrito Guanajuato

3.1.- Datos económicos de bonanzas históricas

Todos los campos mineros viven uno o más ciclos de auge económico que dependen de factores tales como: la obsolescencia de la tecnología de explotación y el equipo, el encarecimiento de la mano de obra y los insumos, la accesibilidad a menas de buenas leyes, la distancia de acarreo, las variaciones de los precios de los metales explotados, la cantidad de agua presente en las labores mineras, etc., etc. Guanajuato, a lo largo de su historia de producción no ha podido substraerse a las oscilaciones de la fortuna. Y, hablando de ésta, el Siglo XVIII fue especialmente pródigo para algunas familias poseedoras de minas en el distrito, que inclusive llegaron a alcanzar títulos nobiliarios por las inmensas riquezas amasadas.

Según los datos de Martin (1906) y Antúnez-E. (1964), Don Francisco Mathías de Bustos, dueño de las minas Cata y Sechó, obtuvo, entre los años de 1724 a 1735, después de pagar la quinta parte de las utilidades al rey de España, la nada despreciable suma de once millones de pesos (de aquellos tiempos) en una sola bonanza, lo que le daría el título de vizconde de Duarte y después, el de Marqués de San Clemente. Por su parte, don Mariano de Sardaneta y Legaspi (posteriormente a su muerte) y su hijo Vicente Manuel de Sardaneta y Llorentes, llegaron a ser, por otorgamiento del rey Carlos III, primer y segundo Marqueses de San Juan de Rayas; la fortuna extraída por ellos, en una sola bonanza que tuvo duración de unos 40 años, de 1740 a 1780, alcanzó la suma de 87 millones de pesos, después de gastos y tributos. Y en 1780, a causa de la más fastuosa bonanza que se haya visto en Guanajuato, el mismo rey haría vizconde de La Mina, y conde de Valenciana (o Conde de Rul), a don Antonio de Obregón y Alcocer, de quien se llegó a decir en esos tiempos que era el hombre más rico de mundo. Los metales preciosos explotados allí, entre 1769 y 1804, le habrían dejado a la familia, la pingüe utilidad de unos 226 millones de pesos.

De acuerdo con los cálculos de algunos historiadores (Martin, 1906), durante los primeros años del Siglo XVI, el mineral minado en México, producía unos 10 millones de pesos anuales y hacia el fin del siglo llegaba a ser de unos 23 millones. De 1750 a 1810, antes de que la guerra de Independencia afectara la producción minera, la contribución de minerales preciosos provenientes de Guanajuato a la producción total de México, era del 30 %. Considerando solamente la plata, la aportación mexicana a la producción mundial de este metal, representaba la quinta parte del total. Se dice en la actualidad que, de toda la plata que circula en el mundo, la mitad de ella tuvo su origen en minas mexicanas.

3.2.- Bonanzas recientes

Después de los azarosos acontecimientos durante y entre los períodos de la Independencia y la Revolución de 1910, vino una etapa de casi saqueo de las minas guanajuatenses por parte de compañías inglesas y estadounidenses, lo que llevó a éstas hasta el cierre casi inminente, que no llegó a ocurrir, gracias a felices acontecimientos, unos fortuitos y otros de razonamiento geológico. Hacia finales de la década de los 60's del siglo pasado, se descubrió un cuerpo de mineral con reservas de 2'375,000 toneladas, con ley media de 353 g de Ag/ton. Tal descubrimiento tendría como resultado la apertura de mina Las Torres. En mina Cebada se localizó un clavo con 1'277,216 toneladas, con leyes de 372 g de Ag/ton y 4.04 g Au/ton, y en Rayas, se descubrió el "Clavo", un cuerpo mineralizado de 1'200,000 toneladas, con leyes medias de 350 g de Ag/ton y 4 a 5 g Au/ton, mas, aproximadamente 3.0 % de Cu y 1.8 % de Pb y Zn combinados, por tonelada. Vendría después, hacia 1981, el descubrimiento, en mina El Cubo, de una bonanza: mineral con leyes de unos 600 g de Ag y hasta 15 g de Au, por tonelada.

Un poco antes, hacia 1978-1979, se hizo el "euele" del nivel 345 norte, el cual de acuerdo con los planes, uniría las tres minas: Rayas, Cata y Valenciana, para que por mina Cata se extrajera el mineral de las tres. Dado que el rumbo planificado de la obra no coincidía con el de la Veta, la cual quedaba unos metros hacia el bajo, el autor de estas notas, responsable del Departamento de Geología, tomó la decisión de ir explorando la Veta con barrenación a diamante a cada 25 m; uno de estos barrenos cortó un cuerpo que fue explotado desde ese nivel hasta unos 20 o 25 metros hacia arriba (nivel 320) donde se acababa la mineralización. Algunos años después quienes quedaron a cargo de la geología de las obras, hicieron lo adecuado: un crucero al alto con fines de explorar el cuerpo hacia niveles inferiores. Aunque desconocemos las dimensiones y leyes de este cuerpo, por referencias personales sabemos que resultó ser muy parecido al "clavo de Rayas"

3.3.- Los subsistemas del distrito Guanajuato

Los yacimientos típicos del distrito son vetas, y entre ellas, según lo asentado anteriormente, la Veta Madre es la más importante; subordinadas a ella, están los otros conjuntos de vetas: a unos 3.5 a 6 Km por el bajo y hacia el sureste, las de la Sierra y, entre 4 a 7 Km por el alto, hacia el noroeste, las de La Luz. Las vetas de El Nopal, se encuentran también por el alto, a poco menos de un Km de mina Cata (Fig. 3.1).

Vetas de la Sierra.- Siendo parte del mismo sistema, las minas en este sub-distrito tuvieron sus inicios y sus días de bonanza en diferentes tiempos; las más antiguas fueron: El Cubo,

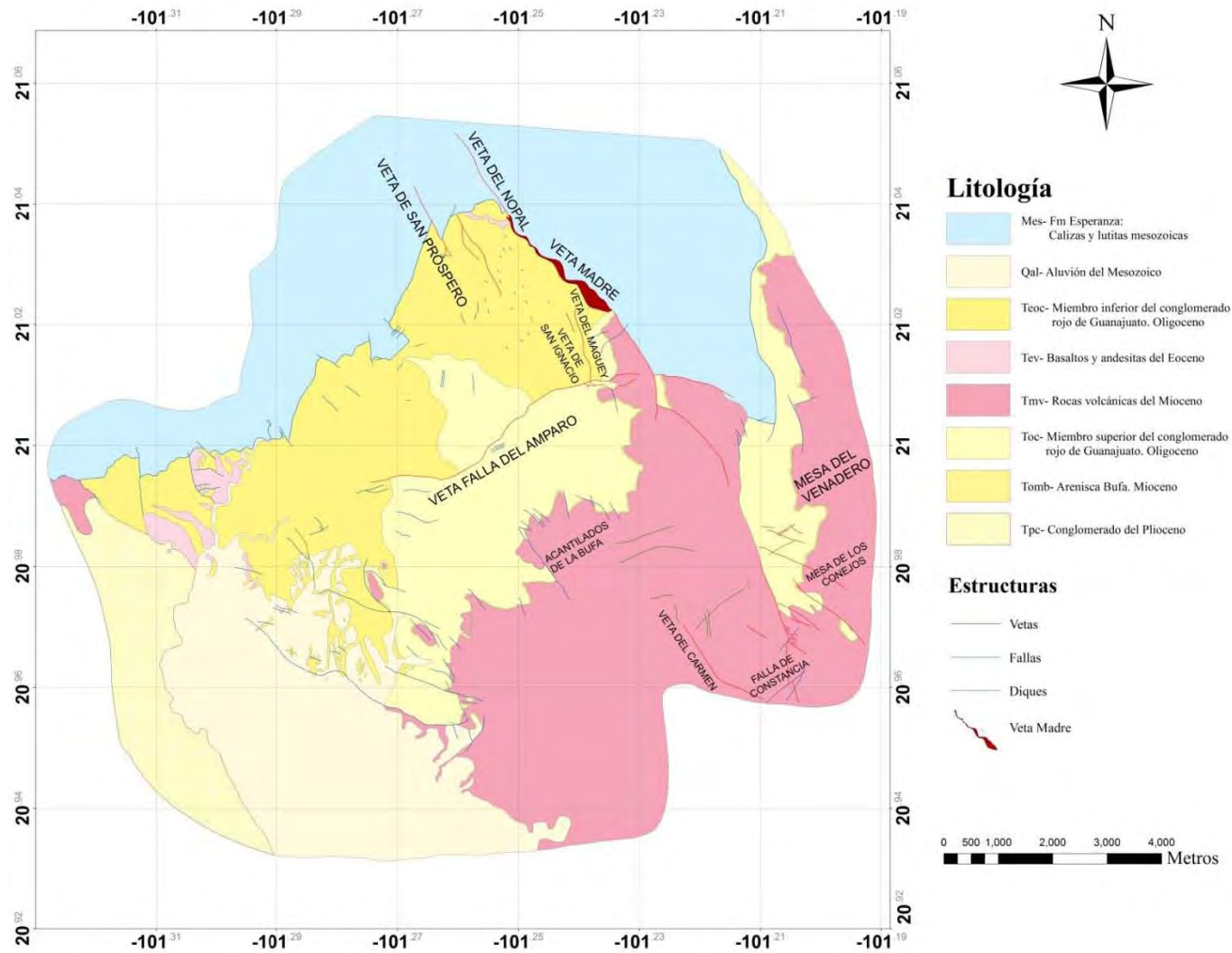


Fig. 3.1 Plano geológico del Distrito Minero Guanajuato. Levantamiento por Edward y Ortiz (1950) y Guiza (1949)

La Peregrina, San Nicolás del Monte y Santa Rosa. De entre ellas, la más antigua es La Peregrina, de la que se dice (Martin, 1906), con base en ciertas evidencias, que fue trabajada por los indígenas muchos años antes de la llegada de los españoles. Las vetas más conspicuas en este sub-distrito siguen el mismo rumbo que la Veta Madre (NO-SE) y fueron, como ella, resultado de los esfuerzos tensionales que ocurrieron durante el Terciario; entre ellas están Villalpando, La Loca, San Nicolás, Dolores (Tajo de Dolores), San Joaquín, falla El Cubo y Pastora-Fortuna. Pero además, hay otros sistemas sobrepuestos al anterior (Randall, 1990): **a)** las que corren E-O (en realidad NO75-85°SE) y cortan a las anteriores; entre ellas están las de la serie Peregrina, Alto de Villalpando, Veta 750 y Albertina; el echado de éstas es variable, indistintamente hacia N o S. **b)** las vetas Transversales, que son las estructuras auríferas del área de El Cubo-Peregrina: su rumbo es NE-SO, generalmente con echado hacia el sureste. Y finalmente, **c)** un conjunto de vetas de corta longitud, orientadas N-S; éstas resultan muy interesantes pues donde cortan a las transversales pueden encontrarse, ambas, enriquecidas especialmente en oro. Curiosamente, estas vetas habían sido consideradas como estériles, pertenecientes a una etapa de postmineralización.

Las longitudes de las vetas principales de este subdistrito son cercanas a los 6 Km, aunque para la mayoría, un centenar de metros o algo más es lo típico. Su ancho es también modesto, oscilando entre los 0.65 y 3.5 m. Anteriormente, el ancho mínimo atractivo para explorarlas con más detalle era el primero (0.65 m), pero al descubrirse la anomalía en oro en las intersecciones, el criterio ha cambiado y se le da importancia a vetillas e hilos de unos cuantos cm, si se presentan mineralizados, sobre todo cuando se presentan varias, asociadas en intervalos cortos, ya que estos sitios pueden considerarse, en realidad, zonas de mineralización diseminada, con buenos valores de oro. El echado de las vetas más prominentes va de los 40 a los 80 grados, casi siempre hacia el suroeste, aunque se dan casos de echados encontrados.

También, excepto quizás en las estructuras mayores, la profundidad de la mineralización es relativamente corta, de entre unos 300 a 500 m. Varios geólogos e ingenieros de minas que han conocido con más detalle este sub-sistema, han señalado la cota 2,100 m como la base de la mineralización; es decir, no parece haber cuerpos más profundos. En cambio, a lo largo de la Veta Madre aparecen clavos en varios lugares, hasta muy por debajo de esta cota.

De la poca y no muy clara información que ha quedado sobre los trabajos más antiguos en esta zona, vale la pena mencionar que mina Peregrina vivió al menos dos grandes bonanzas; una en el siglo XVI y la otra previa a la guerra de Independencia. Durante esta última, la mag-

nititud alcanzada por los cuerpos explotados, fue de 120 a 150 m de longitud, ancho hasta de 15 m y profundidad de al menos 45-50 m. Se infiere que las leyes eran muy altas, pues se señala que la utilidad que dejaban las menas extraídas era de entre 40 a 50 pesos por tonelada (aparentemente resultaba costea ble la extracción de menas con valor de \$8.50), que en pequeñas porciones llegaban a ensayar 1,000 onzas de plata y 20 onzas de oro por tonelada y que de la proporción de las utilidades, al oro correspondía el 70 % y a la plata el 30 % (Martin, 1906). Según Randall (1990b), hacia 1930, en otra bonanza que duraría hasta cerca de 1940, se explotó un cuerpo de mineral, en la veta Villalpando, que alcanzaba 4 m de ancho, y ensayaba casi 1 Kg de Ag y 20 g de Au, por tonelada. Para 1981, en la primera bonanza de oro de la última época, el mismo autor habla del descubrimiento de una veta de calcita (Nueva Transversal) que mostraba valores de 100 g Au/ton ($Au/Ag = 1/20$) y, finalmente, habla de un cuerpo mineralizado que se localizó en la parte sur de El Capulín, el cual contenía medio millón de toneladas de mineral con ley de 2.5 g de Au y 200 g de Ag, por tonelada. Abeyta (2003) apunta que en la actualidad, la producción anual de El Cubo, es de 1'050,000 oz de Ag y 51,750 oz de Au, a partir de minerales cuya ley media es 140 g/ton Ag y 6.9 g/ton Au, respectivamente. Entre los años 1990 a 2005 Guanajuato ocupó el primer lugar nacional en cuanto a producción de oro, siendo las minas de El Cubo, líderes en tal aportación.

Vetas de La Luz.- Este sistema se encuentra en la porción noroeste del distrito, aproximadamente entre 4 y 7 Km, en línea recta, en el alto de la Veta Madre. La veta más larga en este subdistrito forma el sistema La Luz-San Cayetano que puede seguirse por unos 9 o 10 Km a rumbo, el cual varía, de la orientación casi N-S en la parte norte, a N45°O en la parte central, y a N55°O en la porción sur. Otras vetas importantes son Melladito y San Miguelito, al oriente de la anterior y El Puertecito, Plateros, Golondrinas, La Joya y Bolañitos, un poco más al sur, siendo la longitud de éstas de unos 3 a 4 Km (Fig. 3.1). Hay muchas otras, de menores dimensiones y orientaciones variadas; algunas con mineralización económica y otras estériles. Los cuerpos mineralizados se encuentran también aislados dentro de las vetas, formando clavos de unos 100 a 120 m de longitud, profundizando unos 400 m. Los cambios de rumbo de las vetas más angostas (unos cuantos cm) son frecuentes, llegándose a cruzar, o bien, a truncarse alguna, al encontrarse con otra; pero no se conocen casos de redes de vetas en este subdistrito, el más inconsistente en cuanto a los echados de las estructuras, que oscilan entre los 40 y los 80 grados, indistintamente hacia el SO o el NE.

Fue en esta zona donde se hizo el descubrimiento del distrito en 1548, en donde se vivie-

ron también varias épocas bonancibles; una de ellas “grande y fabulosa” (Antúnez 1964) iniciada el año de 1842, que se extendió por espacio de varios años, aumentando progresivamente. El pueblo de La Luz se convirtió, en corto tiempo, de ser un simple caserío, en la población más importante del Estado, llegando su población a más de 25,000 almas. Las minas de La Luz, Sangre de Cristo, Villarino, Providencia, Remedios y Jesús María, adquirieron fama mundial como notables productoras, en particular la última de ellas. De acuerdo con los registros, el valor del mineral extraído en esos años fue de unos 240 millones de pesos, a los que se añadirían las utilidades de San Cayetano: tres cuartos de millón de libras esterlinas. De un clavo en la veta La Joya, se estuvieron extrayendo, “por algún tiempo”, unas 300 toneladas por semana, variando la ley de 3 a 4 Kg de plata, con altas leyes de oro (Antúnez, 1964).

Vetas de “El Nopal”.- A unos 500 a 600 m al alto de la Veta Madre, en su porción central (Fig. 3.2), se encuentra un grupo de vetas paralelas a la Veta Madre, entre las cuales sobresalen: la propia de El Nopal, Gavilanes, Santa Lucía, Santa Rita, Bonanza y Santa Rosa. De entre ellas, la más “fórmula” es la de “El Nopal”, que aflora a lo largo de unos 1,600 m, con rumbo N35-40°O y echado de 60° hacia el SO; su ancho medio es de 1.8 m (oscila de entre 0.6 a 6 m) y su profundización comprobada, alcanzó los 210 m. Por el alto y por el bajo de veta El Nopal hay numerosos hilos y vetas angostas que no afloran y de las cuales no quedó constancia de si tendrían algún interés económico, aunque se sabe que en algunos lugares, donde hay uniones de estructuras (chimeneas) se han encontrado concentraciones valiosas.

En 1868, en el lugar donde el socavón de San Nicolás cortó la veta El Nopal, se encontró una importante bonanza de unos 300 m de longitud en la veta cuyo ancho variaba entre 2 y 3 m, y que profundizaba de 90 a 100 m. En los 15 años de explotación de este clavo, las utilidades fueron de unos 2 millones de pesos, según una versión (Antúnez, 1964), mientras, según otra (Martín, 1906) la producción desde el año de referencia hasta el de 1880, habría sido valorada en 8 millones de dólares. Una meta trazada pero nunca satisfecha fue la de alcanzar, sobre el echado de la veta El Nopal, el nivel 538, profundidad a la cual, de acuerdo con proyecciones, esta estructura se uniría con la Veta Madre.

La Veta Madre.- Esta estructura, la más importante del distrito, está alojada a lo largo de una falla normal que se fue desarrollando durante el período de distensión que siguió al de los esfuerzos de compresión laramídicos. En cuanto al desnivel de los bloques de esta falla hay diversidad de opiniones: Guiza *et al* (1949) le asignan 940 m en la parte central (Valenciana); Gross (1975) lo calcula en sólo 500 m para la vecindad de mina Sirena; Randall (1990b) lo

pone de 400 a 500 m, para la parte central, y Buchanan (1979), le adjudica 1,200 m de desnivel en la parte central, y 1,700 en la cercanía de mina las Torres. Por su parte, Aranda y Vassallo (2007) consignan los mismos desniveles que Buchanan, pero de manera inversa, es decir, 1,700 m en la parte central y 1,200 para la zona de Las Torres.

Es en la Veta Madre donde resulta más notable la característica discontinuidad de la mineralización económica. En algunos lugares los clavos están tan próximos entre sí que el conjunto, visto en una sección longitudinal, da la impresión de que se trata de uno solo. La mayor distancia entre ellos, es la que hay entre los clavos de las minas Sirena y Las Torres donde alcanza un poco más de los 2 Km (Figs. 3.3a y 3.3b). Lateralmente, los clavos llegan a extenderse hasta unos 200 m (el cuerpo principal de mina Las Torres alcanzó 230, el de Cebada 220, y algunos que fueron explotados en minas Rayas, La Cata y Valenciana hace más años, quizás fueron un poco más largos que los mencionados. La potencia de la veta es muy variable, tanto longitudinalmente como a la profundidad; hay zonas en la superficie en donde prácticamente desaparece (Foto 3.1), y otros donde su ancho supera los 100 m (Foto 3.2). Por lo común, esta actitud corresponde a variaciones de rumbo y echado generales, que son $NO45^{\circ}SE$ y 45° al SE, respectivamente. Estas flexiones parecen estar relacionadas con la ubicación de los clavos y han sido guías de exploración muy útiles.

Hacia la profundidad el comportamiento de la mineralización es algo diferente. Alexander Humboldt señalaba en su informe sobre las minas mexicanas (Wandke y Martínez, 1928) que en el distrito Guanajuato había dos franjas de mineralogía diferente, separadas entre sí por otra de material estéril. Es muy probable que los mineros locales conocieran esto desde antes del fin del período de la Colonia, pero se le da el mérito a Humboldt por haber sido quien primero consignó por escrito el dato. Las cotas a las que se encontraban los cuerpos mineralizados conocidos como superior e inferior, eran 2,130 y 1,890 msnm, respectivamente. El concepto, como ya lo hemos consignado, resultó muy útil pues, muchos años después, recientemente (durante los años 60's de siglo pasado), se haría exploración hacia el horizonte inferior de algunas minas que se habían abandonado por creerlas agotadas, encontrándose en dicha franja nuevos y ricos clavos. Randall (1979) cita a Wisser (1928) como otro autor que también sostenía la idea de las dos franjas, aunque para él las cotas eran 2,150 y 1,750.

Gross (1975), consideró que era probable que fueran tres, y no sólo dos, las franjas mineralizadas (algo que además ya era conocido, pues ya estaba en explotación el "clavo de Rayas").

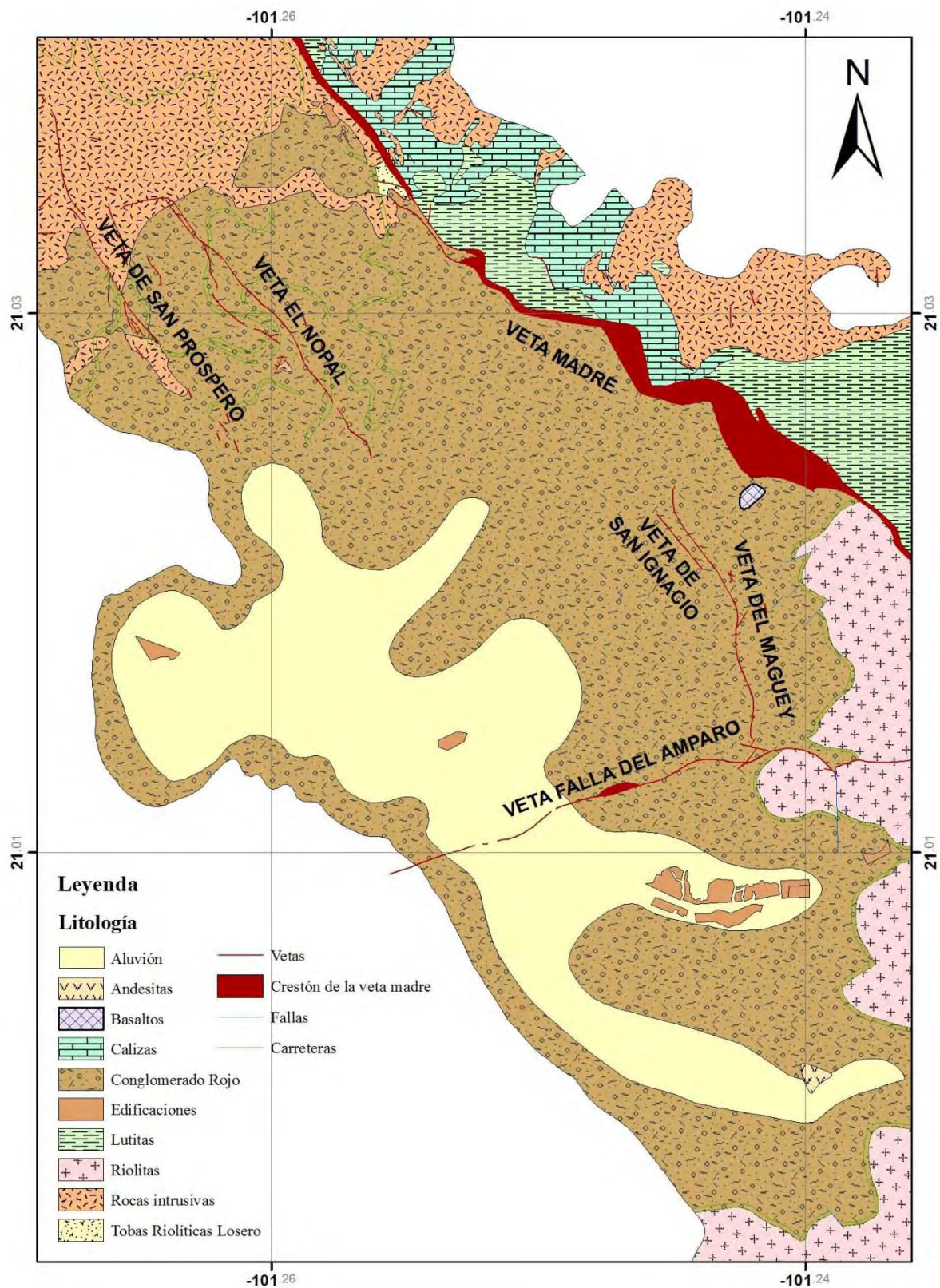


Fig. 3.2 Plano geológico de la parte central de la Veta Madre. Compilado y corregido por Orozco y colaboradores (1975-1983)

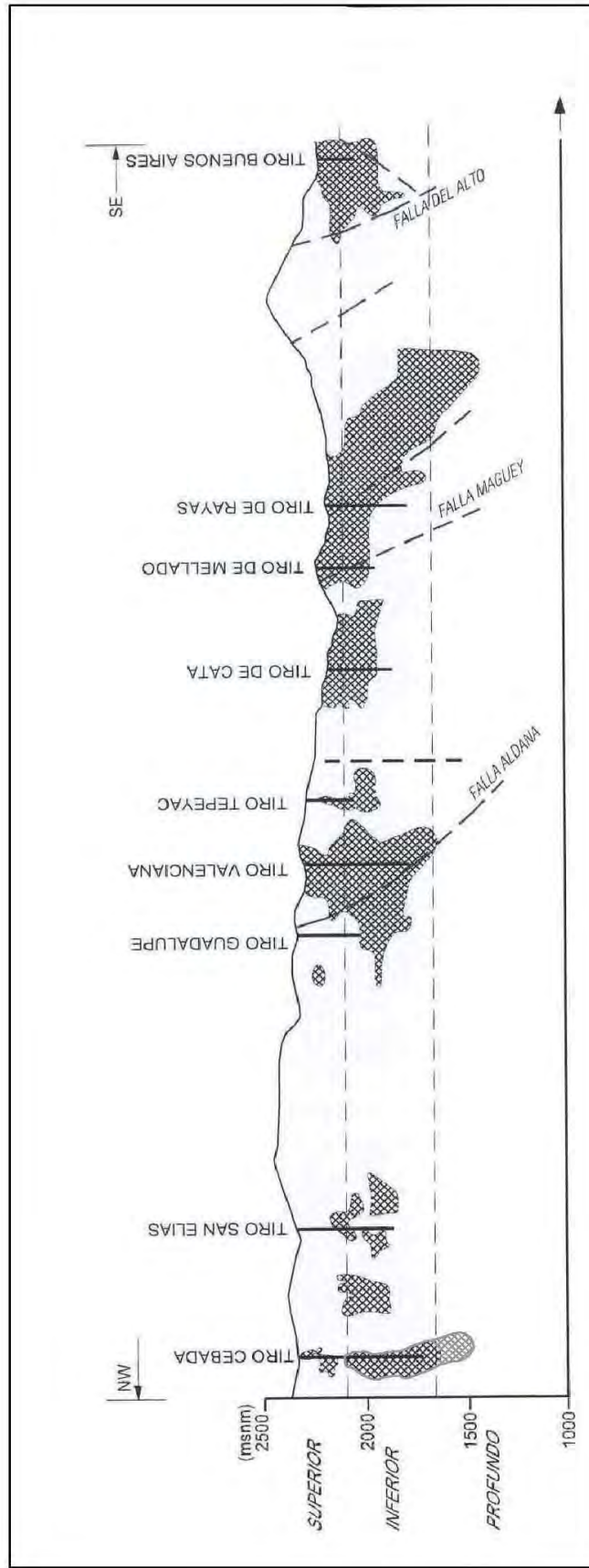


Fig. 3.3 Sección longitudinal NW 32° SE de la Veta Madre, viendo hacia el N 58° E. Se muestran los labrados y cuerpos de mineral más importantes, así como los límites de los horizontes, según Gross (1975). Compilado de varios autores

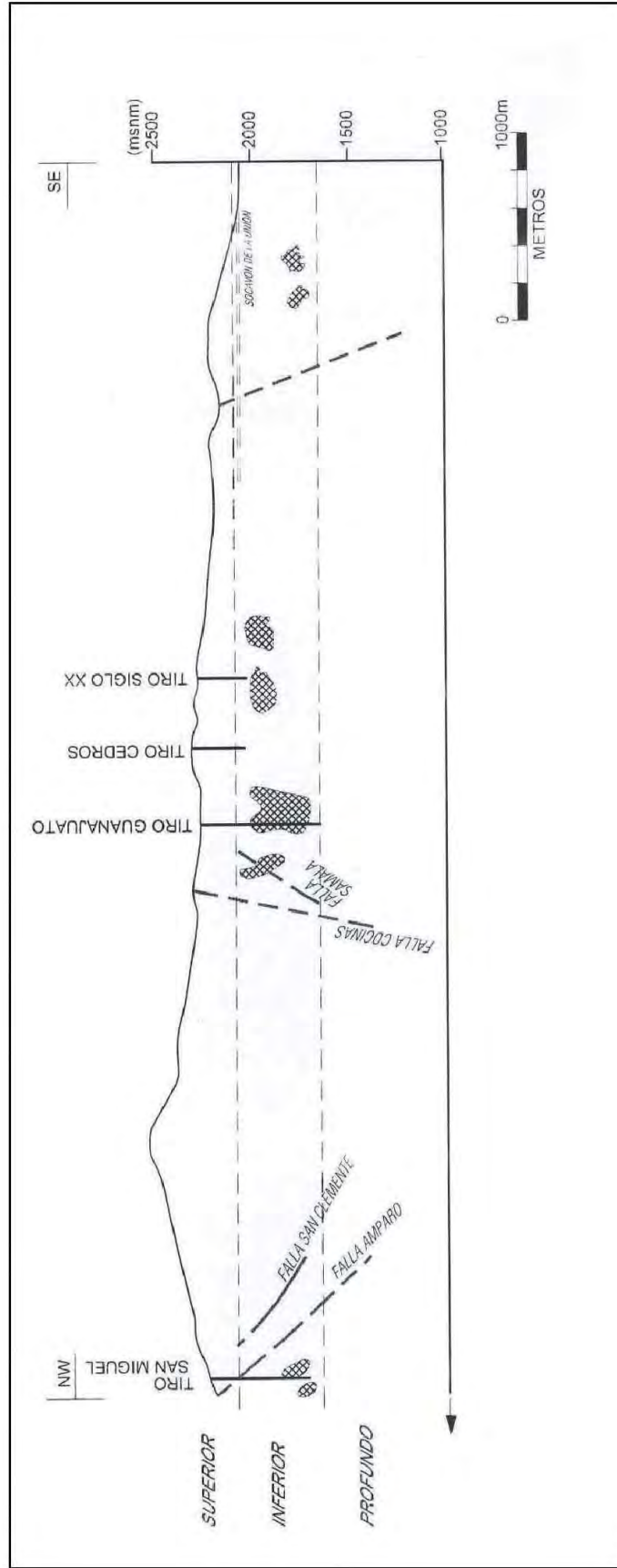


Fig. 3.4 Sección longitudinal NW 32° SE de la porción SE de la Veta Madre, viendo hacia el N 58° E. Se muestran los labrados y cuerpos de mineral más importantes, así como los límites de los horizontes, según Gross (1975). Compilado de varios autores

Según el concepto de este autor, el horizonte superior se extendía desde la superficie hasta la cota 2,200; el inferior, de allí hasta la 1,800-1,700 y, por debajo de ésta, quedaría el horizonte profundo. Aplicando su idea se llegó a descubrir el cuerpo mineralizado -al que ya hicimos referencia- que dio origen a mina Las Torres (Fig. 3.2).

También se creía que la Veta Madre tenía en su ancho, una zona rica al centro y otras dos, también enriquecidas, pegadas a los respaldos y separadas entre sí por material estéril o casi estéril. De acuerdo con las observaciones hechas por el autor, esto no es verdad mas que ocasionalmente; sí hay alineaciones longitudinales, con mejores concentraciones, dispuestas de esa manera, pero es más bien fortuito que como regla. Y no siempre son tres hilos; a veces son más, otras veces los que hay se juntan y la mineralización económica aparece en todo el ancho y aún, en otras ocasiones, todo el ancho es sólo tepetate. El ancho de la veta presenta muchas variaciones. En muchos lugares la roca de los respaldos presenta reemplazamiento; siendo la zona de este tipo de mineralización muy angosta. El relleno de la fisura, en cambio, ocurre tanto en hilos de grosor variable, como en disseminaciones más o menos profusas que llegan a alcanzar varios metros de potencia. Los cuerpos más potentes son redes de vetas y brechas; en este tipo de estructuras, no muy comunes en el distrito, la longitud llega a ser superior a un centenar de metros, pero se conocen sólo tres ejemplos de este tipo en el distrito, uno en cada una de las minas Sirena, Rayas y Cata.

Los clavos, al menos los de la parte central de la Veta Madre tienden a presentar “arrastre”; es decir, a profundizar más hacia un extremo (el extremo SE), como puede verse en las secciones longitudinales (Figs. 3.3a y 3.3b). Esto ha sido aprovechado de forma práctica para desarrollar las obras mineras; lo más probable es que representen un movimiento lateral de los bloques a lo largo de la falla y parecen haber servido como canales por donde se movieron los flúidos mineralizadores, desde la profundidad. Si no en todos los casos, en la mayoría de los clavos el arrastre apunta hacia la parte sureste.

Una clasificación de las vetas, que ha resultado ser de mucha utilidad práctica es la de las relaciones temporales de cada uno de los grupos de las propias vetas, con los períodos de mineralización. Buchanan (1979), las describe como: 1) Las más antiguas, necesariamente previas a la mineralización; 2) Las intermedias, de dos etapas, una inmediatamente previa al evento de mineralización y otra contemporánea a éste y, 3) Las más jóvenes, que son posteriores a la mineralización. Este esquema, útil en la exploración, no siempre es de fácil aplicación, sobre todo en lo que respecta a las del grupo 3; algunas vetas que fueron clasificadas como

posteriores y, por lo tanto, sin interés económico, han resultado ser productivas. En este caso están las fallas Amparo y Aldana (Cervantes-R. Com. Pers.), perpendiculares a la Veta Madre y que en su proximidad a ésta presentan valores de interés. De mayor importancia son las vetillas que llegaron a considerarse “posteriores a la mineralización”, en el área de mina El Cubo (vetas de la Sierra), que han sorprendido por su alto contenido aurífero.

Como se señaló con anterioridad, los cambios de rumbo y echado de la Veta Madre son responsables de la formación de las zonas de dilatación, que resultaron favorables para el depósito de mineral, así como de los estrangulamientos, donde no ocurrió. Como es de suponer, por las concavidades debieron haberse movido con más libertad y en mayor cantidad los flúidos responsables del origen de los clavos; así pues, estas flexiones representan el más importante control estructural para el depósito, si no el único. Otras dos características que podrían considerarse controles del depósito, son el contraste de la composición de las rocas; es decir, de la preferencia a ocupar los contactos entre formaciones, y los lugares de mayor dilatación que son, además, los de mayor porosidad-permeabilidad.

3.4.- Rocas encajonantes

Es evidente que los tipos de roca presentes en el distrito no tuvieron influencia en el depósito de las menas; en toda la longitud de la Veta Madre puede verse como atraviesa la diversidad de ellas: en mina Las Torres, se aloja entre la riolita Bufa por el alto y el Conglomerado Rojo por el bajo; entre las minas Sirena, Rayas y Cata (unos 3 Km de longitud) ocupa el espacio entre la formación Esperanza por el bajo y el Conglomerado Rojo por el alto, y luego, entre la parte norte de mina Cata, y toda distancia entre las minas Valenciana y Guanajuatito (más de 2 Km) está en la Fm. Esperanza y, más al norte de estas minas, la Veta Madre sigue entre la formación Esperanza y las rocas del complejo La Luz. Por cierto, Querol *et al*, 1991, mencionan incorrectamente que las rocas encajonantes en la zona de mina Valenciana son el Conglomerado por el alto y la Fm. Esperanza por el bajo; también es erróneo que los cuerpos mineralizados en esa mina sean una red de vetas; allí son vetas formales que si bien tienen desprendimientos y ramaleos ocasionalmente, éstos no se entrelazan ni vuelven a unirse con la veta principal. Lo común es que los desprendimientos se angosten y desaparezcan.

Sin poder precisar los límites, ni longitudinalmente ni hacia la profundidad, hay que mencionar otra roca en la que también se hospeda la Veta Madre: la andesita conocida en mina Rayas como micro-brecha andesítica que está por el alto, en la zona del clavo de Rayas y que también se le encuentra en la parte norte de mina Sirena. Finalmente, otras rocas que también



Foto 3.1.- En esta fotografía se muestra un lugar entre las minas Rayas y La Cata, (mina Sechó) en donde la Veta Madre prácticamente desaparece; sólo hay de ella un poco de cuarzo y algo de alteración.



Foto 3.2.- En este lugar la Veta Madre alcanza ancho cercano a los 90 m; corresponde a la mina San Vicente, en la superficie correspondiente al “lavo dce Rayas” en la profundidad.

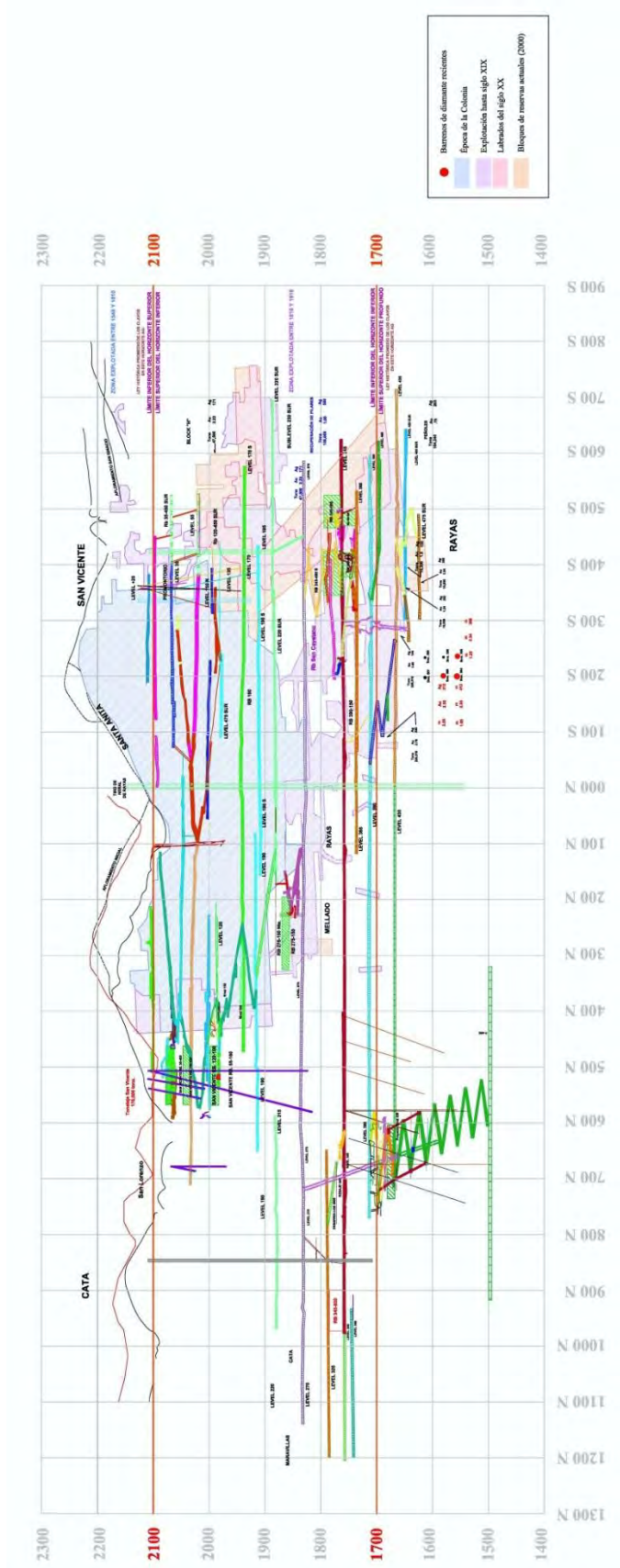


Fig. 3.5 Sección longitudinal de mina Rayas. Datos de leyes históricas

aparecen flanqueando aisladamente a la Veta Madre, ya sea por el bajo o por el alto, son “los intrusivos de Rayas”, que pueden verse tanto en esta mina como en la de Cata.

3.5.- Mineralogía

El primer estudio comprehensivo y sistemático sobre el particular lo llevó a cabo Ponciano Aguilar, destacado ingeniero de minas y notable mineralogista, impulsor de la creación de la carrera de Ingeniero de Minas en la institución que llegaría a ser, posteriormente, la Universidad de Guanajuato. Para sus estudios, efectuados hacia finales del siglo XIX, hizo uso de las técnicas vigentes en aquellos tiempos, así como de numerosos análisis químicos. Después de él ha habido algunas aportaciones esporádicas en este renglón, sobre todo por aspirantes a grados académicos de maestría y doctorado, extranjeros, quienes han contado con recursos tecnológicos más avanzados, tales como la difracción de rayos X, la microscopía de barrido electrónico y quizás otras más.

Algunas de tales aportaciones no son, por desgracia, serias; algunos por error y otros por afán de notoriedad, han consignado la presencia de minerales que no existen en la localidad. Lamentablemente, no siempre se puede discriminar y algunos datos erróneos han trascendido; sería útil un estudio comparativo detallado, que considere entre otros aspectos, las zonas del distrito de donde provienen las muestras, la veta y el nivel de donde haya sido colectada, la roca encajonante, la posición en la secuencia paragenética, etc., etc. Y aunque la mayoría de los autores coincide en que la mineralogía del distrito es simple, la lista de las especies mineralógicas es algo extensa.

Los conjuntos minerales que presentamos a continuación son los más comunes en cada uno de los horizontes en que se encuentran las menas del distrito, de acuerdo con varios autores, incluido Gross (1975). La relación que presentamos, aunque depurada, quizás muestre aún algunas imprecisiones. La dividiremos en los tres grupos siguientes:

Mineralogía de las menas.- En la zona **superior** se han mencionado: oro y plata nativos, eléctrum, cinabrio, embolita, cerargirita y otros halogenuros de plata, seleniuros, sulfo-seleniuros y otras diversas sulfosales. En la zona **inferior** (intermedia) se mencionan acantita o argentita, las series argirodita-canfiendita (Wilson *et al*, 1950), aguilarita-naumanita, polibasita-pearcita, además de estefanita, tetraedrita y los dimorfos guanajuatita y paraguanajuatita. En la zona **profunda**, más rica en sulfuros, hay argentita o acantita, calcopirita, esfalerita y galena, acompañados por cantidades cada vez menores, hacia la profundidad, de sulfosales, siendo la pirargirita el más común (para el autor, lo es la estefanita).

Petruk y Owens (1974) dividieron la mineralogía del distrito en tres tipos; uno por cada subsistema de vetas. Aunque su estudio fue muy limitado, pues sólo estudiaron ejemplares de las minas Cebada y Peregrina, hay datos de interés: la proporción oro-plata en eléctrum es 55:45 en mina Peregrina, mientras que para mina Cebada es variable, entre los rangos 25-75 y 55:45. La acantita contiene entre 1.4 y 2.2 % de Se, en tanto que la pirargirita, el mineral argentífero más abundante en mina Peregrina, contiene muy poco de este elemento. En cuanto a la composición de la esfalerita, informan que contiene 64.7 % de Zn, 0.6 % de Fe, 1.3 % de Cd, 0.4 % de Mn y 32.65 % de S, con variaciones en los contenidos de Cd-Mn.

Minerales de alteración y ganga.- En las zonas superficial y somera, abundan las arcillas de los grupos: caolinita, montmorillonita e illita, y como especies, nontronita y haloisita, además de metahaloisita; también hay clorita, calcita, dolomita, siderita, cuarzos (blanco lechoso y amatista) rodocrosita, adularia, sericita, fluorita, zeolitas, y alunita. Y como especies metálicas: piritita, arsenopiritita, marcasita, y hematita. En la zona intermedia se repiten algunos minerales de las relaciones anteriores, variando solamente sus proporciones. En la parte profunda siguen siendo importantes las arcillas, clorita, cuarzo(s), adularia y sericita, que se asocian con epidota y los metálicos piritita y pirrotita (?).

Zoneamiento.- Este aspecto ya se mencionó también; hay tres zonas u horizontes de mineralización; el más profundo se caracteriza por la mayor proporción de sulfuros de metales base; en la zona intermedia, la presencia de sulfosales y sulfuros de plata es lo distintivo, y en el horizonte superior, los minerales nativos, seleniuros y haluros, acompañados por carbonatos, arcillas, y más raramente sulfatos, son lo común. Los minerales de ganga y de alteración, en cambio, no presentan variaciones ni en especie ni en proporciones, a excepción quizás del cuarzo amatista que hacia la profundidad es menos abundante.

Secuencia paragenética.- De este aspecto, que trataremos más ampliamente en sección posterior, conviene asentar que según los estudios que hasta ahora se han hecho, los minerales de este grupo son limitados, tanto en número como en extensión, y que presentan variaciones. Resultaría útil hacer un estudio comparativo, considerando cada una de las minas, y muestrear y estudiar cada uno de los tres horizontes de que se habla en el distrito.

Alteración hidrotermal.- A este aspecto, tan determinante en la exploración minera de nuestros días, por mucho tiempo no se le dio la importancia debida en el distrito: Wandke y Martínez (1928) hicieron notar que las rocas de la formación Esperanza presentaban zonas con cierta decoloración que atribuyeron a lixiviación que habrían sufrido por flúidos ácidos que

percolaron por entre ellas y, aunque tales zonas estaban relacionadas con clavos mineralizados, no se les dio importancia mayor. Gómez de la Rosa (1961) menciona por primera vez la estrecha asociación de minerales de mena con zonas ricas en arcillas, sin que la observación tuviera aplicación. Buchanan (1979) demuestra que la alteración argílica, adecuadamente interpretada, es de la mayor importancia como guía de exploración. A partir de este autor se han hecho varios estudios sistemáticos de las alteraciones en el distrito, resultando de ellos que son muy similares en todos los cuerpos del distrito (Nelson, 1981). En seguida presentamos una relación de las características con que presentan las diversas alteraciones observadas.

Propilitización.- Es la alteración que alcanza mayor amplitud; se le encuentra en los márgenes de las vetas, extendiéndose por unos pocos cm, o hasta por cerca de unos 50 m. Se desarrolla mejor en el respaldo del bajo, formando halos más extensos cuando se relaciona con cuerpos mineralizados, aparentemente de manera proporcional a la magnitud de éstos. La piritita se comporta de esta manera también: mayor cantidad de piritita, mayor la zona de propilitización y más grandes los clavos mineralizados asociados; la proporción de piritita, en volumen, llega a ser hasta de 2 y 5 %. Otros minerales asociados son calcita (2 a 8 %) y epidota que disminuye en cantidad, de la profundidad hacia la superficie (Nelson, 1981). La intensidad de la cloritización parece depender de dos factores: la cantidad de minerales ferromagnesianos de la roca original, y la intensidad del fracturamiento que haya sufrido (Buchanan, 1979); la abundancia llega a ser del 16 al 18 %.

Silicificación.- Esta fue particularmente importante en la etapa previa al depósito de la mena; está relacionada espacialmente con las alteraciones de argilización y potásica, y consiste de cuarzo criptocristalino introducido por hidrotermalismo, que logró que las rocas afectadas se tornaran más frágiles para que, con los eventos tectónicos o de fallamiento laramídicos posteriores, se pudieran fracturar y hasta brechar con cierta facilidad, para formar los canales por donde se moverían los flúidos mineralizadores.

Alteración potásica.- No todas las rocas presentan esta alteración; es más evidente en las de las formaciones Bufa, Losero, Conglomerado Rojo y las ígneas félsicas, sobre todo si se encuentran en el respaldo del alto, donde el fracturamiento es más intenso. Los minerales esenciales de esta zona son adularia y sericita; el primero de tamaño tan fino que para asegurarse de su existencia es necesario recurrir al teñido de la roca, según el método de Bailey y Stevens (1960), para evidenciar los feldespatos potásicos y diferenciarlos de los feldespatos plagioclasa sódicos. En general, el feldespato alcalino muestra alteración a illita o sericita,

siendo más resistente a ella la sanidina (Buchanan, 1979). Las rocas que presentan esta alteración son más frágiles.

Alteración argílica.- Todas las rocas del distrito, en mayor o menor grados, presentan esta alteración, sobre todo hacia ambos lados de las fisuras, a veces por distancia hasta de 30 m. Su presencia en forma de “sombreros” sobre la Veta, y a los lados de ésta, es claro indicio de la presencia de clavos mineralizados y hasta es posible ver como al pasar de un clavo a otro, en la zona que los separa, prácticamente no existe la alteración que sobre ellos es tan notable. Los minerales distintivos de la zona son: caolinita, que es la más conspicua, montmorillonita, haloisita y cuarzo; este último, como accesorio. De las observaciones de campo se deduce que la formación de estas zonas de alteración fue posterior al depósito de las menas.

Alteración filica.- Esta otra alteración está íntimamente asociada a la anterior, llegando a encontrarse sobrepuestas ambas, aunque, por lo general, ésta envuelve a la de argilización; en mina Las Torres esto es muy notorio. La mineralogía básica consiste de sericita, illita y piritita. Se interpreta la asociación de estas alteraciones como evidencia de relación genética común, probablemente causadas durante los episodios de ebullición de los flúidos hidrotermales, por la presencia de HCl y H₂S.

3.6. Clasificación de los yacimientos de la Veta Madre

Al igual que la gran mayoría de los yacimientos del distrito, los que se alojan en la Veta Madre son de los tipos epitermal y mesotermal, y aparecen principalmente como rellenos de fisura, aunque hay también importantes zonas con redes de vetas y chimeneas brechadas. También pueden verse zonas de reemplazamiento, sobre todo, dentro del Clavo. En general, estas últimas son de dimensiones tan reducidas que representan más bien una curiosidad dentro del distrito, en el que también se encuentran algunos ejemplos de sulfuros masivos y al menos un depósito de oro diseminado. Éstos no parecen tener, por su estilo de mineralización y mineralogía, íntima relación genética con los de los cuatro sistemas de vetas a los que nos hemos venido refiriendo. Volviendo a los cuerpos de la Veta Madre, habría que señalar que, tomando en cuenta sus mineralogías, tanto la de mena, como la de ganga y la de alteración, podrían clasificarse como del tipo adularia-sericita, o dentro del grupo de sulfuración intermedia (Camprubí y Albinson, 2006).

Sucesos previos a la formación de los yacimientos de la Veta Madre.- Parece haber acuerdo generalizado entre quienes han estudiado el distrito, acerca de los eventos geológicos que precedieron a la formación de los depósitos: los esfuerzos tectónicos de compresión, aso-

ciados al período laramídico causaron el desarrollo de altos topográficos sobre los cuales se intensificó la acción erosiva que dio como consecuencia la formación del Conglomerado. Durante el lapso de relajación de esfuerzos que siguió, las rocas fueron extensamente fracturadas y falladas y, simultáneamente, debió ocurrir la intrusión del granito de Comamja y, con aporte de éste, se habría formado un sistema hidrotermal de considerable tamaño, el cual contribuiría a una primera fase de alteración de las rocas de la región que, por silicificación, se harían frágiles. Posteriormente vendrían las actividades volcánica y subvolcánica del Terciario a las que ya hemos hecho referencia y, de nueva cuenta, en muchos lugares a lo largo de las fallas recién formadas (entre ellas la de la Veta Madre) se formarían brechas con poca salbanda, de manera tal que los espacios abiertos que quedaron entre fragmentos, o a lo largo de los planos, significarían zonas de porosidad y permeabilidad enormes, sobre todo las que se habrían desarrollado en flexiones del rumbo, en el bloque del alto.

Los flúidos mineralizantes.- Henley (1985) señala que los sistemas geotérmicos de la actualidad ocupan el mismo nicho tectono-volcánico que los sistemas hidrotermales del pasado que hospedan los yacimientos epitermales de formación cercana a la superficie (0 – 1,000 m), en terrenos volcánicos del Terciario. Se refiere sobre todo a pórfidos de cobre, depósitos volcanogénicos y a los del tipo Valle del Misisipí, destacando la presencia de cuerpos ígneos calchialcalinos que habrían tenido que ver con fallas en bloque o colapsos de caldera que permitirían el movimiento lateral de flúidos por distancias considerables, de al menos 5 Km.

Así pues, la consideración de Buchanan (1979) de que los yacimientos de la Veta Madre de Guanajuato habían tenido como controles de formación “un sistema geotérmico fósil”, parece correcta. Cálculos que se han hecho para este tipo de sistemas en varias partes del mundo (Yellowstone, USA y Waiotapu, Nueva Zelandia, entre otras) arrojan números tan descomunales de las cantidades de flúidos que se mueven en esos terrenos someros, que ya nadie duda de que se puedan formar yacimientos minerales habiendo disponibilidad de iones metálicos para ello. Se ha llegado a estimar que un solo punto de descarga en un sistema geotérmico, produce 10 l/seg de agua, la cual, si tuviera en solución tan sólo 14×10^{-6} g/l de Au, sería capaz de formar un yacimiento con unos 6 millones de onzas de oro, en sólo unos 50,000 años (Henley, 1985).

Capítulo 4. El “clavo de Rayas”

4.1.- Forma, dimensiones y leyes de “el Clavo”.- El “clavo de Rayas” fue descubierto de manera casual, al ir explorando la Veta Madre hacia el sureste, a la profundidad del nivel 345, en uno de los sitios en que esta estructura se angosta y es prácticamente estéril. En este nivel el clavo se abre y amplía hasta alcanzar unos 40 m; resulta curioso darse cuenta que en los niveles superiores no se le haya encontrado, en particular en el nivel 320, apenas unos metros más arriba. En nuestra opinión el Clavo (no necesariamente con la misma mineralización) podría extenderse y llegar hasta la superficie. Considerándolo tal como fue explotado, podemos describirlo como un octaedro deformado, con el eje que une los vértices superior e inferior apenas desviado un poco de la vertical, apuntando dicho eje hacia el sureste (el “arrastre” común de los clavos en la Veta Madre), profundizando unos 130 m, desde un poco por debajo del nivel 320 hasta el 450 (Fig. 1.4); el eje “horizontal” alcanzó longitud de unos 150 m y, como señalamos líneas arriba, en la parte más amplia (Niv. 390) su ancho alcanza los 40 m, acuñándose hacia los extremos. La descripción que hace Mango (1988) es errónea; ella le asigna unos 60 m de longitud por 20 de ancho. En los levantamientos geológicos hechos por el autor (Fig. 4.2), cuando se desarrollaba el cuerpo, esto resulta evidente. El cálculo original de las reservas, con base en las obras mineras de los niveles 345 y 390, así como de la barrenación con diamante efectuada desde un crucero al alto, en el nivel 390, arrojó las siguientes cifras aproximadas: 1’200,000 ton, con 350 g de Ag, 4 a 5 g de Au, 3.0 % de Cu, 1.0 % de Pb y 0.8 % de Zn, por tonelada, según Ruvalcaba (1976) y Orozco (1975-83).

4.2. Las rocas encajonantes y los controles estructurales de la mineralización.- El clavo de Rayas aparece en una zona donde la Veta Madre sufre una flexión, formando un lazo sigmoide; del rumbo general NO45°SE, queda orientada N-S, para luego, después de unos 150 m, nuevamente llegar a tomar el rumbo original.

En el extremo norte del clavo (en el nivel 390, donde su longitud y su ancho alcanzan su máximo) la roca es andesita. Por el alto, en la zona vecina a la anterior, orientada N-S, la roca encajonante es la “micro-brecha andesítica” que se extiende como dique, por unos 85 m; en todo ese tramo la veta tiene echado de 36°. A partir de allí, la Veta Madre recupera su orientación de NO45°SE, acuñándose unos 75 m más adelante, cambiando también el echado, de manera gradual, desde los 36 hasta unos 32°, para finalmente quedar en 26°. En todo este tramo la roca del alto es el Conglomerado, aquí, de color verdoso. Por el bajo, la roca, en toda la longitud del clavo, es lutita negra de la formación Esperanza. Al acuñarse la veta, lo que queda de

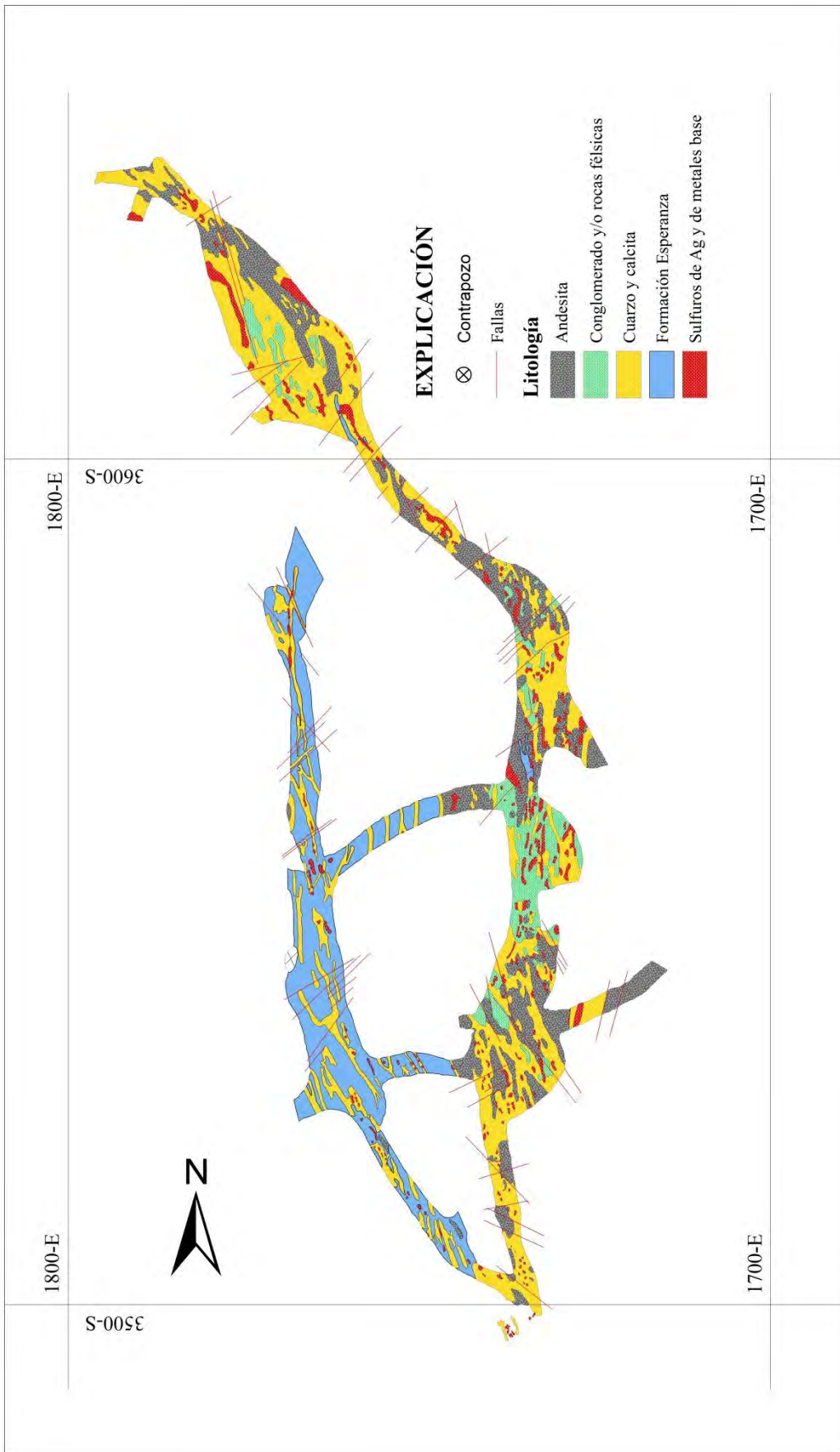


Fig. 4.1 Levantamiento geológico del nivel 390 sur Clavo de Rayas. Levantó F.J. Orozco V.

ésta (1 m o menos, de cuarzo blanco estéril) es lo que separa a las lutitas, del conglomerado.

Visto en planta (en el mismo nivel 390, Fig. 4.1) el clavo consiste de dos partes, cada una de unos 20 m de ancho. En la parte del bajo, la estructura consiste de vetillas más o menos paralelas, de unos 20 cm de ancho, con cuarzo y minerales de cobre y plata, armando en las lutitas. La parte del alto es una brecha con bloques de tamaño variado, hasta de unos 60 cm de diámetro (Foto 4.1), de dos tipos principales de rocas: unos de carácter diorítico-andesítico (Foto 4.2) y los otros, probablemente del mismo tipo de roca félsica que, junto con el anterior hemos descrito como “los intrusivos de Rayas”. Su aspecto es de granito en algunos ejemplares, en otros, de riolita porfirítica y, aún en otras ocasiones, se muestra como toba riolítica de cristales (Foto 4.3). Todos los bloques y fragmentos de la brecha están sumamente alterados, lo cual dificulta su plena identificación; algunos de ellos parecen ser del Conglomerado y, en todos los casos, según Pérez-Segura (2003, comunicación personal) parecen una protomilonita (Foto 4.4). La observación de esta brecha en las obras mineras hace pensar que sus fragmentos estuvieron soldados y sufrieron nuevo fracturamiento y quizás, simultáneamente, también silicificación y propilitización, además de recibir un nuevo depósito de minerales económicos (Foto 4.5). Las alteraciones sufridas por los fragmentos los hacen ver muy semejantes.

4.3. Estructura y texturas del “clavo de Rayas”.- Hemos dejado establecido que el “clavo” presenta dos partes; la del bajo, consistente de vetas sub-paralelas de cuarzo, entre las lutitas de la formación Esperanza, y la del alto, que es una brecha en la que los fragmentos mayores presentan cierto grado de redondeo, y drusas parcialmente rellenas con cuarzo formando estructuras de peine. A partir de la minuciosa observación de la brecha se puede deducir que esta parte del clavo se formó en al menos dos etapas de mineralización, precedidas cada una por la respectiva actividad de brechamiento. Enseguida presentamos algunas de nuestras observaciones:

a) Hay vetillas de cuarzo orientadas en dos direcciones diferentes; un grupo de ellas, en apariencia estériles, corta al otro conjunto que contiene sulfuros económicos (Foto 4.5).

b) Algunas vetas con mineralización económica, de grosor variable, se cortan entre sí, mostrando desplazamientos de unos cuantos centímetros (Foto 4.6).

c) Los bordes de los fragmentos están parcialmente reemplazados por sílice o presentan crecimientos de cuarzo y alrededor de esta zona hay más depósito de este mineral, así como de carbonatos. Entre algunos fragmentos quedaron pequeñas drusas en donde se llegaron a encontrar alambres (“ehanguitos” en la jerga local) de plata nativa o eléctrum (Fotos 4.7, a y b).

d) Algunas vetas son claramente posteriores a la silicificación de los fragmentos y del depósito alrededor de ellos, pues cortan a ambos (Fotos 4.5, 4.6 y 4.8).

e) En muchos lugares los fragmentos mayores de la brecha están formados por fragmentos menores, soldados entre sí; se trata, entonces, de una brecha a partir de otra brecha (Foto 4.9).

f) Algunos de los fragmentos presentan los bordes reemplazados por sulfuros y las zonas internas con tan intensa silicificación que, en apariencia, reemplaza los sulfuros que contenían (Foto 4.10).

g) En otros casos puede verse lo contrario; sobre los fragmentos que habían sido previamente silicificados, posteriormente se depositaron sulfuros económicos en buena cantidad; se ven como manchones sobre el cuarzo blanco.

4.4. Origen de la estructura.- Randall (1979) describe otro cuerpo semejante al clavo de Rayas en la mina Sirena, ubicada unos 1,200 m hacia el SE de mina Rayas; considera que las dos estructuras son chimeneas brechadas de origen magmático, a manera de diatremas. En nuestra opinión, en lo que al clavo de Rayas se refiere, pensamos se trata de una brecha hidrotermal, estructura nada rara en los sistemas geotérmicos fósiles (según la idea de Buchanan, 1979), pues de acuerdo con Henley (1985): *–Studies of active geothermal systems provide insights into the physical processes governing flow..... Geological structure provides a principal control; in many geothermal fields hydrothermal eruptions focused at depths of about 300 meters provide focused flow paths to the surface. The characteristic hydrothermal eruption breccias have been recognized on a number of epithermal deposits”.*

Considerando teoría y observaciones, nuestra interpretación es que, después del desarrollo de la estructura principal, es decir, de la falla que dio lugar a la Veta Madre, en los lugares en que la naturaleza de las rocas lo permitió, se formaron concavidades que habrían de rellenarse parcialmente con el material de la brecha producida por un salto de falla tan notable como el de los 800 a 1,200 m que se le ha calculado. Los huecos entre los fragmentos, muy probablemente libres de salbanda, gracias a la previa silicificación sufrida, permitieron la circulación de los flúidos mineralizadores y el depósito de sus contenidos alrededor de los fragmentos. Posteriormente, estos huecos quedarían total o parcialmente sellados con el material depositado por los minerales disueltos en los flúidos, lo cual haría que se almacenara la energía necesaria para, posteriormente, ocasionar una brecha hidrotermal mineralizada, a la cual se superpondría una nueva etapa de mineralización, quedando conformado el clavo de Rayas tal como se ha descrito.

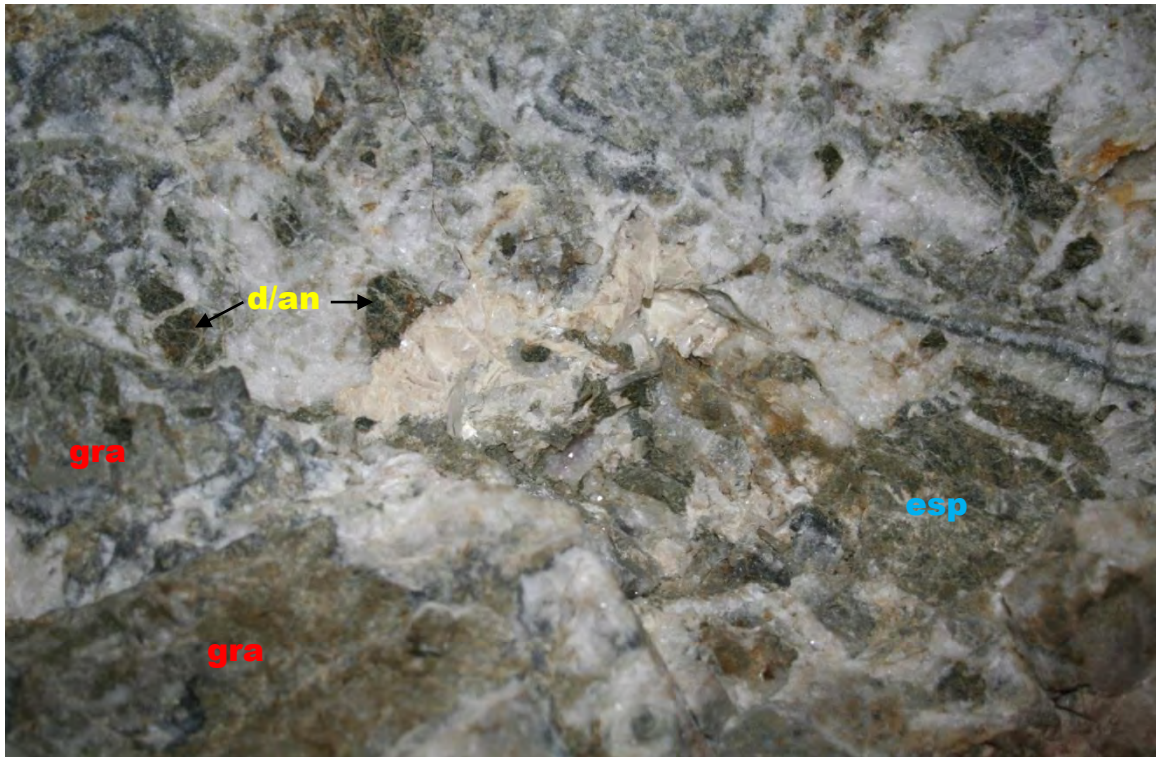


Foto 4.1.- Brecha con fragmentos de diversos tamaños, hasta de unos 60 cm de diámetro. Los hay de diorita/andesita (d/an), de lutitas de la Fm. Esperanza (esp) y de roca félsica (gra).



Foto 4.2.- Corresponde a la muestra C-17; un fragmento de brecha del clavo de Rayas, de roca diorítico-andesítica, evidenciando la secuencia de eventos sufridos: 1) débil mineralización, 2) brechamiento, 3) cementación con cuarzo, 4) nuevo brechamiento 5) re-cementación. Es un ejemplar de los considerados como —intrusivos de Rayas”.



Foto 4.3.- Es la muestra C-36, del otro tipo de los —intrusivos de Rayas”, en realidad una riolita sub-volcánica, de textura seriada. Se aprecian fenocristales de 3 a 7 mm, como —ojos de cuarzo”. También la alteración potásica es notable, con el teñido que se le hizo.



Foto 4.4.- Brecha mostrando un fragmento de andesita (1) y otro de riolita (2) ambos intensamente alterados, dentro de una masa de material triturado (protomilonita) con alteraciones argílica, y también potásica según la reacción con cobaltinitrito de sodio y rodizonato.

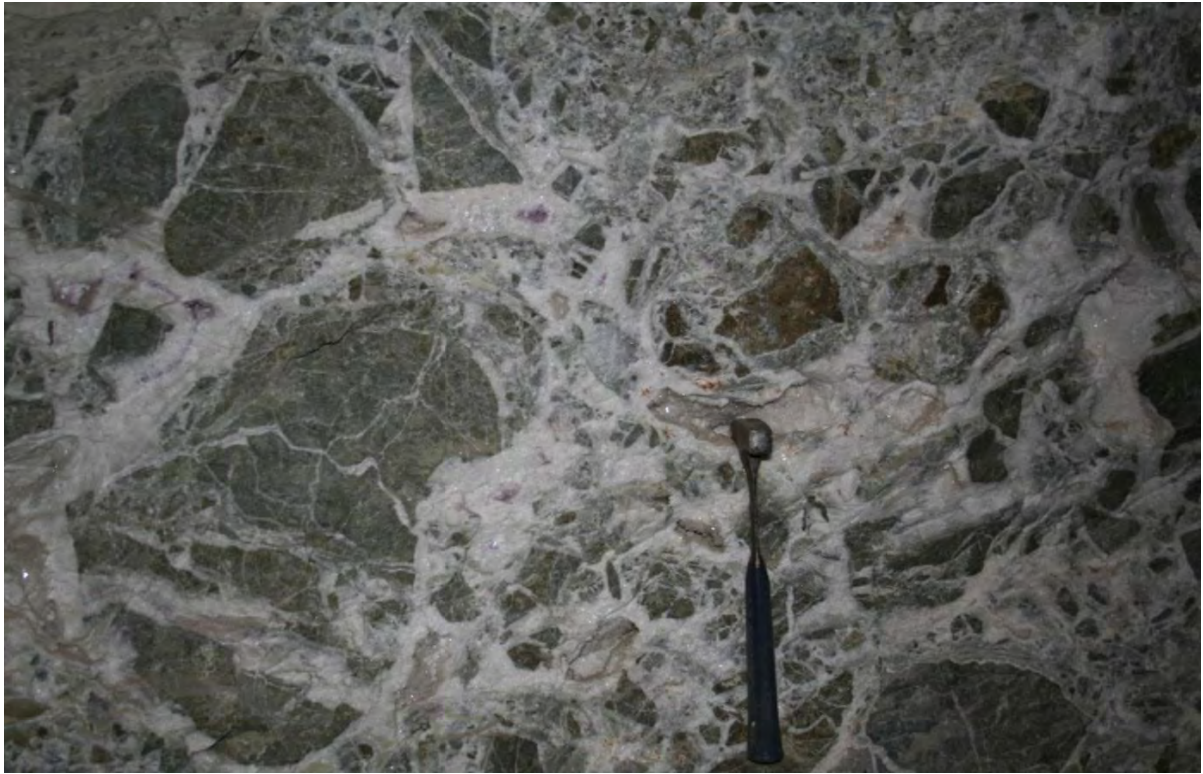


Foto 4.5.- Pueden apreciarse claramente los fragmentos de una brecha inicial surcados por vetillas de cuarzo de una etapa. La segunda etapa se evidencia en vetas de cuarzo que rebasan los bordes de los fragmentos, algo de reemplazamiento sobre ellos y depósito de mineral.

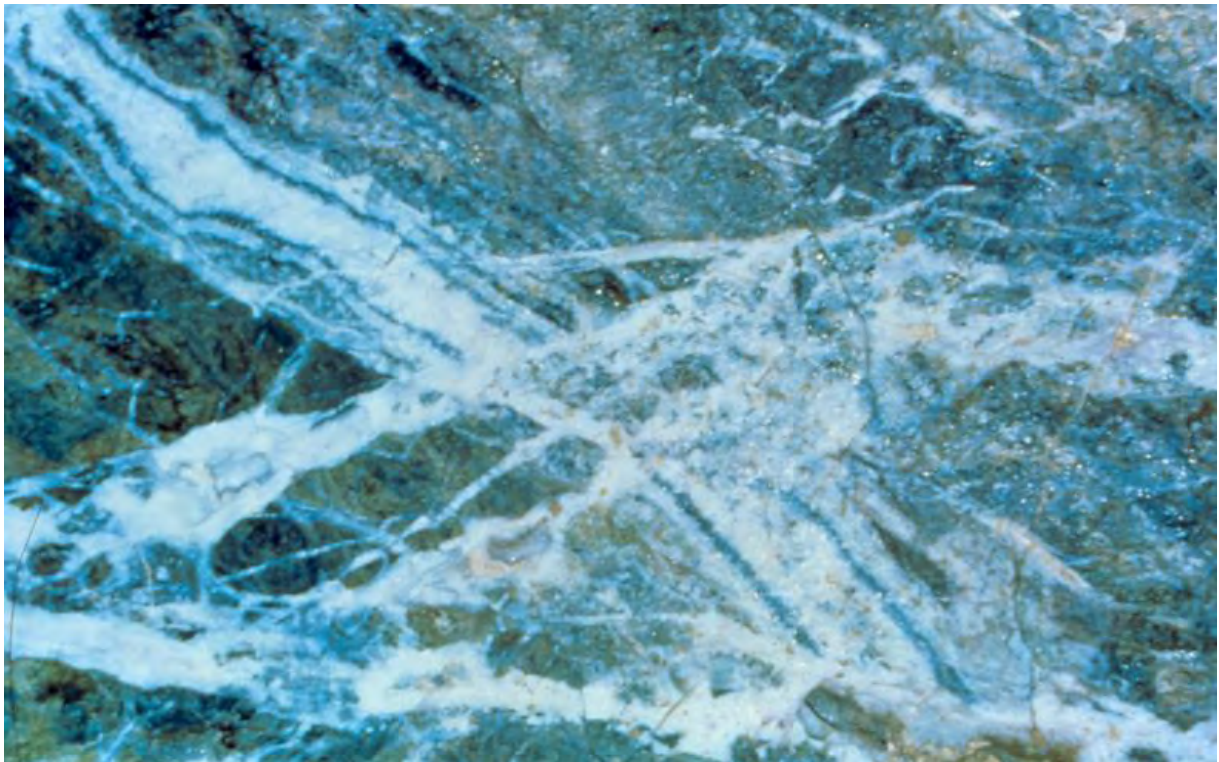


Foto 4.6.- Vetas de una generación inicial, mineralizadas con sulfuros, son cortadas y levemente desplazadas por vetillas estériles posteriores, con diferente orientación.



Fotos 4.7, a y b.- El ejemplar de a, de mina Cebada, es élctrum y el b, de mina Rayas consiste sólo de plata nativa. Ambos “ehanguitos o alambres” se forman en drusas o cavidades; en este caso, posteriormente a la formación de las estructuras de recubrimiento denominadas “restas de gallo o dientes de perro”.



Foto 4.8.- Vetas de una etapa posterior cortan fragmentos de brecha formados en un evento previo en el que también hubo introducción de metálicos, y sílice en forma de vetillas y como reemplazamiento en los bordes. Esas vetillas, aquí, atraviesan fragmentos y bordes reemplazados.

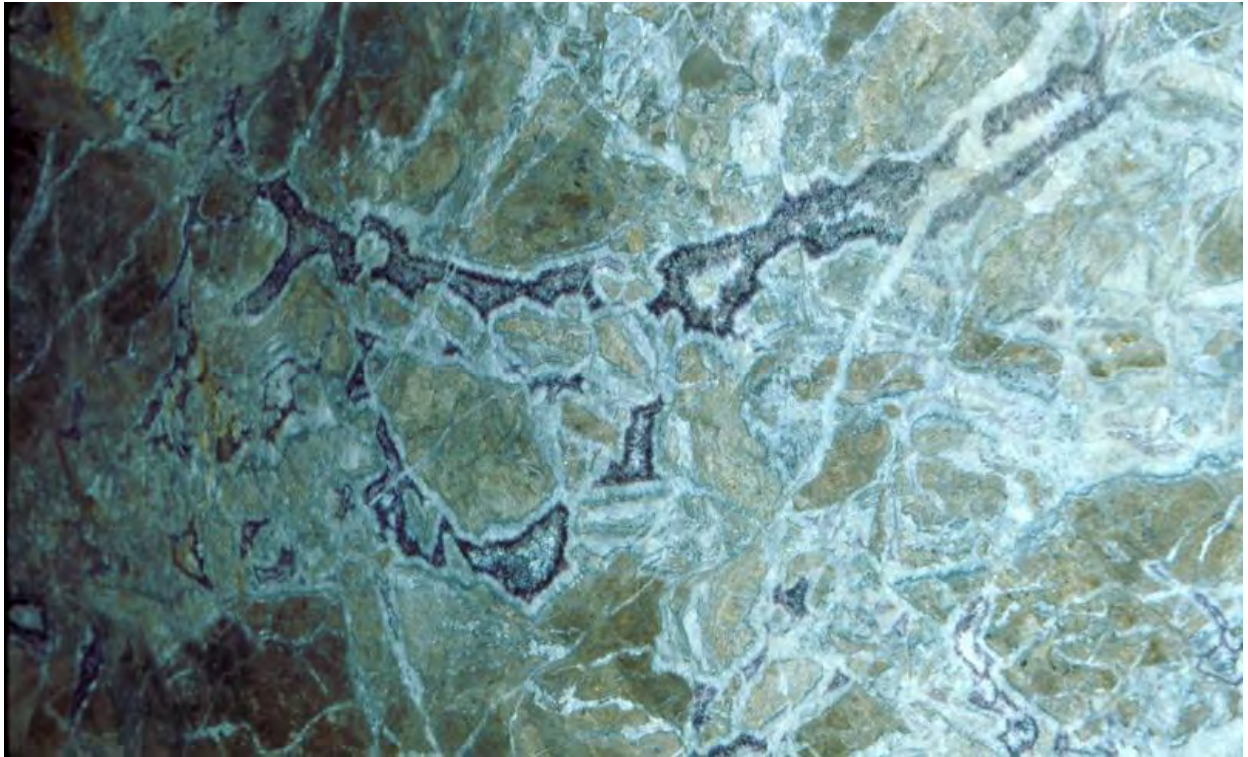


Foto 4.9.- Sobre todo en la parte inferior de la derecha pueden verse cómo algunos fragmentos menores, soldados entre sí con cuarzo, forman otros mayores que fueron a su vez reemplazados por sílice y sulfuros en los bordes.



Foto 4.10.- Muestra un fragmento de la brecha reemplazado por sulfuros de Ag en uno de sus bordes, así como internamente, y la silicificación que parece reemplazar la zona mineralizada.

4.5. La mineralogía en el distrito.- A partir de observaciones detalladas y diversos estudios mineralógicos realizados en especímenes de diversas minas del distrito, conducidos por Humboldt, Monroy, Aguilar, Botsford, Wandke, Edwards, Antúnez E., el Instituto de Geología de la UNAM y el Consejo de Recursos Naturales no Renovables, se conformó un listado de los minerales presentes en el distrito (Tabla 4.1) que fue vigente hasta casi el inicio de los años 70's. A partir de entonces la lista sufriría modificaciones (por adiciones, y/o confirmaciones, más alguna supresión) con las aportaciones de Taylor (1971), Buchanan (1979), Frankenberg (1988), Resor (1989) y Vassallo (2007), entre los conocidos por el autor del presente trabajo. Las adiciones corresponden, principalmente, a especies propias de las mineralogías de ganga y de alteración.

Varios de los minerales de mena que inicialmente eran comunes ya no se encuentran en las obras mineras; como era de esperar, al progresar el minado hacia la profundidad la mineralogía fue mostrando cambios tanto en especies como en la proporción en que se presentaban algunas de éstas. Tal es el caso con los sulfuros “básicos”, inexistentes en el horizonte cercano a la superficie, pobremente diseminados en la parte intermedia, y dominantes en la zona profunda (en los clavos de Rayas, Sirena, Valenciana y Cata). Algo semejante puede decirse de varias especies de baja temperatura que se encontraban, comúnmente, tanto en la superficie como en la zona más somera; minerales como la cerargirita, la embolita y otros.

4.6. Mineralogía de la mena en el “clavo de Rayas”.- Aún siendo un caso especial dentro del distrito, el clavo de Rayas no presenta mineralogía tan diferente de lo que se ha encontrado en los otros sub-districtos; las diferencias más notables son básicamente en cuanto a las proporciones en que se distribuyen en cada subdistrito. Por ejemplo, algo decepcionante para nosotros fue no encontrar eléctrum ni oro nativo, ni las cantidades de ciertas sulfosales (pirargirita, por ejemplo) de cuya existencia se informa como profusa, en otras minas; Peregrina, entre ellas.

La mineralogía de mena del clavo es bastante sencilla; consiste sólo de unas cuantas especies: argentita, polibasita, estefanita, calcopirita, covelita, esfalerita, galena y, esporádicamente, pirargirita. Petruck y Owens (1974) consignan la presencia de acantita a partir de dos muestras de Rayas que les fueron enviadas por Gross; basan su determinación señalando que: *“The samples were studied by microscopical methods, and by X-ray diffraction.....”*. Nuestra opinión es que el sulfuro de plata presente es argentita, por dos razones: la primera es que la temperatura del depósito ocurrió muy por arriba de la temperatura de inversión entre la acantita y

<u>Minerales no-metálicos</u>	<u>Minerales metálicos</u>
Óxidos:	Sulfuros y sulfosales:
cuarzo alfa	arsenopirita
cuarzo amatista	calcopirita
calcedonia	cinabrio
limonitas	esfalerita
Silicatos:	estibnita
apofilita	galena
asbestos	guanajuatita
chabazita	marcasita
datolita	molibdenita
estilbita	pirita
laumontita	tetraedrita
valencianita	Minerales de oro:
Carbonatos:	oro nativo
ankerita:	naumannita aurífera
calcita	Minerales de plata:
dolomita	aguilarita
rodocrosita	argentita
siderita	estefanita
Sulfatos:	miargirita
barita	naumanita
celestita	pirargirita
epsomita	plata nativa
halotriquita	polibasita
selenita	Productos de oxidación:
yeso	cerargirita
Arcillas:	embolita
clorita	marcasita
saponita	petchblenda
	psilomelano

Tabla 4.1.- Relación de los minerales del distrito minero Guanajuato [fuente: Antúnez, E. (1964), con correcciones y modificaciones del autor].

la argentita, que es de 179 °C (Ramdhor, 1980, y 173 °C, según otros autores). La segunda es que los diminutos cristales que logramos separar para estudios isotópicos de azufre, cuya composición se comprobó utilizando microscopía de barrido electrónico, muestran forma ortorrómbica o bien, son placas de apariencia tetragonal pero, definitivamente, no son monoclinicos, sistema en el que cristaliza la acantita (Fotos 4.11 y 4.12).

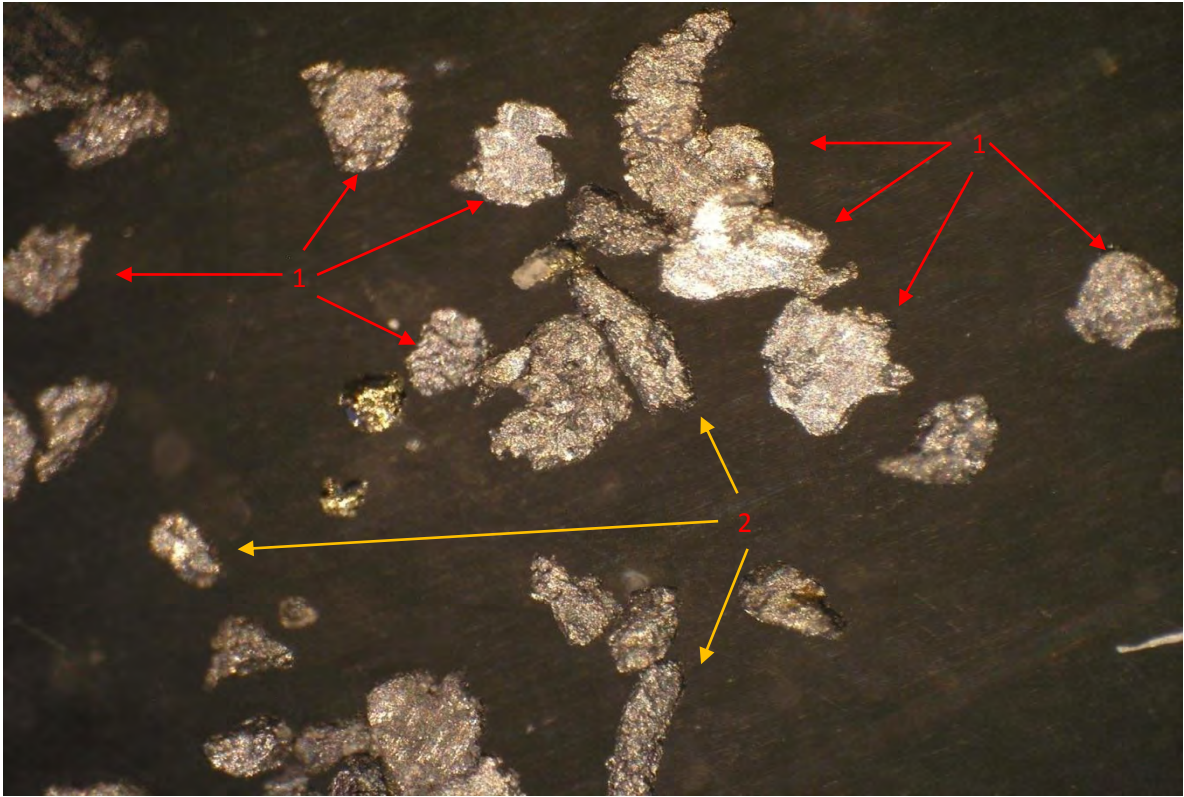


Foto 4.11.- Sulfuros de plata de subhedrales a anhedrales, aunque mostrando formas de tendencia tetragonal (1) y ortorrómbica (2), propias de la argentita.

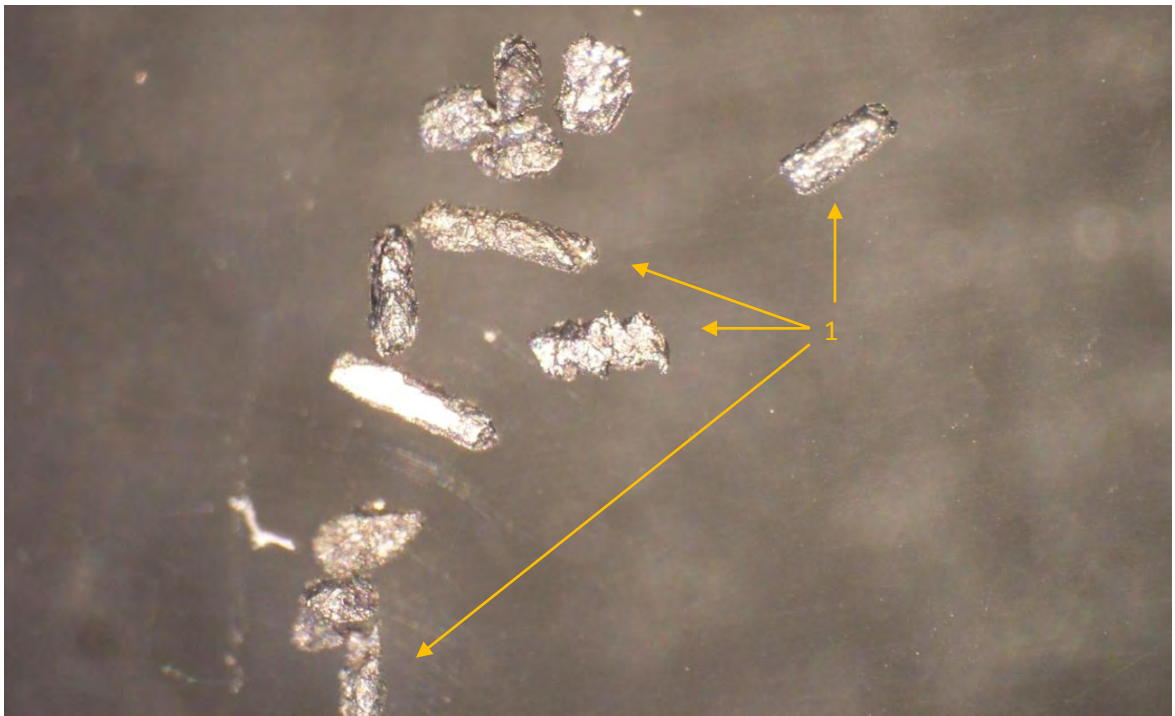


Foto 4.12.- Otros minerales también de composición sulfuro de plata, de formas subhedrales a anhedrales, pero con más parecido a la estructura ortorrómbica, propia de la argentita [minerales en el centro, abajo y a la derecha (1)].

Capítulo 5. Petrografía de las rocas asociadas con el “clavo de Rayas”

Con el fin de hacer una identificación más precisa de las rocas relacionadas espacialmente con la mineralización, y la probabilidad de encontrar en ellas algún indicio de relación con el origen de la mineralización, se estudiaron petrográficamente ejemplares de las rocas de los respaldos de la veta, así como también, de los fragmentos de la brecha de la zona mineralizada (los intrusivos de Rayas”), que eran obviamente diferentes. En total preparamos 13 láminas delgadas, de las cuales estudiamos 10; a partir de ellas se hicieron las siguientes descripciones:

5.1. Conglomerado Rojo.- Esta roca, que encajona por el alto a la Veta Madre tanto en la zona del “clavo de Rayas”, como en otra significativa porción hacia el noroeste, por razones obvias no se estudió en láminas delgadas. Además, ya fue suficientemente descrita en el capítulo 2 de este trabajo. Remitimos al lector interesado en profundizar sobre este tema, a revisar los trabajos de Edwards (1955), y Aranda-G. y McDowell (1988).

5.2. Dique del alto (micro-brecha andesítica).- Cepeda Dávila, en un trabajo de petrografía de las rocas del distrito Guanajuato, probablemente llevado a cabo hacia finales de los años 60's, describió y bautizó, con el nombre de micro-brecha andesítica, a la roca cortada por el cruceo 407 sur, del nivel 390, de mina Rayas. Conocimos de la existencia de dicho trabajo sólo por las referencias al nombre de la roca, consignadas en los planos geológicos, pero nunca pudimos hacernos del informe. La roca es una masa de forma irregular que a veces adopta la forma de un dique que se aloja entre el Conglomerado, muy cercanamente al reliz del alto de la Veta Madre. Para nosotros, megascópicamente, la roca era una diorita con fenocristales de grano fino, en matriz afanítica; un intrusivo hipoabisal tanto por su textura como por la profundidad a la que se encontró, que presentaba alteración propilítica, de moderada a intensa.

Bajo el microscopio la roca se muestra indistintamente, como: 1) diorita holocrystalina, inequigranular, 2) andesita (o latita) insaturada o, 3) como brecha tectónica de carácter diorítico-andesítico, con fragmentos de angulosos a sub-angulosos (ver el anexo petrográfico al final de este capítulo). Los **minerales primarios** de que, en general consiste la roca, son: poca cantidad de **feldespato plagioclasa** (< 10 %, aunque en una muestra, la C-35, alcanza a ser el 45 o 50 %), exhibiendo en algunas muestras la macla de la albita y la de albita-Carlsbad; por su ángulo de extinción (12 a 18°) se les identificó como oligoclasa-andesina. También contiene poco **feldespato alcalino** (~ 8 %, probablemente sanidina), por lo que la roca podría clasificarse como latita, dadas las proporciones casi iguales de ambos feldespatos, aunque por el contenido de minerales máficos se le pudiera considerar como máfica o, al menos, intermedia.

Los **minerales oscuros** son principalmente anfíbolos y, en menor cantidad, piroxenas; la proporción de ambos ferromagnesianos en las muestras es de alrededor del 20 % (en la muestra C-35 no excede del 5%). Hay algunos granos fragmentados de **cuarzo**, aislados, que dan la impresión de ser **xenocristales** (muestra C-8), probablemente desprendidos de rocas encajonantes. En los ejemplares observados, en los que es más notorio el carácter conglomerático/brechoide de la roca, los fragmentos llegan a ser de entre 0.25, hasta 2.5 cm de diámetro, siendo raros estos últimos.

La matriz (tanto de cristales como de fragmentos) consiste esencialmente de lo mismo que existe como fenocristales, con ciertas diferencias menores, como la de que la proporción de plagioclasa (como microlitos) es mayor y que prácticamente no existe feldespato alcalino. En esta fracción de la roca incluimos los minerales de alteración, los reemplazantes y los de introducción (o de alteración hidrotermal). Su proporción, en las diferentes muestras observadas, oscila entre el 45 y el 60 %.

La **alteración**, que es intensa y extensa (casi el 60 % de la roca), consiste, básicamente, de propilitización y argilización, sin faltar, en menor proporción, manifestaciones de la potásica y la fílica. Su mineralogía incluye principalmente clorita (dominantemente la variedad peninita) proveniente de la alteración de ferromagnesianos, y arcillas, éstas formadas a partir de los dos feldespatos, en apariencia son básicamente montmorillonita. El vidrio, como parte de esta fase llega a estar en proporción de 15-20 % del total, y también hay pirita diseminada en proporción de 2 a 5 % y, aún en menor cantidad, aunque siendo común, algo de epidota, creciendo, en buen número de casos, dentro de cristales de plagioclasa. Hay sericita formada a partir de los feldespatos en cantidad que no excede al 5 % y, aproximadamente en la misma proporción, se encuentra el feldespato potásico, muy probablemente la variedad adularia (valencianita). Entre los minerales introducidos se cuenta la ya mencionada adularia y el cuarzo (muestra C-22), que se presenta como agregados cristalinos en mosaico, como intersticial y en vetillas, acompañado con escasos minerales metálicos de mena.

Considerando todas las observaciones en los diversos ejemplares de la misma roca, la **clasificación** de ésta es la de una **andesita microporfirítica de anfíbolos y piroxena**, intensamente alterada tanto por brechamiento de carácter tectónico como por hidrotermalismo. Está compuesta por fragmentos líticos (40 %), feldespatos plagioclasa (12 %) y alcalinos (8 %), y ferromagnesianos en proporción de accesoria a esencial (5 %) y matriz que ya fue descrita (35 %). Las alteraciones presentes incluyen (en orden de intensidad): propilitización, argilización,

potásica y filica, habiendo además, introducción de cuarzo y minerales metálicos, como agregados y en vetillas.

Aunque lo intenso de la alteración enmascara muchos rasgos, a partir del estudio petrográfico podemos establecer la **paragénesis** de la roca; es decir, el orden de eventos que la alteraron, que sería el siguiente: 1) brechamiento, cloritización y formación de epidota, 2) silicificación, 3) nueva etapa de brechamiento (?) y, 4) introducción de adularia, cuarzo y carbonatos, tanto en vetillas, como en ~~parques~~ "parches" aislados (fotomicrografía C-26), y minerales metálicos.

Otras estructuras observables son: 1) la ya mencionada y descrita de cataclasis o protomilonita y, 2) vesículas y amígdalas; en estos casos el relleno es cuarzo y, ocasionalmente, carbonatos. Además, 3) hay inclusiones (xenocristales de cuarzo y carbonatos, y xenolitos de rocas de composición similar, aunque de textura diferente) de tamaño menor a 2 mm. Las texturas presentes son glomeroporfirítica, intersertal, intergranular, subofítica, afieltrada y traquítica; ésta última evidencia del carácter fluidal o direccional del emplazamiento de la roca (microfotografía C-4).

Se estudiaron 9 ejemplares de esta roca; los correspondientes a las muestras: C-3a, C-4, y C-8, provenientes del Niv. 435; las C-34, C-34a, C-35 y C-36 del Niv. 390. Las muestras C-63a, del Niv. 365; y las C-78 y C-83, del Niv. 345, por ser coincidentes con algunas de las anteriores no se estudiaron.

5.3. Formación Esperanza- En la zona del "elavo", las rocas de esta formación son consideradas como lutitas algo calcáreas y muy carbonosas, con color de gris oscuro a negro. En una de las láminas estudiadas la roca se presenta como limolita arenosa con fragmentos líticos que incluyen adularia y cuarzo, presentando marcada esquistosidad, y algo de pirita fina. En otra lámina la muestra es un gneis brechoide, de arenisca y limolita, probablemente metamorfoseado por tectonismo, quizás (también, como en el caso de la microbrecha andesítica) en dos eventos diferentes.

Hay epidota en parches aislados, en vetillas y en bandas (una de éstas en estructura de choricera), sulfuros diseminados (particularmente pirita con poca calcopirita) y segregaciones de cuarzo y de material carbonoso; éste último, aisladamente.

De estas rocas sólo se hicieron dos láminas delgadas, de las muestras C-6a, del Niv. 345 y la C-47, del Niv. 390, ejemplos típicos de la mayor parte de la formación Esperanza, como se le conoce en las minas de la parte central de la Veta Madre (minas Rayas, Cata y Valenciana).

5.4. Rocas dentro de la estructura.- Hemos apuntado y mostrado que el “Elavo” es una estructura re-brechada, con bloques y fragmentos de tres o cuatro tipos de roca: el Conglomerado, la microbrecha andesítica y la formación Esperanza, que ya han sido descritos. El otro tipo de roca es un granito o riolita hipoabisal (inequigranular), mostrando también intensa alteración por silicificación, argilización, y propilitización en menor grado (contiene pirita y epidota diseminadas); resulta notable por su contenido de “ojos de cuarzo” y su apariencia cataclástica. Surcan la roca algunas vetillas ondulantes de cuarzo, con poca calcita.

Como minerales esenciales contiene **cuarzo** (25-30 %) en fenocristales de hasta de 7 mm, 20-25 % de **feldespato alcalino** (microclina, ortoclasa y sanidina), 5-10 % de **feldespato plagioclasa** y muy escasos minerales máficos, tan intensamente alterados a clorita y óxidos que no es posible reconocer el mineral original; se alojan en matriz de grano fino a vítrea, que está en proporción de hasta 30 a 40 % en algunas zonas. Los cristales presentan deformación, aunque más comúnmente están fracturados, aparentemente como resultado de una actividad tectónica. La textura varía de porfírica a seriada, en los diferentes ejemplares observados, siendo la matriz, como ya se señaló, de micro a criptocristalina y, a veces, vítrea. Se observan pequeñas drusas (?) aisladas (fotomicrografía C-36).

El cuarzo primario se presenta como cristales de tamaño variado (estructuras porfírica o seriada), subhedrales (hipidimorfos), a veces fracturados y, más comúnmente, con señales de deformación, evidenciada por extinción ondulante; en los cristales de mayor tamaño se ven, ocasionalmente, crecimientos de otros minerales (textura poiquilitica). Cuando es cuarzo de introducción por hidrotermalismo, se presenta en agregados anhedrales de tamaño variable entre el fino y el microcristalino; rellena espacios irregulares y microvetillas, asociándose a veces con minerales metálicos.

El feldespato alcalino se encuentra, al igual que el cuarzo, tanto en fenocristales de tamaño fino a medio, como en la matriz; aquí, de manera micro o criptocristalina. Es principalmente ortoclasa (muestras C-34, C-34a, y C-36), identificable por su ángulo 2V, mayor a 60°, aunque en algunas partes puede verse microclina, reconocible por su macla de enrejado; también fue posible reconocer (muestra C-36a) sanidina, por su ángulo 2V que no supera los 20°. En todos los casos, los cristales son subhedrales (hipidiomorfos), y muestran deformación y/o fracturamiento moderado, así como alteración argílica y sericítica, también moderadas. En las fracturas formadas durante el movimiento tectónico, hay relleno de cuarzo microcristalino.

El feldespato plagioclasa aparece, de manera general, alterado a arcillas y sericita; en al-

gunos casos tan intensamente que solamente es reconocible por sus contornos (fantasmas; muestras C-36 y C-36a), aunque en otras muestras (C-34 y C-34a), se le encuentra de débil a moderadamente alterado hacia las mismas especies minerales mencionadas. En estos sitios es posible observar, sin dificultad, las maclas de la albita y la de la albita-Carlsbad y la deformación que causó el movimiento tectónico, en los cristales curvados, con extinciones anómalas.

Aunque siempre presentes, los minerales máficos son muy escasos, apareciendo en cantidades accesorias, menores al 3 %. Están tan alterados por oxidación y cloritización que no es posible hacer la identificación de los originales, aunque por la asociación mineralógica podemos suponer, sin mayor riesgo de equivocación que se trata de biotita y/u hornblenda, considerando los principios de las series de reacción de Bowen.

Habiendo hecho previamente la descripción de las alteraciones y los minerales que la componen en lo general, sólo nos queda reiterar que en la etapa final hubo introducción de sílice, sobre todo en las fracturas formadas durante el evento tectónico, y que se acompaña de carbonatos (calcita, dolomita y ankerita) y adularia (probablemente de la variedad valencianita).

Por las características anotadas, estas rocas pueden ser clasificadas, indistintamente, como granito, riolita o toba riolítica de cristales. Pero, por la presencia de escasos y muy pequeños fragmentos que contienen las muestras, fragmentos que parecen ser de rocas tales como lutita, andesita, etc., hay la posibilidad de que provengan de una facies del Conglomerado que, según Aranda-G. y McDowell (1998), contiene además, bloques de granito. Nosotros nos inclinamos a pensar que son bloques y fragmentos de las rocas graníticas consignadas por Larson (1995) y Orozco (1975-83 y 2003), como uno de los intrusivos de Rayas”.

Este tipo de rocas se estudió en cuatro láminas delgadas, las muestras: C-34, C-34a, C-36 y C-36a, todas ellas colectadas en el nivel 390.

De entre los fragmentos de las rocas en la brecha mineralizada (clavo de Rayas) se tomó una muestra que se identificó, de acuerdo con el uso local, como representativo del otro tipo de los intrusivos de Rayas”, el intrusivo diorítico. A pesar de la intensa y extensa silicificación que presenta, del estudio al microscopio pudieron definirse los siguientes aspectos: es una roca merocristalina, inequigranular porfirítica, con escasos fenocristales dentro de matriz microporfirítica, con textura traquítica. Su **mineralogía** es sencilla; consta sólo de feldespato plagioclasa y máficos. Las **plagioclasas** son escasas como fenocristales (~ 5 %) pero abundantes como microlitos en la matriz, que es entre el 55 a 60 % de la roca. Presentan la macla com-

binada albita-Carlsbad; de acuerdo con su ángulo de extinción puede asignárseles composición entre la de oligoclasa y andesina. Se muestran moderadamente alteradas a arcillas y sericita. Los minerales **máficos** que son también escasos, se presentan como fenocristales intensamente alterados a clorita y epidota; también los hay como micro-fenocristales asociados a los micro-litos de plagioclasa y otros minerales de alteración.

Los minerales de **alteración** incluyen cuarzo, sílice micro y criptocristalina, calcita, sericita y arcillas. Los minerales de SiO_2 rellenan fisuras y reemplazan parcial o totalmente a otros componentes de la roca; la misma función hace la calcita, aunque se encuentra en menor cantidad. Ambos minerales o compuestos, se asocian a minerales metálicos, también introducidos; éstos últimos en mucho menor proporción. En conjunto forman aproximadamente el 15 % de la roca. Los compuestos de sílice se depositaron en al menos dos etapas, según se deduce de las relaciones entre vetas y vetillas que se atraviesan y/o desplazan entre sí. Las arcillas y la sericita son el resultado de la alteración de las plagioclasas; la sericita se asocia con el cuarzo y sílice microcristalina, y ambos, a la mineralización de metálicos. El contenido de arcillas es muy notable; alcanza a ser de aproximadamente el 30 %.

De acuerdo con todo lo señalado, la **clasificación** de los fragmentos de este ~~intrusivo~~ de Rayas”, presentes en el Clavo, podría quedar como sigue: una **andesita** alterada por hidrotermalismo, con abundantes arcillas y menor cantidad de sericita a partir de las plagioclasas, y epidota-clorita a partir de los escasos minerales ferromagnesianos originales.

De este tipo de roca sólo se preparó una muestra, la C-41, colectada en el nivel 390.

5.5. Resultados del estudio petrográfico

Este estudio resultó de mayor importancia a lo previsto, pues permitió confirmar con detalle lo que previamente nos habían sugerido las observaciones de campo y los levantamientos geológicos y, posteriormente, las relaciones paragenéticas, con base en el estudio mineragráfico de los ejemplares colectados en el clavo de Rayas. Son al menos tres, los aspectos principales que se pueden destacar:

1) La Veta Madre, y en particular la estructura brechada que aloja el ~~clavo~~ de Rayas”, se formó mediante dos eventos tectónicos.

2) El ~~intrusivo~~ diorítico de Rayas”, no es tal; los fragmentos de la roca a la que se denominaba de esta manera, y que forman parte de la brecha mineralizada del Clavo, son fragmentos de una roca andesítica que coincide exactamente, con la descripción de la micro-brecha andesítica que se encuentra por el alto de la Veta Madre, en esta zona.

3) La relación temporal entre los dos tipos de "intrusivos de Rayas", la "diorita" y la " Cuarzo-monzonita" resulta evidente a partir del estudio: la "diorita" (micro-brecha andesítica) ya existía cuando se emplazó la " Cuarzo-monzonita" (riolita hipoabisal).

4) La posibilidad de que alguna de estas rocas tenga que ver con el origen de la mineralización, queda descartada en cuanto se refiere a la micro-brecha andesítica.

5) Físicamente, la riolita hipoabisal de mina Rayas es muy semejante (si no idéntica), a la riolita Chichíndaro. Algunas características observadas hacen suponer que el emplazamiento explosivo de esta unidad haya dado origen al sistema hidrotermal que formó la Veta Madre (Labarthe *et al*, 1996) o, al menos, el que dio origen a la formación de "el Clavo".

6) La micro-brecha andesítica (intrusivo diorítico) muestra evidencias de haber sufrido dos episodios tectónicos, en tanto que la riolita hipoabisal (Cuarzo-monzonita) sólo presenta huellas de haber experimentado uno.

Capítulo 6. Minerografía en el “clavo de Rayas”

6.1 Generalidades de la metodología empleada.- Con el apoyo de SEM (microscopía de barrido electrónico) hicimos la determinación de la mineralogía, así como de la secuencia de su depósito. Para tal fin se prepararon 54 láminas pulidas: 8 muestras del nivel 435; 3 de la rampa 405-435; 9 del nivel. 405, 13 del nivel 390, 10 del nivel 365, y 11 del nivel 345 (ver planos de muestreo en el anexo correspondiente). La distribución del muestreo se predeterminó sobre los planos geológicos, ubicándola en sitios a distancias regulares, a lo largo de las obras de cada nivel (frentes y cruceros), añadiendo ocasionalmente alguna que otra más, en lugares donde las características de la mineralización lo ameritaban, por parecer interesantes.

De cada lugar de muestreo, así como de la muestra obtenida en éste, se hizo la correspondiente minuciosa descripción megascópica para que sirviera como comparación con la resultante bajo el microscopio. Para comprobar plenamente las identificaciones se recurrió primero al uso del microscopio mineragráfico y posteriormente al de barrido electrónico para los casos de minerales metálicos.

6.2. Trabajos previos.- De los trabajos que sobre este tema se hicieron a partir de los años 70's, conviene hacer algunas precisiones, para lo cual, siguiendo el esquema que ya hemos utilizado en secciones anteriores, iremos comentando las aportaciones de los diferentes autores:

Taylor (1971), estableció que: **1)** La pirita fue el primer sulfuro depositado, y que su depósito ocurrió en dos etapas, en la de pre-mineralización y en la principal, observación que coincide con las nuestras. **2)** La galena es de grano muy fino y contiene altos valores de Ag; no menciona cuáles son esos valores. Aunque nuestro trabajo no tenía más pretensiones que las cualitativas, de aproximadamente una docena de análisis que hicimos en otros tantos cristales de galena, sólo una mostró ser pobremente argentífera (ver sección 6.4.3a.1). **3)** Las sulfosales son minerales raros en la Veta Madre y de ellas la especie más abundante es la proustita. Creemos que en ambas aseveraciones se equivoca el autor; de nuestro estudio resulta que, si bien las sulfosales no son los minerales más comunes, no son nada raros, ni aún en los niveles inferiores. Es muy probable que en los horizontes superiores, según señalan otros autores, hayan existido en mayor cantidad. En cuanto a la relativa abundancia del mineral proustita, sólo comentaremos que si existe en el distrito (algo posible dada la existencia de algunas especies mineralógicas con As) debe ser algo muy raro, pero en el “Clavo” no existe; las únicas especies que encontramos son de Sb (sección 4.3a.1). **4)** El selenio aparece asociado con S en va-

rios sulfuros y como minerales de sí mismo, siendo éstos de tamaño microscópico, como en una importante proporción de las vetas epitermales. En otros distritos argentíferos suele haber asociación con Te; no parece ser ese el caso en Guanajuato, pues no se han encontrado minerales de, ni con este elemento. 5) Se encontraron los minerales guanajuatita y paraganajuatita en las minas Villalpando (vetas de la Sierra) y Rayas (zona del –Clavo”) añadiendo luego el autor algo incomprensible: “*These minerals were detected in samples from the Villalpando vein and the Veta Madre southeast extensión. Selenium was not detected in any samples from the Veta Madre*”. Con respecto a que se encontraron dichos minerales en la extensión sureste (zona del –Clavo”), sólo podemos decir que en nuestros ejemplares no fueron encontrados. 6) Ambos minerales (guanajuatita y paraganajuatita) están siempre en estrecha asociación, encontrándose en los bordes de pirita; no los encontramos. 7) El oro aparece como nativo y asociado con sulfuros de Ag y como reemplazamientos en bordes de pirita. En nuestras muestras no pudimos encontrar oro. 8) La argentita es el mineral de plata más abundante en las vetas, según se determinó mediante análisis con rayos X que manifestaron la forma ortorrómbica del mineral. Por supuesto, en esto estamos totalmente de acuerdo con el autor.

Petruk y Owens (1974), señalan que: 1) de todos los minerales que se han identificado en el distrito, encontraron sólo unos cuantos. 2) Consignan uno del que no se había hablado anteriormente; el mineral nontronita $[\text{Fe}_2(\text{Al}, \text{Si}_4)_6\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Na}_{0.3}(\text{H}_2\text{O})_4]$, que nosotros no encontramos; no pusimos suficiente atención a los minerales de la ganga. 3) Acantita y aguilarita son los principales minerales de plata y no pueden reconocerse (identificarse) ópticamente. Coincidimos en que la acantita (para nosotros argentita) es el mineral de plata más abundante pero en nuestra opinión la aguilarita no lo es tanto, cuando menos no en el –Clavo”, en donde sólo encontramos, aparte de la argentita, estefanita, polibasita y, erráticamente, pirargirita. 4) La acantita llega a tener entre 1.4 y 2.2 % de Se y la aguilarita hasta 13.4 % de tal elemento. La proporción de Se en nuestras muestras de argentita osciló entre 2.05 y 2.43 %, mientras que en lo que consideramos polibasita con selenio (5 muestras; ver sección 6.3.1), apareció en proporción 2.00 a 2.65 %. 5) La morfología de la acantita, apreciada con rayos X, corresponde a la de la argentita. Con esto Peetruk y Owens nos dan la razón acerca del mineral que realmente existe en Rayas y, particularmente, en el –Clavo”. 6) La pirargirita de mina Peregrina contiene pequeñas cantidades de Se y se asocia frecuentemente con polibasita. 7) La proporción de Au en eléctrum varía entre 25 y 55 %. Sobre los dos últimos puntos no tenemos comentarios; el eléctrum no apareció en nuestras muestras y la única pirargirita que vimos no fue

analizada, se reconoció sin dudas, por sus clásicas reflexiones internas de color rojo carmín. **8)** La esfalerita contiene 0.6 % de Fe, Cd hasta 1.3 % y Mn, hasta 0.4 %. Nuestras muestras de esfalerita no evidenciaron Cd ni Mn, aunque sí, que son pobres en Fe, cuya proporción resultó variable entre 0.42 y 1.4 %. Y, finalmente, los autores determinaron que la mineralización había ocurrido en tres etapas, siguiendo a Taylor (1971). Nuestra idea es algo diferente, pero lo comentaremos en otra sección; al hablar de la paragénesis.

Buchanan (1979) se refiere a ciertos aspectos generales de la mineralización, como los siguientes: **1)** Los tres horizontes de mineralización que propone Gross (1975), no necesariamente existen en cualquier sección de la Veta Madre, lo cual, en nuestra opinión es correcto. **2)** Donde existe más de un horizonte, generalmente presenta separación del (los) otro(s) por una zona estéril. Si no es así en todos los lugares, aparentemente en el caso del –elavo de Rayas” esto resulta cierto. **3)** Siguiendo a Taylor, reconoce tres etapas de mineralización, con lo cual no coincidimos enteramente. **4)** La etapa inicial, considerada como estéril, no lo fue del todo; hubo depósito de Au y Ag. Esto es posible, aunque nosotros proponemos una etapa inicial de depósito más compleja, que más adelante comentaremos. **5)** Entre las etapas de mineralización temprana y principal hay un período de fracturamiento (¿con brechamiento?). Coincidimos plenamente con esta observación. **6)** La extensa variedad mineralógica de mena encontrada en la superficie se simplifica hacia la profundidad; también, algo con lo cual coincidimos.

Frankenberg (1988) encontró que: **1)** La calcopirita del –elavo de Rayas” llega a tener Se en sustitución de S, pero en muy baja proporción, ≈ 0.02 %, lo cual parece correcto pues coincide con nuestras determinaciones. **2)** La esfalerita contiene Fe, Mn, Cd y Cu substituyendo Zn (no menciona las proporciones), y Se en sustitución de S, aunque en proporción no mayor que 0.01%. En cuanto a Fe, Cd y Mn sus resultados concuerdan con lo consignado por Petruk y Owens (1974), y en lo referente al Se, con lo que nosotros encontramos, aunque no coincidamos en la proporción. **3)** La galena contiene hasta 0.02 % de Ag y hasta 1.92 de Se. Sólo en una de nuestras muestras la galena mostró contenido de Ag (1.16 %), pero en ninguna de las analizadas (cerca de una docena) se encontró Se. **4)** El Se disminuye hacia la superficie. Sobre este punto nos abstenemos de opinar pues nuestro muestreo fue muy localizado; sólo cabe comentar que, en general, de acuerdo con la información que dan algunos textos de mineralogía: Dana-Hurlbut (1960), Hurlbut-Klein (1971) y Dana-Ford (1979), así como Ramhdor (1980), lo normal es que el contenido de Se, cuando existe en vetas epitermales, disminuya

hacia la profundidad. **5)** La mayor proporción de oro que se encontró en un grano de eléctrum fue 79.32 %; sin comentarios. **6)** la polibasita que hay en el “Elavo de Rayas” no es significativa. No sabemos qué quiso dar a entender el autor con esto, pero a nosotros no nos parece que la cantidad existente en el “Elavo” sea desdeñable. **7)** La acantita sólo se encuentra como reemplazamientos. Esto no es correcto; también se le encuentra aislada, en granos pequeños. Al hacer separación de minerales, encontramos varios de argentita, como ya lo comentamos.

Querol et al (1991), consignan la presencia del mineral pearceita, atribuyéndole a Petruk y Owens su identificación. No encontrando esa información en el artículo de los citados autores, suponemos que es un error de Querol, al igual que su cita acerca de la existencia de pearceita, que nadie más que él menciona para Guanajuato.

Resor (1989), encontró que: **1)** la piritita que hay en las vetas que estudió (vetas de La Sierra), se encuentra incluida en varios minerales o contiene inclusiones de ellos. Nuestras observaciones sobre el particular coinciden parcialmente con las de este autor; en la gran mayoría de los casos la piritita está rodeada por calcopiritita y muy erráticamente reemplazada por otros minerales. **2)** Los sulfoseleniuros de Ag forman aproximadamente el 28 % de la mena, en las 4 vetas de mina Peregrina estudiadas, siendo sus especies, en conjunto, el tipo de minerales de plata más abundantes. Creemos que esto podrá ser válido para las minas de que trata pero quizás no pueda extenderse a todo el distrito, en particular no es así en mina Rayas, donde la especie argentífera más abundante es argentita. **3)** Acantita (Ag_2S), aguilarita (Ag_4SeS) y naumannita [(Ag_2Se)]; aunque en el Manual de Dana Ford (1975) se le asigna la composición: $(\text{Ag}_2\text{Pb})\text{Se}$], son difíciles de diferenciar por varias razones: a) por presentarse formando intercrecimientos, b) por su pequeño tamaño, que como media alcanza apenas unas 30 micras y, c) porque por sus colores grises, su débil anisotropía y su moderada reflectividad son muy semejantes. Todo esto es correcto, pero coincidimos con Ramhdor (1980) quien sugiere que “con algo de práctica es posible hacer la diferenciación”; en las fotomicrografías que tomamos de nuestros ejemplares es apreciable la diferencia de tonalidad entre estas fases mineralógicas que llegan a confundirse hasta con galena, cuando ésta no presenta sus clásicos huecos triangulares. **4)** La polibasita es el tercer mineral de mena más importante en cuanto a abundancia. **5)** La calcopiritita aparece como sobrecrecimientos en piritita. **6)** De los minerales básicos, la esfalerita es el más abundante, seguido de calcopiritita y después, de galena. En Rayas no es así; el más abundante es calcopiritita, después esfalerita, apareciendo eso sí, la galena en tercer lugar. **7)** La composición del eléctrum que encontró cae dentro de los rangos determinados previa-

mente por otros autores. **8)** En cuanto a pirargirita, menciona haber encontrado sólo dos ejemplares, lo cual llama la atención pues, quienes estudiaron con anterioridad la mineralogía en este sub-distrito, la describen como muy abundante, y hasta la hacen “quizás” como el principal mineral argentífero, según el propio autor.

Mango (1988, 1992). Aunque esta autora se refiere a la mineralogía sólo a partir de algunos estudios ajenos, previos, hace interpretaciones de ellos y, apoyándose en sus propias observaciones llega a ciertas conclusiones que ameritan los comentarios que haremos enseguida: **1)** en mina Rayas, la mineralización de mena aparece también como cementante de la brecha, lo cual es correcto, según nuestra propia opinión. **2)** Que ni al microscopio pudo identificar sulfosales ni eléctrum. Pensamos que esto puede explicarse por la pobre cantidad que hay de ambas especies minerales, sobre todo del eléctrum. **3)** Siguiendo a Taylor establece 3 episodios de depósito: el primero solamente de pirita, el segundo (principal) con pirita, calcopirita, esfalerita, galena, acantita y cantidad menor de sulfosales, y la tercera, con acantita y sulfosales del mismo elemento. Respecto a estos señalamientos ya hemos expresado antes que no concordamos con la interpretación de sólo tres etapas de mineralización. **4)** Que la pirita de la primera etapa se reconoce por su textura “apolillada” y euhedral. Esto es correcto, parcialmente; falta mencionar otras dos texturas que presenta la pirita de esta etapa: la anular (fotos 6.1 y 6.4) y la taraceada (foto 6.2). **5)** Llama la atención su comentario acerca de que “*Frankenberg (1988) observed acanthite replacing galena in samples from Rayas*”, ya que indica que ella no vio este rasgo, tan común en ejemplares del “Clavo”. **6)** Al menos la mitad de la esfalerita presenta la “enfermedad de la calcopirita”. En nuestra opinión esta proporción de esfalerita con exsoluciones de calcopirita es un poco exagerada, pero sí es muy común este rasgo que, según el mismo autor, además de Barthón y Bethke interpretan como evidencia de reemplazamiento (esfalerita por calcopirita). **7)** Sobre las sulfosales señala que son de la última etapa y que además de aparecer como sustituciones en los bordes de material más antiguo también se ven como granos individuales; esto no lo vimos en nuestras muestras, las que encontramos siempre aparecían como reemplazamientos. **8)** La pirita contiene As. En las muestras que analizamos ni siquiera apareció este elemento. **9)** La galena muestra uniformemente bajo contenido de Ag. En nuestro estudio tampoco ocurre esto; sí hay galena con un poco de plata, pero en la mayoría de los casos tiende a aparecer pura, o bien, ocasionalmente, con algo de Se.

Orozco (2003) dice haber identificado, además de la mineralogía simple y común, consistente de argentita, calcopirita, esfalerita, galena y menores cantidades de pirita y pirargirita,

otros minerales nada comunes, tales como estromeyerita, plomo nativo y pirita argentífera. Esto último resultó falso. Al parecer, un problema con los estándares utilizados o del propio microscopio de barrido electrónico utilizado, dio resultados equívocos que luego ya no hubo oportunidad de corroborar sino muy posteriormente. Estas determinaciones se hicieron con el equipo marca JEOL, modelo 54101 V, equipado con espectrómetro de dispersión de energía de rayos X, del departamento de investigación en Polímeros y Materiales, de la UNISON.

Vassallo (1988, 2007) publicó cuatro artículos sobre la mineralogía de la Veta Madre; de tales trabajos sólo dos llegaron a nuestras manos. A continuación comentaremos lo más relevante de los mismos: **1)** los minerales de la serie acantita-aguilarita-naumanita nunca se presentan con su composición química teórica y sus características ópticas son muy parecidas. Nuestras observaciones confirman lo anterior. **2)** Las dimensiones de estos minerales en el distrito son del orden de 0.01 a 0.1 mm. También en esta característica que tanto dificulta el estudio de estos minerales, coincidimos con el autor. **3)** En la zona profunda de mina Las Torres la mineralización de oro y plata casi no existe. Esto no concuerda con lo observado en mina Rayas; el “Clavo” tiene buenas leyes de ambos elementos aunque no hayamos visto minerales de oro. **4)** La mínima cantidad de oro y plata en la zona profunda de mina Las Torres pudiera representar una zona de transición o el final de la zona epitermal; comienza a verse mineralización polimetálica. Cualquiera de estas posibilidades quizás concuerde con lo que hay en mina Rayas, una aparente transición de mineralización epitermal, a mesotermal. **5)** La mineralización se efectuó en dos etapas: en la primera hubo cuarzo con metálicos, en la segunda, calcita con metálicos. Si esto es así en mina Las Torres, en mina Rayas es diferente. **6)** El primer sulfuro depositado fue pirita, que también ocurre en otra etapa posterior, siendo reconocible la de la primera generación por ser euhedral. Esta observación concuerda con las nuestras. **7)** “En ninguna parte se encontró que la galena contenga plata”. Esto, en mina Rayas no sucede así; aunque la mayor parte de la galena está libre de Ag, hay algunos granos de este mineral que son algo argentíferos. **8)** La galena se encuentra asociada con aguilarita. En nuestros ejemplares del clavo de Rayas no encontramos aguilarita. **9)** La galena contiene Se. Esto es también válido para el “Clavo”, aunque sólo para algunos ejemplares, lo mismo que para la mayor parte de los minerales presentes. **10)** Siempre hay Cd en la esfalerita, mostrando tendencia a disminuir hacia las partes altas de las bonanzas. En nuestras muestras no encontramos este elemento que, a la profundidad a la que está el “Clavo” debería ser más común. **11)** La polibasita sólo se puede diagnosticar confiablemente con ayuda de la microsonda electrónica.

No estamos de acuerdo en esto; creemos que familiarizándose con el color, el brillo, el contraste que hace con cada uno de los minerales con los que se asocia, aunque con dificultades, podría identificarse. **12)** La polibasita y la aguilarita se formaron conjuntamente. Al no haber encontrado aguilarita en nuestras muestras, no podríamos opinar sobre este particular. **13)** En Guanajuato hay cantidades anómalas de Se, elemento que se asocia con Au y Ag en las zonas de menor temperatura. Concordamos con la primera parte de la observación pero no con la segunda; en el “Elavo”, donde la temperatura de depósito fue más alta, la cantidad de Se parece considerable. **14)** Encontró covelita en el cuerpo Cedros de mina Las Torres, relacionada con procesos de enriquecimiento secundario. En el clavo de Rayas, también hay covelita pero no puede explicarse su presencia por la misma razón. **15)** La mineralización en mina Las Torres no profundiza más abajo de la cota 1,700 msnm. **16)** El depósito de las menas en el distrito ocurrió en cuatro etapas.

Al llevarse a cabo el presente estudio, se tuvo especial cuidado en hacer, al menos una vez, la comprobación de los resultados; cuando éstos nos dieron alguna especie mineral no muy común, se hicieron hasta dos comprobaciones espaciadas en tiempo, y haciendo creer al operario que eran muestras nuevas, diferentes de las que ya se habían trabajado. Estas determinaciones se hicieron utilizando un equipo de microscopía de barrido electrónico (SEM) tipo JEOL-JSM-6060LV con analizador (EDZ) del tipo Oxford-Inca-X-Light, del departamento de Física de la UNAM, estación Juriquilla, siendo la operario la Dra. Marina Vega González, del Centro de Geociencias, a quien agradecemos su valiosa cooperación en este proyecto. A continuación hacemos un resumen de los resultados que obtuvimos:

1.- Los minerales de mena comunes en el “elavo de Rayas” incluyen: argentita, calcopirita, esfalerita y galena, con cantidades menores de polibasita y estefanita, y muy bajas, de pirargirita y covelita.

2.- Aunque no fueron encontrados en nuestras muestras, es muy razonable que sí existan en el “Elavo”, tanto eléctrum como oro metálico, según la opinión de otros autores; de otra forma no se explicarían los valores de oro en el mineral beneficiado.

3.- Nuestro estudio permite afirmar que no existen ni proustita ni minerales de arsénico en el “Elavo” pero que en cambio, no son del todo extraños los minerales de antimonio, en particular las sulfosales: polibasita, estefanita y pirargirita.

4- La galena presente tiende a ser de la composición ideal; cuando es argentífera, lo es muy pobremente.

5.- Petruk y Owens (1974) proponen que aguilarita y acantita son los minerales de plata más abundantes en el distrito. En el Clavo de Rayas no es así; la aguilarita ni siquiera aparece en nuestras muestras y, como ya ha quedado asentado, argentita es el mineral de plata más común.

6.- De acuerdo con nuestros resultados, la proporción de selenio en los distintos minerales que contienen este elemento no excede 2.65 %.

7.- La esfalerita también tiende a ser de su composición ideal; cuando tiene Fe, la cantidad de este elemento es muy baja (1.47 %, como máximo, en nuestras muestras). Tampoco encontramos en ellas el cadmio que otros autores afirman que hay.

8.- La observación de Buchanan (1979) acerca de la existencia de una zona estéril separando horizontes mineralizados parece ser cierta, al menos parcialmente; el Clavo de Rayas aparentemente empieza un poco abajo del nivel 320 y en éste nivel no hubo leyes de interés.

9.- Según nuestra interpretación, los eventos con que se inició la mineralización en el "Clavo" de Rayas, incluyeron: **a)** alteración por propilitización, **b)** la preparación del terreno mediante silicificación de las rocas, **c)** una etapa inicial de brechamiento por tectonismo, **d)** una etapa de mineralización que reemplazó parcialmente las rocas con calcopirita y minerales argentíferos, **e)** una nueva etapa de brechamiento, aparentemente a manera de diatrema y, **f)** una nueva etapa y más abundante, de mineralización.

10.- Los minerales seleníferos no son exclusivos de las zonas someras; existen hasta en los niveles más profundos, al menos en la zona de "el Clavo".

11.- La argentita se presenta tanto en forma de reemplazamientos, en asociaciones con varios minerales, como en cristales individuales de tamaño pequeño (unas 30 micras).

12.- La pirita parece haberse depositado en dos etapas diferentes, pero no muestra sólo dos texturas, sino cuatro: a) euhedral, b) apolillada, c) anular y, d) taraceada (fotos 6.1 a 6.4)

13.- La pirita de la primera etapa, con frecuencia se muestra sobrecrecida por calcopirita; da la impresión, sobre todo cuando es euhedral, de haber servido como un núcleo o colector de la calcopirita (foto 6.1).

14.- La cantidad de selenio en el Clavo, así como en el distrito, es anómala.

15.- Con algo de práctica se puede llegar a la identificación minerográfica de las sulfosalas de plata, sin confundirlas con otros minerales a los que se asocian o a los que reemplazan.

16.- Covelita, hematita y un óxido de plomo (quizás masicote, por su composición, aunque las características físicas no concuerdan), considerados minerales secundarios, de ambien-

tes supergénicos, y poco comunes en yacimientos semejantes a los de este distrito, se encuentran en la zona profunda de “el Clavo” (fotos 6.3, 6.4, 6.5 y 6.6).

6.3. Sulfosales y sulfoseleniuros del clavo de Rayas

Polibasita.- Este es uno de los cinco minerales llamados “platas rojas” o platas rubí (o rosicler, o plata sangre de pichón, como se les llama en Guanajuato) que existen; los otros cuatro son: pirargirita, proustita, miargirita y pearceíta. Este mineral, al igual que lo hace la pirargirita con la proustita, forma una solución sólida total con la pearceíta, en cuyo grupo mineralógico está incluido (en el pasado, inclusive, según la información de la **mindat.org**, se le dio el nombre de antimoniopearceíta). De acuerdo con Ramdohr (1980), estas especies no pueden distinguirse entre sí, por medios mineragráficos.

La fórmula ideal de la polibasita es $Ag_{16}Sb_4S_{11}$ [aunque Dana y Ford (1975), la consignan como $9Ag_2S.SbS_3$, mientras que Vassallo (1988), le asigna la fórmula $[(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}]$], y sus contenidos porcentuales son: **Ag = 75.6, Sb = 9.4 y S = 15.0**. Pero casi nunca se le encuentra pura en la naturaleza; generalmente se presenta con reemplazamientos de Cu, Pb, Se, Te y, por supuesto de As, en cantidades variables. El cobre, sobre todo, es un elemento esencial; lo es al grado de que actualmente se considera la composición de este mineral, según mindat.org y la Wikipedia, como $[(Ag, Cu)_6(Sb, As)_2S_7][Ag_9CuS_4]$.

Se reconoce a la polibasita como un mineral propio de yacimientos epitermales, aunque también se le ha encontrado en algunos depósitos mesotermiales. De entre las muestras que colectamos para nuestro estudio mineragráfico seleccionamos una del nivel 435, el más profundo de mina Rayas, en 1980, cuando se realizó el muestreo, para analizarla mediante SEM, ya que en tres minerales observamos zonas de tonalidad grisácea, sutilmente diferentes del entorno, sospechando alguna variante, que decidimos confirmar. De cuatro puntos de la muestra **C-2***, del nivel 435 que fueron analizados, resultaron los siguientes valores de composición porcentual:

- 1) Sitio 2, espectro 1: Ag = 73.72, Cu = 3.27, Sb = 5.53 y S = 17.18
 - 2) Sitio 2, espectro 2: Ag = 63.98, Cu = 6.48, Sb = 12.57 y S = 16.97 (foto 6-7)
 - 3) Sitio 2, espectro 3: Ag = 64.97, Cu = 8.88, Sb = 10.62 y S = 15.53 (foto 6-7)
 - 4) Sitio 5, espectro 3: Ag = 66.51, Cu = 9.57, Sb = 10.56 y S = 13.36 (foto 6-12)
- y un sitio de la muestra **C-20**, del nivel 405, dio los valores:
- 5) Sitio 2, espectro 2b: Ag = 77.45, Cu = 4.05, Sb = 6.52 y S = 11.98 (foto 6-8)

Polibasita selenífera.- Esta variante mineralógica de la polibasita ha sido estudiada con anterioridad por Vassallo y Reyes-Salas (2007) en el distrito minero Guanajuato; así, nuestro estudio viene a ratificar, en parte, lo que ellos informan en su artículo. Obviamente, ambos minerales, polibasita y polibasita selenífera se encuentran íntimamente asociados. Encontramos esta especie mineral en una zona, también de la muestra **C-2***, del nivel 435, con los valores porcentuales de composición siguientes:

6) Sitio 5, espectro 2: Ag = 64.77, Cu = 7.27, Sb = 10.73, S = 14.48 y Se = 2.75 (foto 6-12).

En un punto de la muestra **C-6** que fue analizado, los valores fueron:

7) Sitio 5, espectro 4: Ag = 69.99, Cu = 2.95, Sb = 10.27, S = 14.42 y Se = 2.37
y en un sitio de la muestra **C-22**, del nivel 405, que arrojó los valores:

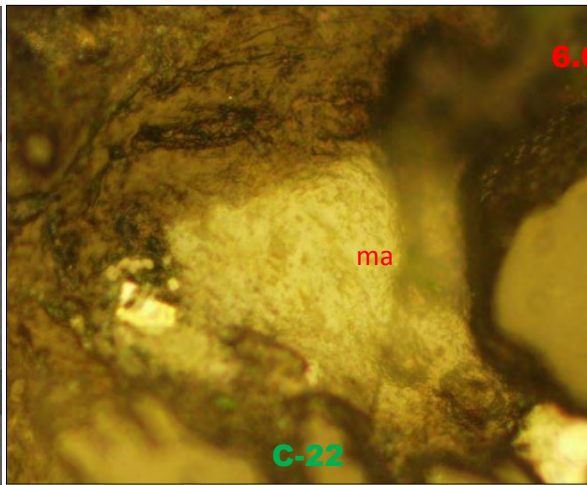
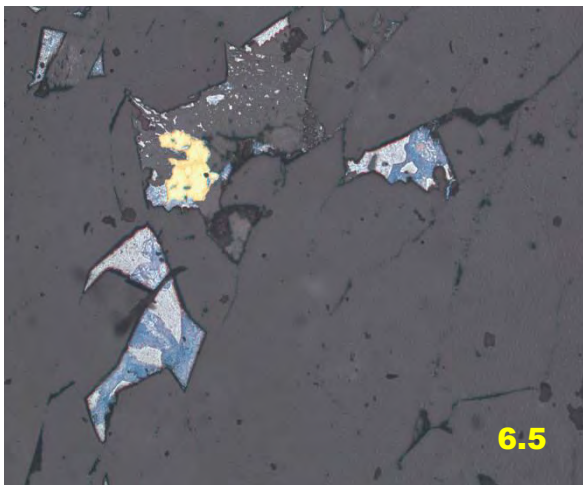
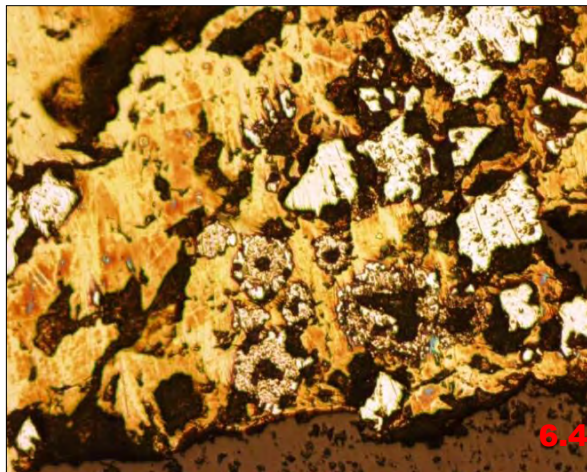
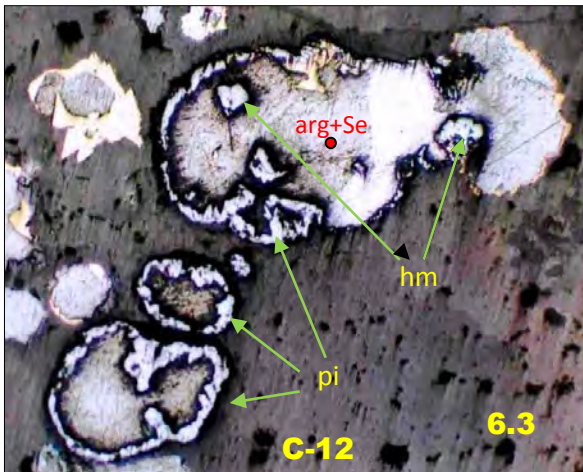
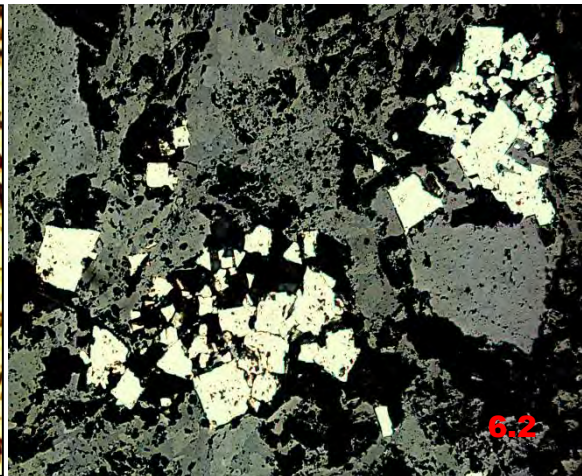
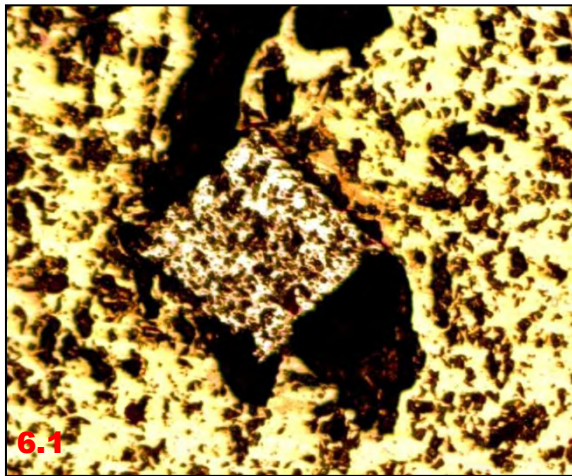
8) Sitio 3, espectro 2: Ag = 73.61, Cu = 2.69, Sb = 9.23, S = 12.54 y Se = 1.93 (foto 6-14).

En el estudio ya citado, de Vassallo y Reyes Salas, las variaciones de contenido de Se en polibasita abarcan un rango muy amplio: 0.17 a 12.69 %; sus muestras no incluyen ejemplares de mina Rayas. En esta mina, al parecer (al menos en la zona del “Clavo”) y considerando los pocos ejemplares analizados, los contenidos de tal elemento no presentan variaciones marcadas; oscilan entre 1.93 y 2.75 %. Los valores del cobre, por el contrario, son menos estables; las variaciones en este elemento, en este grupo de muestras, va de 2.69 a 9.57 %.

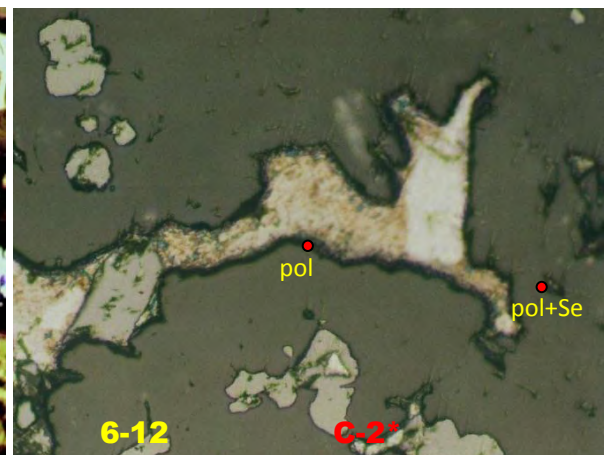
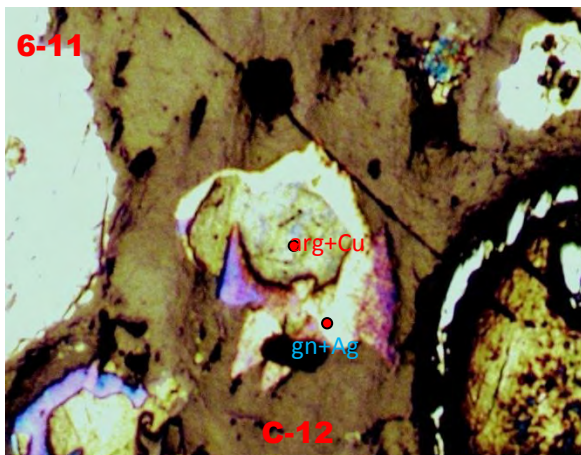
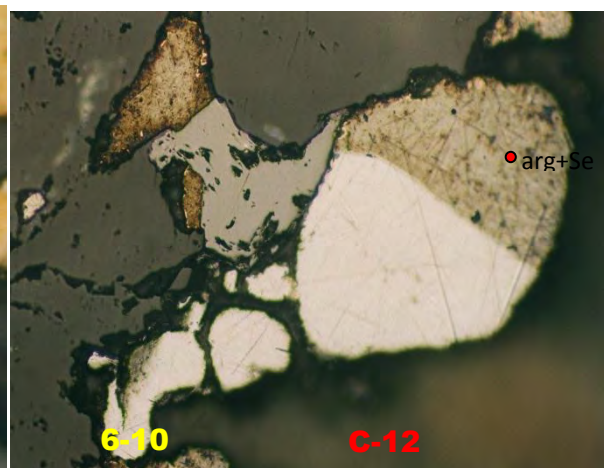
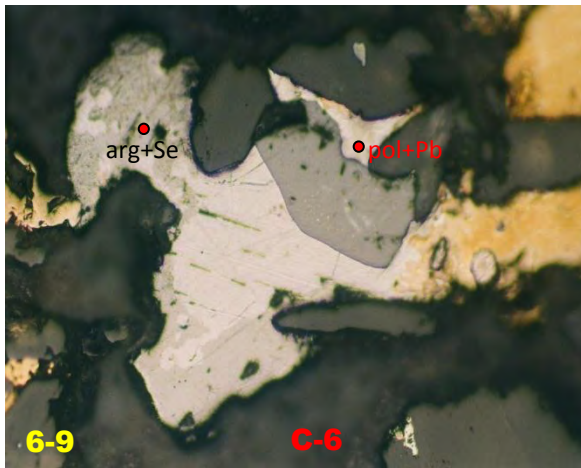
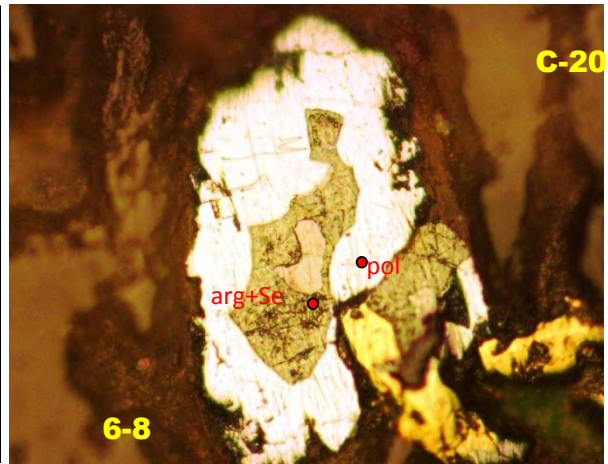
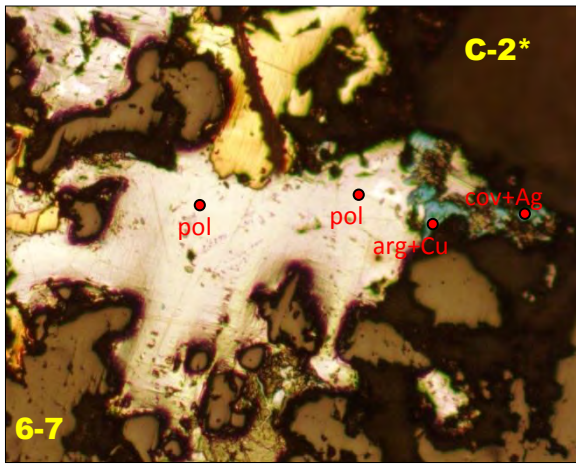
Estefanita.- Este mineral ya era conocido en la edad media; Georgius Agrícola (1546) hacía referencia a él designándolo con el nombre de *schwarzerz*. Fue también conocido bajo otros nombres, en idiomas diferentes, los cuales hacían alusión a su cualidad de “plata negra”; el nombre actual fue propuesto y aceptado, a partir del año 1845 (Wikipedia). La fórmula ideal de la estefanita es Ag_5SbS_4 , y el contenido porcentual de los elementos que la componen: **Ag = 68.5, Sb = 15.2 y S = 16.3 %**. Una de nuestras muestras, la **C-6**, del nivel 435, ensayó valores muy aproximados a los de esta composición ideal, pero al intentar la comprobación, por dos ocasiones nos dio otros diferentes, uno de ellos el de la composición de la argentita. Consignamos el dato sólo por la posibilidad de que exista este mineral dentro del “Clavo”.

6.4. Otros minerales del clavo de Rayas, no muy comunes en el distrito

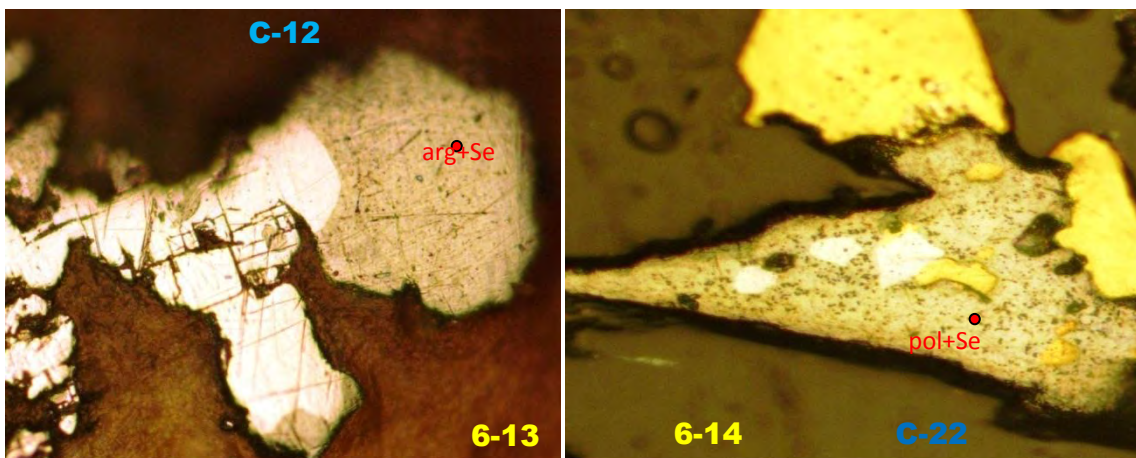
Argentita selenífera.- Aparte de los intrascendentes comentarios que de manera muy generalizada hace Resor (1989), sobre minerales de AgSeS , y de lo que escuetamente informa



Fotos 6.1 a 6.6 (minerografía). En la foto **6.1** se aprecia pirita con texturas euهدral y apolillada, cubierta por calcopirita de etapa posterior. La foto **6.2** muestra pirita de textura taraceada (*shred-ded*), en cuarzo. En la foto **6.3** se señala a la pirita (pi) que se presenta con estructura anular, rodeando a argentita con selenio, además de dos cristales de hematita (hm) y el lugar (punto rojo) en donde se encontró argentita selenífera (arg+Se). En la foto **6.4** pude verse, otra vez, la estructura anular de la pirita. En la foto **6.5**, se aprecia covelita reemplazando a argentita y, en la foto **6.6**, el mineral que por su composición pudiera ser masicote [ma(?)].



Fotos 6.7 a 6.12. (minerografía).- en la foto **6.7** pueden verse dos sitios en donde mediante SEM se identificó la presencia de polibasita (pol), en textura de islote, reemplazando galena y otros dos sitios, uno con covelita (cov) argentífera y otro con argentita (arg) con cobre. La foto **6-8** muestra un sitio en el que se encontró polibasita y otro en el que hay argentita selenífera. En la foto **6-9** se ve polibasita con Pb y un reemplazamiento de argentita selenífera en galena. En la a foto **6-10** puede verse un reemplazamiento de argentita selenífera en galena. La foto **6-11** muestra una zona de argentita con Cu y el único caso que observamos, de galena (gn) argentífera. Finalmente, en la foto **6-12**, pueden verse dos sitios en los cuales aparece, en uno polibasita y, en otro, polibasita selenífera.



Fotos 6-13 y 6-14 (minerografía). En la primera de ellas se aprecia una zona de argentita selenífera reemplazando galena, y, en la 6-14 puede verse polibasita selenífera.

Frankenberg (1988), acerca del mismo tema: *“selenium substitutes for part of the sulfur..... equivalent approximately 81.29 wt % Ag., 4.02, Se, and 10.97 wt% S”*, nadie más, excepto Vassallo (1988), hace mención de la característica selenífera de la argentita en el distrito minero Guanajuato. En dicho trabajo, Vassallo pretende demostrar la existencia de una serie continua o solución sólida total entre las especies acantita-aguilarita-naumanita que, según él, *“muestra continuidad con respecto al contenido de selenio y azufre y no sufre exsoluciones”*, manifestando su desacuerdo con Petruk y colaboradores (1974) quienes piensan diferente sobre el particular. No siendo el objetivo del tema que presentamos, sólo tomaremos los datos de composición que ofrece Vassallo para contrastarlos con los nuestros: *“el azufre varía desde 13.19 hasta 2.19 %, el contenido de selenio desde 1.53 hasta 19.46%, y el contenido de plata desde 85.28 hasta 78.35%, entre los minerales acantita y naumanita, respectivamente”*.

En las cinco muestras donde encontramos este mineral, las variaciones entre los elementos involucrados se mantienen dentro de un rango muy estrecho, particularmente en cuanto al Se, que no transgrede los límites observados en la composición de la polibasita selenífera ya descrita. Se encontró en un ejemplar en la muestra C-6, en dos sitios de la muestra C-12 y en dos sitios de la muestra C-20; en este orden presentamos los resultados porcentuales de su composición:

- 9) C-6; sitio 6, espectro 3: Ag = 79.51, S = 18.06 y Se = 2.43 (foto 6-9),
- 10) C-12; sitio 1, espectro 3: Ag = 80.49, S = 17.45 y Se = 2.06 (foto 6.3),
- 11) C-12; sitio 1, espectro 2: Ag = 80.98, S = 17.49 y Se = 1.53 (foto 6-10),
- 12) C-20; sitio 1, espectro 2: Ag = 81.86, S = 16.10 y Se = 2.05 (foto 6-13) y,
- 13) C-20; sitio 2, espectro 3: Ag = 81.00, S = 16.59 y Se = 2.41 (foto 6-8).

Muestras anómalas o erráticas.- Dos análisis de nuestro muestreo no fueron comprobados; no advertimos con oportunidad las anomalías que presentaban. Presentamos, de todas formas los resultados, porque dentro de las posibilidades de enlaces químicos nos parece que es posible la existencia de compuestos así. En el primer caso, encontrado en la muestra **C-6**, se trataría de **polibasita selenífera con plomo**, con la composición porcentual:

14) Ag = 62.43, Cu = 2.58, Sb = 8.38, Pb = 9.56, S = 15.04 y Se = 2.00 (foto 6-9), en el segundo caso, más extraño aún, que se encontró en la muestra **C-8**, se trataría de **galena con Cu y óxido de Fe**; en porcentajes:

15) Pb = 77.76, Cu = 2.27, S = 14.17, Fe = 1.27 y O = 4.53
y, finalmente, debe comprobarse la existencia de masicote o minio, o determinar el mineral de la muestra **C-22**, de que se trata, cuyo análisis porcentual resultó:

16) Pb = 71.86, O = 28.14 (Foto 6-6)

Galena argentífera.- Taylor (1971) establece que la galena de niveles superiores (en el distrito Guanajuato) es de grano muy fino y que contiene altos valores de plata, aunque no informa cuantitativamente de éstos. Pero -continúa el autor-, no hay valores de plata en los cristales gruesos de galena (hasta de 2 mm) que se encuentran en la profundidad. Frankenberg (1988), menciona que la plata substituye al plomo (0.02 %) sin que sea esto lo suficiente para que pudiera considerarse a la galena como argentífera, en el sentido económico. Por su parte, Resor (1989), dice que la galena contiene muy poca plata (< 0.13 % en peso). Mango (1992), interpretando lo que consignan los dos últimos autores mencionados, afirma que la *galena exhibits uniformly low Ag content (0 – 0.35 wt. % Ag*". Vassallo (1988) es contundente en su afirmación: *-en ninguna parte se encontró que la galena contenga plata*".

Por cuanto a este trabajo toca, de poco más de una docena de ejemplares de galena que se analizaron con la ayuda de la microsonda electrónica, todos ellos de tamaño sumamente pequeño (< 0.5 mm) -sin importar su procedencia de niveles inferiores-, encontramos que este mineral tiende a presentarse libre de plata; sólo un sitio de la muestra **C-12**, del nivel 405, evidenció pobre contenido argentífero; su composición en porcentajes, resultó:

17) Pb = 81.83, Ag = 1.19 y S = 16.98 (foto 6-11)

Argentita con cobre.- No encontramos referencias de substitución de Ag por Cu en argentita (por más que en la polibasita es algo esencial). En nuestros ejemplares apareció en dos muestras, C-12 y C-20; a continuación damos las composiciones porcentuales encontradas:

18) C-12; sitio 2, espectro 1: Ag = 74.64, Cu = 6.12 y S = 19.24 (foto 6-11),

19) C-20; sitio 2, espectro 2: Ag = 82.96, Cu = 4.33, y S = 12.71 (foto 6-7)

Covelita. argentífera- La sustitución del elemento plata por cobre y viceversa no es algo extraordinario, pues su tamaño iónico, aunque no muy semejante, podría permitir, aunque fuera de manera limitada, el fenómeno; y ni qué decir de su carga y electronegatividad que son idénticas. Tampoco resulta rara la presencia de covelita en los yacimientos epitermales; de hecho, para Guanajuato -el caso que nos ocupa-, Vassallo (1988) refiere haber encontrado este mineral en el cuerpo Cedros de mina Las Torres, aunque relacionado con procesos de enriquecimiento secundario. Lo que no es común es su presencia en zonas relativamente profundas, como la del clavo de Rayas, en donde se le encontró en varias muestras, aunque sólo se le haya hecho análisis en dos sitios del mismo ejemplar, la muestra C-2*. El carácter argentífero, que ya explicamos a partir de las características químicas de los elementos Cu y Ag, lo podríamos atribuir también a la pequeñez de los granos analizados y a la íntima asociación con polibasita y argentita a los que parece estar reemplazando. Los análisis porcentuales que resultaron son:

20) Sitio 2, espectro 1: Cu = 57.77, Ag = 8.84 y S = 33.39, (foto 6-7) y,

21) Sitio 3, espectro 2: Cu = 61.54, Ag = 3.70 y S = 34.76 (foto 6-7).

La presencia de covelita en un ambiente diferente del supergénico, como el del clavo de Rayas, amerita una interpretación que intentaremos hacer después de comentar los dos casos de los siguientes minerales.

Hematita.- Cuando este mineral **no** se encuentra como diseminaciones en rocas ígneas extrusivas, como segregaciones magmáticas, en masas dentro de rocas metamórficas, en formaciones sedimentarias como las taconitas, itabiritas o jaspilitas, su presencia suele ser explicada sólo por procesos de intemperismo. Encontrarlo en un cuerpo mineralizado, a la profundidad a la que se encuentra el "clavo de Rayas", resulta algo singular. Encontramos este mineral en dos zonas de una de nuestras muestras, la **C-12**; el análisis practicado vía SEM, nos dio las composiciones porcentuales que vienen en seguida (la composición ideal es Fe = 70 % y O = 30 %):

22) Fe = 67.41 y O = 32.59 y, Fe = 66.95 y O = 33.05 (foto 6-3)

Óxido de plomo.- En otro análisis anómalo, éste en la muestra C-22, el cual tampoco pudimos comprobar, nos resultó un mineral que, por su composición, pudiera ser masicote, aunque por sus características ópticas no lo parezca tanto. La composición total del análisis mediante SEM, en porcentajes de los elementos fue: Pb = 68.87, O = 26.97, Al = 0.94, Si =

1.82, y S = 1.40. Eliminando Si, Al y S, que no parecen tener sentido, y efectuando la normalización necesaria, la composición porcentual resulta:

$$23) \text{Pb} = 71.86 \text{ y } \text{O} = 28.14 \quad (\text{foto 6-3})$$

Cabe la posibilidad de que el mineral, por su composición, fuera minio, aunque las características ópticas tampoco concuerdan con las de las pocas descripciones que encontramos para este mineral. Pero de manera definitiva descartamos las posibilidades de que sea platnerita (también óxido de plomo) porque las características físicas de este mineral sí son muy diferentes de las observadas.

Pero la presencia de estos tres minerales en el “elavo de Rayas”: la covelita argentífera, la hematita y este óxido de plomo, nos obliga a darles una explicación plausible. La que nosotros suponemos está relacionada con lo observado en el yacimiento, según hemos esbozado en otro capítulo: el brechamiento, que habría ocurrido durante una etapa de mineralización, debido a una actividad hidrotermal explosiva (según lo propuesto por Buchanan (1979), con base en sus observaciones, coincidentes con las nuestras, y como las que según Henley (1985), son comunes en sistemas geotermales, lo que originalmente debió haber sido el sistema que dio origen a los depósitos en Guanajuato), expuso a la mineralización recientemente depositada, quizás por el mismo mecanismo, al contacto con oxígeno atmosférico o con el disuelto en las aguas meteóricas que se habrían infiltrado, dando lugar a la formación de estas especies.

6.5. Minerales de alteración y de ganga.- Según Appleyard y Guha (1991), todavía en la segunda mitad del siglo anterior, la prospección y barrenación de afloramientos eran los métodos comunes para explorar por yacimientos minerales. La íntima asociación entre yacimientos minerales y rocas alteradas ya había sido notada pero no se consideraba a la alteración como un mecanismo cogenético y generalmente se le concedía poca importancia aunque, según Blanchard (1968) “*some of the old prospectors were notably successful in selecting untested outcrops under which ore was likely to be found*”. Hacia 1948, James hacía referencia a esta asociación observada en la mina Siscoe, señalando: “*where the vein occurs in zones of alteration, gold occurs*”. Ese mismo año, Price y Bancroft describían el “*ubiquitous trio*” de silicificación, sericitización y cloritización, como un fenómeno de asociación espacial con menas. Pero no fue sino hasta 1970, con el modelo de alteración propuesto por Lowell y Gilbert, como guía de exploración para sistemas porfiríticos hidrotermales, que su aplicación en la exploración minera comenzó a dar frutos. En la actualidad ninguna campaña de exploración puede concebirse sin tomar en cuenta las alteraciones. La filosofía involucrada es la de que tanto los

minerales de mena como los de ganga y alteración son producto del mismo fenómeno y los dos últimos grupos de minerales son más fácilmente observables que los económicamente importantes.

En Guanajuato, quien primero hizo resaltar la asociación de las alteraciones con la presencia de cuerpos mineralizados fue Buchanan (1979). Hizo también la propuesta de un modelo que posteriormente ha sido utilizado con éxito en la exploración de vetas; en particular, su aportación consistió en demostrar que el desarrollo de argilización podía considerarse como guía para explorar hacia la profundidad con mejores oportunidades de éxito. Posteriormente, Nelson (1981) realizó un amplio y detallado estudio de la alteración en el distrito, incluyendo muestras para análisis geoquímico. De este trabajo conviene destacar dos de las conclusiones a que llega el autor: **1)** que la silicificación es la alteración más importante, ya que está relacionada con el depósito de minerales preciosos y, **2)** que las capas de alteración filica, aunque estériles geoquímicamente, proveen una guía de exploración por cuerpos mineralizados, sepultados a profundidad superior a los 500 m.

En la actualidad, la caracterización de los minerales de alteración, en los yacimientos epitermales, resulta de importancia principal para poder clasificarlos como de sulfuraciones alta o baja, ya que dependiendo del tipo de que se trate, se podrá determinar la profundidad adecuada para explorar con barrenación a diamante, si el proyecto lo ameritara.

En el distrito Guanajuato, el tipo de alteración más común y extendido es propilitización, que se presenta de manera gradual: la roca alejada de la Veta Madre está libre de ella pero al acercarse va cambiando, haciéndose de débil hasta intensamente propilitizada, en la vecindad de la falla. En algunos lugares esta alteración da lugar a zonas de alteración potásica y, a lo largo de la veta, en muchos lugares, se encuentran sobreimpuestas, las alteraciones argílica y filica.

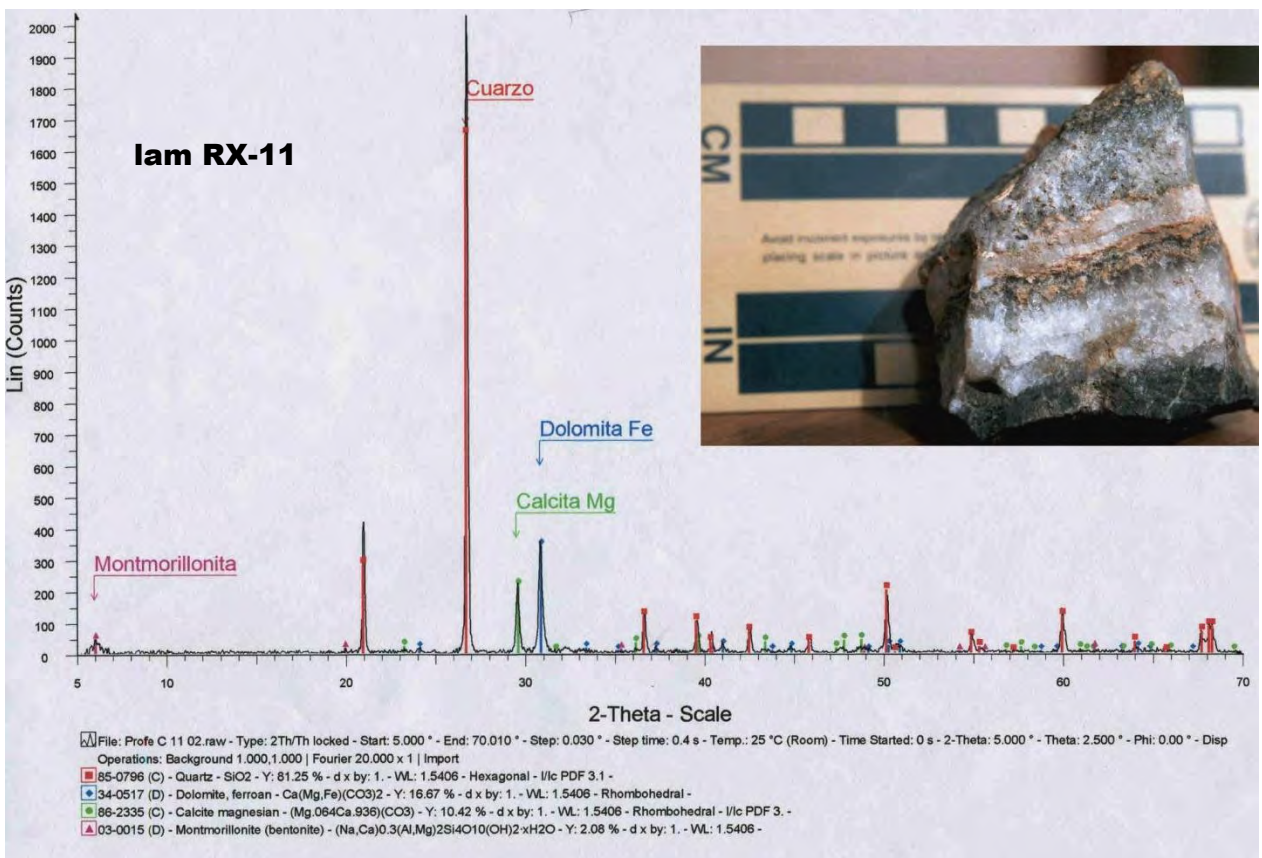
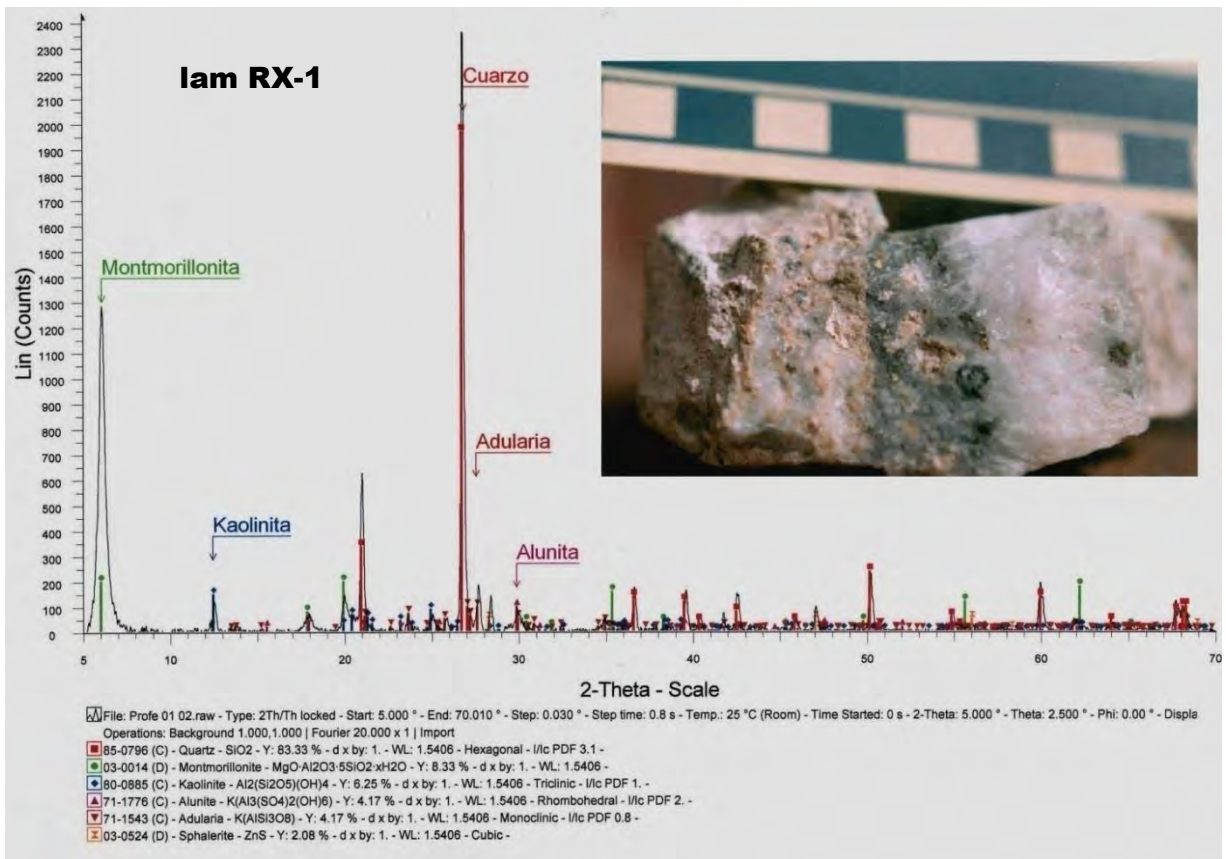
En los ejemplares en que hicimos petrografía, la alteración propilitica consta de clorita; principalmente de la variedad peninita y en menor proporción, clinocloro. Contiene también epidota que, según Buchanan (1979) aparece muy raramente, aspecto en el cual no coincidimos con él; nosotros la encontramos en dos variedades, una de carácter fibroso y otra granular. Esta alteración incluye también cantidades variables de pirita fina y de montmorillonita.

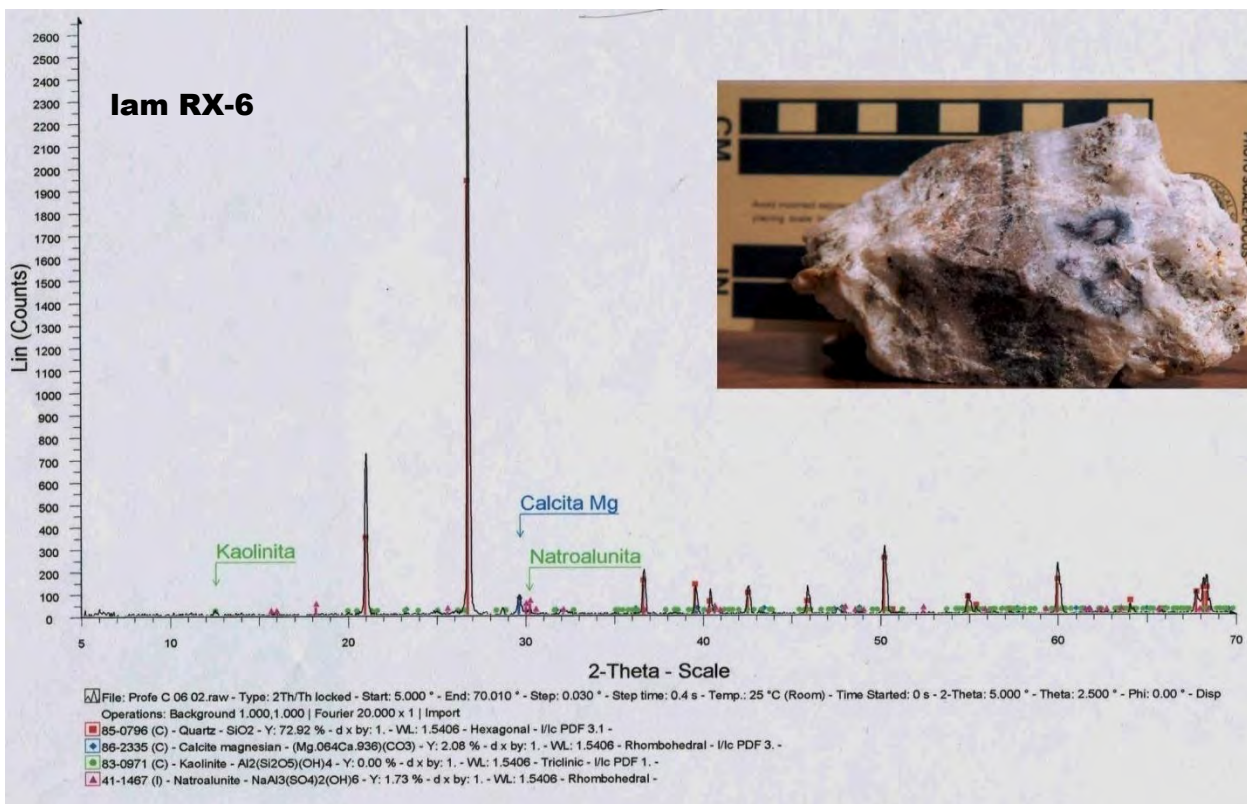
La alteración potásica se encuentra adyacente a las vetas, consistiendo básicamente de adularia y sericita, acompañadas por cuarzo e illita. En Rayas la sericita no es muy común. Esta alteración (la potásica) pasa gradualmente a filica cuando se halla presente.

La alteración argílica no está muy difundida pero se concentra en estrecha relación espacial con los cuerpos mineralizados más importantes de la Veta Madre. Para hacer una determinación más precisa de su mineralogía, se hizo una separación manual raspando las muestras en donde lo encontramos, se prepararon concentrados de los materiales arcillosos con diferente coloración y se pulverizaron para luego hacer su caracterización utilizando rayos X. Las gráficas obtenidas (así como una imagen fotográfica del ejemplar en que se tomaron las muestras) a partir de dicho estudio, se presentan al final de esta sección. La especie dominante resultó ser montmorillonita que aparece en dos variedades, una magnésica, de composición aproximada $MgOAl_2O_35SiO_2 \cdot xH_2O$ (lam RX-1), y la otra de tipo bentonítico, de composición aproximada $(Na, Ca)_{0.3}(Al, Mg)Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot xH_2O$ (lam RX-11) y la caolinita, que se presenta en menor cantidad. Estas arcillas están acompañadas por cantidades menores de natroalunita: $NaAl_3(SiO_4)_2(OH)_6$ (lam RX-6) y alunita: $K[Al_3(SiO_4)_2-(OH)_6]$ (lam RX-1).

Los números 1,6 y 11 de las muestras, corresponden a los de los ejemplares C que se colectaron en el clavo de Rayas. Se utilizó el difractómetro de rayos X, para polvos, marca Bruker, Mod. D-8 Advance, equipado con radiación de Cu (K-alfa) y monocromador de grafito, de longitud de onda 1.5406 angstrom, instalado en el laboratorio de Geoquímica del Departamento de Geología de la UNISON, contando con el valioso soporte técnico del entonces candidato a M. C. Carlos F. Duarte González, a quien una vez más, ésta de manera póstuma, le agradecemos el interés y ayuda prestados. Acerca de la mineralización de ganga en el “elavo de Rayas”, poco hay que decir; las especies minerales encontradas son: cuarzo, calcita, dolomita, ankerita, fluorita, hematita, masicote (?) y algunos sulfatos como la melanterita, etc. Excepto en los casos de cuarzo y calcita, las demás especies pueden considerarse como minerales accesorios erráticos. Y si bien estos minerales no tienen significación económica, su importancia se torna más que relevante cuando se trata de determinar aspectos tan importantes de los yacimientos, como el origen de los flúidos mineralizadores, su carácter y composición, su temperatura, el (o los) mecanismo(s) de depósito, etc., etc.

6.6. Paragénesis.- Petruk y Owens (1974) y Buchanan (1979) fueron los primeros autores en intentar establecer la secuencia paragenética del distrito. Después, en este mismo tema, vendrían las aportaciones de Orozco (1981), Vassallo (1988), Resor (1989), Mango (1992), Orozco (2003) y Abeyta (2003). En todas estas interpretaciones hay diferencias que resultan razonables, pues es lógico suponer que en áreas limitadas, aisladas entre sí, aunque muestren muchas similitudes, deben también mostrar variaciones tanto en especies como en contenidos





mineralógicos, y así, no puede establecerse una secuencia general para el distrito. Cada uno de los autores de los estudios referidos señala las limitaciones que enfrentaron: el trabajo de Petruk y Owens se llevó a cabo sobre muy pocos ejemplares (4), que ellos colectaron en las minas Peregrina y Villalpando, del sub-distrito Vetas de la Sierra, y otros de las minas Cebada (2) y Valenciana (10, de silicatos y carbonatos) que les fueron enviados; el de Buchanan, que no especifica cómo se llevó a cabo, aunque interpretamos que utilizó sus ejemplares empleados para trabajar las inclusiones flúidas; el de Vassallo abarcó sólo las minas Rayas y Las Torres; el de Resor se limitó a cuatro vetas (Peregrina, Villalpando, San Valentín y Triunvirato) de la zona de El Cubo (del sub-distrito Vetas de la Sierra); el de Mango, que parece ser una síntesis de los de Petruk y Owens, los Buchanan y Vassallo, y los de Orozco, que solamente toman en consideración el ~~l~~lavo de Rayas”.

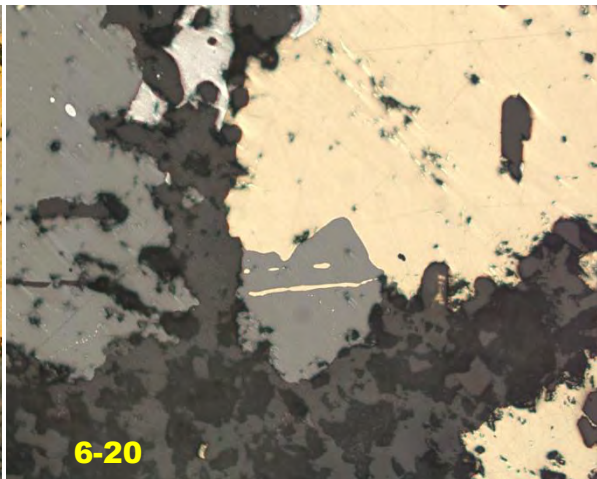
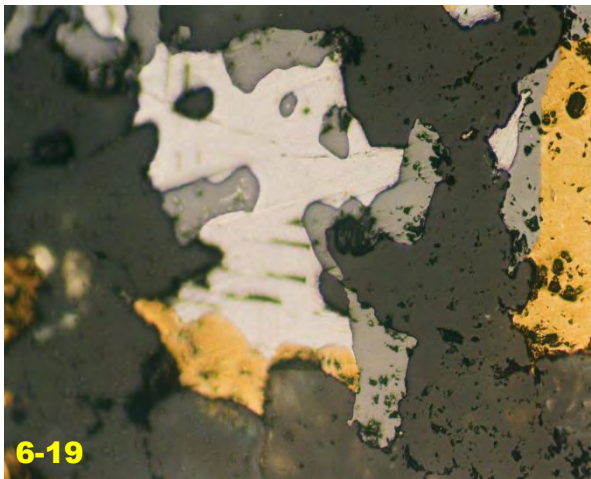
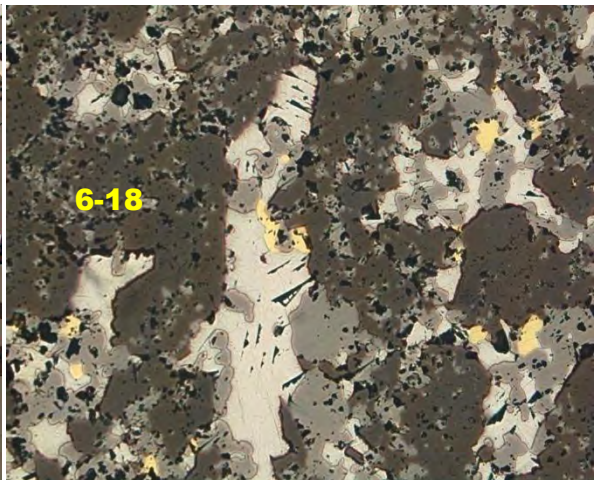
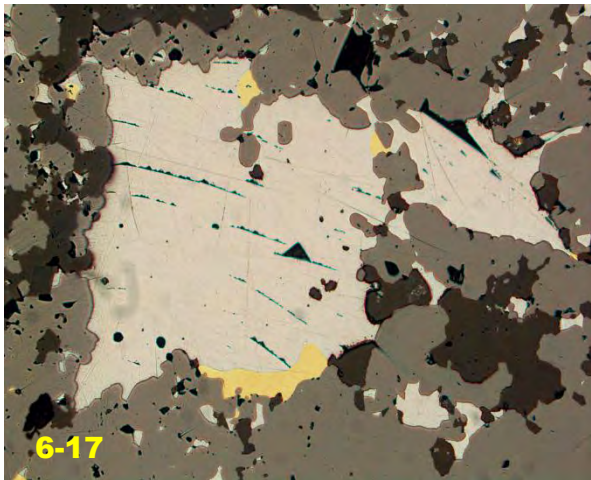
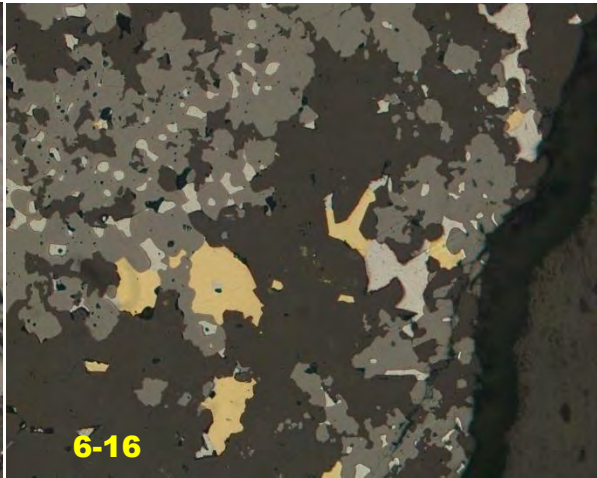
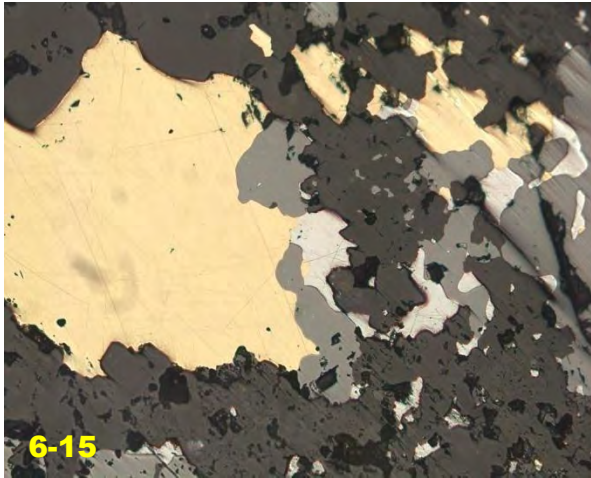
Para este trabajo, como lo hemos consignado ya, hicimos uso de 54 láminas pulidas sobre las cuales observamos cientos de pares de minerales para poder interpretar la secuencia paragenética que presentamos de manera gráfica en la **tabla 6.1**. Aunque no haya sido encontrado en nuestros ejemplares, incluimos en la tabla, en la posición que le asignan otros autores que demuestran haberlo encontrado en el Clavo, al mineral eléctrum. Nos apoyamos también en las observaciones que hicimos durante el tiempo en que tuvimos asignada la tarea de levanta-

tar la geología de las obras mineras en progreso, y en un trabajo “estadístico” para dilucidar, con cierta lógica, la secuencia real en casos aparentemente contradictorios, como los que se presentan repetidamente entre los pares calcopirita-esfalerita, esfalerita-galena y hasta en calcopirita-galena (ver fotografías 6-15 a 6-28). Con estos datos tratamos de reconstruir la secuencia de eventos que dio origen a la Veta Madre y su mineralización, y en particular, al “lavado de Rayas”; creemos que ocurrió de la manera siguiente:

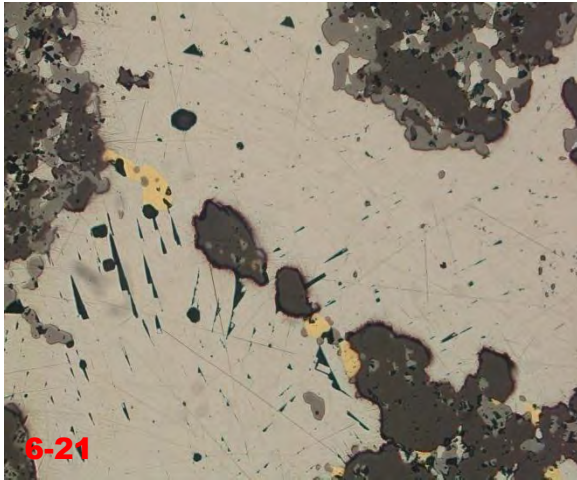
El régimen extensional a que se vio sometida la región hace poco más de 30 Ma, [Nieto-S. (1990 y 1995)], Martínez-R. (1992), Labarthe *et al* (1996), Aranda G. y Vassallo (2007), entre otros, daría inicio a la formación de la falla que luego sería la Veta Madre. Los movimientos entre los bloques de la falla, tanto vertical como lateralmente, así como las características de las unidades de roca afectadas, habrían dado lugar a la formación de lazos sigmoides y otras zonas de dilatación capaces no sólo de contener los materiales de brecha que por necesidad se habrían formado en un evento de tal magnitud, sino también de servir como conductos para flúidos mineralizantes, y hasta para dar paso y albergar material magmático, como el que dio origen a los domos riolíticos Chichíndaro, como el que existe entre las minas Rayas y Sirena (Randall, 1994) y (Labarthe *et al*, 1996), o los cuerpos del intrusivo Peregrina, posteriores a esta riolita (Labarthe *et al*, 2005 y 2006).

Después del panorama que acabamos de describir (aquí comienza nuestra interpretación) seguiría una etapa temprana, en la cual ocurriría la preparación del terreno mediante propilitización y silicificación del material brechado (donde éste existiera) y de las rocas encajonantes, con la formación de clorita y epidota, así como el depósito de abundante cuarzo blanco y mucho menor de amatista, mas algo de pirita. Esta fase terminaría con la formación de caolinita, montmorillonita y un poco de sericita y alunita. Estos procesos seguirían ocurriendo, en la nueva fase en la que se sumaría la alteración potásica con el desarrollo de adularia y el depósito de calcopirita reemplazando los fragmentos de brecha, y después, el depósito de argentita. Luego sobrevendría una nueva etapa de brechamiento, causada probablemente por: **1)** uno (Orozco, 2003), o varios episodios de hidrofracturamiento (Buchanan, 1979), **2)** recurrencia del fallamiento (Labarthe *et al*, 1996, interpretan que el salto total de la falla ocurrió en cinco etapas), **3)** actividad ígnea relacionada con el emplazamiento de domos y la formación de una caldera (Randall, Saldaña y Clark, 1994) o, **4)** emplazamiento de los “intrusivos de Rayas”.

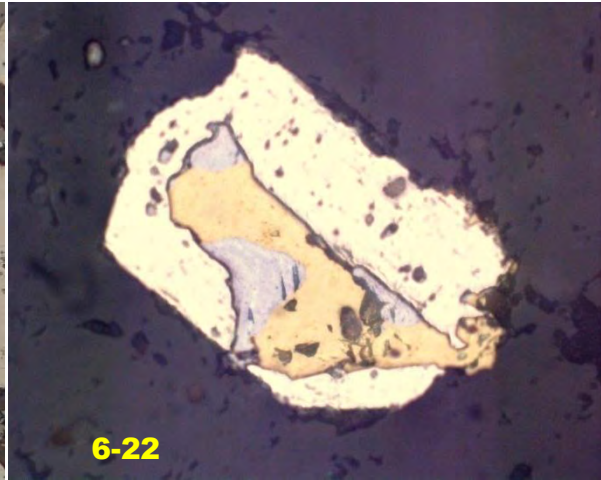
En la segunda etapa (principal) continuaría el depósito de cuarzos blanco y amatista, en varios pulsos; se formarían adularia y arcillas con algo de alunita, calcita y dolomita, y muy



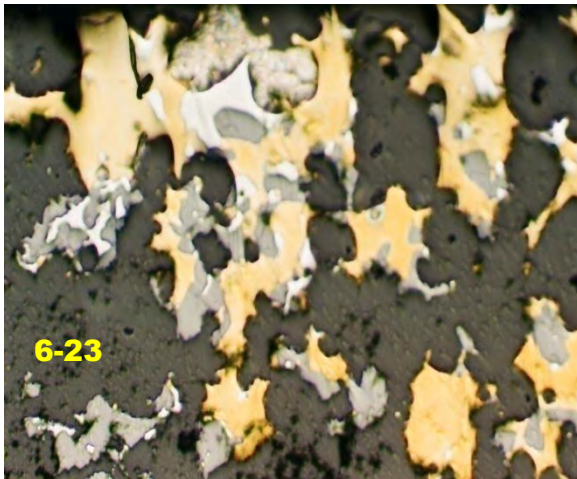
Mineragrafia. Foto 6-15.- Muestra la secuencia paragenética común [calcopirita (cpi)—esfalerita (sf)—galena(gn)] de los sulfuros. Foto 6-16.- Aquí la secuencia es diferente: sf—cpi—gn. Foto 6-17.- Otra variante menos común de la secuencia: sf—gn—cpi. Foto 6-18.- Otra secuencia aún menos común: gn—sf—cpi. Foto 6-19.- En esta fotografía podemos ver otra variación de la secuencia paragenética: gn—cpi—sf. Foto 6-20.- Y en esta foto, vemos una alternancia entre el par calcopirita-esfalerita: aquí la secuencia fue cpi—sf—cpi—gn.



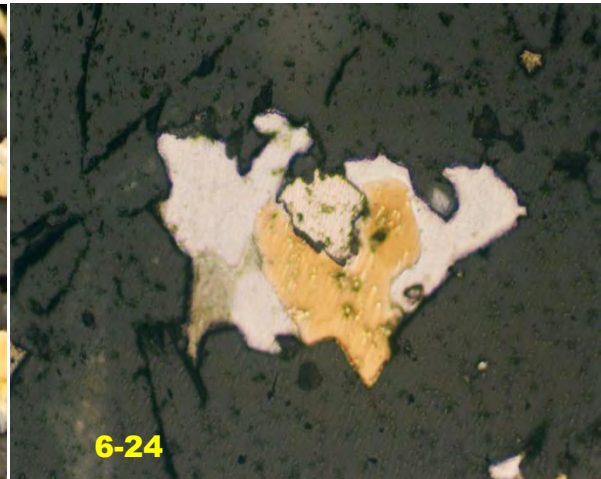
6-21



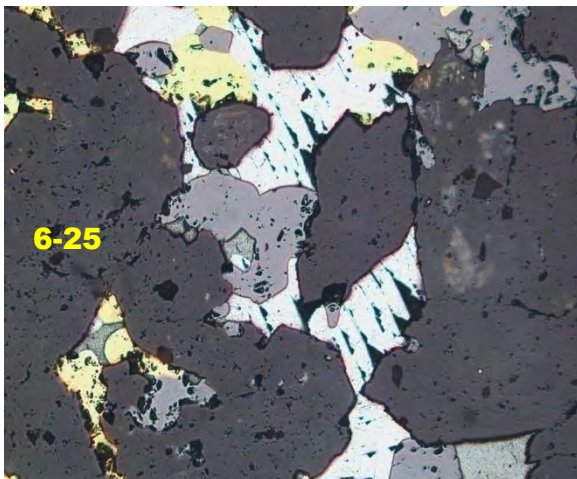
6-22



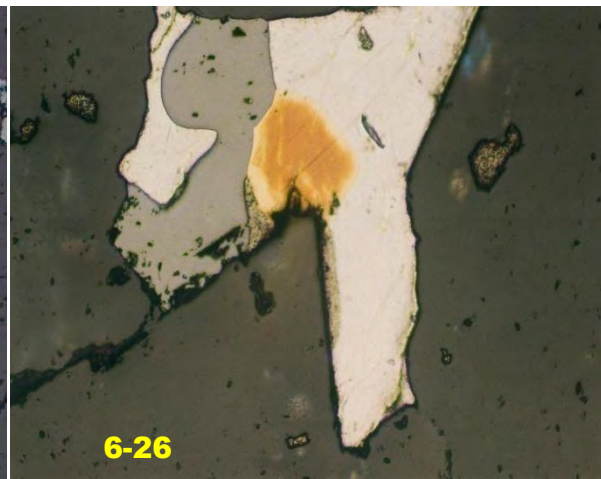
6-23



6-24

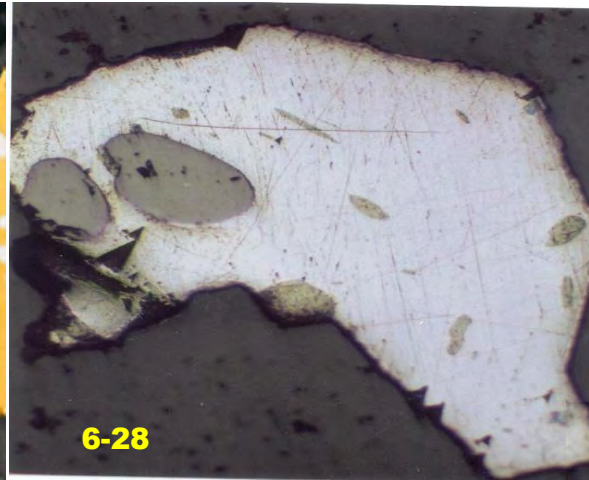
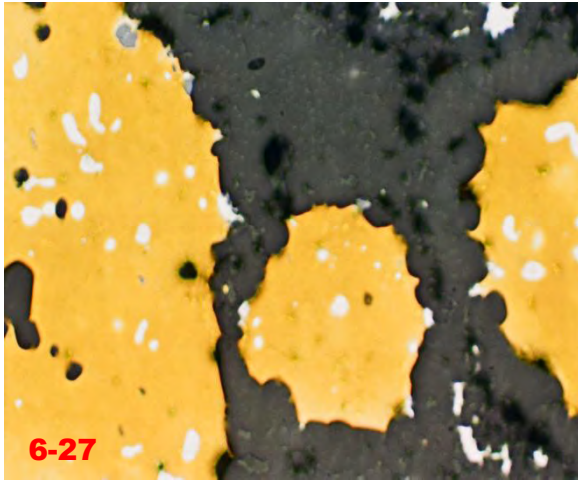


6-25



6-26

Mineragrafía. Foto 6-21.- Aquí puede verse algo que en la literatura especializada se considera como muy raro: el reemplazamiento de sulfuros por minerales de ganga, en este caso, galena y calcopirita, ¡por cuarzo (cz)!; la secuencia es: gn—cpi—cz. Foto 6-22.- Es otra secuencia normal entre sulfuros: pirita (pi)—cpi—gn. Foto 6-23.- Aquí hay otra secuencia común: pi—cpi—sf. Foto 6-24.- En esta foto vemos otro sulfuro: la argentita (arg); la secuencia (también “normal”) es: pi—cpi—gn—arg. Foto 6-25.- En esta foto vemos la secuencias: gn—cpi—sf y cpi—arg. Foto 6-26.- Y en esta foto, la secuencia paragenética es: gn—sf—cpi—arg.



Mineragrafía. Foto 6-27.- En esta foto pude apreciarse un caso que no es muy comentado: el de la presencia de exsoluciones de galena en calcopirita. Foto 6-28.- Finalmente, aquí vemos otro caso de lo que parece otra exsolución (o bien una textura de islotes) la de argentita en galena.

poca pirita al inicio y, un poco después, en pulsos repetidos, se depositarían calcopirita, esfalerita, galena y argentita, en la fase de cierre de esta etapa. De acuerdo con la literatura del tema, la secuencia paragenética común o “normal” entre las especies de sulfuros, determinada tanto por observaciones de campo como a partir de diversos experimentos y técnicas de laboratorio sería pirita—calcopirita—galena—argentita. Pero en el clavo de Rayas, las relaciones paragenéticas no son tan sencillas; hay variaciones que abarcan prácticamente todas las posibilidades entre pares de sulfuros (fotos 6-15 a 6-28), lo cual interpretamos como cambios de composición de los flúidos mineralizadores, o de las condiciones variantes del pH y otras condiciones del depósito, quizás por aportaciones de otros flúidos (agua meteórica) ocasionalmente, o ambos.

La tercera etapa, en la que durante la primera fase continuaría ocurriendo el depósito de cuarzos y la formación de arcillas y adularia, seguiría depositándose argentita y formándose covelita. En la fase final habría solamente depósito de argentita-acantita, algo de eléctrum y la formación de los minerales secundarios plata nativa, masicote (?), hematita, como minerales metálicos y el depósito de fluorita, ankerita, dolomita y calcita. La calcita vendría a ser reemplazada en varios lugares, por sílice.

Independientemente de las complejidades encontradas, como señalamos anteriormente, la observación de cientos de pares de minerales nos permitió llegar a una interpretación cuyo resumen es la tabla paragenética que presentamos a continuación.

Tabla 6.1.- Secuencia paragenética en el “Clavo de Rayas”
Mina Rayas, distrito minero Guanajuato

Especies minerales	Etapa temprana		Etapa principal		Etapa final	
	Fase 1	Fase 2	Fase 1	Fase 2	Fase 1	Fase 2
silificación	[Barra horizontal]					
clorita						[Barra horizontal]
epidota	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]				
pirita	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]				
cuarzo blanco	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
cuarzo amatista	[Barra horizontal]			[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	
sericita				[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	
adularia					[Barra horizontal]	
calcita						[Barra horizontal]
calcopirita	[Barra horizontal]		[Barra horizontal]	[Barra horizontal]		
esfalerita			[Barra horizontal]	[Barra horizontal]		
galena			[Barra horizontal]	[Barra horizontal]		
polibasita				[Barra horizontal]		
estefanita				[Barra horizontal]		
pirargirita				[Barra horizontal]		
argentita-acantita		[Barra horizontal]		[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
eléctrum			[Barra horizontal]			
plata nativa						[Barra horizontal]
covelita						[Barra horizontal]
hematita					[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
masicote					[Barra horizontal]	
caolinita					[Barra horizontal]	
montmorillonita	[Barra horizontal]		[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	
alunita (natro)	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]		
calcita		[Barra horizontal]			[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
dolomita			[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
ankerita					[Barra horizontal]	[Barra horizontal]
fluorita					[Barra horizontal]	[Barra horizontal]

1a. Etapa de brechamiento

Capítulo 7. Estudio de inclusiones flúidas del “clavo de Rayas”

A.- Generalidades acerca de las inclusiones flúidas (IF)

A.1. Notas históricas breves.- Se atribuye al académico árabe Abú Reikhan al-Biruni (S. XI) haber hecho la primera descripción de las inclusiones flúidas, y a Robert Boyle (1672) la primera en lengua inglesa. Luego vendrían otras menciones de ellas por Dolomieu (1792), Dewey (1818) y Dwigth (1820); todas ellas refiriéndose sólo a la naturaleza de los flúidos atrapados. Los primeros intentos analíticos se atribuyen a Breislak (1818), a Davy (1822), a Brewster (1823) y a Nicol (1828). Sin embargo, la primera gran aportación vendría en 1858, cuando Sorby estableció la hipótesis de que las burbujas presentes en el flúido de la mayoría de las inclusiones eran el resultado de la contracción del líquido en el mineral que lo hospedaba. Razonaba que la temperatura a la cual habría ocurrido la captura podría ser estimada calentando la muestra hasta un grado tal en que las burbujas desaparecerían. De entre los trabajos que siguieron destaca el de Zirkel, hacia 1870. Las conclusiones a que llegaron estos últimos dos autores fueron de gran utilidad y siguen vigentes a pesar de serios intentos que se hicieron para desacreditarlos (Roedder, 1984).

A.2. Aplicaciones de las inclusiones flúidas.- Las inclusiones flúidas (IF) están presentes en todos los minerales, no sólo de nuestro planeta, sino hasta en muestras de rocas extraterrestres, con excepción de algunos materiales que sufrieron metamorfismo. Considerando lo anterior, su estudio puede enfocarse a la solución de diversos problemas geológicos, como los siguientes:

- 1) Los yacimientos minerales,
- 2) Rocas de la superficie de la Luna y muestras de meteoritos,
- 3) En estudios gemológicos, para diferenciar ejemplares naturales, de otros sintéticos,
- 4) En estratigrafía y sedimentación, para identificar naturaleza y origen de los sedimentos,
- 5) En terrenos ígneos y metamórficos, para clarificar la petrogénesis y la tectónica, así como los cambios de presión y de temperatura que pudieran haber sufrido,
- 6) En la búsqueda por petróleo,
- 7) En problemas de desarrollos habitacionales, relacionados con domos salinos,
- 8) En estudios sobre la evolución de la atmósfera y de climatología,
- 9) En la determinación química de soluciones sometidas a altas temperaturas y presiones,
- 10) Para determinar la naturaleza de los materiales volátiles en muestras de mano y,
- 11) En la evaluación de sitios seguros para la construcción de reactores nucleares (las in-

clusioniones proveen evidencia de épocas de movimientos tectónicos a lo largo de fallas).

A.3. Qué son las inclusiones flúidas.- De acuerdo con los principios físico-químicos básicos, todos los materiales sólidos se forman a partir de flúidos, ya sean éstos líquidos o gaseosos. Cuando la temperatura de un flúido, en el que hay disueltos cierto tipo de iones, desciende hasta llegar a un punto crítico, determinado por la naturaleza de dicho flúido, dentro de su masa comienzan a formarse centros de nucleación; es decir, uniones de moléculas de sólidos alrededor de los cuales se irán disponiendo otras semejantes. Si el suplemento de moléculas de la misma naturaleza es suficiente, y la energía del sistema desciende de manera gradual y lenta, entonces, a partir de los centros de nucleación formados, empiezan a desarrollarse cristales incipientes. Pero a medida que continúa el proceso, puede llegar un momento en el que haga falta la materia prima y el crecimiento regular se interrumpe en algunos puntos, sobre los que quedan adheridos, de manera dispersa, los flúidos que luego quedarán atapados cuando, con nuevas aportaciones de la materia prima, continúe creciendo el sólido en cuestión. Esas gotitas, muy raramente visibles a simple vista, porque suelen ser de micro a submicroscópicas, en las que se alojan agua, gases, hidrocarburos, sales e inclusive compuestos sólidos, son las inclusiones flúidas.

A.4. Información que se obtiene de las inclusiones flúidas.- Las inclusiones flúidas representan un registro fiel del ambiente y las condiciones en que un cristal se formó y evolucionó, y en los minerales de depósitos hidrotermales son muestras confiables de las soluciones responsables de la mineralización. Así pues, el estudio de las inclusiones flúidas puede proveer datos valiosísimos acerca de los flúidos mineralizadores, tales como la temperatura a la que se encontraban durante la formación de los cristales, su salinidad, la composición general de las fases que las constituían, y hasta de la presión a la que estuvieron sometidos durante el proceso.

A.5. Clasificación.- Aunque se han desarrollado varios esquemas de clasificación de las inclusiones, adecuados a objetivos específicos, el de uso más generalizado se basa en el origen y el tiempo relativo de su formación, cuando hay poblaciones de diferentes etapas. Las categorías son tres: 1) primarias, 2) secundarias y, 3) pseudosecundarias. Clasificarlas dentro de alguna de estas categorías representa el paso fundamental para interpretar los datos, en términos de procesos geológicos (Roedder, 1981). Otra categorización adicional se basa en la naturaleza del flúido al momento de ser atapado; las clases son: a) homogéneos y b) heterogéneos (quizás más del 99 % de todas las inclusiones flúidas se formaron a partir de flúidos homogéneos).

Las **IF primarias** se forman cuando se perturba la continuidad del crecimiento de un cristal. Los flúidos en contacto con las superficies irregulares pueden quedar atrapados sobre ellas cuando un nuevo suministro de “nutrientes” reanuda el crecimiento del cristal. Las **IF secundarias** se forman por cualquier proceso posterior a la formación del cristal que las aloja. Lo más frecuente es cuando un cristal inmerso en un medio flúido sufre fracturamiento; si el flúido es capaz de penetrar por la fisura y luego se sellara ésta, el (o los) espacio(s) ocupado(s) formarían inclusiones flúidas secundarias. La manera más común para la formación de **IF pseudosecundarias** se da cuando un cristal en crecimiento sufre fracturamiento y el flúido alimentador penetra en la fisura quedando posteriormente atrapado en ella al sellarse ésta y continuar el crecimiento.

A.6. Los yacimientos epitermales; sus características generales.- Estos depósitos se definieron originalmente como productos de volcanismo con actividad hidrotermal, formados a poca profundidad y a temperaturas bajas (Guilbert y Park, 1986). Su formación ocurre a profundidad somera, generalmente no mayor de 1 Km (Guilbert y Park, 1986, y Robb, 2009) y en las vetas de espacios abiertos, conocidas también como bonanzas. Muchas veces quedan restringidas entre los 100 y los 350 m (Piranjo, 1992). Se presentan como vetas, redes de vetas, rellenos de vesículas, chimeneas brechadas y diseminaciones, tanto en rocas volcánicas como en sedimentarias y, ocasionalmente, hasta en metamórficas. Pueden encontrarse asociadas a fuentes termales y, frecuentemente, dentro o cercanamente a centros de vulcanismo joven (terciario). Sus menas consisten principalmente de oro y plata, aunque también pueden contener cantidades variables de sulfuros de Cu, Pb y Zn (Taylor, 2007). Lo más común es que se formen por flúidos modificados, derivados tanto de fuentes ígneas como de aguas superficiales que han circulado a cierta profundidad, en áreas de gran permeabilidad y flujo de calor (Wilkinson, 2000). Pueden formarse a partir y dentro de una gama muy variada de rocas, comúnmente de edades del Terciario al Cuaternario.

A.7. Las IF en los sistemas epitermales.- Las inclusiones de este ambiente son marcadamente diferentes de las de ambientes más profundos. Típicamente contienen sólo dos fases: un líquido acuoso de baja salinidad y una burbuja de vapor; no se forman cristales de sal porque el flúido no llega a la saturación y sólo raramente se han encontrado ínfimas cantidades de gases, mediante manómetros de capacitancia o con espectrometría de masas.

Los minerales translúcidos o transparentes, tales como: cuarzo, calcita, yeso, barita, fluorita, celestita, esfalerita (pobre en Fe), etc., facilitan el estudio de las IF, pero, de entre ellos,

generalmente el cuarzo ofrece las mejores condiciones por la ventaja adicional que tiene de sus variaciones sistemáticas de textura, aparentemente relacionadas con las condiciones de formación (Dong, *et al*, 1995). El cuarzo de estos ambientes puede dividirse en dos grupos: a) el que contiene IF suficientemente grandes para estudiarse ($> 1.5 \mu$) y, b) el que no las contiene o sólo tiene unas cuantas aprovechables (Bodnar, 1985).

A.8. Precauciones a considerar.- Posteriormente a la formación de un cristal, éste puede sufrir cambios, lo mismo que las inclusiones atrapadas en él. Debe evitarse el trabajo en inclusiones que hayan sufrido estrangulamiento, puesto que el resultado de este fenómeno podría ser la formación de una o varias vacuolas a partir de la inclusión original, con el riesgo de que los flúidos dentro de ellas fueran sólo fracciones con diferentes composiciones y proporciones líquido-gas. De igual manera debe evitarse trabajar con inclusiones que evidencien haber sufrido el efecto contrario, la coalescencia; es decir la formación de una “~~in~~clusión” a partir de varias. Tampoco es conveniente estudiar inclusiones que hayan cambiado su volumen por cambios de presión, o que inclusive hayan llegado a decrepitación parcial o total, es decir, a la ruptura de las paredes, por la presión mayor del contenido de la inclusión, con el consecuente escape de los flúidos. La decrepitación suele ocurrir (sobre todo en minerales suaves) por sobrecalentamiento, o bien por “~~est~~iramiento” fenómeno que puede ocurrir por la dilatación del flúido al convertirse en hielo y aumentar su volumen si las paredes no son lo suficientemente resistentes.

Algunos de los cambios descritos son isoquímicos; es decir, no cambian la composición total del sistema, aunque, obviamente, los resultados de su estudio (si se emprendiera éste) no tendrían ni validez ni utilidad científica alguna. La decrepitación podría inducir el “~~g~~oteo”, otro aspecto negativo que debe soslayarse, este fenómeno consiste en la pérdida de flúido por una vacuola. El fenómeno opuesto, llamado “~~re~~llenado”, también es nocivo. Ambos casos deben ser excluidos de los estudios de este tipo.

Resumiendo; en términos de termodinámica, las inclusiones flúidas deben mantener constantes sus tres características básicas, las de ser: a) diatérmicas; es decir, que se mantengan en equilibrio calorífico constante con su medio ambiente, b) isocóricas; o sea, que el volumen de la inclusión permanezca constante, y c) isopléticas, lo que significa que su composición permanece constante; es decir, que el cristal sea químicamente inerte e impermeable a la difusión.

7.B.- Estudio de inclusiones fluidas del “clavo de Rayas”

B.1. Especificaciones metodológicas preestablecidas

- 1.- Sin excepción, el trabajo en todos los ejemplares comenzaría con la petrografía de las inclusiones.
- 2.- Para evitar que las inclusiones sufrieran modificaciones, decidimos hacer primero las determinaciones de temperaturas de fusión y luego las de homogenización.
- 3.- Siempre que fuera posible, seleccionaríamos inclusiones con burbujas en movimiento (a la temperatura ambiente), considerando que permiten mejor la observación del punto de última fusión de hielo.
- 4.- Considerando la experiencia de nuestro asesor, siempre que fue posible evitamos hacer mediciones en inclusiones mayores de 10 μ pues, de grupos de inclusiones, las más grandes presentan tendencia a homogenizar a temperaturas superiores a la media.
- 5.- El tamaño medio de las inclusiones sobre las que se trabajó fue de entre 3 y 5 μ .
- 6.- Se trabajaría sólo con inclusiones primarias, aunque cuando tuvimos la oportunidad de encontrar alguna indudablemente pseudoternaria, la aprovechamos.
- 7.- De cada muestra obtendríamos, al menos, 25 datos.
- 8.- De cada muestra se seleccionarían tres fragmentos para trabajar las inclusiones.
- 9.- Cuando se obtuvieron más datos de lo establecido, se eliminaron los más alejados de la media.
- 10.- Habiendo hecho previamente determinaciones en diferentes minerales: (cuarzo blanco, cuarzo amatista, calcita y esfalerita), considerando que encontramos diferencias (aunque fueron mínimas) de rangos de temperatura de formación, decidimos emplear sólo los datos obtenidos en cuarzo blanco (o translúcido).
- 11.- El cuarzo donde se buscarían las inclusiones debería estar íntimamente asociado a los minerales de mena. Sólo en un par de casos o tres, no se cumplió con lo anterior.
- 12.- De cada fragmento de muestra se haría un dibujo de su forma, se marcaría en él, con la mayor precisión posible, el área que encerrara las inclusiones estudiadas y se haría otro dibujo complementario, éste con los conjuntos de las inclusiones seleccionadas.
- 13.- Junto a cada uno de los bosquejos de las inclusiones estudiadas se marcarían los datos de valores obtenidos (ver hoja-muestra, en el anexo 4).
- 14.- Los datos de cada inclusión estudiada siempre habrían de ser dobles: cada temperatura de fusión debía acompañarse de la correspondiente de homogenización o viceversa.

B.2. Equipo de trabajo.- Todas las determinaciones fueron hechas en el Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, en Querétaro, empleando el equipo del Departamento de Geoflúidos, consistente en un microscopio petrográfico marca Leica, con objetivo de 500 X, adaptado con el sistema Linkam THMSG-600, de platina térmica para calentamiento-congelación, con margen de error de sólo $\pm 0.1^\circ\text{C}$. El equipo, además, tiene conexión a un circuito cerrado de televisión, con pantalla de 32", lo cual permitió observar, sin mayor dificultad, y con absoluta precisión, los fenómenos de última fusión de hielo, y de homogenización, en inclusiones hasta de $1\ \mu$.

B.3. Resultados del trabajo.- Se presenta un resumen general de los resultados en la tabla 7.3, que incluye: 1) temperatura media de homogenización: 276.27°C ; 2) temperatura de fusión: -9.18°C y 3) salinidad: 12.96 % de NaCl equivalente, en peso. A continuación comentaremos brevemente algunos de los aspectos más relevantes sobre este particular:

B.3a. Composición de las inclusiones.- Según lo esperado, las inclusiones estudiadas consistieron de sólo dos fases: líquida y gaseosa. Por su parte, Buchanan (1979), en su estudio en mina Las Torres, menciona haber encontrado dos tipos de inclusiones flúidas, uno de alta salinidad (26,000 ppm) y el otro de salinidad más baja (5,260 ppm) a los que denominó, respectivamente, tipo Losero, y tipo Bufo. Sería de esperar que el tipo de alta salinidad, manifestara la presencia de minerales hijo (cristales de sal) ya que la saturación del agua, y por consiguiente la presencia de sólidos en ella, requiere sólo de 23.2 % de NaCl, en el rango de temperatura de 0.0 a -21.2°C (Bodnar, 2003b) para ello. En otro párrafo de su informe, Buchanan señala que: *“measurements were found.....and not in agreement with analyzed fluids, because the poor visibility of inclusions interior precluded observation...”*. Y aún en otro párrafo, dice el autor: *“Those few samples with solid phases are believed to contain accidentally trapped mineral grains, and do not contain true daughter salts”*. También consigna que: *“many P (primary) inclusions have 2 % by vol. NaCl and 1% KCl daughters”*. De todo lo anterior podríamos deducir que: 1) probablemente no hubo cristales de sal en las inclusiones y que, 2) en consecuencia, la salinidad no se determinó correctamente, tanto en valores como en especies.

Con respecto a la mineralización del “elavo de Rayas”, también estudiado por Buchanan, aunque muy limitadamente (22 inclusiones), dice éste que los flúidos que dieron lugar a la formación del horizonte profundo (en Rayas) fueron ligeramente más calientes y considerablemente más salinos que los que originaron la mineralización en niveles superiores, pero no da valores de la salinidad para ninguno de tales flúidos. Agrega que las diferencias de salini-

dad observadas sugieren que los flúidos tuvieron diferentes orígenes, sin especificar éstos, tampoco.

Mango (1988), por su parte, en su estudio de las inclusiones del “elavo de Rayas” señala que el sistema más aplicable para ello es el ternario $H_2O-NaCl-CO_2$ y que, como gas, el CO_2 es el constituyente más común en las inclusiones de ese lugar.

En las inclusiones cuyo estudio consignamos en este trabajo no encontramos evidencias ni de la presencia de los cristales de sal (*daughter minerals*) de que Buchanan (*op. cit.*) informa, ni de CO_2 , que según Mango (*op. cit.*) hay en concentraciones de 1.8 % del peso, en las inclusiones de mina Rayas. Al respecto, cabe hacer la aclaración de que nuestro estudio no abarcó la caracterización de los gases presentes en las inclusiones, pero que, en cambio, observamos con atención el comportamiento para ver si se formaban clatratos o bien, si se presentaba el fenómeno de la “inversión de la densidad” entre la burbuja de vapor y el líquido, que según Harley (1877a), o Tödheide y Franck (1963) y Takenouchi y Kennedy (1964) (en Roedder, 1972), debería ocurrir durante el calentamiento de las inclusiones. Otros componentes gaseosos en las inclusiones de mina Rayas, de cuya presencia informa Mango, son: O_2 , S_2 , H_2S y hasta gases orgánicos cuyo análisis le parece menos confiable. Abeyta (2003), determinó la presencia de los gases: H_2 , He, CH_4 , H_2O , N_2 , H_2S , Ar y CO_2 en muestras de las vetas de la Sierra, dando promedio aproximado para el CO_2 , del orden de unas cuantas décimas de % de mol.

B.3b. Temperaturas de homogenización

1) Las determinaciones de Gross (1975), efectuadas en cuarzo blanco y calcita, dan valores desde 320 °C para las muestras de la elevación 1,700 msnm, hasta 260 °C para las de la elevación 2,400, a partir de lo cual infiere el gradiente de 10 °C/100 m, para la Veta Madre, y 8 °C/100 m para las vetas de la Sierra. Estos resultados se obtuvieron, respetivamente, a partir de muestras de dos minas en la Veta Madre, y de mina Peregrina en el otro sub-distrito, sin especificar el número de inclusiones o muestras estudiadas.

2) Buchanan (1979), por su parte, determina la temperatura media del depósito en mina Las Torres, en 230 °C y la del “elavo de Rayas” (*Deep Ore Horizon*), considerando sólo 18 inclusiones, en 298.1 °C. Quizás el dato más sobresaliente que presenta este estudio sea la afirmación de que el sistema evidencia ebullición y que el nivel en que habría ocurrido el fenómeno es la elevación aproximada de 1800 msnm (correspondiente al nivel 300 de mina Rayas).

3) Vassallo (1988), informa que la mineralización sobre la Veta Madre se efectuó en cuatro etapas, de la siguiente manera:

Primera etapa.- Sólo ocurrió en las minas Rayas y Sirena, y consistió en el depósito de sulfuros con valores muy bajos, de metales preciosos; sus temperaturas de homogenización fueron superiores a los 340 °C.

Segunda etapa.- Observable principalmente en mina Las Torres, consistió en el depósito de cuarzo blanco y adularia, a temperaturas de entre 340 y 260 °C.

Tercera etapa.- Según el autor, es la más importante económicamente y se presenta con alteraciones potásica (adularia) y filica (sericita), a temperaturas de entre 260 y 200 °C.

Cuarta etapa.- Las temperaturas de ésta, observable en la parte central de la estructura, abarcaron de 200 a 160 °C.

4) Mango (1988) determinó la temperatura media de homogenización en 268 °C, a partir del estudio de 109 inclusiones flúidas primarias, de ejemplares de todos los niveles de mina Rayas. Expresa, además, que sus resultados contradicen las conclusiones de Buchanan (1979) acerca de la ocurrencia de ebullición y el depósito de sulfuros por este mecanismo, dada la proporción constante 3:1 (agua/gas), que ella encontró en las inclusiones, argumentando que: *“the larger number of fluid inclusions analyzed in this study suggest that this conclusion is (sic) more statistically tenable”*. En trabajo posterior, Mango (1992), establece que las temperaturas de homogenización estuvieron en el rango de 135 °C a 351 °C, con la mayoría de ellas (99 %) entre 200° y 300 °C y el promedio de T_h resultó 249 °C.

5) Abeyta (2003) hace la aclaración de que su trabajo de inclusiones flúidas no es uno de tipo convencional, ya que seleccionó poblaciones de inclusiones que evidenciaban las características de ser de la más alta temperatura, para determinar, con base en los resultados, las direcciones de movimiento de los flúidos mineralizadores. A partir de este estudio, llevado a cabo en ejemplares de la veta San Nicolás, del sub-distrito Vetas de la Sierra, los valores de T_h , para un conjunto al que denominó Etapa I, oscilaron en el rango de 103-282 °C, siendo su media, 235 °C. Los valores de la Etapa II variaron entre 180-290 °C, con media de 228 °C y, las inclusiones de la etapa III promediaron 221 °C.

6) Sobre este particular, en este trabajo, ya apuntamos al principio de esta sección que la temperatura media del depósito, fue 276.34 °C, temperatura superior en unos 12 grados a la determinada inicialmente por Mango (1988), y de diferencia mayor (~27.34 °C) a la que determinó el mismo autor posteriormente (1992). La temperatura media del depósito, determina-

da por Buchanan (1979), comparada con nuestros resultados es superior en casi 22 °C (298.1 °C); en las determinaciones de Gross (1975) y Vassallo (1988) encontramos cierta indefinición y, en cuanto a los valores que consigna Abeyta (2003), lo único que podemos decir es que éstos corresponden a un sistema diferente al que nos ocupa. Pero juzgamos conveniente puntualizar algunos otros aspectos y diferencias entre nuestros resultados y los que previamente se han dado a conocer:

Gross (1975), al establecer el gradiente de 10 °C/100 m, para las temperaturas de depósito en la parte central de la Veta Madre (de la que trata este estudio) desde los 320 °C en la cota 1700, a los 260 °C en la cota 2,400 (ambas referidas al nivel del mar), hace suponer que los flúidos mineralizadores sufrieron enfriamiento progresivo a medida que se retiraban de una fuente calorífica a cierta profundidad, rumbo a la superficie. Nosotros no encontramos dicha gradiente; encontramos que la temperatura del depósito en todo el “elavo de Rayas” no tuvo variaciones notables; en los 90 m de diferencia de elevación entre los niveles 435 y 345, la diferencia de temperaturas fue solamente de 12.5 °C (ver la tabla 7.1).

Una observación interesante sobre las temperaturas de homogenización es la de que, consideradas individualmente, las inclusiones de temperatura más elevada no se presentaron en el nivel más profundo (435). En este nivel sólo dos inclusiones superaron el valor de los 400 °C; mientras que ni en la rampa ni en el nivel 405 (el más “caliente”, en promedio) se alcanzó este valor. En el nivel 390, 6 inclusiones sobrepasaron los 400 °C; en el 365 hubo 3 inclusiones que rebasaron este límite, y en el nivel 345, sólo dos lo superaron. No encontrándose tendencia específica de ubicación (al bajo, al alto o al centro de la estructura; ver plano de muestreo en el anexo a este capítulo), atribuimos este comportamiento al fenómeno de ebullición (ver la tabla 7.1 y las hojas de trabajo en el anexo a este capítulo).

B.3c. Salinidad de las inclusiones.- Además de permitir establecer el valor mínimo de la temperatura de depósito de un yacimiento mineral, las inclusiones flúidas pueden aportar datos sobre la composición de los flúidos involucrados en este proceso. Según Roedder (1984), en los depósitos epitermales la temperatura de formación es, generalmente, inferior a los 300 °C y su salinidad, baja, menor al 5 % del peso equivalente de NaCl.

Los flúidos mineralizadores pueden tener diferentes grados de complejidad según el número de sustancias disueltas en ellos; los que dan lugar a yacimientos epitermales son los más sencillos pues generalmente son de sólo dos (H₂O-NaCl) o tres (H₂O-NaCl-CO₂) componentes. Mango (1988) determinó la presencia de 1.8 % de moles de CO₂, en peso, mediante

decrepitación. En nuestro trabajo no hubo determinación de este gas que, cuando se encuentra en proporciones mayores a 4 moles, puede indicar, falsamente, alta salinidad de los flúidos, requiriéndose una corrección de este valor, de acuerdo con la cantidad presente. Basados en el comportamiento de las inclusiones durante el proceso de congelación y fusión observados (Diamond, 2003), y en los valores que determinara Abeyta (2003), mediante el uso de espectrómetro de masa (de 193 muestras analizadas sólo 5 dieron valores superiores a 1.0 moles de CO₂, en peso, y sólo 35 del total, incluidas las anteriores, fueron mayores que 0.5), pensamos que la cantidad de CO₂ presente no afectó, de manera relevante, la salinidad que se determinó en nuestro estudio.

En ciertos sistemas llegan a presentarse otros gases, tales como H₂S, HCl, CH₄, N₂, H₂, Ar y He. Algunos de ellos podrían tener relevante función como transportadores de iones metálicos o influenciando el pH de las soluciones y, por lo tanto, en lograr que un depósito mineral tenga mayor o menor importancia económica. También podrían tener el mismo efecto que el CO₂ para llegar a indicar una “falsa alta salinidad”, pero en las inclusiones del “elavo de Rayas” su proporción no parece tener significado importante. Esto, por supuesto, si consideramos que las determinaciones de Abeyta (2003) son representativas de lo que hay en el distrito (a falta de datos más específicos).

Con respecto a las sales, debemos esperar no solamente la presencia de NaCl; son frecuentes también KCl y CaCl₂, pero, de nueva cuenta, estas últimas no son muy comunes ni abundantes en los sistemas epitermales (Bodnar, 2003). Por otro lado, su comportamiento puede compararse con el del compuesto NaCl y dar el valor conjunto de “equivalente a X % de NaCl”, que es la práctica común en los trabajos de este tipo.

Ahora bien, en los dos trabajos previos que sobre el particular (la salinidad) se hicieron en la Veta Madre, el de Buchanan (1979) y los de Mango (1988 y 1992), se da cuenta de valores muy diferentes entre sí, los que, además, no concuerdan con los que nosotros obtuvimos. Buchanan establece tres valores de salinidad: uno al que denominó “*pre-ore stage*” cuya salinidad aproximada es 29,200 ppm, y otros dos, ambos de la etapa de mineralización económica, con salinidad de 5,260 ppm (tipo Bufa), y otro con 26,000 ppm la (tipo Losero). Por su parte, Mango (*op. cit.*) determinó la salinidad de los flúidos atrapados, en 1.2 % de peso equivalente de NaCl.

Las salinidades de 29,000 y 26,000 ppm, determinadas por Buchanan (1979) están, aparentemente, equivocadas y carecen de soporte; en ambos casos deberían haberse encontrado

cristales de sal “hijos” (*daughter minerals*) presencia que no pudo confirmar el autor. Y, en el caso de lo que informa Mango, creemos que también hay algún error, pues las determinaciones que presenta son muy diferentes de las nuestras (1.2 % contra 12.96 %). En el caso de Buchanan, pudiera haber influido lo rudimentario del equipo utilizado; en el caso de Mango, podemos suponer, como ya lo expresamos con anterioridad, que las muestras de que dispuso no eran representativas; el “elavo” había sido explotado prácticamente en forma total, hacia el tiempo que ella hizo su estudio. Por lo que respecta al lote de muestras con el cual se llevó a cabo nuestro trabajo, recordaremos que éstas fueron tomadas de las obras mineras en avance, durante los años 1979 a 1981, y cuidadosamente conservadas hasta el tiempo en que se llevó a efecto este estudio.

Resumiendo: con base en el estudio y medición de cerca de 1,200 inclusiones flúidas, todas ellas de muestras de “el clavo de Rayas”, en cuarzo asociado a sulfuros, el promedio de la salinidad de las inclusiones resultó ser 12.96 % de peso equivalente de NaCl. Para la determinación de este valor se procedió de la siguiente manera: en cada caso se hizo descender la temperatura hasta -120 °C, para después calentar al ritmo de 1 °C/min, hasta llegar al punto de fusión. Consideramos que el grado de error máximo -si es que lo hubo- pudo ser $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. Con las temperaturas registradas se determinó la salinidad, utilizando la tabla elaborada por Bodnar (1992) y editada en PANCROFI IV Abstract Volume. Finalmente, se obtuvo el promedio ponderado; es decir, se determinó la media de la salinidad por nivel, luego se multiplicó el valor resultante por el número total de muestras de cada nivel y la sumatoria de los valores se dividió entre el total de las muestras. De esta forma se calcula con mayor precisión el valor medio real.

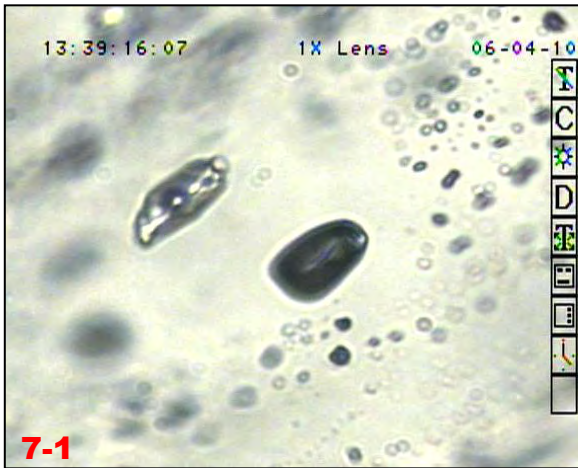
B.4. Origen de los flúidos mineralizadores.- La determinación de la densidad (salinidad) de los flúidos en las inclusiones, nos permite también elucubrar sobre el origen del agua, principal componente de los flúidos que ocasionaron la formación de un yacimiento. Ahora sabemos que el origen de tales flúidos puede ser cualquiera de cinco posibles (Guilbert & Park, 1986); eliminando los magmas mena, quedarían: 1) flúidos hidrotermales de origen magmático, 2) aguas marinas, 3) aguas connatas, 4) flúidos derivados de procesos metamórficos y, 5) aguas meteóricas. Por su parte, Camprubí y Albinson ((2006) clasifican el origen de los flúidos mineralizantes en sólo cuatro grupos: 1) flúidos magmáticos, 2) aguas meteóricas de circulación profunda, 3) salmueras de origen sedimentario y, 4) aguas meteóricas superficiales. Independientemente del esquema aceptado, cada uno de estos flúidos se caracteriza por

una salinidad y, para el caso que nos ocupa, podríamos decir con cierto grado de certidumbre que los valores encontrados apuntan hacia el origen magmático de las soluciones que, además, parecen haber sufrido dilución por aguas meteóricas. Estudios isotópicos de los fluidos y de otros materiales presentes en el yacimiento, dan soporte a esta hipótesis.

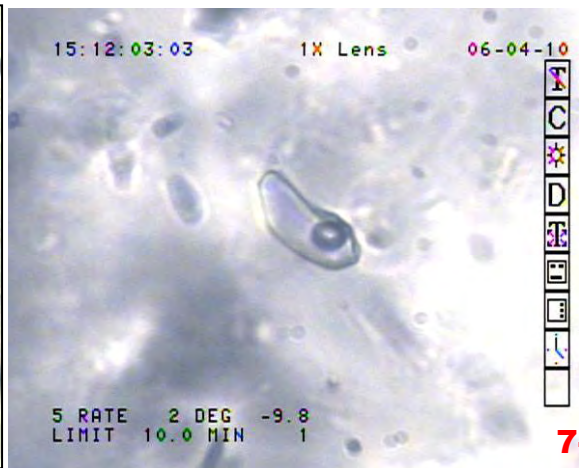
B.5. Mecanismos de depósito.- A partir de sus respectivos estudios, Buchanan (1979) y Mango (1988), llegan a conclusiones muy diferentes con respecto al mecanismo de depósito; el primero propone, con base en observaciones tales como: 1) la presencia de “sombreros” de alteración argílica asociada a las concentraciones más importantes de mineral económico a lo largo de la Veta Madre, 2) la formación de un halo de intensa alteración potásica en las zonas internas de mayor permeabilidad, asociadas a las alteraciones argílica y propilítica y, 3) a las evidencias que se observan en las propias inclusiones, tales como: la variabilidad en el volumen proporcional de agua-gas, y *“...the wide range in T_h readings, from 231 °C to over 360 °C”*. Por su parte, Mango (*op. cit.*) afirma que sus determinaciones en 109 inclusiones contradicen las conclusiones de Buchanan acerca de que el mecanismo de ebullición haya causado el depósito; la proporción constante 3:1 (agua-gas) que ella encuentra en todas las inclusiones *“...implies that no boiling occurred in the vicinity of the Rayas ore body”*.

Nuestras observaciones confirman las de Buchanan, al menos en el aspecto de que en el sistema de “el Clavo” ocurrió ebullición. Son dos las evidencias casi incontrovertibles que se admiten hoy día para probar la ebullición: la existencia de inclusiones con proporciones variables líquido-gas, y la presencia de calcita hojosa. Camprubí y Albinson (2007) incluyen la presencia de adularia como prueba extra de la ocurrencia de ebullición. En cuanto a inclusiones con proporciones variables de agua-gas, Buchanan (*op. cit.*) las observó en todas sus muestras correspondientes a cotas superiores a la 1840 msnm pero no en las de profundidad mayor. Nosotros las encontramos inclusive en muestras del nivel 435, el más profundo de la mina (corresponde a una cota inferior a la 1700; ver fotos 7.1 a 7.12). Y, por lo que respecta a la calcita hojosa, la hemos encontrado profusamente en todos los niveles accesibles, desde el 345 (por debajo de éste las obras están anegadas) hasta la superficie.

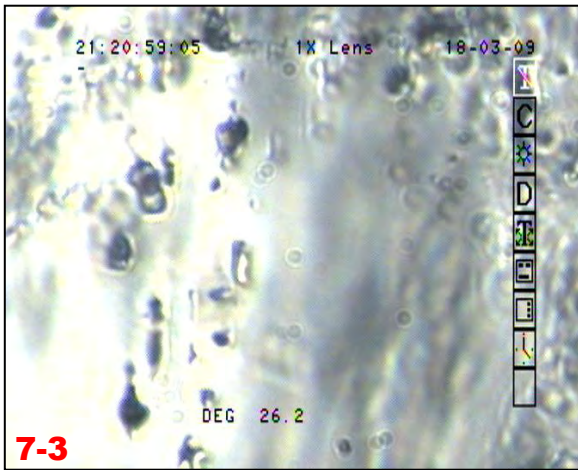
Luego, la ebullición debió ser un mecanismo de depósito importante aunque no el único. Según hemos explicado con anterioridad, en el “Clavo” hay texturas de reemplazamiento que anteceden al depósito de relleno de cavidades. Pero además -y en esto coincidimos con Mango (1988)-, la mayoría de las inclusiones cae dentro del rango de proporción agua-gas, de 70:30 %, lo cual nos sugiere que: probablemente después de una actividad explosiva que ocasionó



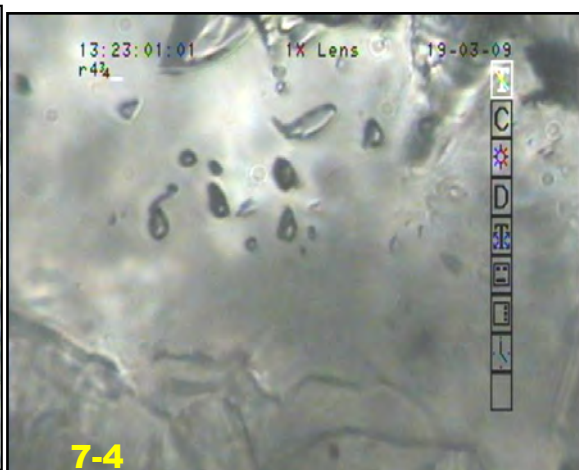
7-1



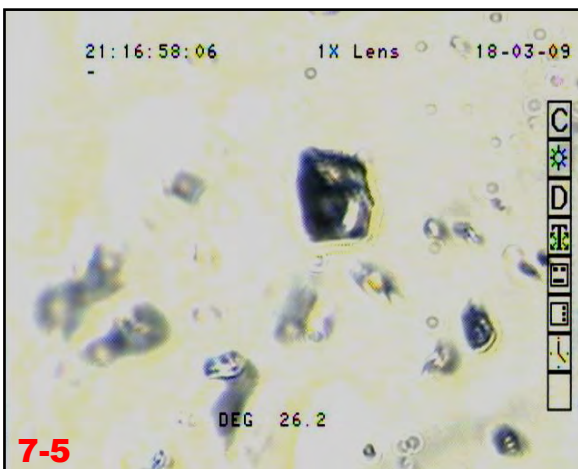
7-2



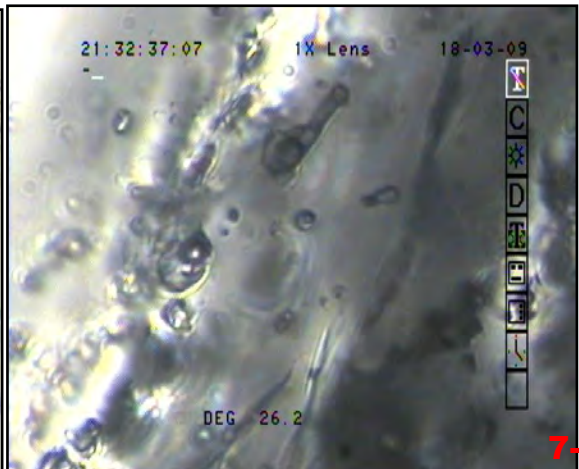
7-3



7-4

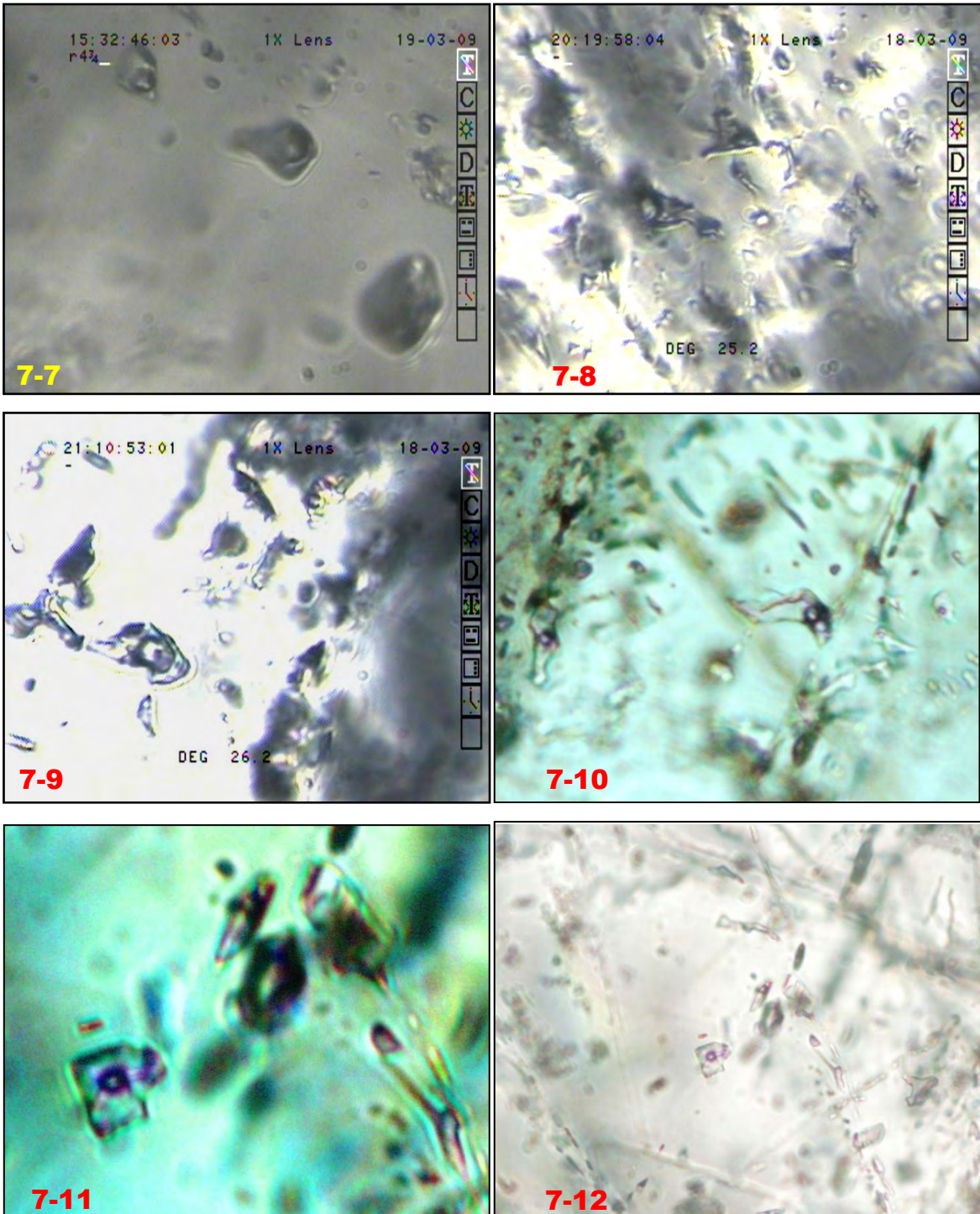


7-5



7-6

Inclusiones flúidas del calvo de rayas.- Foto 7-1. Estas inclusiones, primarias, como puede notarse, se observaron en la muestra C-5, del nivel 435; es evidente la diferencia de proporciones líquido-gas, lo cual indica ebullición en el sistema. Las dimensiones de los ejes mayores en las vacuolas son de 6 y 7 μ . Las fotos 7-2 a 7-6 son otras pruebas de que en el sistema hubo ebullición; la diferencia de proporciones líquido-vapor de agua es manifiesta. Todas estas inclusiones se encontraron en cuarzo blanco, en ejemplares de diferentes niveles.



Inclusiones flúidas del clavo de Rayas.- Foto 7-7. Esta quizás sea la imagen más elocuente acerca de la ocurrencia de ebullición en el sistema; Las dimensiones mayores de cada una son 8, 6 y 5 μ , con proporciones líquido-gas 10:90, 70:30 y 60:40, respectivamente. Las fotos 7-8 y 7-9 son ejemplos del mismo fenómeno, en diferentes niveles de mina Rayas, dentro de “elavo”, en ejemplares de cuarzo blanco. Las fotos 7-10, 7-11 y 7-12 fueron tomadas por el Dr. Eduardo González Partida (asesor de este trabajo) en ejemplares de calcita hojosa colectadas en mina San Vicente, quizás la expresión del clavo en la superficie. En todas ellas se manifiesta la ebullición, en los diferentes grados de llenado de las inclusiones.

ebullición (no muy prolongada) y depósito de mena, hubo la participación de aguas meteóricas que modificaron el régimen y permitieron también un tipo de depósito que habría ocurrido a causa de la lógica dilución y el consecuente cambio de pH de los flúidos mineralizantes.

Ahora bien, la ebullición debería probarse también de otra manera: al ocurrir, se forma una fase de vapor y, como consecuencia, el líquido remanente debería hacerse más salino. En nuestro estudio esto no resultó muy claro pues, en lo general, el comportamiento, en cuanto a temperatura, varía de manera normal, descendiendo de 282 °C en el nivel 435, a 269 °C en el nivel 345, mientras que la salinidad, que debería aumentar hacia arriba varía de 13.39 % a 12.41 % entre los mismos niveles, es decir, se comporta anómalamente. Ya en detalle (ver tabla 7.1), puede observarse que del nivel 435 al 405 las diferencias de temperatura y salinidad son irrelevantes pero en el nivel 390 la temperatura desciende 6 °C y la salinidad se incrementa 0.8 %. Entre el nivel 390 y el 365, vuelve a haber descenso en las dos variables y de aquí al nivel 345, de nuevo la temperatura desciende (5 °C) y la salinidad aumenta (0.22 %). No tenemos explicación satisfactoria para este hecho; sólo se nos ocurre pensar en cuatro posibilidades: **1)** que hubo dos pulsos de ebullición, **2)** o que hubo sólo uno, pero de corta duración, **3)** y/o que el influjo de agua del nivel freático minimizó el efecto, **4)** o bien, que habiendo iniciado el fenómeno unos 200 m por debajo de nuestra zona de muestreo, los efectos más notables se hubieran registrado más cercanamente a dicho nivel.

B.6. Nivel de ebullición.- Las inclusiones flúidas provén al geólogo de un poderoso artificio que, además de lo que nos han permitido determinar hasta ahora, permiten también llegar a establecer la presión a la cual se forma un yacimiento. Como es lógico suponer, en la medida que sea mayor la densidad de un flúido, menor será la presión (profundidad) que requiere para hacer ebullición y depositar su carga de iones metálicos. La determinación de dicha profundidad puede establecerse mediante el uso de varias fórmulas que a través del tiempo se han venido desarrollando. Pero el trabajo de Haas (1971) ha permitido simplificar el cálculo: graficando los valores de temperatura y salinidad encontrados en el estudio de las inclusiones flúidas, en el diagrama presentado por el autor citado, puede fácilmente establecerse dicha profundidad de depósito.

Buchanan (1979), haciendo uso del recurso descrito propone la cota 1800 msnm (equivalente a la del nivel 300 de la mina Rayas) como aquella a la cual ocurrió la ebullición y, consecuentemente, el horizonte de depósito de mayor importancia. De nuestras observaciones y resultados (temperatura media de homogenización = 276.34 °C y salinidad promedio = 12.41

%) aplicados a la gráfica de Haas (1971), se deriva que la ebullición pudo haber iniciado desde la profundidad de unos 640 m a partir de la paleosuperficie (gráfica 7.1).

La tabla 1b del mismo trabajo de Haas (1971) nos ofrece una opción extra para calcular la profundidad del nivel de inicio de la ebullición (ver la tabla 1b en el anexo a esta sección). Considerando la temperatura (276 °C) y la salinidad ($\approx 13\%$) determinadas, esta última interpolándola a los valores entre 10 y 15 %, tendríamos: para el 10 % de salinidad, profundidad de entre 559.3 y 660.6 m, en tanto para la salinidad de 15 % ésta sería de entre 510.5 y 602.1, o sea, profundidad algo menor que la asentada; ésta, de unos 580 m bajo la paleosuperficie.

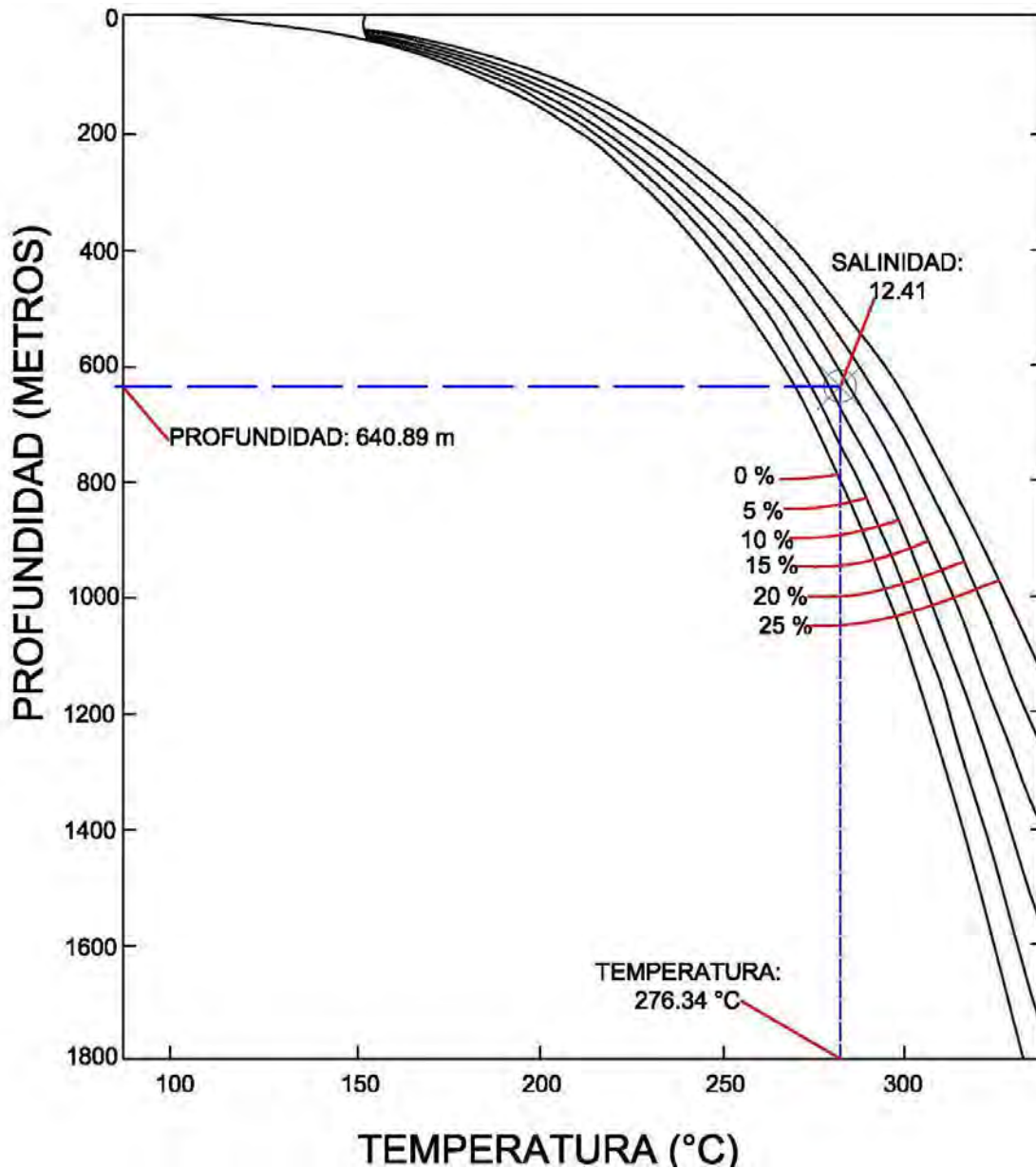
Aprovechando la misma tabla se puede hacer el cálculo de la presión a tal profundidad, la cual resulta de entre 49.1 a 57.2 barios o, tomando la media, de unos 53.15 barios.

Lo anterior contradice lo que Mango (1988) propone, que: *...at least 1,500 m of rock once existed above the present surface of the Rayas mine*". Y que *... if boiling had occurred it would have been at 850 m above the present surface*". En otro reciente trabajo, con el que, asesorado por Bodnar obtuvo su grado de M. C, Moncada (2008), también se descarta lo aseverado por Mango, al señalar que: *"Similarly, good evidence of boiling is observed in the deepest levels of the Veta Madre that have been sampled in the mines and drill cores"*.

B7. Etapas de depósito.- Aunque en el trabajo petrográfico que hicimos de las inclusiones flúidas del clavo de Rayas no logramos observar indicaciones de depósito en etapas, a diferencia de lo que según Vassallo (1988) existe en el distrito, estadísticamente sí es posible dividir poblaciones de nuestras muestras, en tres rangos de temperatura de depósito, siendo éstos, los siguientes: rango de temperatura baja: 166 a 241 °C; rango de temperatura media: 220 a 324 °C y rango de temperaturas altas: 310 a 432 °C. Como puede notarse, los límites se traslapan, algo natural dada la gran cantidad de valores determinados; lo más destacable en esto es que el número de lecturas traslapadas que cae entre los límites propuestos, es muy reducido. No nos resulta muy claro el significado de este comportamiento que podría deberse a influjos sucesivos de flúidos mineralizantes y meteóricos entremezclándose (ver tabla 7.1).

Otras inferencias que pueden derivarse de esta tabla incluyen: 1) el 67.7 % de las inclusiones cayeron dentro del rango principal (220 a 312 °C), mientras que, 2) sólo el 13.3 % de ellas estuvo por debajo del límite inferior (177 a 226) y, 3) el 19 % de las mismas sobrepasó el límite superior (310 a 407 °C). Esto a su vez, nos permite hacer una clasificación del depósito con base en las temperaturas de formación: tomando en consideración solamente la temperatura de formación, de acuerdo con la clasificación modificada (1985) de Lindgren, el clavo de

Rayas es un depósito en transición entre los tipos epitermal -cuyas temperaturas de depósito varían entre los 50 y 300 °C (Guilbert y Park, 1986)- y el mesothermal, cuyas temperaturas de depósito oscilan entre los 250 y los 400 °C (Hogdson, 1993).



Grafica 7.1.- Determinación de la profundidad del nivel de ebullición, con base en los datos de salinidad y temperatura de las inclusiones fluidas, utilizando la gráfica de Haas (1971).

Tabla 7.1. Estadística de los rangos de depósito en el clavo de Rayas

Niv. y No. de muestra	Rango 1		Observa- ciones	Rango 2		Observa- ciones	Rango 3		Observa- ciones
	de:	a:		de:	a:		de:	a:	
435;	1	222-241	5	276-318	8	330-370	12		
	2	220 --	1	252-317	15	330-370	9		
	3	-- --	0	235-295	22	333-421	3		
	4	180-224	3	233-311	16	331-377	6		
	5	-- 228	1	244-303	21	358-374	3		
	6	189-231	5	251-314	19	364 --	1		
	7	133-234	12	254-305	12	333 --	1		
		166-241	27	233-318	113	330-421	35		
Ram- pa	8	179-222	6	242-318	16	335-363	3		
	9	166-238	10	248-302	13	330-349	2		
			166-238	16	242-318	29	330-363	5	
405	10	172-234	3	248-321	12	342-385	10		
	11	-- --	0	239-324	20	333-359	5		
	12	-- 217	1	236-307	16	327-385	8		
	13	188-222	9	224-261	15	318 --	1		
	14	-- 224	1	232-299	12	320-398	12		
	15	196-216	5	230-312	17	326-358	3		
		172-234	19	224-324	92	318-398	39		
390	16	193-215	4	234-307	19	370-371	2		
	17	-- --	0	231-315	23	332-359	2		
	18	207-227	6	241-312	18	-- 354	1		
	19	174-220	9	235-286	11	330-352	5		
	20	-- --	0	272-306	8	328-432	17		
	21	-- --	0	239-321	23	350-358	2		
	22	199-233	7	240-303	16	324-336	2		
	23	185-218	4	230-308	12	318-385	9		
	24	-- --	0	256-306	13	327-349	12		
	25	203-210	2	235-310	19	318-358	4		
	26	179-222	8	227-293	16	326 --	1		
27	211-220	3	230-304	18	323-384	4			
		174-233	43	227-321	196	318-432	61		
365	28	197-224	5	233-295	20	-- --	0		
	29	213-222	3	230-287	19	326-349	3		
	30	-- --	0	239-317	24	-- 358	1		
	31	-- --	0	222-309	15	328-376	10		
	32	-- 218	1	232-304	17	318-428	7		
	33	-- --	0	246-301	19	315-406	6		
	34	206-224	4	233-308	19	325-338	2		
			197-224	13	222-317	133	315-428	29	

345	35	-- --	0	225-293	24	330 --	1
	36	177 --	1	226-304	15	332-406	9
	37	214-226	5	234-307	19	332 --	1
	38	200-224	8	230-299	16	-- 352	1
	39	218-221	2	235-309	19	327-369	4
	40	201-218	7	227-312	16	339-342	2
	41	-- --	0	246-311	16	317-344	9
	42	201-223	5	229-303	16	310-313	4
	43	-- 224	1	236-302	19	326-366	5
	44	206-223	3	221-292	17	322-407	5
	45	-- --	0	220-303	22	313-317	3
		177-226	32	220-312	199	310-407	44

Capítulo 8. Estudio de los isótopos estables ^{13}C , ^{18}O y ^{34}S , del “clavo de Rayas”, en la Veta Madre de Guanajuato

8.1. Introducción.- A pesar de los grandes éxitos logrados por Hutton, Desmarest, Playfair, -Strata” Smith, Agassiz, Lyell, etc, en el campo de la Geología, y de Lamarck y Cuvier en la ciencia auxiliar, la Paleontología, durante el siglo XIX, la apenas centenaria ciencia de la Tierra aún encontraba tenaz oposición a la aceptación de sus propuestas, sobre todo en lo referente a la edad del planeta, calculada por los geólogos como no menor de entre 200 y 500 millones de años. Un aspecto muy difícil de vencer era el fanatismo religioso. Recientemente (para entonces), basado en profundos estudios de interpretación de la Biblia, el arzobispo de Armagh (Irlanda), el reverendo James Ussher, había logrado determinar la fecha de la creación de nuestro planeta (26 de octubre de 2004 A. C, a las nueve de la mañana). ¿Quién podía dudar de la veracidad de esta determinación de la edad de nuestro planeta?

Por el lado científico se encontraban con la oposición del más reputado físico británico de la época, el célebre William Thompson, mejor conocido como Lord Kelvin, quien, considerando la hipótesis de Kant-Laplace, acerca de la formación del Sistema Planetario Solar como una verdad, acababa de calcular cuánto se había contraído la Tierra a causa de la pérdida de calor, desde su separación del Sol original. En 1862, este científico había estimado la edad de la Tierra en algo menos de 100 millones de años; luego hacia 1897, reduciría la cifra hasta ponerla apenas en unos 40 millones de años.

Pero el descubrimiento de la radioactividad (nombre asignado por Maria Sklodowska Curie, al fenómeno), por Becquerel, en 1896, vino a darles la razón a los geólogos. La radioactividad es un fenómeno exotérmico; luego, el calor interno de la Tierra no es un remanente del proceso original de su formación y, por lo tanto, los cálculos de Thompson eran incorrectos.

Nuevos descubrimientos se fueron sumando al anterior. Durante ese mismo siglo se afinaron los conceptos de átomo y de las subpartículas protón y electrón (el neutrón se lograría explicar hasta 1932), y se estableció el valor y la razón de ser de la masa y el número atómicos, con lo que se llegaría, ya durante el siglo XX, al descubrimiento de los isótopos y al establecimiento de las causas de su formación. Luego vendría el espectrómetro de masas, de Nier (1940) que permitiría la separación de los diferentes isótopos (Laeter y Kurz, 2006) y, finalmente, las variadas aplicaciones científicas que se les habrían de dar, entre las cuales destaca la de la determinación de las edades de diversos materiales geológicos y, por supuesto, la elucidación del ya casi centenario, controvertido enigma de la edad de la Tierra: nuestro planeta

es mucho más antiguo que los 40 millones de años que le concedía Lord Kelvin; su edad es $\sim 4.56 \times 10^9$ años.

8.2. Generalidades sobre los isótopos.- Los isótopos son átomos del mismo elemento que difieren en cuanto a peso. Como sabemos, la masa de los átomos reside en su núcleo, donde se alojan los protones y los neutrones (aunque los electrones tienen masa, ésta es insignificante; es apenas 1/1800 umas). Puesto que el número de protones (número atómico) de cada átomo es su identidad, su cantidad no admite variación; luego, la diferencia de masas entre átomos sólo es posible si varía la cantidad de neutrones. Quienes trabajan con isótopos ya no se refieren a los núcleos atómicos como tales; han acuñado el nombre de nucleidos para poder distinguir uno de otros. En la naturaleza existen 92 tipos de materia (elementos), aunque considerando sus variedades (nucleidos) el total resulta cercano a los 2,500. 21 de esos 92 elementos carecen de isótopos (Hoefs, 1997).

Los isótopos pueden ser estables o inestables; a estos últimos también se les conoce como radioactivos. El fenómeno de la radioactividad resulta en la conversión de un átomo en otro diferente, lo cual se efectúa de dos maneras generales distintas: 1) la emisión de dos protones y dos neutrones a partir del núcleo, o bien, 2) por la conversión de un protón en un neutrón o viceversa, dentro del propio núcleo del átomo. El proceso es conocido también como decaimiento porque, al menos en el primer caso, el átomo se convierte en uno de menor número atómico. Estos fenómenos siempre van acompañados por una emisión de energía, denominándose alfa o beta, respectivamente, según los casos 1 y 2, descritos líneas arriba. El decaimiento ocurre, siempre, para cada tipo específico de nucleido, en intervalos de tiempo idénticos, propiedad denominada constante de decaimiento.

Al decaer, los isótopos inestables se convierten en elementos hijo o radiogénicos, y pueden seguir siendo radioactivos pero, necesariamente habrán de convertirse, alguna vez, en estables (de éstos sólo existen unas 270 especies).

Una división más que se puede hacer de los isótopos se fundamenta en su peso atómico, según el cual se les puede agrupar como de alto y de bajo pesos atómicos. Las diferencias de peso entre isótopos de elementos específicos son más notables entre los de bajo peso, cualidad que se aprovecha para hacer más fácilmente su separación mediante los espectrómetros. Expliquémonos considerando el ejemplo de los elementos naturales de los extremos de la tabla periódica, el uranio y el hidrógeno: la diferencia de peso entre los isótopos 235 y 238 del U es de apenas 2 centésimas de una, mientras que la diferencia entre el deuterio y el hidrógeno

común, de masas 2 y 1, respectivamente, es de 5 décimas de una.

Los isótopos más pesados de cada elemento tienen las mismas propiedades que los demás; es decir, se combinan con otros (dadas las compatibilidades de carga, tamaño iónico, etc.) para formar iones simples o complejos y, eventualmente, moléculas y compuestos en general. Son, por lo tanto, capaces de formar minerales, tanto metálicos como no-metálicos (y, por supuesto, semimetálicos también).

Pero las diferencias de masa los hacen comportarse de manera algo diferente en algunos aspectos; por ejemplo, los enlaces que forman en sus compuestos son más fuertes, más estables. Si intentáramos separar una molécula de agua pesada ($D_2^{18}O$) y otra de agua común ($^1H^{16}O$) requeriríamos más energía para separar el compuesto pesado. Otra propiedad de los isótopos pesados es la de ser menos móviles y más lentos para formar compuestos o separarse de ellos.

El resultado neto es que los isótopos, los pesados y los ligeros, se distribuyen de manera diferente cuando los compuestos en que se encuentran son afectados por ciertos procesos naturales (o bien, provocados); fenómeno conocido como fraccionamiento isotópico. Las investigaciones llevadas a cabo hasta ahora, han permitido conocer con precisión la proporción en que se encuentran distribuidos los isótopos de determinados elementos, en diferentes materiales o zonas terrestres [valor conocido como *delta* (δ)].

Algunos de los fenómenos naturales que permiten el fraccionamiento isotópico son: evaporación-condensación, reacciones de disociación, actividad biológica, difusión, perturbaciones de equilibrio, variaciones de temperatura, estructura cristalina de los compuestos, etc.

8.3. Uso de los isótopos en la solución de problemas geológicos.- Son dos los principales tipos de problemas geológicos que los isótopos nos ayudan a resolver, el primero es el de la determinación de edades de materiales geológicos, que ya quedó bien establecido. Para ello se desarrollaron varias técnicas basadas en las constantes de decaimiento y la vida media de los elementos. Los primeros métodos empleados fueron los de las series U-Th-Pb, K-Ar, Rb-Sr y para edades muy cortas, involucrando materia orgánica, el par ^{13}C - ^{13}N . A éstas se han venido sumando otras técnicas, cada vez más precisas, tales como las del Sm-Nd, Ar-Ar, K-Ca, Pb-Pb, Lu-Hf, Re-Os, etc., etc., y están en etapas de prueba, algunas aún más promisorias.

El otro problema que se resuelve con su auxilio es el relacionado con el origen de materiales geológicos, rocas y flúidos en particular. La base para esto es, como ya fue mencionado, la distribución o fraccionamiento isotópico, fenómeno que desde la fase de diferenciación de

nuestro planeta repartió, en las proporciones ahora conocidas, los diversos isótopos. Los isótopos de bajo número atómico de que se ha obtenido la información más importante y útil son los de H, C, N, O y S que, entre otros méritos tienen el de ser de los más abundantes en la corteza y en las zonas que están en contacto con ésta.

Todos los materiales terrestres formados por procesos naturales tienen una cantidad, proporción o “firma” isotópica específica, que delata su lugar de procedencia. Y esto no es sólo privativo de los materiales pétreos y metálicos; se extiende a los flúidos, como veremos enseguida.

8.4. Los isótopos y los yacimientos minerales.- Como sabemos, un depósito mineral es una concentración anómala de sustancias en la corteza. En algunos casos es posible observar la formación de estas concentraciones, sobre todo cuando el depósito se da sobre la superficie, a temperaturas y presiones ordinarias (casos de los depósitos de Fe en pantanos, o los placeres de diferentes sustancias) pero aquellos que se encuentran muy por debajo de la superficie, hasta hace muy poco tiempo resultaban un enigma. Y, más propiamente dicho, un conjunto de enigmas porque, considerando las observaciones que podían hacerse en ellos, no había duda en deducir que en su formación habían intervenido flúidos a temperaturas elevadas que habían depositado los iones metálicos que llevaban en solución. Luego, las interrogantes que surgían eran (Krauskopf, 1979): 1) ¿cuál es el origen de los flúidos? 2) ¿Cuál es su composición original? 3) ¿Cómo migran? y, 4) ¿cómo efectúan el depósito?

La respuesta a la primer interrogante, durante mucho tiempo, fue: “de una cámara magmática”, aunque en numerosos casos no hubiera siquiera pruebas de la asociación de un yacimiento específico, con rocas ígneas. Tuvieron que sugerirse hipótesis, y crear nombres tales como los de teletermal (Graton, 1933) y xenotermal (Budington, 1935), para explicar las características que no coincidían con el esquema hidrotermal general, propuesto por Lindgren (1933). Pero andando el tiempo, vendrían los isótopos a dar claves más certeras sobre este aspecto. Como ya lo hemos expresado a lo largo de este trabajo, ahora se reconoce que el origen de los flúidos acuosos que intervienen en la formación de depósitos minerales puede reconocerse a partir de su firma isotópica, sobre todo, del tipo de H y O que intervienen en su composición, pudiendo ser: 1) los propios magmas, 2) derivados de magmas, 3) marinos, 4) de formación (connatos), 5) de procesos metamórficos y, 6) meteóricos. Lo único que se hace es comparar el valor isotópico de la muestra, contra el de un “estándar”.

8.5. Isótopos estables de H, O, C y S, en los fluidos formadores de yacimientos hidrotermales.- Comenzaremos por establecer las bases planteadas por Urey y Nier, en 1947:

1) Fraccionamiento isotópico notable ocurre solamente cuando las diferencias relativas de masa entre los isótopos de un elemento específico son grandes; es decir, son medibles con cierta facilidad.

2) Todos los elementos que forman compuestos sólidos, líquidos o gaseosos, estables en un rango de temperatura amplio, probablemente tengan variaciones en composición isotópica. Los isótopos más pesados tienden a concentrarse en moléculas en las cuales están presentes en el estado de oxidación más elevado.

3) Los efectos de balance de masa pueden causar fraccionamientos isotópicos al cambiar proporciones modales durante una reacción química.

Para el estudio de los isótopos de H y O existen dos caminos para determinar las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H en fluidos naturales, hidrotermales:

a) Medidas del fluido mismo en un área geotérmica, o de las inclusiones fluidas en los minerales de un depósito de mena.

b) Análisis de los conjuntos minerales; es decir, cálculos de las temperaturas de formación usando varios geotermómetros y, finalmente, cálculo de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H de las aguas en equilibrio con los conjuntos minerales, a dichas temperaturas.

Hidrógeno.- De acuerdo con Wey *et al* (1950), la abundancia media de los isótopos estables de este elemento es: $^1\text{H} = 99.9844 \%$ y $^2\text{H} (\text{D}) = 0.0156$

La geoquímica isotópica del H es particularmente interesante por dos razones:

1) El hidrógeno es omnipresente, apareciendo en diferentes estados de oxidación, en compuestos tales como H_2O , OH^- , H_2 y CH_4 , aún a grandes profundidades dentro de la Tierra. Así pues, el hidrógeno puede ser un elemento que juegue un papel principal en una amplia variedad de procesos geológicos que ocurren de manera natural.

2) El hidrógeno tiene, con mucho, la más grande diferencia de masa relativa entre sus dos isótopos estables. Esto tiene como consecuencia que el hidrógeno exhiba las mayores variaciones en proporciones de isótopos estables, de todos los elementos.

Según Hoefs (1997), las proporciones D/H en algunos almacenes geológicos de importancia, presentan las siguientes variaciones (δD en ‰): agua meteórica = ~ 50 a -350 , agua marina = 0 a 10 , rocas sedimentarias = ~ -45 a -145 , rocas ígneas y metamórficas = ~ -40 a -120 y, agua juvenil (?) y/o minerales con OH, asentados, de origen profundo = ~ -30 a -80 .

Los estándares de referencia más comunes son el V-SMOW y el SMOW, virtualmente idénticas en composición isotópica; la última es una muestra de agua hipotética originalmente descrita por Craig (1961b) y su valor δD es, por supuesto, 0. Existen también otros estándares aunque sólo para verificar la exactitud de la preparación de las muestras y la espectrometría de masas.

Los mecanismos de fraccionamiento más efectivos en el ambiente natural terrestre se presentan durante las transiciones de fase del agua entre vapor, líquido y hielo a partir de evaporación/precipitación y ebullición/condensación en la atmósfera, en la superficie de la Tierra y en la parte superior de la corteza. Las diferencias en la composición isotópica se deben principalmente a diferencias de presión de vapor de agua y, en menor grado, a diferencias en los puntos de congelación. La elevación de la temperatura disminuye rápidamente el fraccionamiento y deja de observarse entre los 220 y 230 °C (Horita, 1994, en Hoefs, 1997). Arriba de la temperatura de cruce el vapor de agua está más enriquecido en deuterio que la propia agua.

Otros factores que afectan el fraccionamiento incluyen la desgasificación de H_2 , H_2S , o CH_4 y la oxidación de H_2 y CH_4 a H_2O y CO_2 , en los sistemas magmáticos, la fotosíntesis, durante la producción bacteriana de hidrógeno molecular y metano, en soluciones salinas y, en procesos en que intervienen arcillas actuando como membranas semi-permeables (ultrafiltración).

Oxígeno.- Este elemento es el más abundante en nuestro planeta, ocurriendo en compuestos gaseosos, líquidos y sólidos, muchos de los cuales son termalmente estables en rangos de temperatura muy amplios. El oxígeno tiene tres isótopos estables, mismos que se presentan en la naturaleza en las siguientes abundancias relativas:

$$^{16}O = 99.7630 \quad ^{17}O = 0.0375 \quad \text{y} \quad ^{18}O = 0.1995$$

Para los isótopos de este elemento existen dos estándares con escalas diferentes de δ : el $\delta^{18}O_{(SMOW)}$ y el $\delta^{18}O_{(PDB)}$, debido a la existencia de dos categorías de usuarios. El estándar PDB se usa en estudios de carbonatos de baja temperatura; con tales siglas se designa a un fósil cretácico: un belemnite de la formación Pee Dee, de Carolina del Sur, EUA, y utilizado por la Universidad de Chicago. Por cierto, hace tiempo se agotó la existencia de este estándar, por lo que el abastecimiento del original ya no puede hacerse; en su lugar se han introducido estándares secundarios. El otro estándar, el más generalmente utilizado es el V-SMOW (Standard Mean Ocean Water) distribuido por la Agencia de Energía Atómica de Viena.

Las ecuaciones para convertir un estándar en el otro, son:

$$^{18}\text{O}_{(\text{V-SMOW})} = 1.03091 \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30.91 \quad \text{y} \quad \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97002 \delta^{18}\text{O}_{(\text{V-SMOW})} - 29.98$$

El conocimiento de los mecanismos de fraccionamiento de los isótopos del oxígeno entre agua y vapor de agua es esencial para la interpretación de la composición isotópica de los diferentes tipos de agua. La presencia de sales iónicas en solución cambia la estructura local del agua alrededor de los iones disueltos. De similar importancia es el fraccionamiento isotópico del oxígeno en el sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. No es extraño, entonces, que haya muchos trabajos relacionados con la distribución del O entre CO_2 gaseoso y agua, y CO_2 gaseoso y carbonatos. El mayor fraccionamiento ocurre por intercambio isotópico de O entre CO_2 y H_2O , y el menor, entre las especies de carbonato disuelto y el gaseoso. El fraccionamiento entre las especies de carbonato disueltas y H_2O disminuye en el siguiente orden: H_2CO_3 , HCO_2^- y CO_3^{-2} .

La composición isotópica del O de las rocas depende de los contenidos de ^{18}O de los constituyentes minerales y de las proporciones de tales minerales. En una roca multiminerálica los constituyentes minerales menores sufrirán un cambio mayor en sus valores δ que los minerales principales, como resultado de equilibrio en un sistema cerrado.

El análisis de la proporción de los isótopos de oxígeno es una poderosa herramienta para estudiar la interacción entre agua y roca. El efecto geoquímico de tal interacción produce un cambio en las proporciones de isótopos de O hacia la roca y/o del agua, desde sus valores iniciales. Se conocen tres posibles mecanismos de intercambio:

1) Solución-precipitación. Los granos más grandes crecen a expensas de los más pequeños, pues éstos se disuelven y recristalizan en la superficie de aquéllos. El intercambio isotópico sucede mientras el material está en solución.

2) La actividad química de un componente en dos materiales, fluido y sólido, es tan diferente en las dos fases que ocurre una reacción química. Los nuevos cristales que se formarán lo harán en el punto de equilibrio isotópico con el fluido, o cercano a éste.

3) Durante un proceso de difusión ocurre intercambio isotópico en la interfaz entre el cristal y el fluido, con poco o nada de cambio en la morfología. Aunque la difusión es un proceso relativamente lento, es posible que sea el mecanismo de intercambio isotópico dominante entre rocas y minerales.

Shepard *et al* (1969) lograron calcular las proporciones de intercambio isotópico acumulativas fluido/roca, mediante la expresión:

$$W/R = \delta_{\text{roca } f} - \delta_{\text{roca } i} \div \delta_{\text{H}_2\text{O}} \delta_{\text{roca } f} - \Delta$$

donde $\Delta = \delta_{\text{roca } f} - \delta_{\text{H}_2\text{O}}$. La resolución de la ecuación requiere conocer también, ambos estados

isotópicos: el inicial (*i*) y el final (*f*), del sistema.

El valor $\delta^{18}\text{O}$ en los almacenes más importantes en la naturaleza varían de la manera siguiente (valores en ‰, según Hoefs, 1997): aguas meteóricas ~ 10 a -45, agua oceánica: ~ 0 a -3, rocas sedimentarias ~ 40 a 6, rocas graníticas ~ 13 a -5 y rocas basálticas ~ 10 a 5.

Una de las aplicaciones más importantes de la geoquímica de los isótopos del oxígeno es la de servir como geotermómetro. La base de dicha aplicación reside en la relación que existe entre la temperatura ambiente y el fraccionamiento isotópico entre fases minerales coexistentes. La confiabilidad del método depende del cumplimiento de las tres condiciones siguientes:

- 1) Los minerales considerados deben ser abundantes y haber precipitado conjuntamente.
- 2) Los minerales deben ser estables en rangos de temperatura y presión amplios. Y,
- 3) Dichos minerales deben tener composiciones químicas poco variables.

Siendo O e H los componentes del agua, el estudio de sus isótopos ha sido profusamente abordado, definiéndose grupos de ésta en función de sus relaciones o firmas isotópicas:

1) Aguas meteóricas.- Las variaciones isotópicas en H_2O de lluvia, nieve, granizo, hielo de glaciares, arroyos, lagos, así como la mayoría de las aguas freáticas de baja temperatura, son sistemáticas; entre mayor la latitud y la elevación, sus valores δD y $\delta^{18}\text{O}$, son más bajos. A pesar de la variación todas se ajustan a la ecuación de Craig (1961): $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$.

2) Aguas marinas.- La composición isotópica del agua de los océanos es extraordinariamente uniforme en el tiempo presente: $\delta^{18}\text{O} = 0$ y $\delta\text{D} = 0$. Por este motivo SMOW es un estándar isotópico adecuado, excepto en áreas donde la intensa evaporación incrementa la salinidad haciendo que los valores $\delta^{18}\text{O}$ lleguen a ser de +2 y los de δD alcancen +11.

3) Aguas geotérmicas.- Las variaciones de δD y $\delta^{18}\text{O}$ de aguas calientes y vapor, de zonas geotérmicas de todo el mundo, muestran que todo el H_2O es de derivación superficial. En casi todos los casos hay desviaciones hacia el más alto valor de $\delta^{18}\text{O}$, como resultado del intercambio isotópico con silicatos y carbonatos de las rocas locales; la diferencia puede oscilar entre 1 a 2 ‰ y 15 ‰. En contraste, los valores D/H permanecen constantes, o bien, quedan enriquecidos en D al reaccionar con las rocas del medio, normalmente enriquecidas en este isótopo.

4) Aguas connatas o de formación.- La evidencia isotópica muestra que las salmueras de los campos petrolíferos son predominantemente aguas meteóricas subterráneas y no agua connata o marina, como se pensaba anteriormente. Las aguas de formación muestran rangos muy amplios de $\delta^{18}\text{O}$, δD y salinidad, dentro de una cuenca dada, los valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ se aso-

cian, típicamente, con las temperaturas y salinidades más elevadas, en tanto que los valores δD muestran marcada dispersión.

5) Aguas de origen metamórfico.- Para otros tipos de agua geológicamente importantes, diferentes de los que ya se han tratado, los datos isotópicos sólo pueden ser indirectamente obtenidos. De manera típica, las aguas metamórficas regionales muestran un rango restringido de δD (de -20 a -65), pero amplio en cuanto al $\delta^{18}O$ (+5 a +25). Puesto que el fraccionamiento isotópico es dependiente de la temperatura las aguas metamórficas de baja temperatura tendrán, comúnmente, valor elevado δD y bajo de $\delta^{18}O$, en tanto que las aguas de más alta temperatura tendrán más bajo δD y más alto su valor $\delta^{18}O$, dentro del rango acotado.

El rango general de los valores δD en minerales metamórficos es casi idéntico al que exhiben las rocas sedimentarias marinas. Las lutitas, calizas y pedernales tienden a estar enriquecidas en ^{18}O (+15 a +85) mientras que las rocas ígneas, areniscas, grauvacas, arcosas y sedimentos volcánicos tienden a tener dicho valor $\delta^{18}O$ bajo (+5 a +13).

6) Aguas magmáticas.- Tampoco en este caso podemos estar absolutamente convencidos de que una muestra procede de un magma prístino, exento de contaminación, aunque podemos calcular la composición isotópica del H_2O que debería haber coexistido con los minerales ígneos a temperaturas magmáticas. Sin desconocer que existen magmas con composiciones isotópicas desusuales, considerando las temperaturas restringidas de éstos (± 700 a $1,000$ °C) y que la mayoría de las rocas ígneas (volcánicas o intrusivas) tiene valores $\delta^{18}O$ entre +5.5 y +10.0, y valores δD entre -50 y -85, podemos concluir que el rango isotópico normal es mucho más restringido que el rango para el H_2O metamórfico.

Si verdaderamente el “agua juvenil” existe, ésta no ha sido identificada, ni su valor δD ha sido convenientemente establecido.

Carbono.- Este elemento es de los más abundantes en las esferas externas de nuestro planeta (el principal en la biosfera), y forma una amplia variedad de compuestos: desde luego, orgánicos altamente reducidos, e inorgánicos altamente oxidados. Sus varios estados de oxidación que permiten su presencia en diversos ambientes geológicos también facilitan la ocurrencia de variados mecanismos de fraccionamiento. Tiene sólo dos isótopos estables cuya abundancia es:

$$^{12}C = 98.8900 \quad \text{y} \quad ^{13}C = 1.1100$$

Las variaciones $\delta^{13}C$ observadas en la naturaleza son muy amplias. La composición isotópica se expresa considerando el estándar PDB o, mejor dicho, de los que se han introducido en

vez de éste, cuya existencia se agotó.

Los dos principales almacenes de carbono terrestre son la materia orgánica y los carbonatos sedimentarios que tienen diferentes firmas isotópicas debido a la operación de dos mecanismos:

1) las reacciones de intercambio isotópico de equilibrio de carbono inorgánico conducen a un enriquecimiento de ^{13}C en los sedimentos.

2) Los efectos cinéticos que afectan a los isótopos durante la fotosíntesis concentran el isótopo ligero ^{12}C , en el material orgánico sintetizado por los vegetales.

Los carbonatos son isotópicamente pesados; su valor $\delta^{13}\text{C}$ medio es alrededor de 0, mientras que la materia orgánica, isotópicamente ligera, se encuentra empobrecida, con su media alrededor de -25 ‰. El carbono del manto tiene composición isotópica media $\delta^{13}\text{C}$ de -5 ‰, y la corteza, según estimaciones, la presenta muy semejante.

En los yacimientos minerales hidrotermales, el C se encuentra en la forma de carbonatos de Ca, de Mg y de Fe; en forma gaseosa se le encuentra como CO_2 , y CH_4 en las inclusiones fluidas. Las principales fuentes del carbono en los flúidos hidrotermales son los carbonatos marinos ($\delta^{13}\text{C} \approx 0$ ‰), magmas profundos ($\delta^{13}\text{C} \approx -7$ ‰) y fuentes orgánicas ($\delta^{13}\text{C} \approx -25$ ‰).

La composición isotópica de los carbonatos hidrotermales depende no sólo de la $\delta^{13}\text{C}$ del carbono total en el flúido (ΣC), sino también de la $f\text{O}_2$, el pH, la T, la I (fuerza iónica) del flúido, y la concentración total de C en la solución; esta última puede dar indicios de la fuente de donde proviene el C. En la mayoría de los flúidos geológicos, a temperaturas por encima de los 100 °C, la especie dominante de C es H_2CO_3 (en realidad $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{H}_2\text{CO}_3$). Un fenómeno que puede hacer variar la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos hidrotermales ocurre en sistemas donde hay ebullición, donde se pierde H_2O y CO_2 en la fase de vapor; en este caso el ^{13}C se concentra en la fase de vapor mientras que el residuo acuoso-carbónico remanente se enriquece en ^{12}C . Como consecuencia, la $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos que precipitan es menor.

La geoquímica de isótopos de C en los carbonatos puede emplearse como herramienta en la prospección minera; pueden delimitarse los halos de alteración isotópica alrededor de los cuerpos mineralizados y emplearse como trazadores. La circulación de flúidos hidrotermales a través de los carbonatos puede dejar registros en forma de variaciones de las composiciones isotópicas, respecto de las que originalmente tenían las rocas.

Azufre.- Este elemento tiene cuatro isótopos estables. Dichos isótopos, así como sus abundancias porcentuales son los siguientes:

$$^{32}\text{S} = 95.0200, \quad ^{33}\text{S} = 0.7500 \quad ^{34}\text{S} = 4.2100 \quad \text{y}, \quad ^{36}\text{S} = 0.0200$$

El azufre está presente en todos los ambientes naturales: en los yacimientos minerales es el no-metal dominante, en las evaporitas se presenta en forma de varios sulfatos, es un componente menor en las rocas ígneas y metamórficas, aparece en variadas sustancias orgánicas en la biosfera, ocurre en sedimentos marinos como sulfuros y sulfatos, y, en agua marina existe como sulfato. Los compuestos más comunes que forma en los medios acuosos naturales son: S^{-2} , H_2S , HS^- , y SO_4^{-2} ; sus estados de oxidación son -2, 0, +2, +4 y +6.

En los yacimientos minerales aparece comúnmente el conjunto de minerales conocido como los "sulfuros base": galena, esfalerita, pirita y calcopirita, cuyo orden de enriquecimiento relativo en ^{34}S es: pirita >esfalerita >calcopirita >galena. Los fraccionamientos isotópicos tanto de sulfuros como de sulfatos coexistentes representan la base de su aplicación en geotermometría. De los sulfuros indicados, el par galena-esfalerita parece ser el más confiable como geotermómetro.

El estándar de referencia utilizado para contrastar los valores isotópicos de azufre es la troilita (FeS) proveniente del siderolito del Cañón del Diablo cuyo valor de la relación $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ es 22.22 ‰. Este valor es el que se considera que priva en el manto de nuestro planeta.

Hay dos tipos de mecanismos de fraccionamiento, responsables de las variaciones observadas en la distribución de los isótopos de azufre en la naturaleza:

1) El efecto cinético debido a la reducción bacteriana de sulfatos, que es el más importante.

2) Varias reacciones de intercambio químico entre sulfatos y sulfuros.

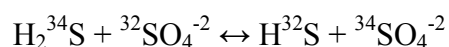
La composición isotópica del S en los océanos es muy similar a la del Sr, aunque ambas han variado a través del tiempo geológico como respuesta a las magnitudes de los flujos entrantes y salientes. El azufre entra al agua marina como ion sulfato derivado de la erosión de sulfatos continentales y por oxidación de sulfuros. Además, hay importantes contribuciones del elemento por flúidos hidrotermales descargados en zonas de extensión y por interacciones entre aguas marinas calentadas y las rocas volcánicas de la corteza oceánica.

La pérdida de S de las aguas oceánicas se debe principalmente a su precipitación ya sea como sulfuros insolubles o como yeso o anhidrita. Los iones sulfato formados por oxidación de sulfuros sedimentarios en lutitas y calizas está empobrecido en ^{34}S y tiene valores $\delta^{34}\text{S}$ negativos, mientras que los iones sulfato que se depositan por mecanismos relacionados con la erosión de evaporitas marinas tienen valores $\delta^{34}\text{S}$ positivos.

La proporción isotópica del azufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) se ha utilizado para interpretar el origen de los yacimientos minerales. Se pensaba que los sulfuros de origen magmático tenían composiciones isotópicas de S similares a las de los sulfuros de meteoritos; así los yacimientos en que los sulfuros muestran variación de composición isotópica amplia, o tienen valores $\delta^{34}\text{S}$ muy alejados del valor 0, se interpretaban como de derivación biogénica o sedimentaria. Las bases para tales interpretaciones eran: 1) los sulfuros en muchas rocas ígneas muestran las composiciones isotópicas $\delta^{34}\text{S} \approx 0 \text{ ‰}$, 2) los medios más efectivos de fraccionamiento isotópico, a baja temperatura, ocurren por procesos biológicos y, 3) la creencia de que los minerales hidrotermales reflejan con exactitud las composiciones isotópicas de los fluidos hidrotermales. Con respecto a este último punto, Sakai (1968) sugirió que la composición isotópica de los sulfuros podría estar influenciada por la temperatura y el pH de los fluidos hidrotermales.

La composición de las inclusiones fluidas muestra que los fluidos mineralizantes son, esencialmente, soluciones concentradas de cloruros alcalinos. Las especies acuosas de azufre que pueden llegar a ser importantes en estas soluciones, algo debajo de los 500 °C son: H_2S , HS^- , SO_4^{-2} , HSO_4^- , KSO_4^- y NaSO_4 . Otras especies del azufre pueden ignorarse en la mayoría de las condiciones geológicas.

Cuando se alcanza un equilibrio químico entre dos compuestos que contienen azufre, la relación puede representarse (poniendo como ejemplo las especies H_2S y SO_4^{-2}):



Las constantes de equilibrio isotópico son, principalmente, función de la temperatura; para la mayoría de las reacciones son aproximadamente proporcionales a $1/T^2$ (°K). Los pares de compuestos de azufre considerados como geotermómetros más sensitivos son: $\text{SO}_2\text{-H}_2\text{S}$ en gases volcánicos, $\text{SO}_4^{-2}\text{-H}_2\text{S}$ en sistemas de fuentes termales y, sulfatos-sulfuros, además de los pares pirita-galena, esfalerita-galena, y pirita-calcopirita, en yacimientos minerales.

Además de la temperatura, la aplicación exitosa de la termometría de isótopos de azufre depende de las siguientes condiciones: 1) que ambas fases minerales hayan sido formadas en equilibrio, 2) que no haya habido intercambio isotópico entre las fases minerales y, 3) que las fases minerales puras hayan sido separadas para los análisis isotópicos. Resulta obviamente imperativo que los minerales separados para este propósito estén libres de contaminantes.

El azufre que aparece como sulfuro o sulfato en los yacimientos minerales, se originó, en último caso, a partir de 1) una fuente ígnea, o bien, 2) su fuente de origen fue el agua marina. Lo anterior incluye que el azufre: a) fue acarreado en fluidos magmáticos o, b) que se derivó,

por lixiviación, de minerales de rocas ígneas, que contenían este elemento (Ohmoto y Rye, en Barnes, 1979).

El fraccionamiento de isótopos de azufre puede ocurrir de manera muy variada: 1) en la propia fuente del azufre, durante la separación de los flúidos o durante la lixiviación de los sulfuros, 2) durante la historia evolutiva de los flúidos hidrotermales, 3) durante el enfriamiento de tales flúidos y, 4) durante la precipitación o reemplazamiento de los minerales. Además, el fraccionamiento puede ocurrir tanto en sistemas abiertos como cerrados. Entonces, los valores $\delta^{34}\text{S}$ observados en los minerales hidrotermales pueden revelar una historia geoquímica del S, en los flúidos hidrotermales, algo complicada; la interpretación apropiada del significado de los valores $\delta^{34}\text{S}$ puede hacerse, solamente, mediante la comprensión de la geología de los depósitos y de los muchos procesos de fraccionamiento isotópico de los sistemas hidrotermales.

Muchos de los yacimientos del tipo de vetas y de reemplazamiento, formados a temperaturas de entre 140 y 350 °C, están asociados con intrusivos calciocalinos; sus valores, $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros, caen dentro de un rango muy cercano a 0 ‰. El azufre de los flúidos mineralizadores que les dieron origen a estos depósitos parece haberse derivado de fuentes ígneas (Ohmoto, 1972).

8.6. Resultados del análisis isotópico para este estudio, y su interpretación.- Para llevar a cabo este trabajo se colectaron 3 conjuntos de muestras: el primero, consistente de ocho muestras (SV- 1 a SV-5, SI-1, y NS-1 y NS-2) se tomó en mina San Vicente, en la zona que corresponde superficialmente a la del clavo de Rayas, en la profundidad. Una de las muestras era de calcita en bloque; las demás, de calcita hojosa, que evidencia ebullición de flúidos, según se reconoce en la actualidad. El segundo lote provino del “Clavo” y las inmediaciones de éste (clavos de san Telésforo y san Cayetano); fueron las muestras, ST-1 a ST-6, del nivel 345; solamente de este nivel porque los inferiores estaban anegados desde hacía varios meses. Una de las muestras fue de calcita “en bloque” y las otras cuatro de calcita hojosa. El tercer grupo consistió de 37 muestras y fue tomado a lo largo del nivel 345, desde aproximadamente la sección -100 S (donde se terminó el muestreo de los ejemplares ST), continuando hacia el norte, prácticamente por toda la mina La Cata (aproximadamente hasta la sección 640 N); fueron las muestras CN-1 a CN- 33. La cantidad total de muestras para el trabajo fue de 51.

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en calcita fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología de la UNAM, mediante el uso de un espectrómetro de masas del tipo Finnigan MAT-253, con sistema dual de introducción de

muestras, acoplado a un equipo auxiliar Gas Bench con automuestreador GC Pal.

Las tablas 8.1a y 8.1b que vienen a continuación, muestran respectivamente, los valores determinados en los estudios realizados en las muestras tomadas en la superficie así como también para las colectadas en las obras subterráneas.

Tabla 8.1a.- Proporciones isotópicas de carbono y oxígeno

No de muestra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}\text{‰}$	Nivel
SV-1	-11.95	-17.33	13.04	Sup.
SV-2	-11.64	-17.99	12.37	Sup.
SV-3	-10.09	-20.98	9.28	Sup.
SV-4	-10.47	-20.75	9.52	Sup.
SV-5	-11.53	-18.84	11.49	Sup.
SI-1	-10.95	-14.45	16.02	Sup.
NS-1	-10.93	-16.46	13.94	Sup.
NS-2	-10.71	-19.46	10.85	Sup.

Tabla 8.1b- Otras proporciones isotópicas de carbono y oxígeno

No de muestra	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}\text{‰}$	Nivel
ST-01	-10.21	-19.72	10.58	345
ST-02	-9.76	-19.78	10.52	345
ST-03	-9.57	-19.52	10.79	345
ST-04	-9.40	-19.10	11.22	345
ST-05	-8.55	-15.01	15.44	345
ST-06	-10.03	-16.50	13.90	345
CN-01	-8.40	-14.85	15.61	345
CN-01a	-10.13	-19.22	11.10	345
CN-02	-9.88	-19.66	10.65	345
CN-03	-9.73	-14.40	16.07	345
CN-04	-10.49	-22.07	8.16	345
CN-05	-13.97	-18.54	11.79	345
CN-06	-11.18	-22.64	7.57	345
CN-06a	-11.10	-21.23	9.03	345
CN-07	-11.30	-23.61	6.57	345
CN-08	-11.16	-24.53	5.62	345
CN-09	-10.65	-21.96	8.27	345
CN-10	-10.21	-17.73	12.63	345
CN-11	-8.89	-19.23	11.08	345
CN-12	-8.75	-18.75	11.58	345
CN-13	-10.10	-18.09	12.26	345
CN-14	-8.85	-16.60	11.74	345
CN-15	-10.08	-17.91	12.45	345
CN-16a	-9.51	-20.85	9.41	345
CN-16b	-12.13	-19.65	10.66	345
CN-16c	-12.12	-19.93	10.34	345
CN-17	-9.76	-19.04	11.28	345
CN-18	-8.85	-18.04	12.31	345

CN-19	-9.19	-18.21	12.13	345
CN-20	-8.22	-16.01	14.40	345
CN-21	<u>-7.91</u>	-10.87	19.70	345
CN-22	-8.85	-18.79	11.54	345
CN-23	-8.01	-17.23	13.15	345
CN-24	-8.72	-17.48	12.89	345
CN-25	-8.37	-16.29	14.12	345
CN-26	-9.07	-17.64	12.72	345
CN-27	-8.83	-18.53	11.81	345
CN-28	-11.34	-18.86	11.46	345
CN-29	-8.87	-20.90	9.36	345
CN-30	-8.83	-20.16	10.13	345
CN-31	-8.59	-19.68	10.62	345
CN-32	-9.18	-20.75	9.52	345
CN-33	-8.85	-19.96	10.33	345
<hr/>				
$\bar{E} = -9.88$	$\bar{E} = -18.78$	$\bar{E} = 11.51$		

Hemos remarcado los valores máximos (en negritas) y mínimos (en negritas, subrayados) de la composición isotópica de las muestras analizadas, así como los de las medias aritméticas de ellos (\bar{E}), con el fin de que puedan seguirse con más facilidad nuestros comentarios sobre el particular. Y, aunque hicimos dos listados de resultados, los correspondientes a las muestras tomadas en la superficie y los de las muestras subterráneas, el tratamiento se hizo en conjunto, ya que como puede verse, los valores de las muestras del primer grupo quedan dentro de los límites o rangos de valores del segundo grupo.

Carbono.- Con ligeras variaciones, los resultados que presenta Mango (1988 y 1992) sobre los isótopos de carbono son muy semejantes a los nuestros y, como consecuencia, ambas interpretaciones resultan prácticamente idénticas. Los valores $\delta^{13}\text{C}$ determinados por Mango (1988) oscilan entre -5 y -12 ‰ (otros valores determinados por el mismo autor en 1992, son muy parecidos; van de -5.8 a -12.6). En los determinados para nuestro estudio, dicho rango abarca de -7.91 a -13.97 ‰ lo que nos permite interpretar que el origen más probable del carbono de la calcita encontrada en el yacimiento tiene influencia magmática; definitivamente no procede de las calizas de la formación Esperanza (en cuyo caso $\delta^{13}\text{C}$ tendería a 0 ‰); si acaso, hubo aportación de las lutitas de esa formación, que es la roca encajonante del “Clavo” por el bajo, ya que la media del valor $\delta^{13}\text{C} = -9.88$ ‰, rebasa el -7 ‰ esperado si proviniera sólo de magmas profundos, pero queda muy por debajo de -25 ‰ que es el esperado para sedimentos ricos en carbono orgánico reducido (Fig. 8.1).

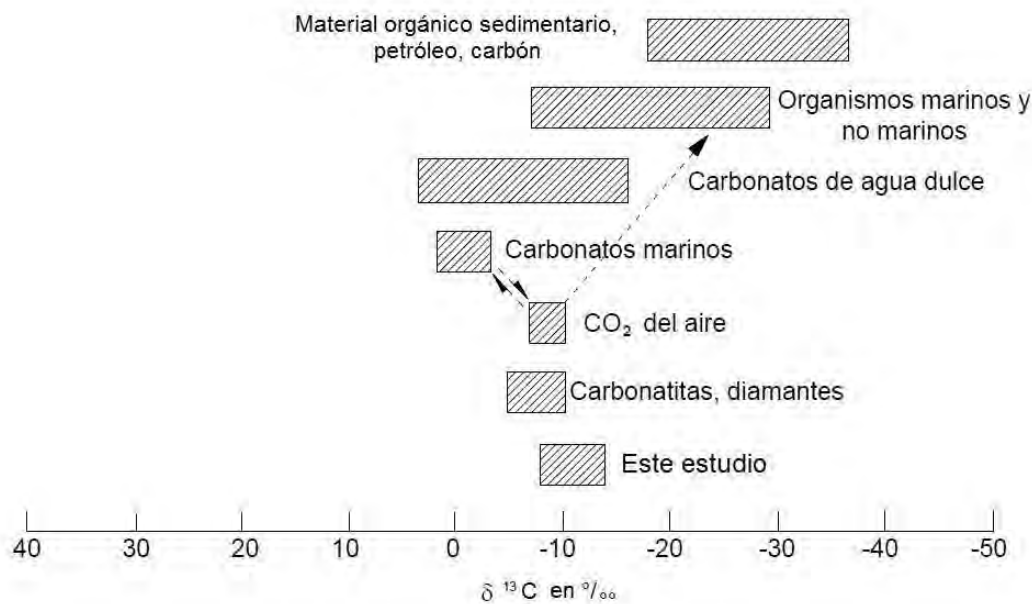


Fig. 8.1 Valores $\delta^{13}\text{C}$ de algunos depósitos importantes de carbono

Oxígeno.- La Fig. 8.2 muestra los valores $\delta^{18}\text{O}$ determinados en los ejemplares de calcita, del muestreo que realizamos, así como el rango común que sobre el mismo aspecto se ha encontrado en otros almacenes geológicos comunes y, en cuanto al agua meteórica, se señala el valor que teóricamente, tiene ésta en Guanajuato ($\delta^{18}\text{O} = -9.5$ a -10 ‰, considerando las variaciones que por elevación y, sobre todo por el efecto de la latitud, según Taylor, 1974, y Mango, 1988 y 1992).

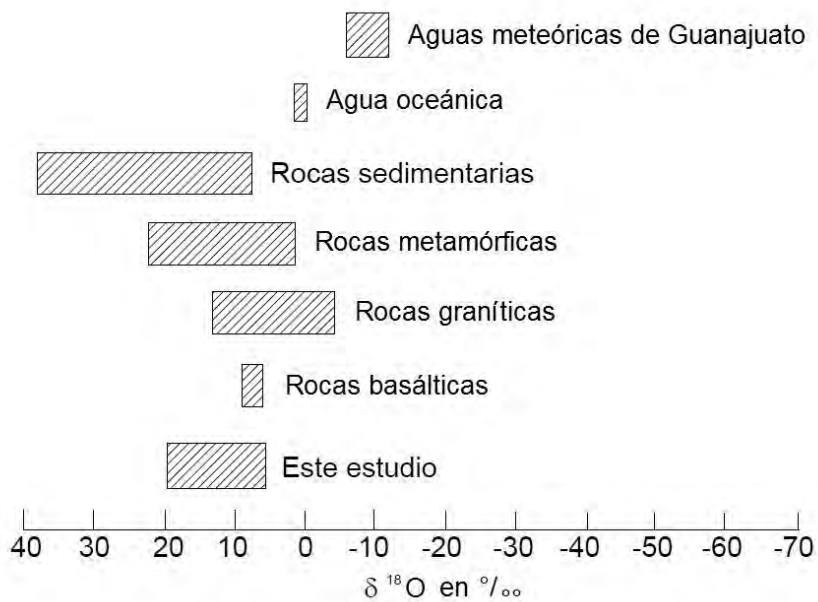


Fig. 8.2 Valores $\delta^{18}\text{O}$ de depósitos geológicos importantes

Sobre este aspecto, los valores $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos por Mango (1988) extrañamente varían entre los límites -4.26 y +6.24, en tanto que los de su trabajo en 1992 lo hacen entre +5.1 y +20.1, con media de +12.6, valores éstos que concuerdan más con los obtenidos en nuestro estudio, que van de +5.62 a +19.70, con media de +11.51. Así pues, los valores determinados en este último estudio de Mango y los que se determinaron para este estudio indican con claridad que los flúidos mineralizadores **no** tuvieron como fuente exclusiva el agua meteórica, aunque desde luego, como en todos los estudios que a nivel mundial se han hecho sobre los yacimientos epitermales, ésta debió haber sido un componente indispensable. Para alcanzar los valores isotópicos determinados esta agua meteórica debió haber reaccionado con las rocas regionales de manera parecida a como explicaremos más adelante.

Azufre.- Para llevar a cabo la determinación isotópica del azufre en los sulfuros de la parte central de la Veta Madre (minas Cata y Rayas) se seleccionaron los sulfuros metálicos más comunes: piritita, calcopiritita, esfalerita, galena, argentita y covelita, a partir de 12 ejemplares del material mineralizado económicamente, procedente de varios niveles de las minas ya nombradas. Fueron dos muestras de “el Clavo”, de los niveles 435, 405, 390, 365 y 435; una del nivel 220 y otra del nivel 320, correspondientes ambas a la parte superior del Clavo, pero fuera de éste; además, otras 3 muestras del nivel 345 y una del nivel 365, a más de otra del mismo nivel, pero correspondientes al “clavo de san Cayetano, vecino próximo hacia el norte, del clavo de Rayas; y, por último, cuatro muestras de otras partes algo más al norte, en las cercanías del tiro de Rayas. Las muestras fueron trituradas y tamizadas tantas veces como fue necesario hasta hacer la separación total de los ejemplares que, excepto por piritita y calcopiritita, los demás minerales resultaron sumamente pequeños, al grado de haber logrado obtener ejemplares libres, sólo hasta que alcanzaron tamaño menor al de la malla -200.

La separación se hizo manualmente, bajo varios microscopios binoculares con acercamiento, entre ellos un Leica MZ6, de la UASLP; los otros, de diferentes tipos, del Centro de Geociencias, estación Juriquilla. De cada porción triturada se hizo un concentrado de minerales metálicos, comenzando con el tamaño de la malla -80, tamaño al cual pudimos seleccionar piritita y calcopiritita. Al alcanzar el tamaño de las mallas -100 y -120, procedimos a hacer el concentrado utilizando el método tradicional de “tentaduras”. Aquí hacemos un paréntesis para hacer un reconocimiento y hacer patente nuestro agradecimiento al Ing, Gregorio Solorio, investigador del Centro de Geociencias, quien amable y pacientemente adiestró a quien esto escribe en esta técnica tantas veces vista, pero nunca practicada. Fue una experiencia suma-

mente interesante, además de útil (¡Gracias, maestro Solorio!). Mencionábamos pues, que gracias al empleo de esta técnica pudimos separar varios cristales, en los tamaños indicados, pero hubo necesidad de llegar a la malla -200, para poder encontrar granos de argentita y galena totalmente liberados. De cada especie se requerían unos 30 gramos; en estas dos especies logramos sólo algo cercano a las dos terceras partes de la cantidad.

Las muestras fueron embarcadas para su procesamiento, hacia el CSIC (Consejo Superior de investigaciones Científicas) de la Universidad de Barcelona, España, donde la Dra. Pura Alfonso Abella, a quien le agradecemos encarecidamente su valiosa participación en este proyecto, hizo las determinaciones que se presentan en la Tabla 8.2. Tales resultados, en número de 18, abarcan el rango de -4.45 a -14.35, arrojando la media de -8.12, que de acuerdo con la figura (8.3) requiere también, como en los casos de carbono y oxígeno, una interpretación plausible.

	Cov $\delta^{34}\text{S}$	Ga $\delta^{34}\text{S}$	Sph $\delta^{34}\text{S}$	Py $\delta^{34}\text{S}$	Arg $\delta^{34}\text{S}$	F1	F2	Cov Ga	Sph	Py	Arg
R-1				-9,15		-14	-15	0	2	0	0
R-1	-9,44					-13	-14	0	0	0	0
R-9				-4,45		-12	-13	0	0	0	0
R-15				-7,22		-11	-12	0	0	0	0
R-6		-14,35				-10	-11	0	0	0	0
R-16					-7,39	-9	-10	1	0	0	2
R-23				-5,51		-8	-9	0	0	2	0
R-70				-7,86		-7	-8	0	0	1	4
R-81				-7,74		-6	-7	0	0	0	1
R-118				-9,88		-5	-6	0	0	0	3
R-118			-8,39			-4	-5	0	0	0	1
R-121				-5,78		-3	-4	0	0	0	0
R-121			-7,39			-2	-3	0	0	0	0
R-345				-6,32							
R-345			-8,20								
R-345		-14,16									
R-345											
C-435N				-5,70							
Y-1				-7,31							

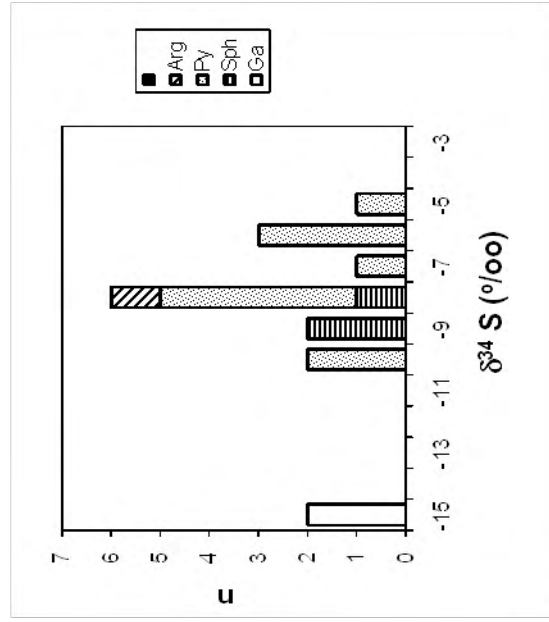


Tabla y gráfica 8.2 Valores $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros del "Clavo de Rayas"

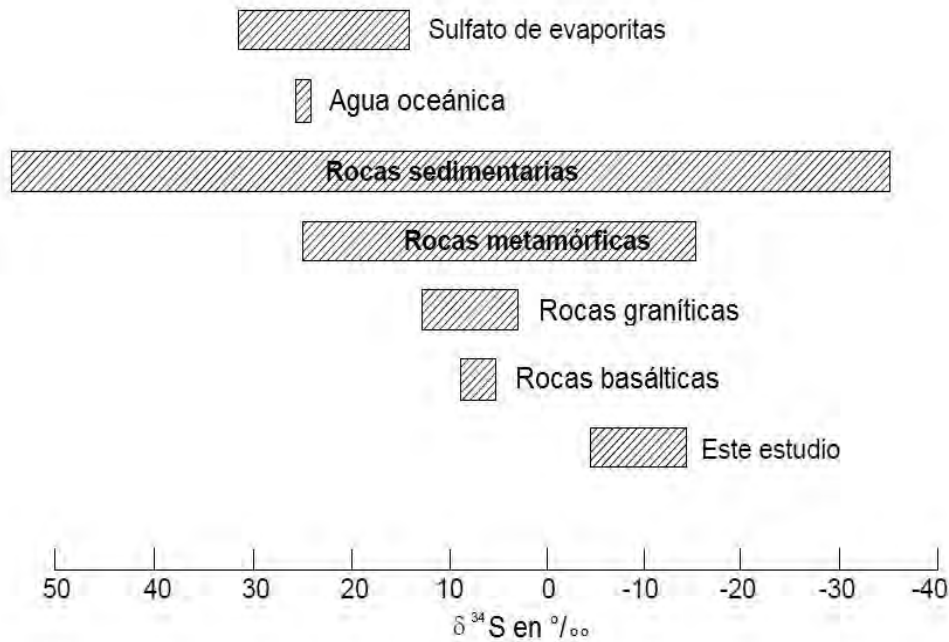


Fig. 8.3 Valores $\delta^{34}\text{S}$ de algunos materiales geológicos importantes

El azufre presente en los depósitos hidrotermales, explican Ohmoto y Rye (en Barnes 1979), tuvo su origen en sólo cualquiera de dos fuentes: una fuente magmática o una fuente oceánica. Entonces, elucubrando sobre las características geológicas y litológicas del distrito, y considerando los resultados obtenidos, podemos imaginar el siguiente escenario, con respecto a este elemento, aunque válido también para el carbono y el oxígeno: flúidos derivados de una fuente ígnea, quizás de la riolita Chichíndaro (roca con la que cierra la secuencia volcánica del Terciario) o de alguno de los intrusivos de Rayas”, más probablemente la riolita hipobasal que hemos descrito en capítulos precedentes, (suponiendo que no sea la misma riolita Chichíndaro), reaccionaron con el agua meteórica, la cual a su vez habría reaccionado, a través del tiempo, con los sedimentos carbonosos de la formación Esperanza, la roca sedimentaria encajonante de la estructura mineralizada, por el bajo, modificando así su composición isotópica, hasta alcanzar los valores que hemos consignado. Este es el cuadro más afín a todos los datos obtenidos, como puede comprobarse en las figuras 8.1, 8.2 y 8.3 que hemos presentado.

Capítulo 9. Sumario de conclusiones

A partir de todo lo que aquí se ha venido refiriendo acerca de los aspectos geológicos generales más relevantes del distrito minero Guanajuato y, en particular del Clavo de Rayas, situado en la parte central de la Veta Madre, se pueden establecer los siguientes hechos, a manera de conclusiones:

1.- A pesar de estar cumpliendo más de 465 años de explotación casi ininterrumpida, el distrito minero Guanajuato no está agotado como se llegó a pensar hacia finales de la década de los 50's y en el inicio de la de los 60's. Varios nuevos cuerpos de mineral se han descubierto desde entonces, entre ellos algunos con notable contenido de minerales básicos, mismos que han hecho cambiar el concepto original de que Guanajuato era sólo productor de menas argentíferas con algo de oro.

2.- El distrito está conformado por cuatro zonas o subdistritos: la Veta Madre, las vetas de La Luz, las vetas de la Sierra y las vetas de —ENopal”. Este último subdistrito, menos mencionado que los otros, se encuentra a unos 600 m al alto de la Veta Madre, frente las obras mineras de la zona conocida como Valenciana -Nueva Luz. Ahora, los labrados en este sistema quedan por debajo de la zona hotelera de la parte norte de la ciudad; incluyen, entre otras, la mina experimental de la Facultad de Minas y Metalurgia de la Universidad de Guanajuato.

3.- La Veta Madre es la estructura más importante del distrito, no sólo por su longitud (~ 26 Km) y su ancho (que llega a ser de hasta unos 90 m) sino porque de ella ha salido enorme cantidad de plata. La mineralización en la veta se encuentra en cuerpos aislados o —elavos”, de dimensiones y leyes variables.

4.- Tales clavos se disponen en tres horizontes: el superior, que ya fue prácticamente explotado en su totalidad, alcanzaba desde la superficie hasta aproximadamente la cota 2,200 msnm, de él se extrajeron minerales nativos y sulfosales de plata, principalmente. El inferior, del que aún se extraen buenas cantidades de plata, alcanza la cota 1,700 y su mineralización consiste, básicamente, de sulfuros de plata con algo de oro. A estos dos se añadiría el horizonte profundo cuando fue descubierto el —elavo de Rayas”, rico en sulfuros básicos, plata y oro. En general, se estima que la proporción de Ag/Au en la Veta Madre es 100:1.

5.- El —elavo de Rayas” se ubica en el horizonte —profundo”; es un cuerpo aislado que aparece desde un poco por debajo del nivel 320, prolongándose hacia la profundidad hasta el nivel 450 o quizás un poco más abajo.

6.- La mineralización en los horizontes superior e inferior es la típica de los rellenos de

fisura, siendo las estructuras comunes: de peine, drusas, bandeamiento simétrico, costrificación, cocada, etc. incluyendo estructuras coliformes y rara y aisladamente, algunas de reemplazamiento, en tanto que en el Clavo de Rayas, además de las anteriores (exceptuando las de aspecto coliforme), se vuelven comunes las estructuras de reemplazamiento.

7.- Se ha mencionado que como este cuerpo, se conocen otros tres en la Veta Madre; uno de ellos, en mina Cata, es muy parecido. Otro, en mina Sirena, según Randall (1979) también es idéntico. El que se localiza en mina Valenciana es algo diferente; es un tipo de brecha tectónica con fragmentos de roca reemplazados con calcopirita (sin esfalerita ni galena, o si acaso contiene estos minerales, su proporción es muy pobre) y cementados por material masivo, densamente silicificado.

8.- La mineralogía de “el Clavo” es simple: los minerales metálicos incluyen como especies más comunes: pirita, calcopirita, esfalerita, galena y argentita, acompañados por cantidades mucho menores de polibasita, pirargirita, una variedad de polibasita selenífera, estefanita y covelita, y, apareciendo como rarezas, argentita con selenio, argentita con cobre, hematita y un óxido de plomo.

9.- Aunque se conoce que en niveles superiores se han encontrado sulfo-arseniuros, éstos no existen en el Clavo. En cambio, los sulfo-antimoniuros, si bien no son abundantes, al menos parecen ser más comunes. Esto contradice lo que afirma Taylor (1971) acerca de que el arsénico es más abundante que el antimonio en los minerales “*in these veins*”.

10.- Tomando en consideración las especies mineralógicas encontradas en el Clavo podemos deducir que el elemento selenio era de cierta importancia en los fluidos mineralizantes, y que éstos, a su vez, eran algo deficientes en azufre. Esto quizás hable a favor de la posibilidad de que los fluidos originales, al reaccionar con las rocas encajonantes, particularmente con los sedimentos carbonosos (que suelen contener este elemento) de la formación Esperanza, lograron alcanzar su composición final, inclusive la isotópica de azufre que ya se planteó.

11.- La mineralogía de la ganga también es muy simple; consiste solamente de abundante cuarzo y mucho menor cantidad de calcita y fluorita. El cuarzo se presenta en varias texturas, siendo las más frecuentes, en asociación con las zonas económicas: crustiforme, de peine, de mosaico, coliforme, micro y criptocristalina (como calcedonia), pseudo-hojosa (reemplazando calcita hojosa) y más raramente, coliforme.

12.- Los minerales de alteración más comunes en asociación con las zonas mineralizadas económicamente, incluyen: adularia, clorita (peninita y menor cantidad de clinocloro), epidio-

ta, y, arcillas. Entre estas últimas, dos variedades de montmorillonita, una magnésica y otra sódica (bentonítica), ambas acompañadas por cantidades subordinadas de arcillas del grupo de la caolinita, además de alunita y natroalunita. La presencia de ambos tipos de arcilla podría indicar cambios de pH de las soluciones. Todas estas especies resultan poco comunes en una zona con la profundidad de ~~el~~ Clavo”.

13.- De entre los tipos de alteración observables en la Veta Madre la de más utilidad para aplicarse en la exploración es precisamente la de argilización. Buchanan (1979) hizo notar la asociación de ~~los~~ “sombrosos” de argilización en la superficie del distrito; cada una de las más extensas, asociada a un rico clavo en la profundidad.

14.- Otras guías de exploración en adición a ésta, incluyen: a) cambios de rumbo y de echado de la veta, especialmente cuando estos cambios ocasionan zonas de dilatación cóncavas hacia la pared del alto, b) la presencia cercana de rocas ígneas de composición riolítica (granítica) y, c) evidencias de ebullición, que podrían ser delatadas por la presencia de calcita hojosa en la superficie, o bien más eficientemente, mediante estudios rápidos de inclusiones flúidas, buscando sólo las evidencias de ebullición; es decir, inclusiones con proporciones variables de líquido-vapor (Moncada, 2008); d) Algunas texturas del cuarzo presente podrían también ser de utilidad para este propósito (Dong, Morrison & Jaireth, 1995).

15.- La profundidad para explorar por los diferentes tipos de clavos son, considerando las características de comportamiento de la mineralización que hemos descrito: de 50 a 200 m para los cuerpos de minerales nativos y sulfosales diversas; de unos 250 a 320 m, para los cuerpos argentíferos, y, de 350 a 500 m para los cuerpos de sulfuros básicos. Esto es sólo válido para la exploración a lo largo de la Veta Madre, según lo conocido hasta la actualidad.

16.- Aunque la historia geológica de la región es muy complicada, el marco geológico para la formación de los yacimientos del distrito, con todas sus complejidades, parece un poco más claro: parece haber comenzado con la preparación de las rocas, mediante alteraciones entre las cuales la de silicificación fue más importante; esta etapa se relaciona con el emplazamiento del granito de Comanja. Luego vendría una o varias etapas de relajación de esfuerzos que ocasionarían el fallamiento de la región y permitirían el emplazamiento de otros cuerpos plutónicos, así como de actividad volcánica durante el Eoceno-Oligoceno.

17.- Flúidos ascendentes emanados de estos sistemas ígneos reaccionarían con flúidos meteóricos creando corrientes de convección que circularían por entre las rocas encajonantes modificando, al reaccionar con ellas, sus características originales; entre otras, sus valores

isotópicos. Los cuerpos ígneos serían focos de calor que mantendrían el sistema hidráulico activo, en particular, según podemos interpretar de los levantamientos geológicos, la riolita hipoabisal (uno de los intrusivos de Rayas) íntimamente relacionada con el clavo de Rayas y otras zonas mineralizadas de la Veta Madre, riolita que físicamente es semejante a la de Chichindaro.

18.- Los contenidos metálicos de los flúidos mineralizantes, según la información de los isótopos de C, O y S que se determinaron para este estudio, así como los resultados isotópicos de C y O obtenidos por Mango (1978 y 1992), que son similares a los nuestros), y de los de Pb que la misma autor determinara, así como también los de análisis de gases que llevara a cabo Abeyta (2003), sugieren su procedencia desde una fuente magmática; una roca rica en potasio, según Taylor (1971).

19.- Los flúidos que dieron origen al “clavo de Rayas”, según nuestros estudios de las inclusiones flúidas, depositaron su carga metálica a la temperatura media de 276 °C. Otros datos que sobre el particular se han determinado son de 254 °C, según Wilson *et al* (1950); de entre 260 y 320 °C, según Gross (1975); de ~ 283 °C según Buchanan (1979), aunque para el depósito en mina Las Torres determinara 230 °C; y de 268 °C, y 249 °C, según Mango (1988 y 1992, respectivamente). Valores todos, razonablemente concordantes con el nuestro.

20.- El gradiente de temperatura propuesto por Gross (1975), de 10 °C/100 m en la Veta Madre, no es aplicable en “el Clavo”.

21.- Uno de los mecanismos del depósito de la mena en el “Clavo”, fue la ebullición de los flúidos, según queda demostrado en las evidencias que presentamos: a) presencia de calcita hojosa, b) presencia de adularia y, sobre todo, 3) fotografías que muestran la existencia de inclusiones flúidas con diferentes proporciones de llenado líquido-vapor. Buchanan (1978) propone también este mecanismo de depósito, pero Mango (1988 y 1992) lo descarta por completo.

22.- En cuanto a la composición de los flúidos, Buchanan (1978) determina su salinidad en 5,260 ppm; sin embargo, encontramos ciertas inconsistencias en ese trabajo y nos parecen poco confiables los que incluyen datos de salinidades de otros tipos de muestras con 6,190 y 29,200 ppm. En lo general, estos valores indican que no es despreciable la salinidad. Por su parte Mango señala que la salinidad de los flúidos fue baja, de 1.2 % de NaCl equivalente o “*below 3 w % NaCl eq.*” (1988 y 1992, respectivamente). En este trabajo determinamos salinidad media (para la zona de “el Clavo”) de 12.96 % de NaCl, equivalente, lo que apunta, de

nueva cuenta hacia el origen magmático de los flúidos.

23.- La profundidad a la cual hicieron ebullición los flúidos empezando a hacer el depósito de sus contenidos metálicos fue a unos 640 m por debajo de la paleosuperficie, según resulta al vaciar nuestros datos de salinidad y temperatura en la gráfica correspondiente, calculada por Haas (1971).

24.- También nos fue posible determinar la presión de vapor en el punto de inicio de la ebullición, así como la densidad de los flúidos involucrados, mediante el uso de la tabla calculada por Haas (1971). Haciendo las interpolaciones necesarias, los valores encontrados fueron: para la presión de vapor, 54.12 barios y, para la densidad de los flúidos, 870.5 g/cm³.

25.- Apoyándonos en Camprubí, González-P., *et al*, (2003), y tomando en consideración varios aspectos a la vez, tales como: a) las dimensiones regionales de la falla que dio origen a la Veta Madre, b) la relación de esta falla con intrusiones sub-volcánicas y la c) la notable extensión de la zona de alteración argílica con menor cantidad de clorita, nos permitirían clasificar el depósito como uno epitermal de alta sulfuración.

26.- Pero, considerando otro conjunto de características observables (y los autores referidos), tales como: a) el vulcanismo subaéreo de carácter félsico asociado a los yacimientos, b) la relación espacial de la estructura con centros volcánicos, c) la presencia de los minerales de alteración adularia y sericita, d) el relleno bandeado de los filones, las zonas de brechamiento y las redes de vetas más comunes hacia la superficie, la clasificación del yacimiento podría ser la de uno epitermal de baja sulfuración

27.- La presencia de covelita apunta hacia la clasificación como epitermal de alta sulfuración, pero: a) la presencia cuarzo en diversas texturas y de calcedonia, b) la presencia de calcita, adularia, alunita, y fluorita, entre los minerales no metálicos, c) el volumen total de pirita, inferior al 5 %, d) la deficiencia de S y, d) la existencia de galena, de eléctrum y de ciertas sulfosales de plata, entre los minerales metálicos, lo evidencian como de baja sulfuración.

28.- Otras características que podrían usarse para clasificar el “elavo de Rayas” como un yacimiento epitermal de alta sulfuración son: a) la diferencia de edad entre las rocas ígneas asociadas y la mineralización, en este caso menor de 1 Ma, y b) la presencia del foco de calor sobre la vertical. Y las que señalarían su afiliación como epitermal de baja temperatura: a) La profundidad de formación menor de 1 Km, y b) la salinidad de las inclusiones por debajo de 15 % en peso, de NaCl, equivalente.

29.- Otras características que apuntan indistintamente hacia cualquiera de los dos estilos,

de alta o baja sulfuración incluyen: a) el rango de la temperatura media de formación que no excede los 320 °C, b) el carácter magmático de los flúidos, modificándose con la participación de aguas meteóricas, c) la edad terciaria de la mineralización, d) el origen del azufre, en este caso probablemente magmático, con aportación de la roca encajonante (lutitas carbonosas de la formación Esperanza), por lixiviación y, e) varios minerales comunes en uno y otro tipos de yacimientos epitermales.

30.- En concreto, no se puede clasificar, de manera definitiva, al “clavo de Rayas” como un yacimiento de alta o baja sulfuración, aunque la mayor parte de las observaciones favorecerían la de esta última. Con todo, a partir de 2003 se ha venido a ampliar la tipología (Sillitoe y Hedenquist, 2003, en Camprubí y Albinson, 2007), mediante el reconocimiento de una nueva categoría, la de los yacimientos de sulfuración intermedia o alcalinos/neutros, categoría que parece la más conveniente para este depósito y que además, es el tipo más abundante en nuestro país.

31.- Si sólo se considerara la temperatura de formación, y algunos de los minerales diagnósticos más comunes de los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia, también se podría tener el dato aproximado de la fugacidad de S (Fig. 9.1)

32.- La clasificación a que hemos arribado corresponde a los depósitos del tipo B (o tipo de BS-SI, que según Camprubí y Albinson (2007), “predominantemente exhiben características de epitermales de baja sulfuración, pero contienen menas polimetálicas de sulfuración intermedia”.

33.- Si se consideran los modelos de yacimientos con base en el nivel donde ocurrió ebullición (o no ocurrió ésta), nos damos cuenta que ninguno de los que han sido propuestos se ajusta (Fig. 9.2) a las características que presenta el “clavo de Rayas”.

34.-De acuerdo con los datos de temperatura, salinidad, profundidad de inicio del fenómeno de ebullición, etc., calculados en este estudio, se elaboró el siguiente modelo de representación (Fig. 9.3), tomando como base el modelo de Buchanan (1979).

35.- Buchanan (1979) informa de que en sus muestras de mineral de mina Las Torres, a la profundidad de más de 650 m de profundidad hay evidencias de ebullición. Luego, curiosamente, determina el nivel de ebullición para el horizonte profundo (el clavo de Rayas) a la profundidad del nivel 345. De acuerdo con los resultados que nosotros obtuvimos (640 m) la primera cifra es correcta y la información de Moncada (2008), la confirma.

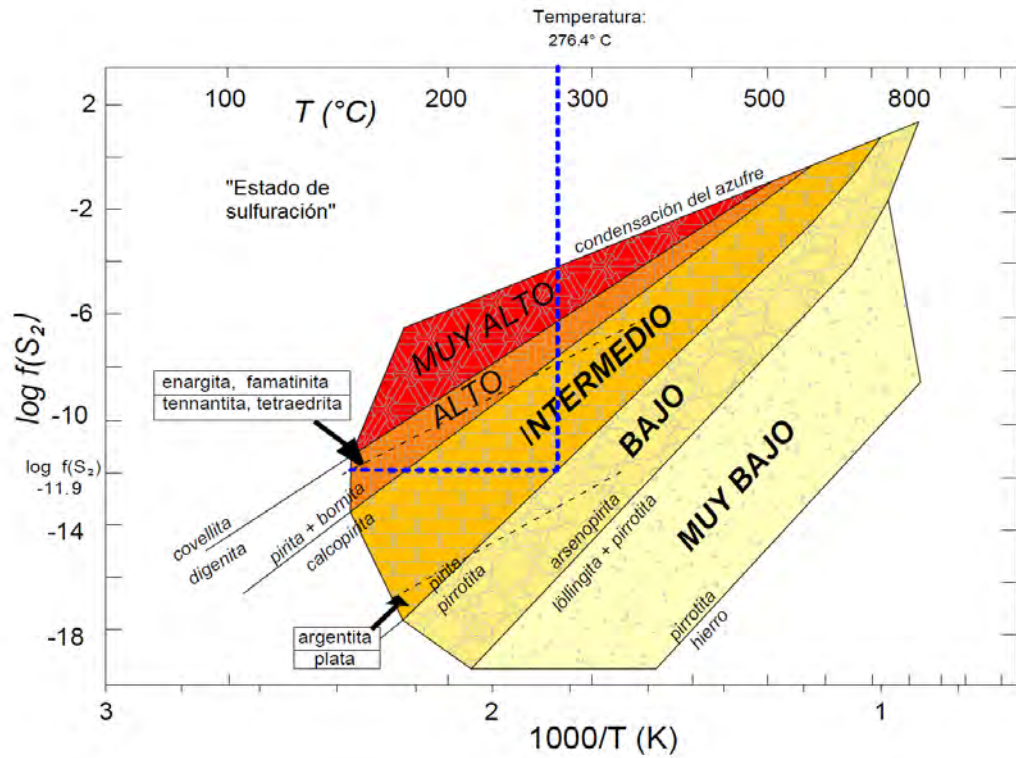


Fig. 9.1.- Diagrama de correlación entre temperatura y fugacidad de azufre para los estados de sulfuración relativos, de los fluidos hidrotermales en el ámbito de depósitos metalíferos en pórfidos y epitermales, definidos según los campos de estabilidad de minerales clave. Tomado y adaptado de Camprubí y Albinson, 2003, a su vez adaptad de Einaudi *et al*, (2003).

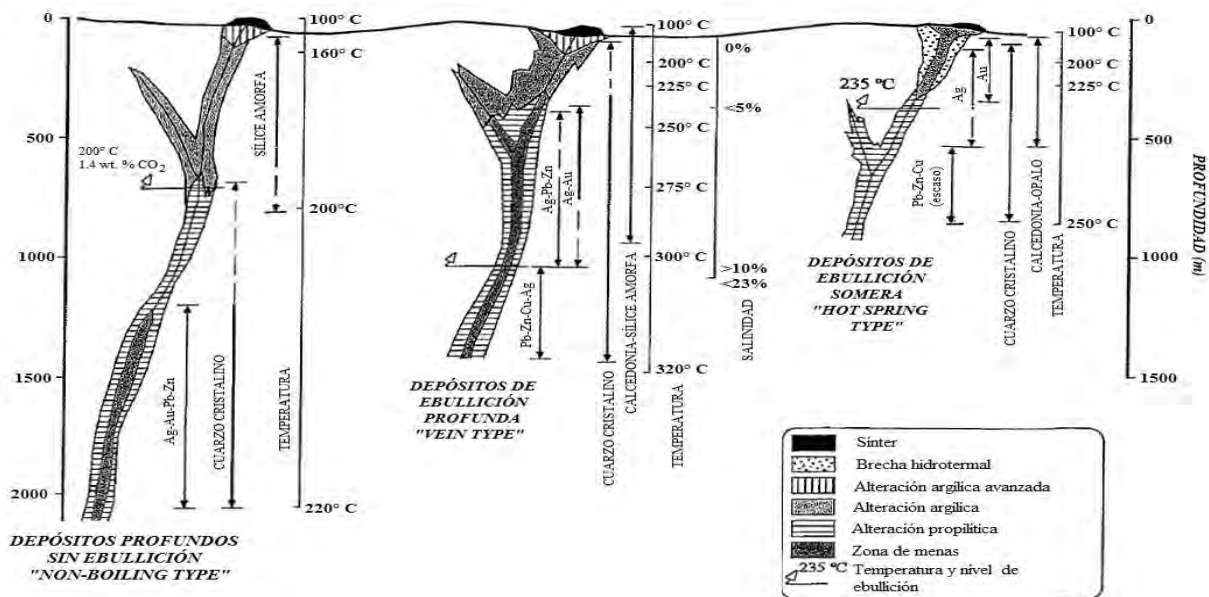


Fig. 9.2- Tipos de depósitos epitermales alcalinos/neutros (baja e intermedia sulfuración) presentes en México, según su profundidad de formación, relacionada al inicio del proceso de ebullición de fluidos sodíco-clorurados ascendentes. Tomado de Camprubí y Albinson (2003), a su vez tomado y modificado de Albinson *et al* (2001).

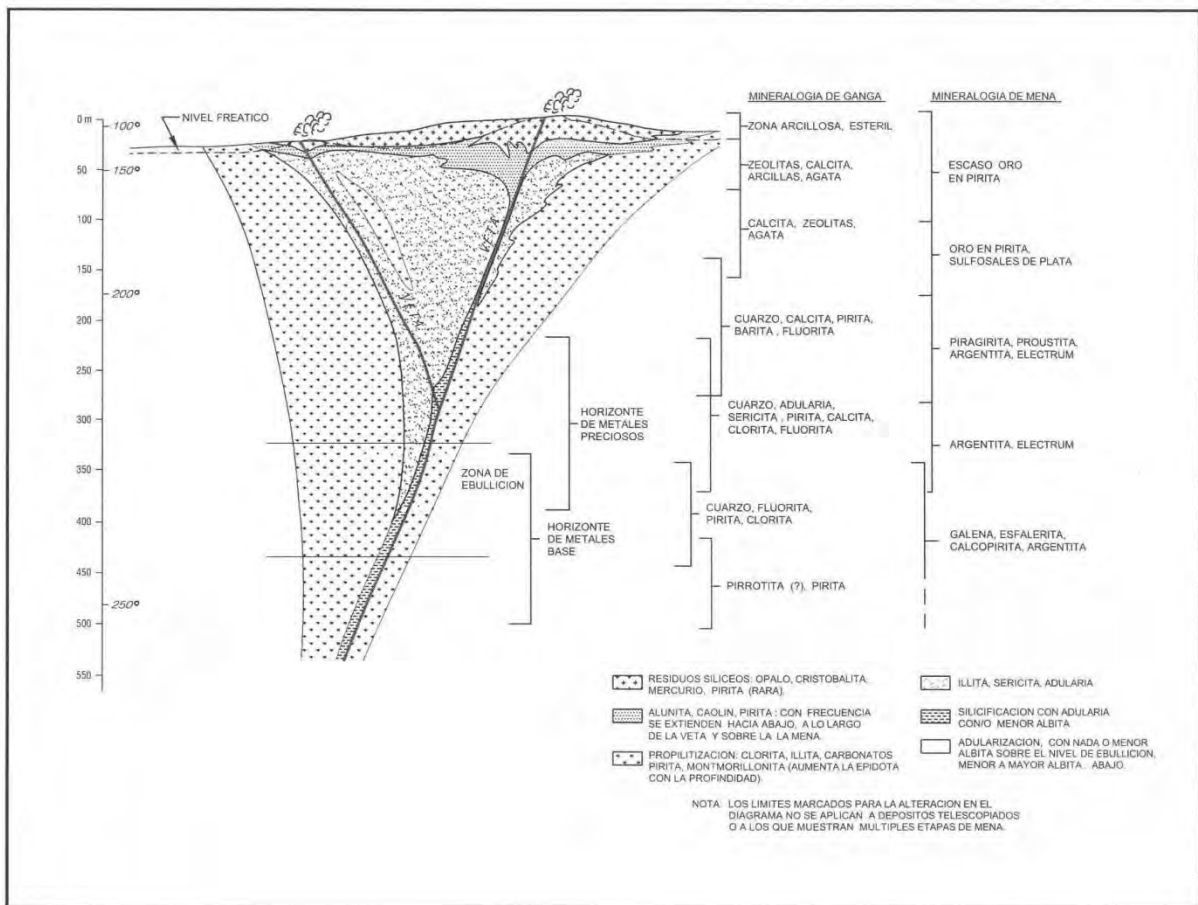


Fig. 11 Modelo epitermal de la formación del Clavo de Rayas, modificado de Buchanan (1981)

36.- La historia del depósito de la mineralización en el “Clavo de Rayas” (paragénesis) es algo más compleja que las tres etapas que se han venido proponiendo algunos autores. Nosotros documentamos algo diferente.

37.- El modelo propuesto por Randall *et al* (1994) no es aplicable a la mineralización en la Veta Madre. Según la opinión de Labarthe y colaboradores, “la caldera de Randall no existe”.

38.- De acuerdo con las observaciones, un foco de calor en la profundidad, quizás un desprendimiento que dio origen a la riolita Chichíndaro (o la riolita hipoabisal descrita como uno de los “intrusivos de Rayas”, que pudiera ser la misma) provocó la movilización de los flúidos que harían el depósito a lo largo de la Veta Madre y quizás también de los otros tres subsistemas subordinados.

Nota final.- El distrito minero Guanajuato no es un distrito agotado; sus posibilidades de

continuar produciendo riquezas son amplias y variadas. En los últimos años se han hecho exploraciones que han dado como resultado la localización de otros tipos de yacimientos diferentes del tipo epitermal que durante mucho tiempo fue el prototipo de los que existían. Existe al menos un cuerpo diseminado de oro, algunos depósitos estrato-ligados, vetas auríferas de poco ancho y un número indeterminado de vetas “ciegas” que se han ido encontrando en la medida en que las obras mineras avanzan, a más de las clásicas vetas que siguen asombrosamente produciendo, tal como lo hicieron en el pasado, por más de 465 años consecutivos.

Referencias Bibliográficas

- Abeyta, R. L., 2003. Epithermal gold mineralization of the San Nicolas vein, El Cubo mine, Guanajuato, Mexico: Trace element distribution, fluid inclusion microthermometry and gas chemistry: New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro NM, unpublished M. Sc. Thesis, 130 p.
- Aguire-D., G. J. and Labarthe-H., G. 2003. Fissure ignimbrites: fissure source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationships with Basin and Range faulting. *Geology*, 31, pp 773-776.
- Aguire-D., G. J. Labarthe-H., *et al.* 2008. The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. **in** Gottsman, J. and Martí J., *Caldera Volcanism Analysis, modeling and response*. *Developments in Volcanology*, Vol. 10, Elsevier, pp 143-180.
- Albarède, F., 2003. *Geochemistry. An Introduction*: Cambridge University Press, United Kingdom, 246 p.
- Álvarez-M., V. M., 1997. Comportamiento de la Veta Madre en el Basamento Mesozoico, Distrito Minero de Guanajuato: Trabajo integrador para obtener el grado de Especialista, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 58 p.
- Appleyard, E. C., 1991. A Special Issue on Application of Hydrothermal Alteration Studies to Mineral Exploration: *Economic Geology*, Vol. 86, pp. 461-465.
- Aranda-G. J. J. y Vassallo, L. F., 2007. *Field Trip Guidebook –Geology of the Guanajuato Mining District and Sightseeing in the Old Town of Guanajuato*: Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. MEXICO, 29 p.
- Atkinson, A. B., Bodnar, R. J., Anderson-Cook C. & Zaharan, A. 2002: A model for the P-T-X properties of H₂O-NaCl, **in** Kontak, D. J. & Anderson, A. J. ed. *Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) Abstracts*, Halifax, Nova Scotia, Canada, 2p.
- Bischoff, J. L. & Pitzer, K. S., 1989. Liquid-vapor relation for the system NaCl-H₂O: summary of the P-T-x surface from 300 to 500 °C. *American Journal of Science*, Vol. 289, March, 1989, pp 217-248.
- Blanchard, R., 1968. *Interpretation of Leached Outcrops*: Mackay School of Mines, University of Nevada, Bulletin 66, 187 p.
- Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. & Kuen, C. A. 1984. Fluid-inclusion systematic in epithermal systems: **in** Berger, B. R. & Bethke, P. M. ed. *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*. Vol. 2, pp. 73-97
- Bodnar, R. J. 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 57, pp 683-684. Pergamon Press.
- Bodnar, R. J. 2003a: Introduction to fluid inclusions: **in** Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 1-8.
- Bodnar, R. J. 2003b: Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions: **in** Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, Vol. 32, pp. 81-100.
- Bodnar, R. J. 2003c: Reequilibration of fluid inclusions: **in** Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, Vol. 32, pp. 213-231.
- Bodnar, R. J. 2008, *Inclusiones Flúidas, apuntes de Curso*, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, Universidad de Guanajuato.

- Buchanan, J. L., 1979. The Las Torres Mine, Guanajuato, Mexico Ore controls of a fossil geothermal system: Unpublished Ph. D. dissertation. Golden, Colorado School of Mines, 138 p.
- 1981. Ore controls of vertically stacked deposits, Guanajuato, Mexico. Society of Mining Engineers, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Pre-print 80 – 82 , 27 p.
- Burruss, R. C. 2003: Raman spectroscopy of fluid inclusions. **In** Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, pp. 279-289.
- Camprubí, A., González-P., Levresse, G., Tritlla, J. y Carrillo Ch. 2003, Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVI, Núm. 1, pp. 10-18.
- Camprubí, A. y Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVIII, Núm. 4, pp. 27-81.
- Canet-M., y Camprubí, A. 2006. Yacimientos minerales: los tesoros de la Tierra. Fondo de Cultura Económica, Mexico, 227 p.
- Canet-M., Camprubí, A, González-P., E. *et al* 2009, The Francisco I. Madero Zn- Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, Mexico: Mineral chemistry and fluid inclusion data. Journal of Geochemical Exploration. P 20.
- Canet-M., Camprubí, A, González-P., E. *et al* 2009, Mineral Assemblages of the Francisco I. Madero Zn- Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, Mexico: Implications for ore deposits genesis. Ore Geology Reviews 35, pp 413-435.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992. Monografía Geológico Minera del estado de Guanajuato, Publicación M-6e, 136 p.
- Chou, I-Ming and Burruss, R. C. 2002, Raman spectroscopy method for the determination of solubility of methane in water at room temperature and elevated pressures. **In** Kontak, D. J. & Anderson, A. J. ed. Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) Abstracts. Halifax, Nova Scotia, Canada. pp. 21-22.
- Craig, J. R., 1981: Ore Microscopy and Ore Petrography. John Willey & Sons, Inc. New York, 405 p.
- Crawford, M. L. 1981, Phase Equilibria in Aqueous Fluid Inclusions: **in** Hollister, L. S. & Crawford, M. I. ed. Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, Vol. 6, Chapter 4, pp. 75 – 97.
- Departamento de Geología de Compañía Minera Las Torres (Peñoles). 199(?), Bosquejo Geológico del Distrito Minero Guanajuato, Informe Privado no publicado. 26 p
- Davis-J. B., B. S., B. S., 2002. Relatio of a caldera in the Guanajuato mining district, Mexico to the distribution of magmas and mineral deposits: unpublished M. Sc. Thesis, The University of Texas at El Paso, 142 p.
- De Laeter, J. and Kurz, M. D. 2006, Alfred Nier and the sector field espetrometer. Journal of Mass Espectrometry, Willey InterScience, 41, pp 847 – 854.
- Departamento de Geología, Compañía Las Torres, 1999. Bosquejo Geológico del Distrito Minero Guanajuato: Informe privado, 27 p
- Diamond, L. W. 1994, Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions: **in** De Vivo B. & Frezzotti, M. L. ed. Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) –inclusions in minerals”, Pontignano-Siena, pp. 131-158.
- Diamond, L. W. 2003, Systematics of H₂O inclusions: **in** Samson, I. Anderson, A. Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 55-81.

- Diamond, L. W. 2003, Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions., Samson, I. Anderson, A. Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 101-158.
- Diamond, L. W. 2003, Terms and symbols used in fluid inclusion studies. Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 365-374.
- Dong, G., Morrison, G. W. & Jaireth S. (1995), Quartz textures in epithermal veins, Queensland --classification, origin, and implication: Economic Geology, Vol. 90, pp 1841-1856.
- Dong, G., & Morrison, G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineralium Deposita, Vol. 30, pp 11-19.
- Duan, Z., Moller, N., Greenberg J. & Weare, J. H. 1992, The prediction of methane solubility in natural waters to high ionic strength from 0 to 250°C and from 0 to 1600 bars. Geochim. Cosmochim. Acta 56, pp. 1451-1460.
- Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M. C. & Rull, F. 2002, Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. Applied Spectroscopy, 56, pp. 99-106.
- Echegoyén-S. J., Romero-S. M. y Velásquez-S., S. 1970, Geología y Yacimientos Minerales de la Parte Central del Distrito Minero de Guanajuato, México, Consejo de Recursos Minerales no Renovables, Boletín 75, 36 p.
- Edwards, J. D., 1955. Studies on some Early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U. S. Geological Survey Professional Paper 264 – H, pp 153-183.
- Faure, G., 1998. Principles and Applications of Geochemistry: Prentice Hall, New Jersey, 602 p.
- Faure, G. & Mensing, T. M., 2005: Isotopes. Principles and Applications, 3th ed. John Wiley & Sons, Inc., 896 p.
- Ferrusquía-V. I., 1987. Reubicación Geocronológica del Conglomerado Guanajuato, Basada en nuevos mamíferos: Universidad Autónoma de México, simposio sobre la Geología de la Región de la sierra de Guanajuato, Guanajuato, abril 28-30, Resumen, pp 21-23
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-R., J. and Coulon, C., 2000. The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero Arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments: *in* Journal of South America, Earth Sciences (Pergamon), pp 325-336.
- Fisher, J. R. 1976, The volumetric properties of H₂O – a graphical portrayal: Journal of Research. United States Geological Survey, V. 4, pp. 189-193.
- Frankenberg, E. W., 1988. A detailed Mineralogical Description of “Deep” Ore in the Rayas Mine, Guanajuato; Mexico: Unpublished M. Sc. Thesis, Dartmouth College, Hanover, NH, 27 p.
- Gagnon, J. E., Samson, I. M. & Fryer, B. J. 2003, LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions. *in* Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 291-322.
- García-D., J. E., Aguirre-M., A. L. y Martínez R., J., 1991. Las estructuras mesozoicas en la porción central de la Sierra de Guanajuato (Abs): Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso de Mineralogía, Pachuca, Memoria, pp 54-55.
- García Gutiérrez-M., L., 1974-1980. Informes geológicos a la Gerencia General de la Sociedad Cooperativa Min-Met. Santa Fe de Guanajuato.
- Gleeson Sarah A. 2003, Bulk analysis of electrolytes in fluid inclusions. *in* Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 233-246.

- Goldstein, R. H. & Reynolds, T. J. 1994, Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31, Tulsa, 199 p.
- Goldstein, R. H. 2003, Petrographic analysis of fluid inclusions. **in** Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 9-49.
- Gómez de la Rosa-R., E. 1961. Estudio Geológico-Minero del distrito de La Luz, Guanajuato, México, Gto. (tesis profesional): Universidad Nacional Autónoma de México.
- González-P., E. 1981, La province filonienne Au-Ag de Txco-Gunajuato (Mexique): Nancy, France, Université de Nancy. Institut National Polytechnique de Lorraine, Tesis de doctorado, 234 p. (Inédita).
- González-R., J., 1965. Influencia del Intrusivo Granítico de Arperos en la Mineralización de Guanajuato, Gto.: Minería y Metalurgia, No. 35, pp 79-89.
- Gross, W. H., 1975. New Ore Discovery and Source of Silver-Gold Veins, Guanajuato, Mexico: Economic Geology, Vol. 70, pp 1175-1189.
- Guilbert, J. M. & Park, Ch. F., 1986. The Geology of Ore Deposits: W. H. Freeman and Company, New York, 985 p.
- Guiza, R., Rendón-C. y Baltierra-G., J. J., 1949. Estudio Geológico del Distrito Minero de Guanajuato, Gto. (zona de la Veta Madre): Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Bol. No. 22, 75 p.
- Haas, J. L., 1971. The Effect of Salinity on the Máximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. Economic Geology, Vol. 66, pp. 942-946.
- Haynes, F. M. 1985, Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. Econ. Geol., Vol. 80, pp. 1436-1439.
- Heald, P., Foley, N y Hayba, D. O., 1987. Comparative Anatomy of Volcanic Hosted Epithermal Deposits: Acid Sulfate and Adularia-Sericite Types: Economic Geology, Vol. 82, pp 1-26.
- Henley, R. W., The Geothermal framework of Epithermal Deposits: Economic Geology Series, Chapter 1, pp 1-21.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B. and Whitney, J. A. 1984, pH Calculations for Hydrothermal fluids: **in** Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal fluids, Reviews in Economic Geology, Chapter 7, pp. 83-97.
- Hoefs, J., 1997: Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 201 p.
- Hollister, L. S., Crawford, M. L., Roedder, E., Burrus, R. C., Spooner, E. T. C. and Touret, J., 1981, Practical Aspects of Microthermometry: **in** Hollister, L. S. and Crawford, M. I. ed. Short course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology, Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, Vol. 6, Chapter 12, pp. 278-301.
- Industrias Peñoles S. A. de C. V., 1991. The Las Torres Mine: Grupo Guanajuato, México, D. F. Unpublished report, 23 p.
- Kingsley, B. 1996, Fluid inclusion decrepitation – an overview of exploration applications, **in** Kontak, D. J. & Anderson, A. J. ed. Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VI) Abstracts. Madison, WI. pp. 25.
- Krauskopf, K. B., 1979. Introduction to Geochemistry, McGraw Hill, 2nd ed. New York, 617 p.
- Kurilovitch, L., Norman, D. J. and Blamey, N. J. F. 2002, Analysis of fluid inclusions in drill core chips: Implications for exploration: **in** Kontak, D. J. & Anderson, A. J. ed. Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) abstracts., Halifax, Nova Scotia, Canada., pp. 48.
- Labarthe-H., G. *et al*, 1995. Cartografía Geológica 1:25,000 de la Sierra de Guanajuato: informe privado para la Compañía Minera Las Torres, 128 p.

- Labarthe-H., G. *et al*, 1995. Cartografía Geológica 1:10,000 de la Sierra de Guanajuato: informe privado para la Compañía Minera Las Torres, 128 p.
- Lester, K. E., 1994. A Potencial link between the Peregrina Intrusive and the Chichindaro Formation, Guanajuato, Mexico: Unpublished Senior Honor Thesis, Hanover, NH, 42 p.
- Mango, H. N., 1988. A fluid inclusion and isotope study of the Las Rayas mine, Guanajuato, Mexico; Unpublished M. Sc. Thesis, Dartmouth Colege, 109 p.
- Mango, H., Zantop, H, and Oreskes, N., 1991. A Fluid Inclusion and Isotope Study of the Rayas Ag-Au-Cu-Pb-Zn Mine. Guanajuato, Mexico: Economic Geology, Vol. 86, pp 1554-1561.
- Mango, H., 1992. Origin of Epithermal Ag-Au-Cu-Pb-Zn mineralization on the Veta Madre, Guanajuato, Mexico: Unpublished Ph. D. dissertation, Dartmouth Colege, Hanover, NH, pp 200.
- Mapes, E. y Echegoyén, J., (?). Estudio Geológico de la Veta Madre, Compreendido entre los tiros de Cata, y Tepeyac, Guanajuato, Gto.: Informe privado elaborado por personal del Consejo de Recursos Minerales no Renovables, al Director de la Sociedad Cooperativa Min-Met. Santa Fe de Gto. 10 p.
- Martínez-M., J. A., 1993. Magmatismo Oligocénico, una Guía para la Exploración por Oro y Plata en Guanajuato, Mex.: Trabajo integrador para obtener el grado de Especialista, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 15 p.
- Martínez-R. J., 1992. Mapa Geológico de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Escala 1:100,000.
- Martínez-R. J., García-G. J. E. y Aguirre-M., A. L., 1991. Las Rocas Mesozoicas del Distrito Minero de Guanajuato: convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso de Mineralogía, Pachuca, Memoria , pp 104-106.
- Moncada-de la Rosa, J. D., 2008. Application of fluid inclusions and mineral textures in exploration for epithermal precious metals deposits: unpublished M. Sc. Thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University, 31 p.
- Aranda-G. and Vassallo, L. F., 2007. Geology of the Guanajuato Mining District, field trip guidebook, 4th International Conference "Gis in Gology & Earth Sciences, Centro Académico Cultural, UNAM, Campus Juriquilla, 27 p.
- Nelson, C. E., 1981. Alteration Sampling Program, Guanajuato, Mexico: Unpublished Report, 10 p.
- Norton, D. and Cathles, L. M., 1979. Thermal Aspects of Ore Deposition: in Barnes, H. L. ed. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd Edition, John Wiley & Sons, pp 611-631.
- Ochoa-L. L. H., Pérez-S. y Meza-F.D. M., 2003. Notas para el estudio de las inclusiones fluidas, UNISON, 40 p.
- Orozco-V. F. J., 1975-1983. Informes geologic-mineros periódicos a la Gerencia General y sub-geencias de Operación, sobre los trabajos mineros y de exploración ebn la minas de la sociedad Cooperativa Min-Met. Santa Fe de Gto.
- 1981 A partial paragenético study of the mineralization of the Rayas Ore Shoot, Rayas mine, Guanajuato, Mexico, Final term report for the Ore Microscopy course, at CSU, 11 p.
- Ortiz, H. and Martínez-R. J., 1993. Geological Structure, Petrological and Geological Constraints for the Centralmost Segment of the Guerrero Terrane (Sierra de Guanajuato, Central Mexico, *in* Ortega *et al*, eds. Libroto guía de excursión, 25 p.
- Pérez-S. E., 1991. Apuntes para la clase Mineragrafía, U-Son. Sonora, México.
- Petruk, W. and Owens, D., 1974. Some Mineralogical Characteristics of the Silver Deposits in the Guanajuato Mining District, Mexico: Economic Geology, Vol. 69, pp. 1070-1085.
- Pirango, F., 1992: Hydrothermal Mineral Deposits. Springer-Verlag, Berlin, 709 p.

- Pironon, J., Grimmer, J. O.W., Teinturier S., Guillaume D., and Dubessy J., 2002: Raman Analysis of Dissolved Methane in Water: New Developments and Applications to Heterogeneous Trapping: **in** Kontak, D. J. and Anderson, A. J. ed. Halifax, Eighth Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) Abstracts. Nova Scotia, Canada. pp. 79-81.
- Potter, R. W. 1977, Pressure corrections for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl- H₂O. United States Geological Survey Journal of Research, Vol. 5, pp. 603-607.
- Potter, R. W. and Brown, D. L. 1975, The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 bars, based on a regression of the available literature data: United States Geological Survey Open File Report, 75-636, 31 p.
- Potter, R. W. and Brown, D. L. 1977, The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0°C to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature: Preliminary steam tables for NaCl solutions: United States Geological Survey Bulletin 1421-C, pp. C1-C36.
- Potter, R. W. and Clynne, M. A., 1978, Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures (abstract): International Association on the Genesis of Ore Deposits, 5th Symposium. Program and abstracts. Alta, UT., 146 p.
- Potter, J. and Siemann, M. G. 2002, Determination of the nature of gaseous inclusions in Late Permian Carnallite salts from the Allertal salt structure, North Germany, by means of Laser-Raman XYZ, mapping and stable isotopic analysis by GC-irMS., **in** Kontak, D. J. and Anderson, A. J. ed. Halifax, Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions (PACROFI VIII) Abstracts., Halifax, Nova Scotia, Canada. pp. 82-83.
- Querol-S. F., Lowther, G. K. and Navarro, R., 1991. Mineral deposits of the Guanajuato District, Guanajuato: The Geology of North America, Vol. P-J Economic Geology. The Geological Society of America, pp 403-414.
- Ramdohr, P., 1980: The Ore Minerals and their Intergrowths. Pergamon Press, Oxford, 1207 p.
- Randall-R., J. A., 1979. Structural setting, emplacement of Veta Madre orebodies using the Sirena and Rayas Mines as examples, Guanajuato, Mexico: Nevada Bureau of Mines and Geology, Report 33, pp 203-212.
- 1990b. Geology of El Cubo mine area, Guanajuato, Mexico: Society of Economic Geologists, guidebook 6, pp 218-227.
- Randall-R., J. A., Saldaña-A. E. and Clark, K. F., 1994. Exploration un a Volcano-Plutonic Center at Guanajuato, Mexico: Economic Geology. Vol. 88 pp 1722-1751.
- Resor, P. G., 1999. Analysis of the Mineral Composition and Chemical Variations in Ore Forming Fluids of the Peregrina and El Cubo Mines, Guanajuato, Mexico: Unpublished Honor Thesis, Hanover NH, 59 p.
- Robb, L., 2009: Introduction to Ore-Forming Processes, Blackwell, Ltd., Oxford, 373 p.
- Roedder, E. 1962a, Ancient fluids in crystals. Sc. Am., 207, pp. 38-47
- Roedder, E. 1972, Composition of Fluid Inclusions: **in** Fleischer, M. Data of Geochemistry, Sixth Edition, Geological Survey Professional paper 440 – JJ Chapter JJ, 73 p.
- Roedder, E. 1981, Origen of fluid Inclusions and Changes that Occur After Trapping, **in** Hollister, L. S. and Crawford, M. I., ed. Mineralogical Association of Canada. Short Course in Fluid Inclusions : Applications to Petrology, Chapter 5, pp. 101-137.
- Roedder, E. 1984, Fluid Inclusions: **in** Ribbe, P. H. ed. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, Vol. 12, 644 p.

- Rollinson, H. R., 1994: Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, Singapore, 352 p.
- Ruvalcaba-R., D. C., 1976. Cálculo de Reservas de la parte SE de la Mina de Rayas, en Guanajuato (tesis profesional): Universidad Autónoma de San Luis Potosí
- Salvi, S., and Williams-Jones, A. E. 2003, Bulk analysis of volatiles in fluid inclusions: **in** Samson, I., Anderson, A. & D. Marshall, ed. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Vol. 32, pp. 247-277.
- Samson, I. & Walker, R. T. 2000, Cryogenic Raman spectroscopic studies in the system - NaCl-CaCl₂-H₂O and implications for low temperature phase behavior in aqueous fluid inclusions. *Canadian Mineralogist*, Vol. 38, pp. 35-43.
- Shepherd, T., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1985: A practical guide to fluid inclusions studies. Blackie and Son, Ltd.
- Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal models; Genetic types, geometrical controls and shallow features, **in** Kirkham, R. V., Skinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J. M. eds., *Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, pp 403-417.
- Sourirajan S. and Kennedy, G. C., 1962. The System H₂O-NaCl at Elevated Temperatures and Pressures. *American Journal of Science*, Vol. 260, February 1962, pp 115-141.
- Taylor, B. C. 2007, Epithermal Gold Deposits: **in** Godfellow, W. D., ed. *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposits Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Division, Special Publication No. 5, pp. 113-139.
- Taylor, P. S., 1971, Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, Mexico. Unpublished Ph. D. dissertation, Dartmouth College, Hanover, NH, 136 p.
- Van der Kerkhof, A. M. and Hein, U. F. 2001, Fluid inclusions petrography: Elsevier ed. *Lithos* 55, pp. 27-47.
- Vassallo, I. F., 1988. Características de la composición mineralógica de las menas de la Veta Madre de Guanajuato: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, vol. 7, núm. 2, pp 232-243.
- Vassallo, L. F., Martínez-R. y Paris, J. P., 1996. Estructuras Circulares y Lineales en el Distrito Minero de Guanajuato, Mexico y su Significado Geológico en la Prospección Minera: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 13, Núm. 2, pp 252-257.
- Vassallo, L. F. y Reyes-Salas, M. 2007. Selenian polybasite from the Guanajuato Mining District, Mexico: Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, *Bol-e*, Vol. 3, No. 2, pp 1-16.
- Velásquez, S. S., 1964. Estudio Geológico Superficial de la Porción Central del Distrito Minero de Guanajuato (tesis profesional): IPN, 84 p.
- Wandke, A. and Martínez, J., 1928. The Guanajuato Mining District, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, Vol. 23, pp 1-44
- White, N. C. and Hedenquist, J. W. 1990, Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Elsevier, *Science Publ., Journal of Geochemical Exploration*, 36, pp. 445-474.
- Wilkinson, J. J. 2001, Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits: Elsevier, ed. *Lithos* 55, pp. 229-272.
- Wilson, I. F., Milton, C. and Houston, J. R., 1950. A mineralogical study of the Guanajuato, Mexico, silver-gold ores: Geological Survey Open-file Report 75-70, 12 p.
- Wisser, E., 1928. Report on the Chippendale, Murray-Thompson and Esperanza properties, Guanajuato, Gto. Informe privado, 29 p.

Reconocimientos

Nuestro agradecimiento a la **UNAM**, por el apoyo a través de su programa de proyectos **PA-PIIT**, en particular por el # **IN101510-3**, con el cual se financió parcialmente esta tesis.

También nuestro más amplio reconocimiento al **CONACYT**, institución sin cuyo apoyo económico muchos jóvenes talentosos no podrían lograr sus metas de superación académica. En lo personal, sin su aporte, este esfuerzo no hubiera sido posible.

Extendemos nuestro agradecimiento a la **UASLP** y a la **SEP**, por el apoyo que a través del **PROMEP** me otorgaron, sin él este proyecto hubiera sido más difícil de realizar.

Y, muy encarecidamente agradezco a mi asesor de tesis, Dr. Eduardo González Partida, así como a mis dos co-asesores, doctores A. Camprubí y Carles Canet, por sus valiosos comentarios y sugerencias que fueron guía eficaz para elaborar el documento final. Extiendo mi agradecimiento a los señores doctores Jorge Aranda (mi paisano y contemporáneo de estudios), a Juventino Martínez, Gerardo Aguirre y Luis F. Vassallo, con quienes trabara conocimiento hace ya varios años atrás, en Guanajuato, y de quienes recientemente obtuve opiniones útiles sobre temas relacionados para afinar este trabajo. Lo mismo expreso hacia Alex Iriondo y Giles Levresse y a las gentiles damas MC. Carolina y Ofelia.

Al personal del departamento administrativo: Dionisio, Charly, Fernando, Rodolfo, Lupita, Ángel, Carolina y Juanita, por su trato siempre amable y cordial.

Del personal secretarial, mi más sincero agradecimiento a Marta y a Lupita quienes, tratándome como a todo mundo, en todo momento me hicieron sentir esmeradamente atendido y resolvieron los problemas que frecuentemente les llevaba.

A mis jóvenes compañeros estudiantes, por su trato cordial y hasta amistoso gracias al cual nunca me sentí extraño entre ellos a pesar de las diferencias de edades, ni en las convivencias deportivas ni en las festivas.

En especial, a mi familia y particularmente a mis hijos Rosalinda, Francisco Javier y Mariana (también a mi nieto Mariano, único hasta ahora) por su comprensión y estímulo, esperando que este resultado no lo tomen nunca como ejemplo y sí como un testimonio de que la edad nunca importa para iniciar algo cuando se quiere ser un poco mejor.

Para mis hermanos: Socorro, Lourdes, Manuel y Mercedes, por el cariño que siempre me han tenido y demostrado, y por su recuerdo que tantas veces me ha servido para superar mis estados de desánimo y mis momentos de soledad.

A mis amigos: Delfino, José Alfredo, Armando y Raúl, con quienes, bajo el liderazgo de Rafa Alexandri, en CSU, inicié la aventura de continuar aprendiendo la geología de los yacimientos minerales.

Y a los parientes que siempre han estado cerca de mí sin importar las distancias (en particular a mis primos, casi hermanos Orozco Alanís). Y a tantos amigos que he logrado tener en los diferentes lugares en que he tenido que trabajar y residir, para todos aquellos con quienes he convivido, ~~en~~ las buenas y en las malas”, durante los ya no pocos años que llevo recorridos. Sin el concurso de cada uno la vida no hubiera resultado ni tan interesante, ni tan divertida, ni tan placentera. A todos, por haber contribuido para que la disfrutara así ¡Muchas gracias!

Anexo al Capítulo 5

Planos de ubicación de las muestras colectadas

y

Fichas de descripción petrográficas

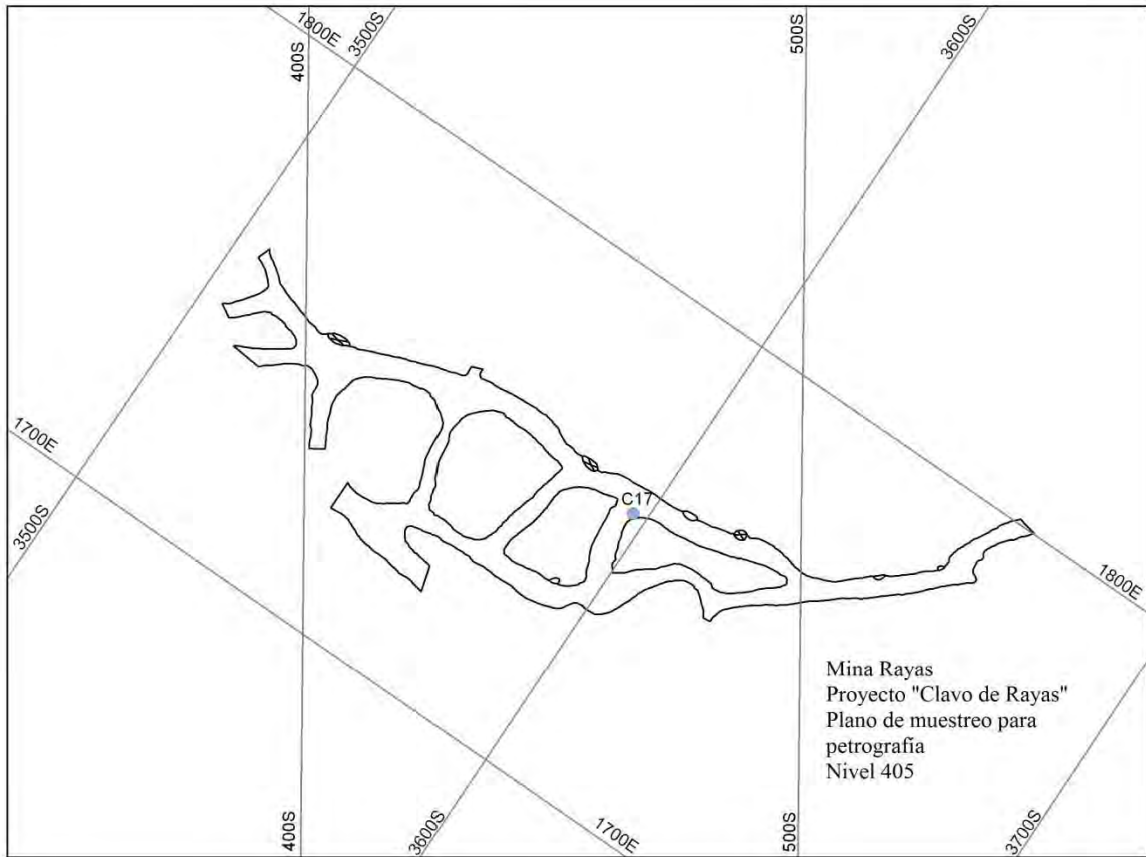
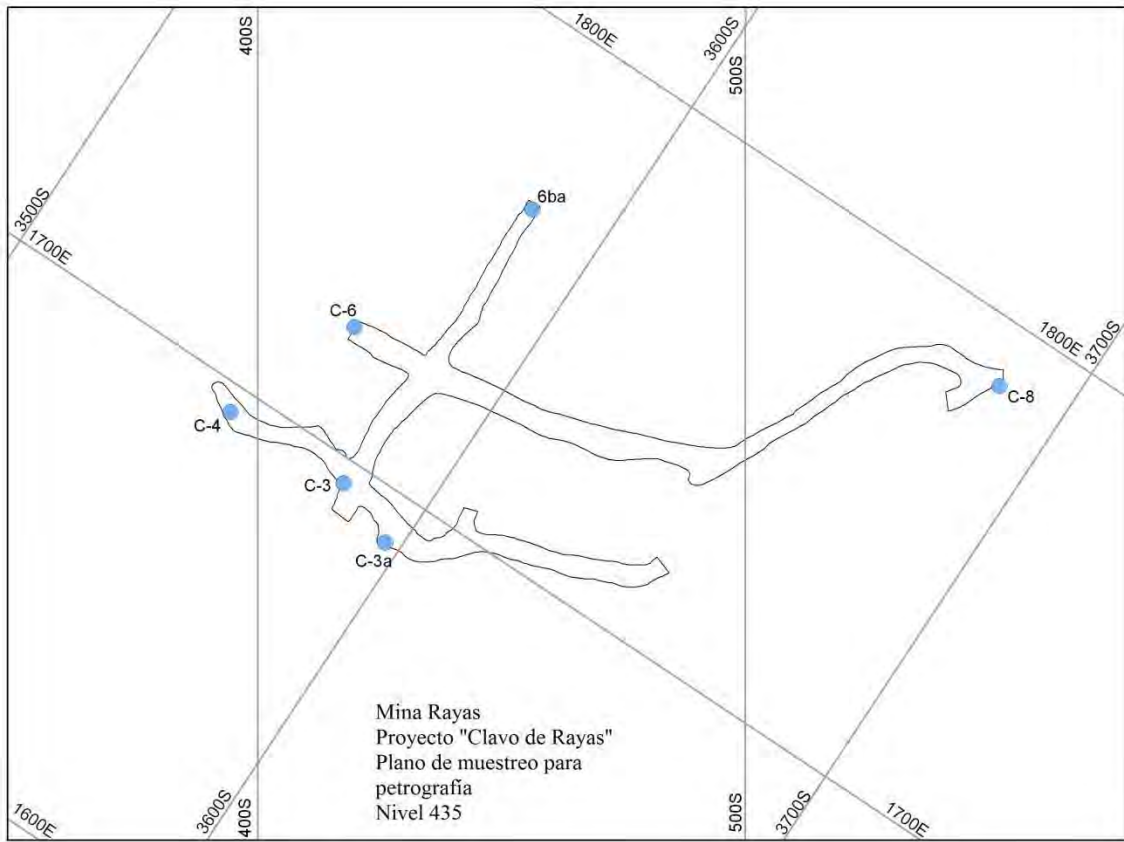
Relación de muestras:

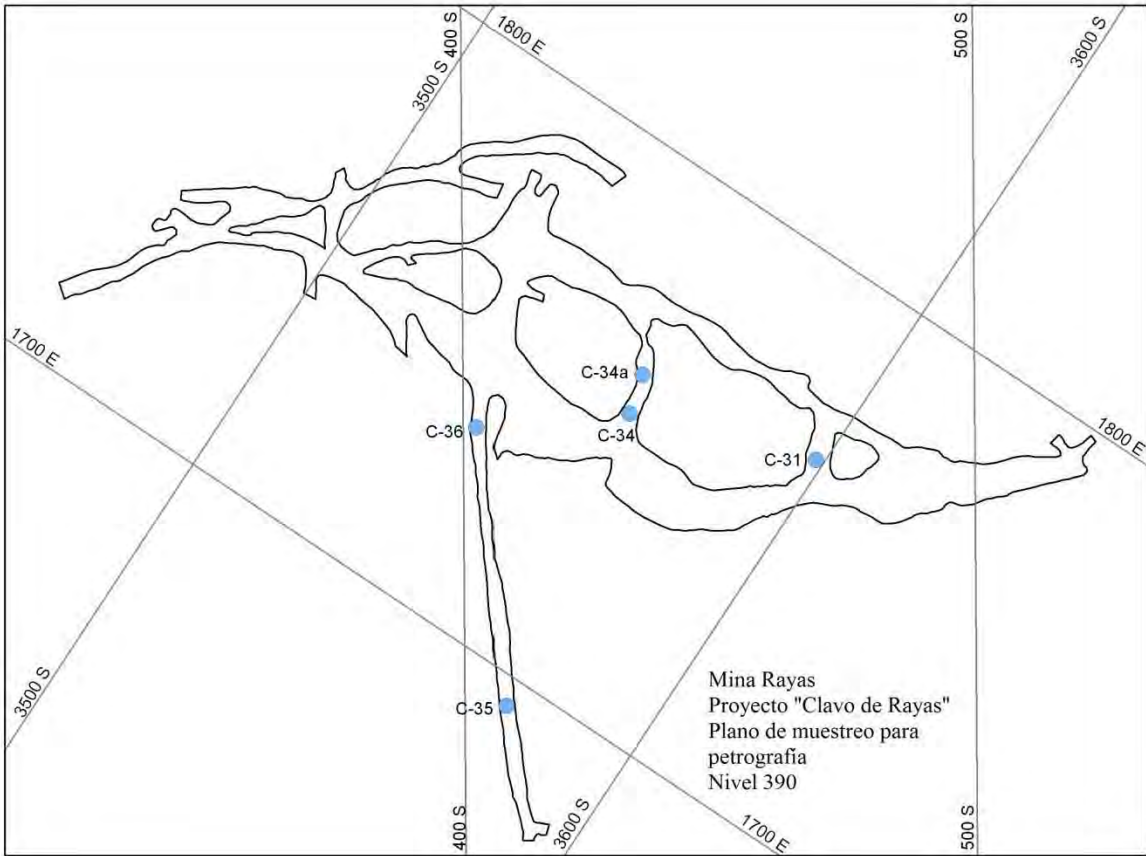
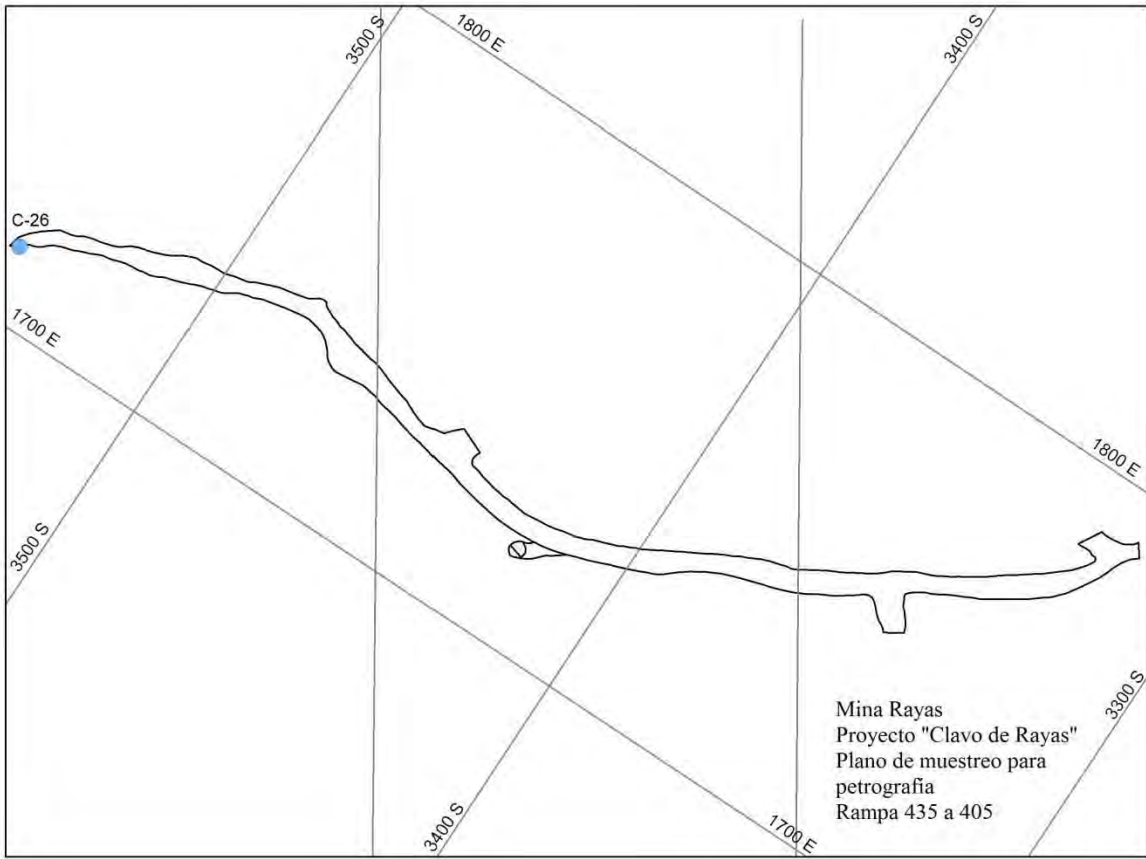
Nivel 435: C-3a, C-4 y C-8

Nivel 405: C-17

Rampa del Niv. 405 al Niv. 435: C-26

Nivel 390: C-31, C-34, C-34a, C-35 y C-36





Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-3a

Ubicación: Niv-435. Fte. N del alto; Secc. 420-S

Descripción megascópica de la muestra: diorita de grano fino con alteración propilítica.

Descripción microscópica general: roca intrusiva (holocristalina) inequigranular (microporfirítica).

Texturas: hay escasos fenocristales diseminados en matriz de grano muy fino (micro-porfirítica), de textura afieltrada. Presentan vetillas de cuarzo.

Mineralogía:

Minerales primarios (fenocristales): hay **feldespato alcalino** intensamente alterado, tanto que es muy difícil reconocerlo. Hay, sin embargo, un par de cristales en los que se pudo identificar sin dudas. Por la similitud de forma y color es posible calcular su abundancia en poco menos del 10 %. El feldespato **plagioclasa** (por su ángulo de extinción $\approx 16-18^\circ$, debe ser oligoclasa-andesina) bastante alterado, aparece también en poca cantidad, quizás alrededor no más de 7 %. El resto de los minerales es la fracción máfica muy alterados. Parecen ser principalmente **anfíbolos**, con menor cantidad de **piroxenas**; el conjunto de ambos probablemente sea el 20 % de los fenocristales.

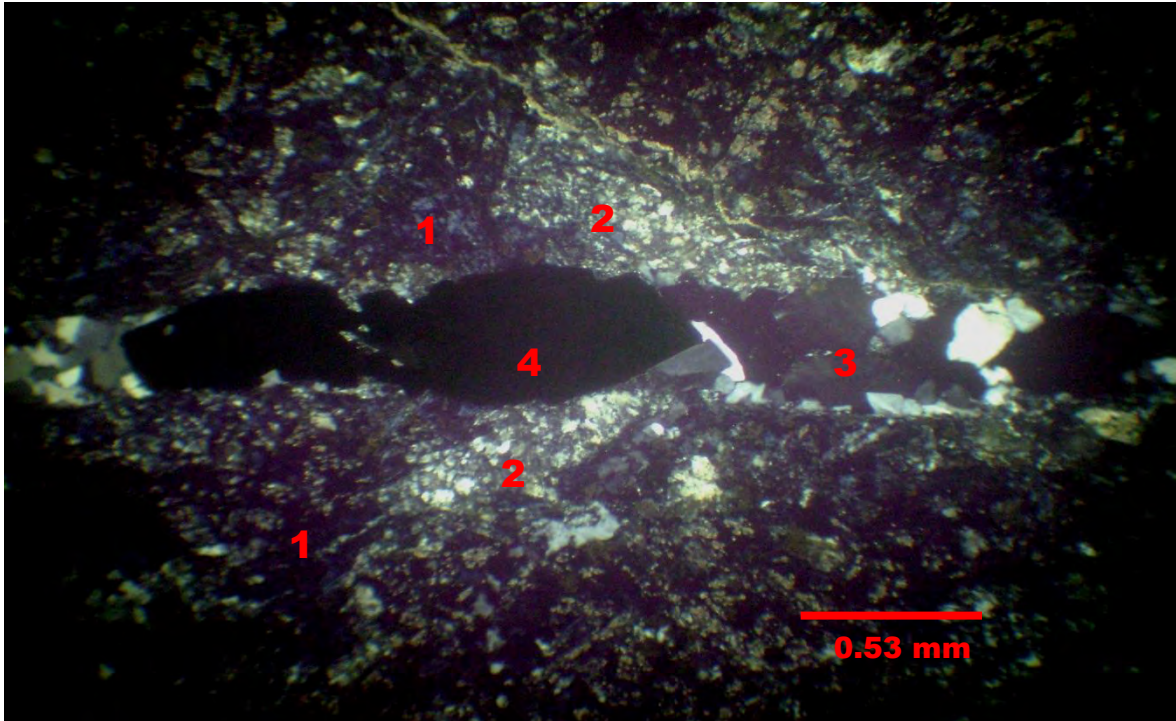
Minerales secundarios: ambos feldespatos han sido alterados a **arcillas** y **sericita**, en tanto que los máficos están convertidos en **clorita** y algo de **epidota** (en esta muestra, poca). También hay calcita, cuarzo, sílice micro y criptocristalina, minerales metálicos y zonas que parecen consistir de fragmentos de roca alterada.

Matriz: la mineralogía es la misma que la descrita para los fenocristales, y presenta idéntica alteración, aunque los microlitos de feldespato plagioclasa parecen estar en mayor cantidad que los de feldespato alcalino. Los minerales de alteración, los que reemplazan, y los introducidos incluyen: arcillas, sericita y clorita; calcita y quizás siderita, lo mismo que cuarzo (además de sílice micro y criptocristalina hidrotermales), rellenado vetillas. Los carbonatos aparecen asociados con minerales metálicos.

Clasificación: considerando las proporciones mineralógicas estimadas (feldespato alcalino: < 8 %, feldespato plagioclasa: $\sim 10-12$ %, máficos: 20 % y matriz: 60 %), la roca es **una andesita de anfíbolos y piroxena**, tectónicamente brechada.

Otras observaciones: de acuerdo con nuestras observaciones la roca sufrió fracturamiento al menos en dos ocasiones; durante la preparación del terreno previa a la circulación de los flúidos mineralizantes que afectarían a los minerales originales. Después vino el relleno de fisuras por cuarzo y sílice, los cuales fueron acompañados por calcita y escasos minerales metálicos.

La segunda etapa introdujo carbonatos (calcita y siderita) y cuarzo euhedral en las fisuras, así como también, un poco más de minerales metálicos. La roca, presenta evidencias de haber sufrido metamorfismo hidrotermal.



Fotomicrografía 2. Muestra C-3a.- Se observa la roca alterada por clorita (1), feldspatos plagioclasa alterados a sericita (2) y una vetilla de la primera etapa de mineralización, rellena de cuarzo (3) así como de minerales metálicos (4). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-3a.- Se observan feldspatos introducidos, quizás adularia (1), así como una vetilla rellena de carbonatos (2), cuarzo (3) y metálicos asociados (4). 40 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-4

Ubicación: Niv-435. Fte. N del alto; Secc. \approx 395-S

Descripción megascópica de la muestra: diorita de grano fino con alteración propilítica.

Descripción microscópica general: roca intrusiva inequigranular (microporfirítica), insaturada.

Texturas: presenta escasos fenocristales diseminados en matriz de grano muy fino, de textura afieltrada. Presenta además, vetillas de cuarzo y calcita.

Mineralogía:

Minerales primarios (fenocristales): hay feldespato **plagioclasa** (identificado por su gemelación, y por su ángulo de extinción \approx 16-18°, como oligoclasa-andesina) bastante alterado, aparece en poca cantidad, quizás en no más del 10 %. El resto de los minerales es la fracción máfica que, al igual que los anteriores están sumamente alterados. Parecen ser principalmente **anfíbolos**, con menor cantidad de **piroxenas**; el conjunto de ambos probablemente sea el 20 % de los fenocristales.

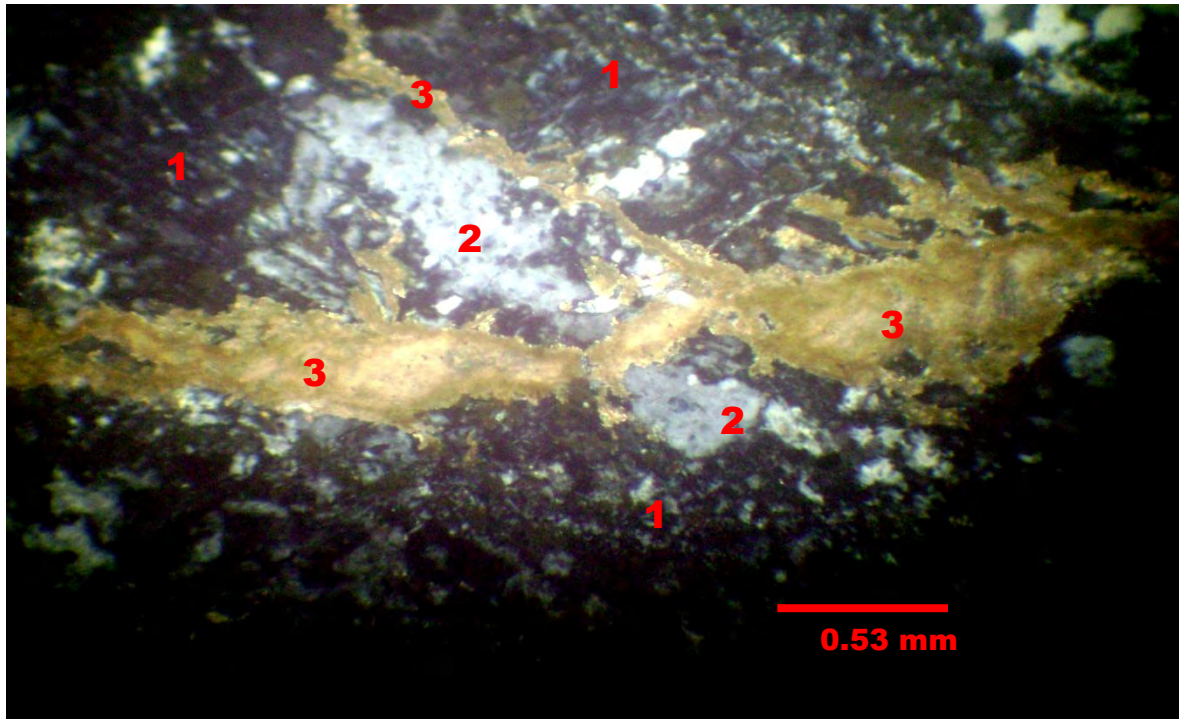
Minerales secundarios: el feldespato plagioclasa ha sido alterado a **arcillas** y algo de **sericita**, mientras que los minerales máficos (que parecen ser anfíbolos y piroxenas) están convertidos en **clorita** y algo de **epidota** (no mucho de ella). También hay calcita, cuarzo, sílice micro y criptocristalina, minerales metálicos y zonas que parecen consistir de fragmentos de roca alterada.

Matriz: en esta muestra no se observan (al menos no claramente) microlitos de feldespato alcalino, en tanto los de plagioclasa aparecen en la cantidad ya señalada (\sim 10 %). Aquí incluimos los minerales de alteración, los que reemplazan, y los introducidos: arcillas, sericita y clorita; calcita y quizás siderita, lo mismo que cuarzo (además de sílice micro y criptocristalina hidrotermales), rellenando vetillas. Los carbonatos aparecen asociarse con minerales metálicos.

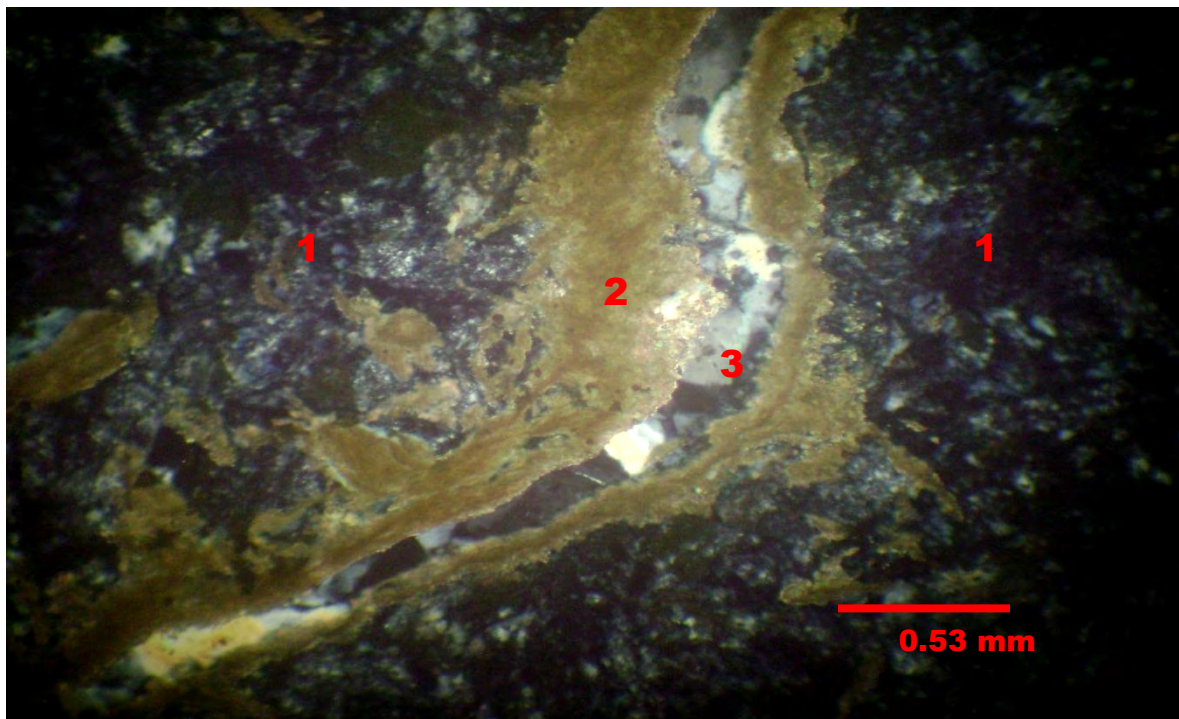
Clasificación: considerando las proporciones mineralógicas estimadas (feldespato plagioclasa: 10 %, feldespato \sim 5 %, máficos: 25 % y matriz: 60 %), la roca es **una andesita de anfíbolos y piroxena**; es decir, corresponde a la "micro-brecha andesítica" que hemos consignado.

Otras observaciones: de las características observadas se puede deducir que la roca sufrió fracturamiento al menos en dos ocasiones; durante la preparación del terreno que antecedió a la circulación de los fluidos mineralizantes que afectarían a los minerales originales; después vino el relleno de fisuras por cuarzo y sílice, acompañados de calcita y escasos minerales metálicos.

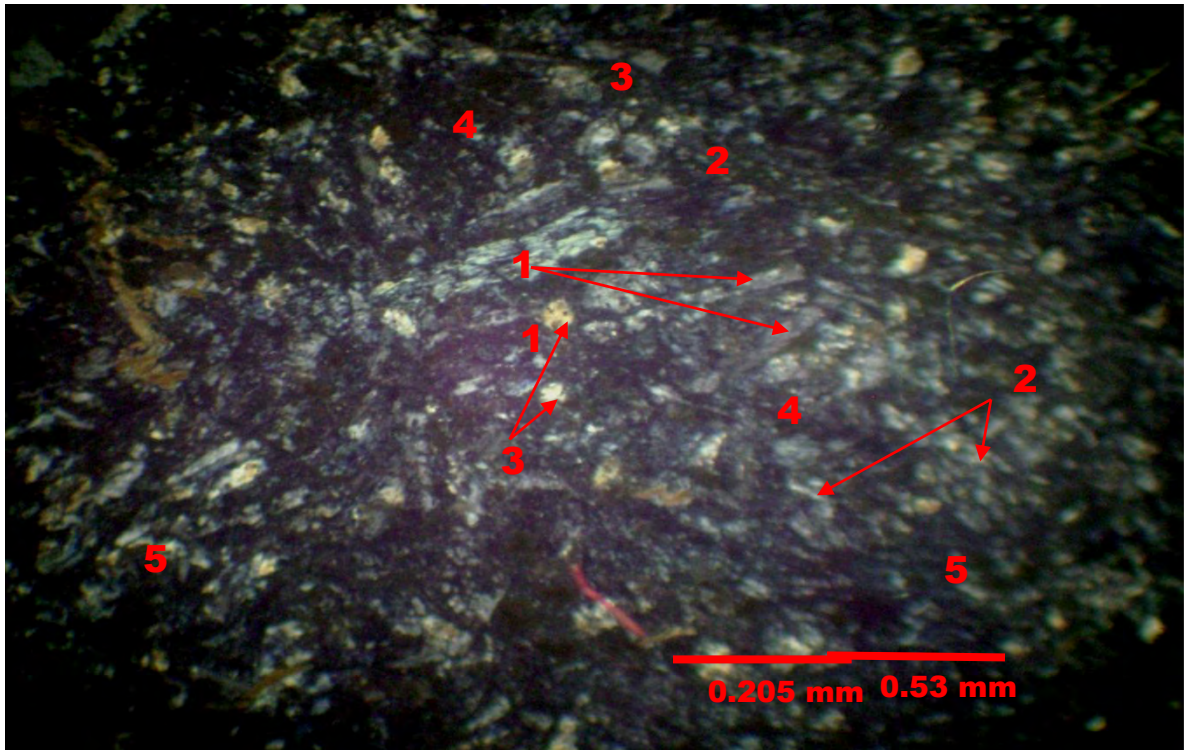
La segunda etapa introdujo carbonatos (calcita y siderita) y cuarzo euhedral en los espacios abiertos, así como un poco más de minerales metálicos. También esta roca, presenta alteración hidrotermal.



Fotomicrografía 1. Muestra C-4.- Diorita microporfírica, con microlitos de plagioclasa (1), la atraviesa una microvetilla rellena de sílice (cuarzo de la primera etapa) (2). Viene luego otra etapa de fracturamiento con el relleno de las vetillas con carbonatos (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-4- Otra vista de la roca alterada; aquí, principalmente por clorita, sericita y arcillas (1). Hay vetillas rellenas de carbonatos (2) y cuarzo microcristalino de la segunda etapa, en mosaico, (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-4.- Vista general de la muestra, se observan los microfenocristales de plagioclasas (1), microlitos de plagioclasas (2) y máficos intersticiales (3), en matriz intensamente alterada a minerales de la clorita (4) y minerales metálicos (5). 40 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-8

Ubicación: Niv-435; Fte. S, tope; Secc. ≈ 520-S

Descripción megascópica de la muestra: muestra del reliz del alto; probablemente del Conglomerado, aunque no aparece con el color típico. Del límite sur del —Clavo”.

Descripción microscópica general: la roca presenta fragmentos de angulosos a subangulosos, de variados tamaños (0.25 mm a 2.5 cm o más), cementados por arcillas, fragmentos de varios minerales, sílice microcristalina, cuarzo en mosaico y algo de carbonatos.

Mineralogía

Minerales esenciales: más quede cristales, se trata de fragmentos de algunos: de cuarzo, de feldspatos plagioclasa y de máficos, todos ellos muy alterados. La muestra contiene sílice microcristalina, clorita, carbonatos y óxidos entre fragmentos de roca a) andesítica, de grano fino y, b) de lutita. Se llega a ver cataclasita y hasta milonita (proto-milonita).

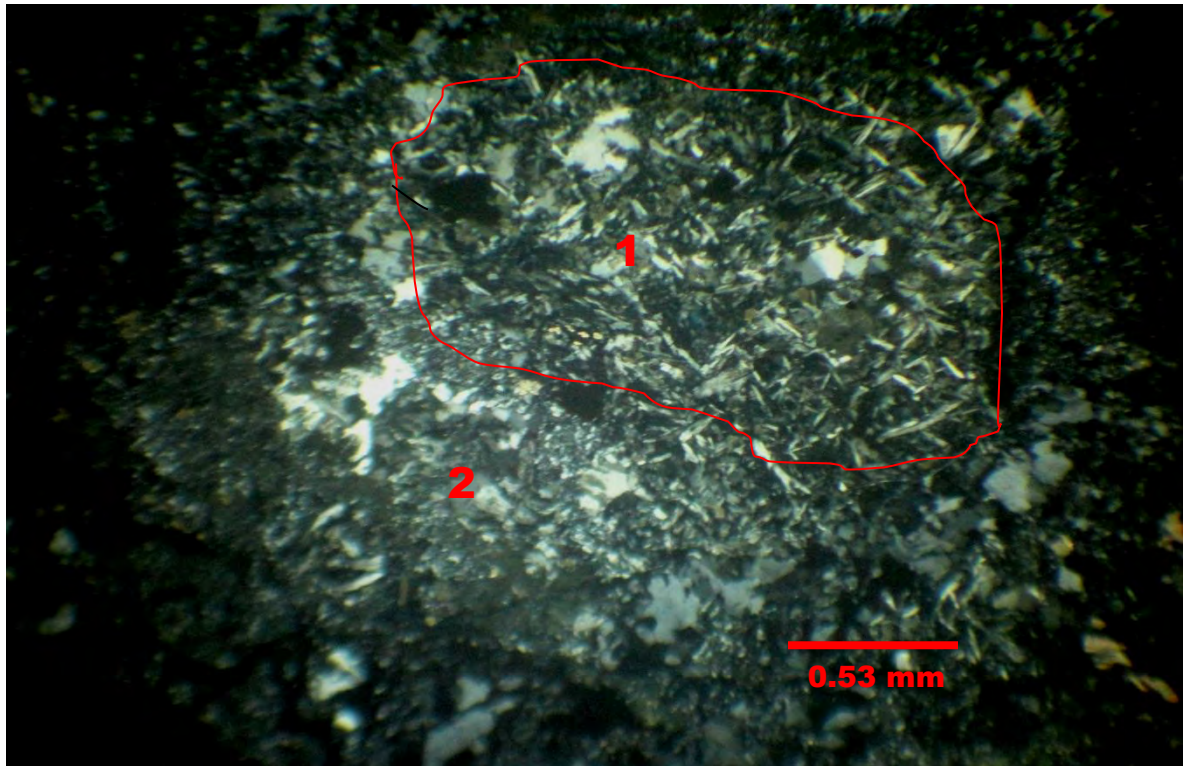
Los fragmentos de cuarzo, plagioclasa y/o minerales máficos dan la impresión de haberse desprendido de la roca o rocas de la brecha (conglomerado brechoide) o de rocas encajonantes. Sus formas son angulosas y con excepción de los de cuarzo, todos están muy alterados; son parte del cementante de la roca de la cual forman parte.

Minerales secundarios: este grupo de minerales incluye: clorita, calcita, sericita, como principales y en menor cantidad, arcillas y metálicos. También hay abundante sílice microcristalina.

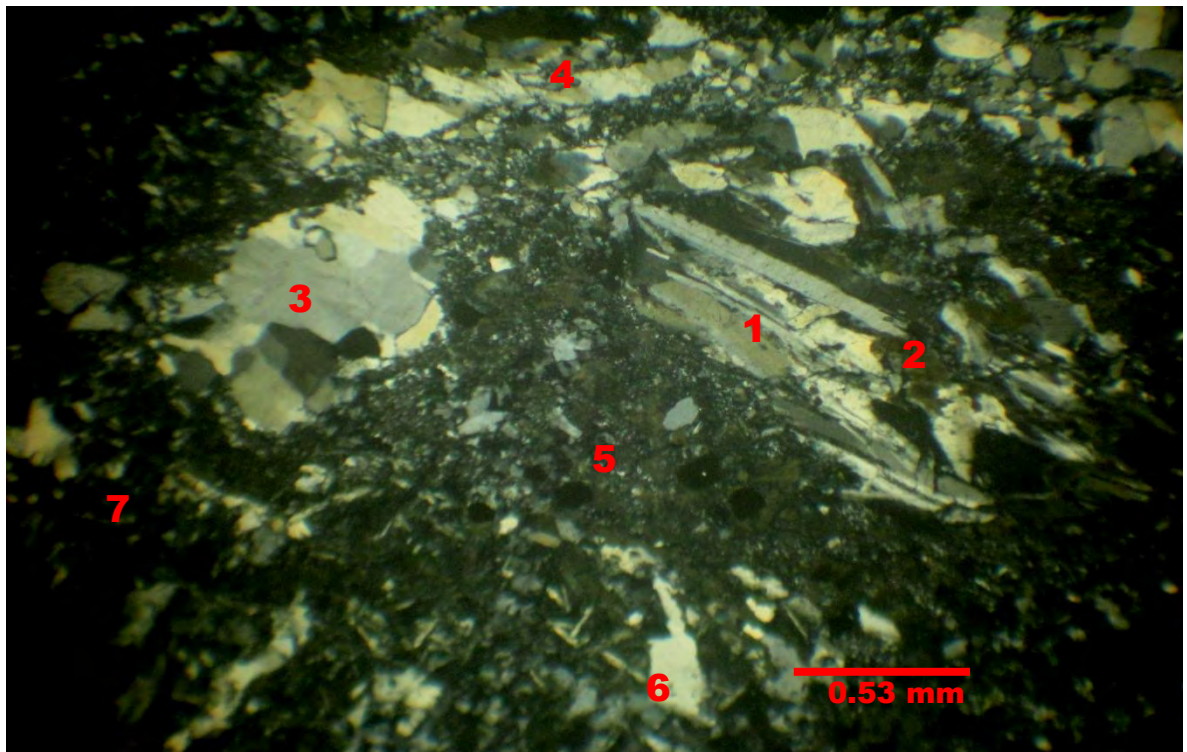
Algunos minerales metálicos son primarios; es decir ya estaban presentes en la roca original antes de su fragmentación. Los minerales restantes fueron introducidos por el evento hidrotermal. De estos últimos, algunos se encuentran como relleno de vetillas, sobre todo el cuarzo y la sílice microcristalina. Hay además, escasos óxidos de Fe.

Composición de la roca: en esta muestra, la roca se compone de 55-60 % de fragmentos, siendo el resto la matriz que ya describimos y los minerales de alteración.

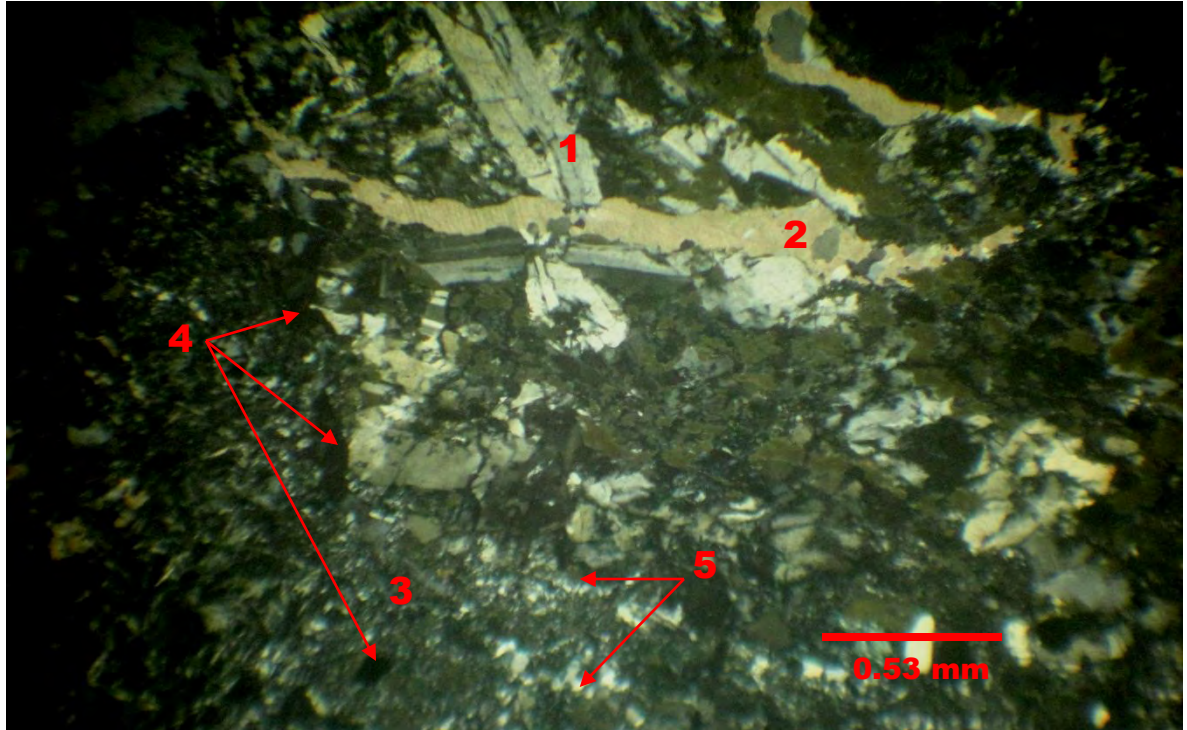
Clasificación de la roca: aunque de acuerdo con la relación de campo la muestra debe ser de un fragmento del Conglomerado, en realidad es una brecha tectónica formada por fragmentos diversos de **roca andesítica**, afectados por alteración hidrotermal, mostrando principalmente sericita, clorita y arcillas, con escasos metálicos.



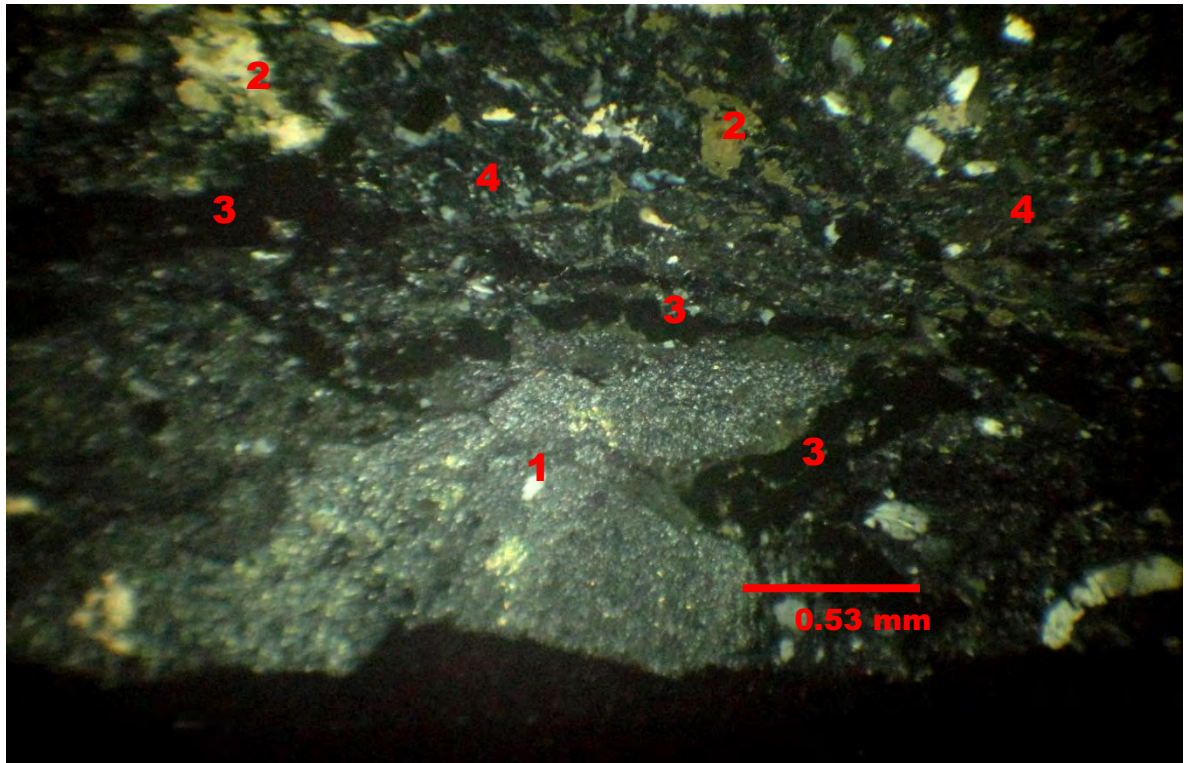
Fotomicrografía 1. Muestra C-8.- Se aprecia un fragmento de andesita (1), en cementante de fragmentos de cuarzo-feldespatos y arcillas (2). 40 X; L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-8.- Vista de un fragmento de diorita (1), en donde se ven las plagioclasas parcialmente alteradas por arcillas (2), un relleno de cuarzo en mosaico (3) y microvetillas rellenas de cuarzo (4). Cementante principalmente arcilloso-clorítico (5), con algunos fragmentos de cuarzo (6) y algunos minerales metálicos (7). 40 X; L. P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-8.-Otra vista de la muestra en donde se observa un fragmento de diorita con plagioclasas (1) atravesado por carbonatos (2), cementante (3), algunos metálicos (4) y vetillas rellenas de cuarzo (5). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-8.- Fragmento de lutita (1) alterada por clorita, carbonatos (2), metálicos en vetillas (3) y cementante arcilloso-clorítico (4). 40 X; L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-17

Ubicación: Niv-405; Fte. S, del bajo; Secc. ≈ 465-S

Descripción megascópica de la muestra: diorita y cuarzo-monzonita (?) muy alterada, de la parte del bajo de la veta donde ésta arma en lutitas de la Fm. Esperanza. Es un fragmento de los —intusivos de Rayas”.

Descripción microscópica general: muestra formada por fragmentos de angulosos a sub-angulosos de lutita y más escasamente de otra(s) roca(s) intensamente reemplazadas por cuarzo y sílice microcristalina. El tamaño de los fragmentos varía entre 0.5 mm y 1.5 mm, predominando los de entre 0.7 a 1.0 mm. Están cementados por arcillas y sílice microcristalina y cuarzo en mosaico, así como carbonatos. Hay pequeños huecos.

Mineralogía

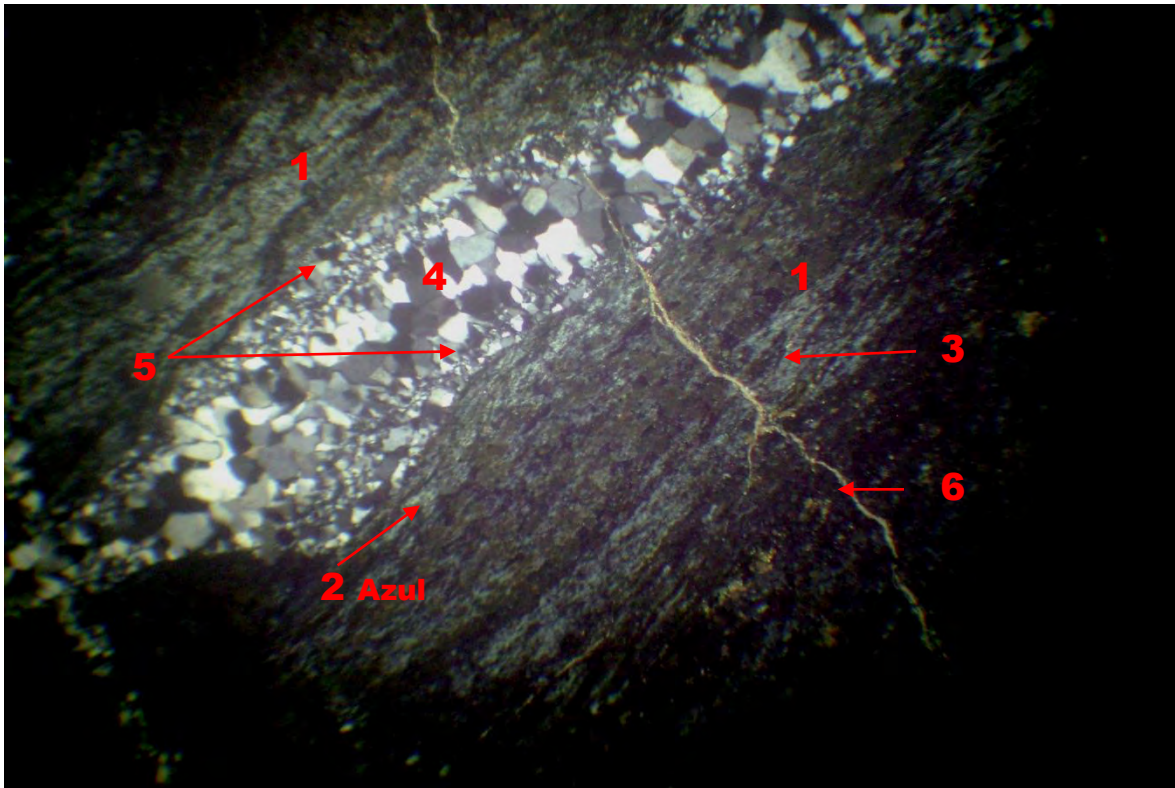
Minerales esenciales: los fragmentos de roca son principalmente de lutita; las arcillas muestran débil alteración y recristalización moderada a clorita, sericita y epidota. Se ven atravesados por vetillas con relleno de carbonatos, cuarzo de grano fino a medio y algunos minerales metálicos. En los otros fragmentos no puede identificarse la roca original; se encuentran casi totalmente reemplazados por sílice y cuarzo de grano fino en mosaico.

En cantidad, los fragmentos de roca hacen poco más del 60% de la muestra, predominando los de lutita. En éste porcentaje se incluyen los minerales de alteración que hay en los fragmentos.

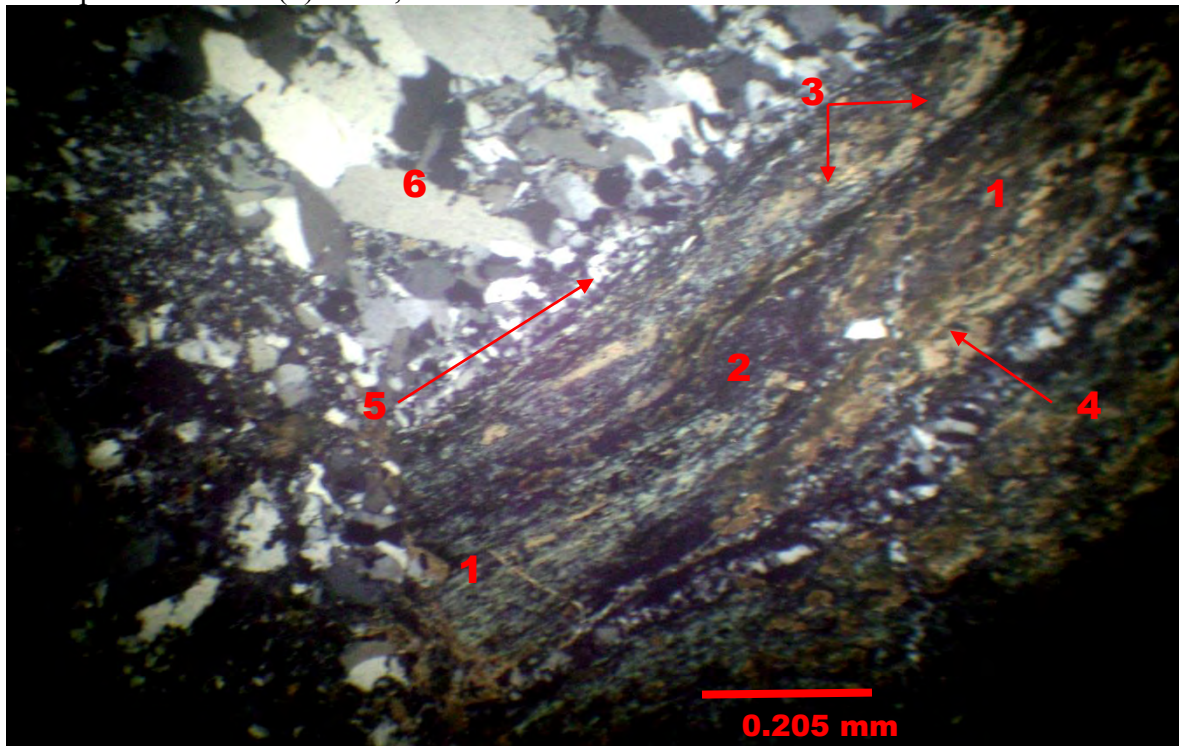
Minerales secundarios: hay clorita, calcita, cuarzo, sílice microcristalina, sericita, feldespatos alcalinos (adularia) y minerales metálicos. En porcentaje hacen aproximadamente el 30 % de la muestra, y son producto de alteración e introducción hidrotermal; predomina la clorita y los minerales de sílice. En menor cantidad se observa sericita, calcita y minerales de la epidota. El cuarzo y la sílice microcristalina, al igual que los carbonatos, rellenan vetillas y microvetillas, y se ven asociados con algunos minerales metálicos. La epidota creció rellenoando espacios irregulares se le observa/asociada con algunos minerales de arcilla. Calcita y cuarzo son de etapa posterior al fracturamiento de la roca y a los minerales de alteración ya que rellenan vetillas y es común ver que atraviesan a los fragmentos. La adularia se presenta asociada al cuarzo de grano medio, ambos como cristales de grano fino a medio de formas hipi a idiomorfos rellenoando espacios irregulares.

Cementante: el 10% faltante de la roca lo hace sílice microcristalina de introducción y alteración hidrotermal, así como de minerales del tamaño de arcillas, intensamente alterados hacia clorita y sericita, y algunos minerales metálicos y más escasos óxidos de fierro.

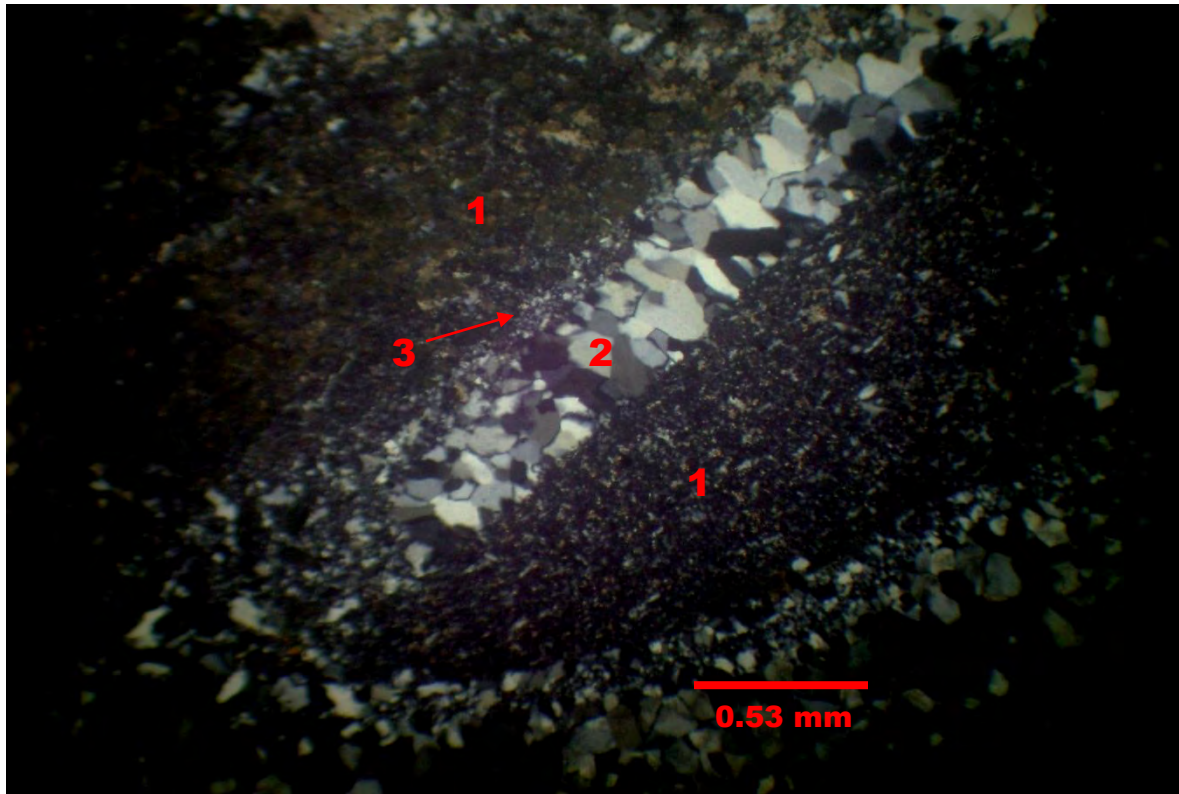
Clasificación: es una brecha tectónica formada a partir de una sedimentaria clástica (lutita), con algunos fragmentos de otro tipo de roca. Se ve afectada por metamorfismo hidrotermal y muestra introducción de algunos minerales metálicos y otros de ganga. Algo interesante en esta muestra, fuera de los minerales metálicos y de alteración presentes, es la presencia de epidota que nos puede dar idea de la temperatura y la química de los fluidos actuantes.



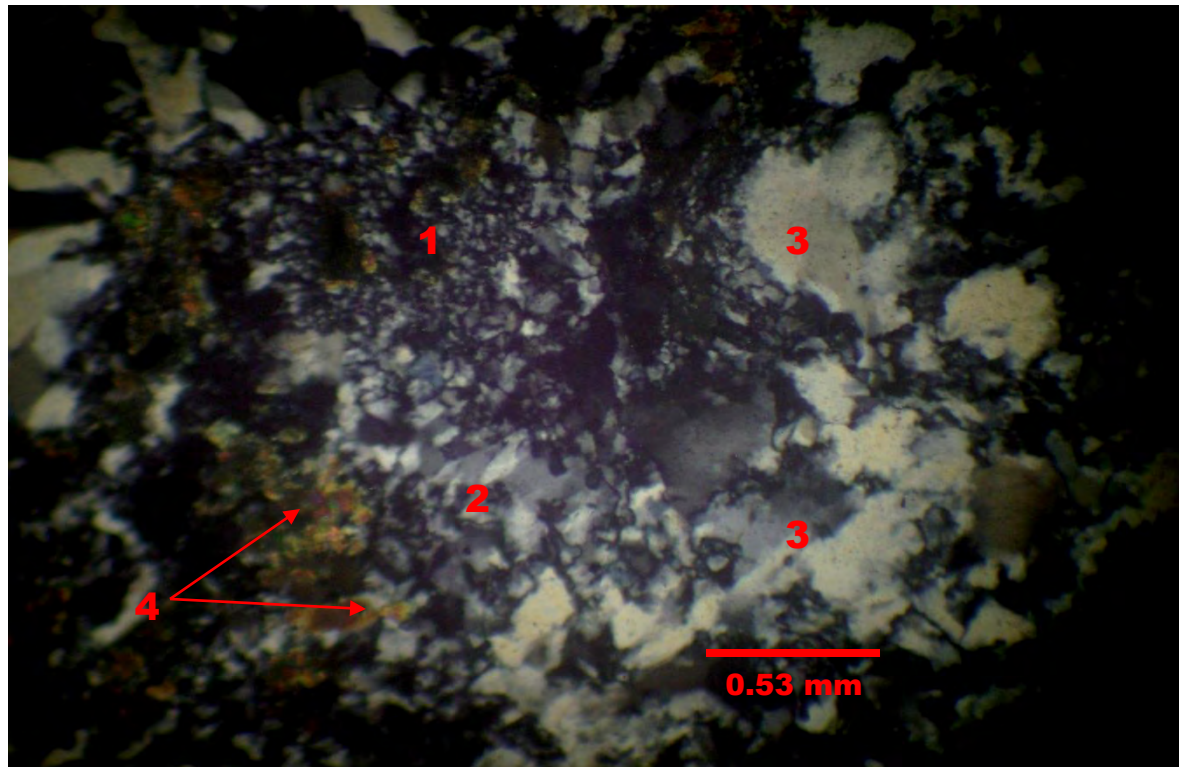
Fotomicrografía 1. Muestra C- 17.- Se observan los fragmentos de lutita (1), alterados por clorita (2) y sericita (3), atravesados por vetillas de cuarzo (4) y sílice microcristalina (5), así como por carbonatos (6). 40 X, L.P.



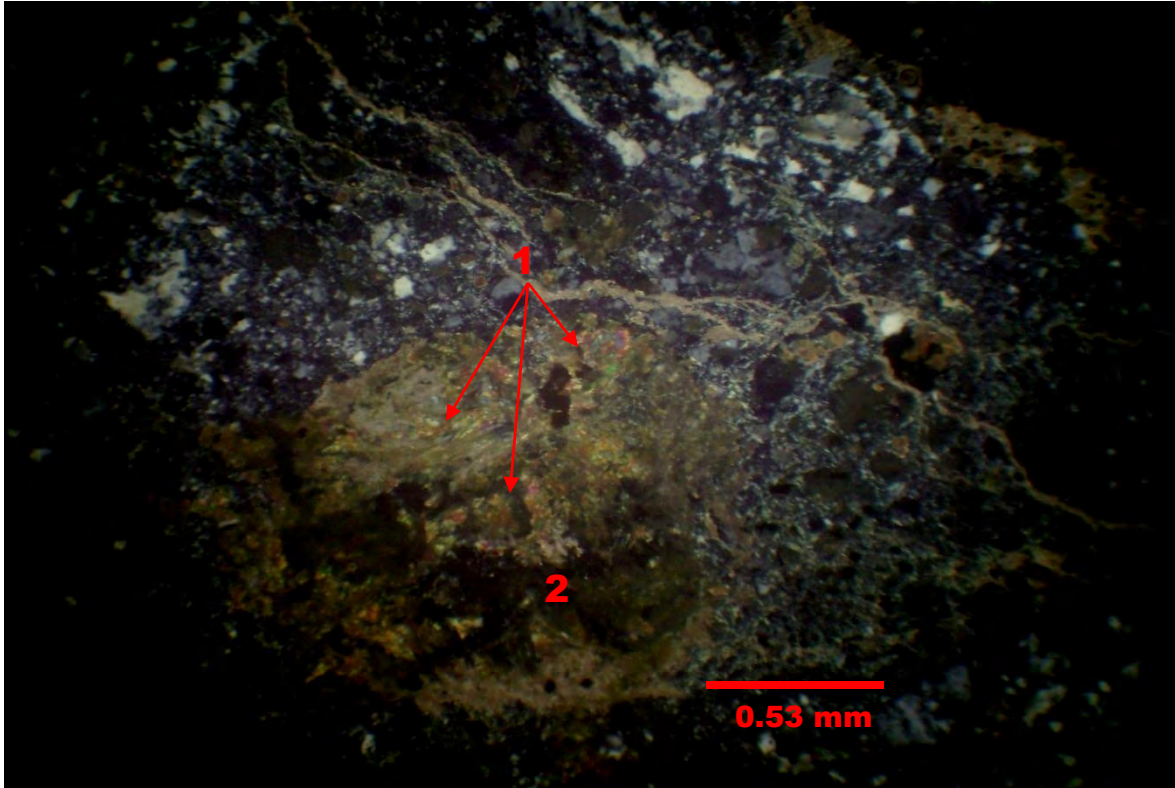
Fotomicrografía 2. Muestra C- 17.- Acercamiento a un fragmento de lutita (1) alterado por los minerales anotados en la fotomicrografía anterior: clorita (2), sericita (3), carbonatos (4) y atravesados por sílice (5) y cuarzo (6). 100 X, L.P.



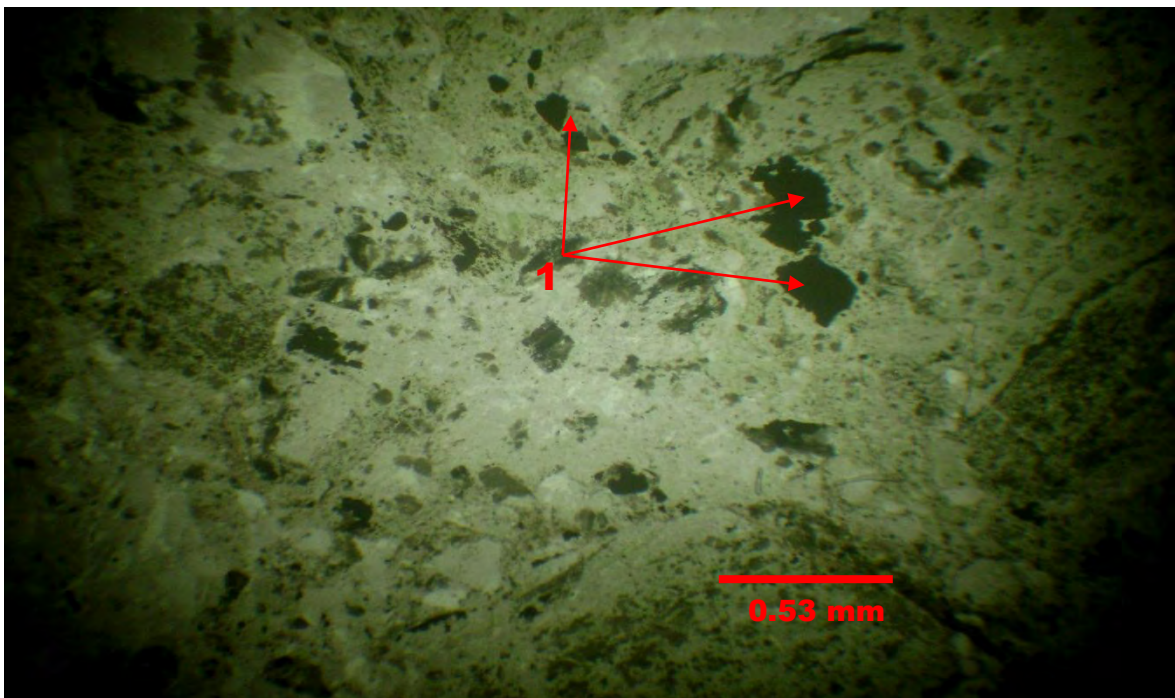
Fotomicrografía 3. Muestra C- 17.- Vista general, se ven fragmentos de lutita (1) y rellenos de cuarzo (2) y sílice (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4.- Muestra C- 17.- Acercamiento, se ve sílice (1), cuarzo (2), adularia (3) y minerales de la epidota (4). 100 X, L.P



Fotomicrografía 5. Muestra C- 17.- Crecimiento de minerales de epidota (1) en fragmento de lutita (2). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 6.- Muestra C- 17.- Minerales metálicos relleno espacios irregulares en la muestra y creciendo dentro de los fragmentos. 40 X, L.N.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. 17

Ubicación: Niv-405; Cro. 465-S al alto Secc. 465-S

Descripción megascópica de la muestra: fragmento de la brecha mineralizada, consistente en de fragmentos, al parecer de la Fm. Esperanza y quizás otras rocas muy alteradas que pudieran ser del intrusivo diorítico.

Descripción microscópica general: roca brechada con fragmentos angulosos a subangulosos, de varias rocas, de tamaños que van de menos de 0.5 mm a 0.7 mm, a 1.0 cm, 1.5 cm y hasta un poco más grandes; predominan los de tamaños de 0.7 a 1.0 mm que están cementados por arcillas, mostrando algo de recristalización, y por sílice microcristalina, así como por cuarzo en mosaico y carbonatos; presenta clorita y epidota y algo de óxidos y minerales metálicos. También tiene algunos huecos, quizá formados durante la preparación de la lámina.

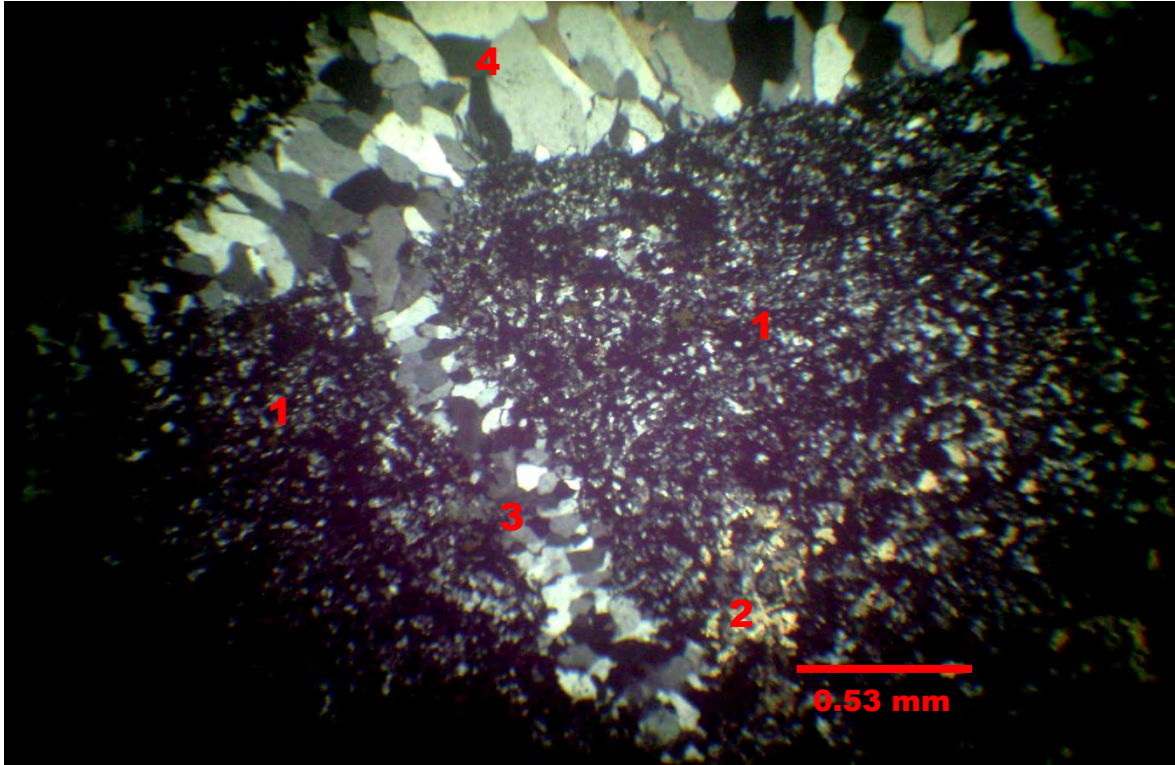
Fragmentos de roca: son principalmente de lutita, en formas angulosas, compuestos de minerales de arcilla recristalizados y débilmente alterados hacia minerales de la clorita, sericita y epidota. Comúnmente se observan atravesados por vetillas, rellenas de carbonatos y cuarzo en mosaico, de grano fino a medio, mas algunos minerales metálicos.

Minerales secundarios: cuarzo, calcita, y sílice microcristalina son los principales; están acompañados por cantidades menores de clorita, epidota, sericita y feldespato alcalino (adularia), todos ellos producto de alteración hidrotermal. De este último grupo de minerales, el más abundante es la clorita. La epidota creció relleno los espacios irregulares que quedaron entre los demás minerales, en particular las arcillas.

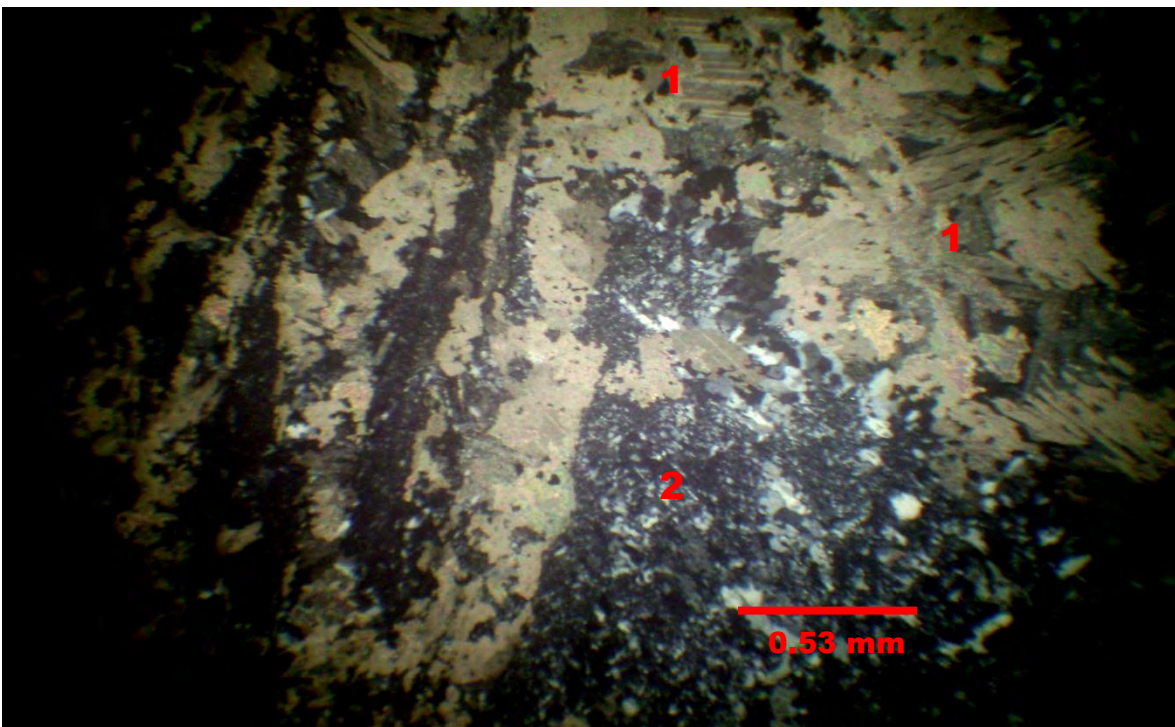
Otras observaciones: a una etapa inicial de fracturamiento de la roca siguió la mineralización de alteración sobre todo con clorita; posteriormente vino la introducción de cuarzo microcristalino y calcita en vetillas atravesando los fragmentos, y después la formación de adularia en cristales de subhedrales a euhedrales, de grano fino a medio. El conjunto de estos minerales representa aproximadamente el 30 % de la roca, a excepción de la clorita que, sola, es quizás el 5-7 %. La sericita es escasa.

Cementante: es el resto del porcentaje mineral, y está compuesto principalmente de sílice microcristalina de introducción y alteración hidrotermal, así como de minerales del tamaño de la arcilla, intensamente alterados principalmente a clorita y sericita, junto con algunos minerales metálicos distribuidos irregularmente, y escasos óxidos de hierro.

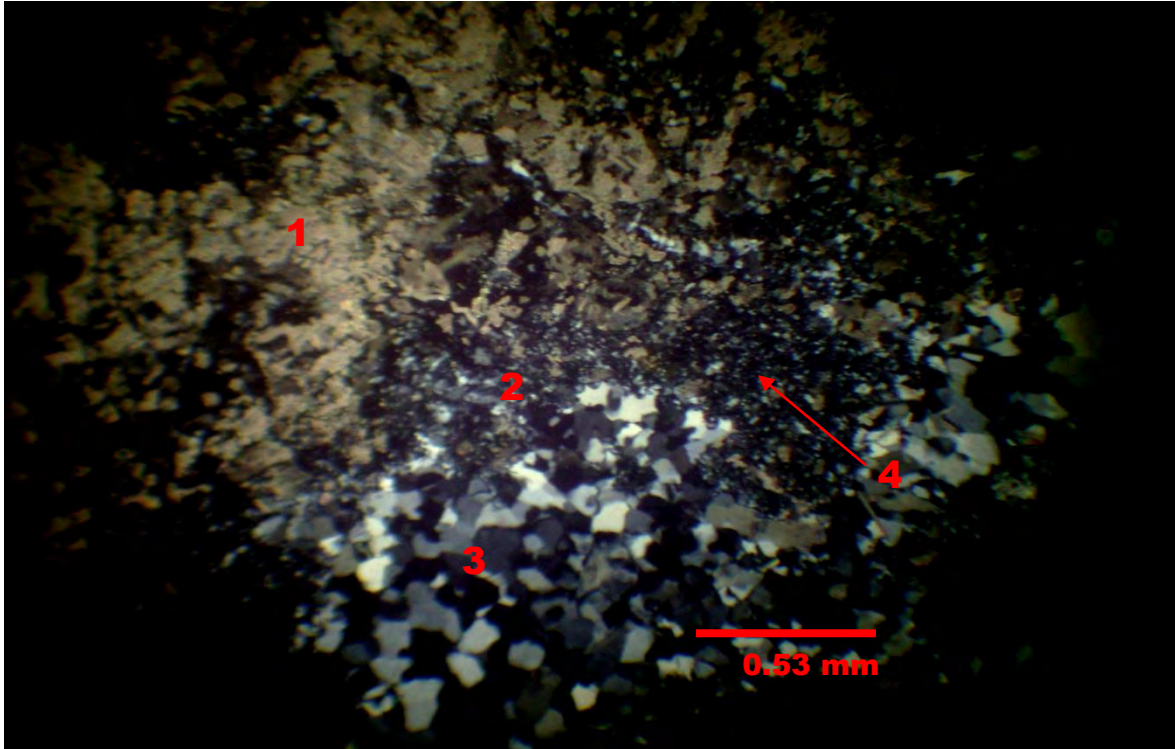
Petrogénesis: brecha tectónica proveniente de una roca sedimentaria clástica (**lutita de la Fm. Esperanza**), con algunos fragmentos de otro tipo de roca intensamente afectada por metamorfismo hidrotermal e introducción de algunos minerales metálicos a más de otros de ganga. La presencia de epidota es importante ya que puede dar indicio de la temperatura alcanzada y la química de los fluidos.



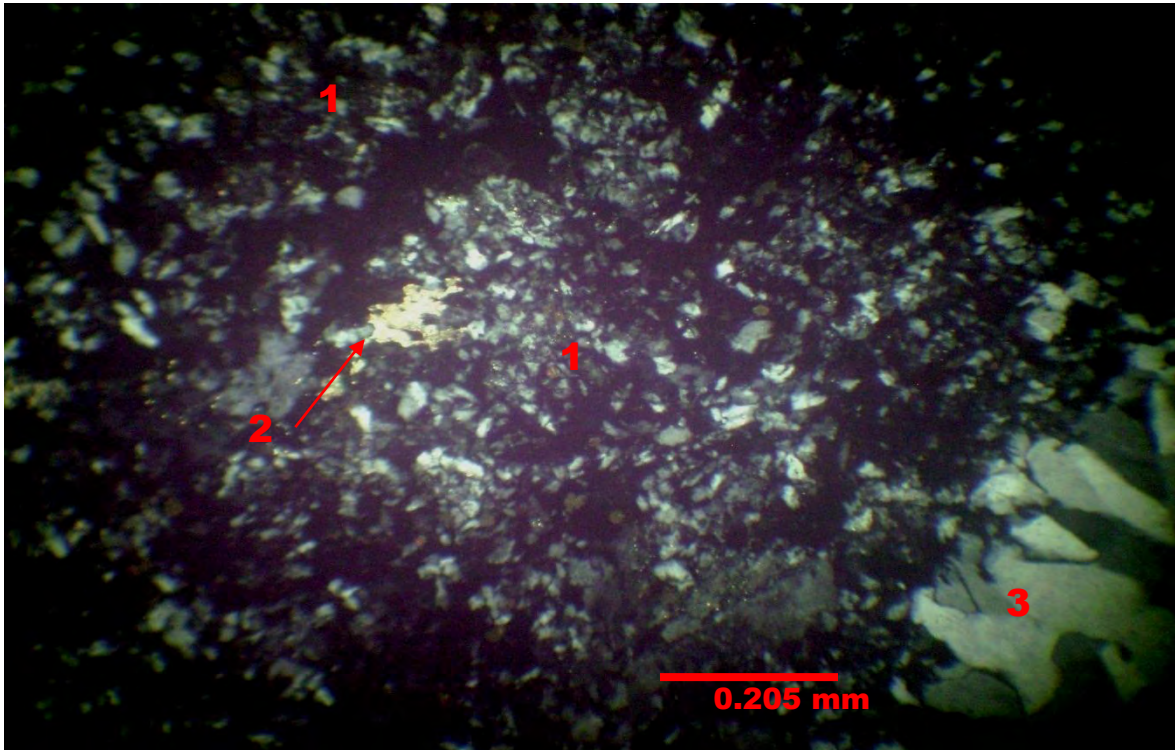
Fotomicrografía 1. Muestra C-26.- Vista general de la muestra, se observa los fragmentos de lutita recristalizados (1), algo de carbonatos (2) y cuarzo en vetillas (3) y como relleno de espacios abiertos (4). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-26.- Se observan carbonatos de introducción (1), así como un fragmento de lutita recristalizado (2). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-26.- Otra vista en donde se observan los carbonatos (1) y la sílice (2), cuarzo (3) de introducción, así como algo de clorita (azul) (4). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4.- Muestra C-26.- Acercamiento a un fragmento de lutita recristalizado (1), con algo de crecimiento de carbonatos (2) y cuarzo en mosaico relleno un espacio (3). 100 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-34

Ubicación: Niv-390; Cro. 436; Secc. \approx 436-S

Descripción megascópica de la muestra: cuarzomonzonita con menor alteración que otros ejemplares; tomada de un bloque dentro del clavo, vecina de otro de los que se han identificado como diorita. Presenta cristales cuarzo en fenocristales de hasta unos 7 mm, en matriz de grano fino, con mucha silicificación.

Descripción microscópica: muestra textura holocristalina, de tipo inequigranular seriada. Los fenocristales son subhedrales (hipidiomorfos) de tamaño medio a grueso, en matriz felsosfírica (microcristalina).

Mineralogía

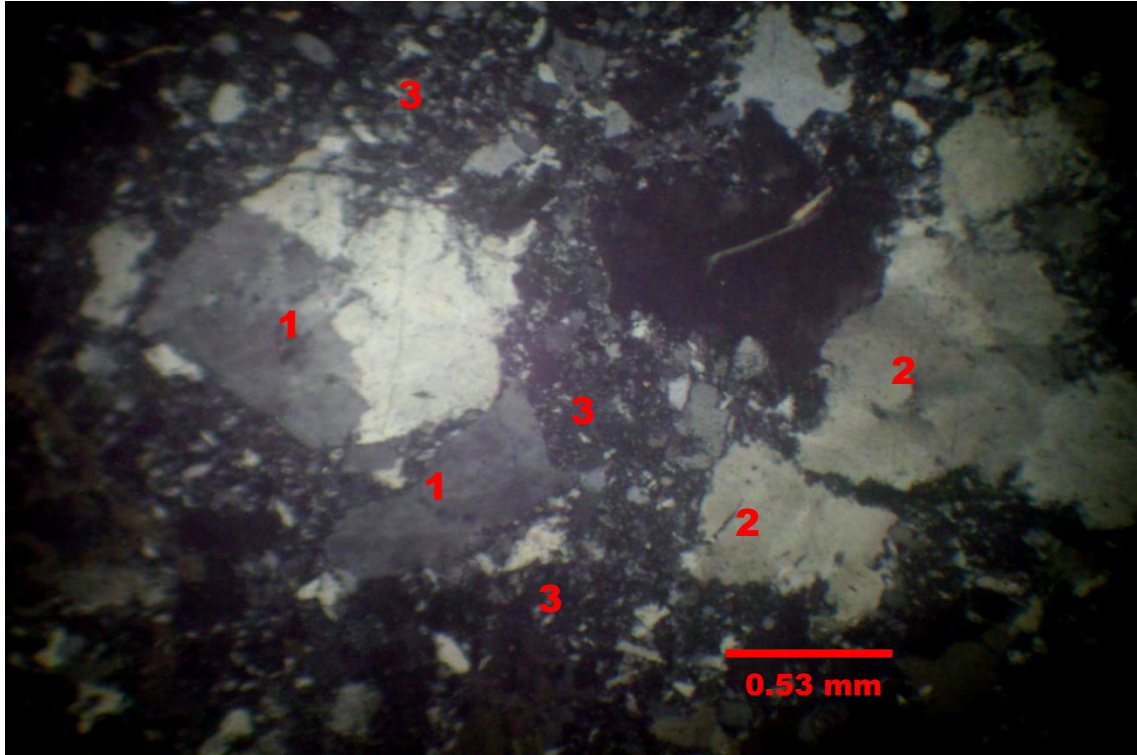
Minerales esenciales: cuarzo, feldespato alcalino, feldespato plagioclasa y minerales máficos oxidados. El cuarzo es en su mayor parte primario, aunque también lo hay de introducción hidrotermal. Cuando es primario se le observa como fenocristales hipidiomorfos, de tamaños de grano fino a grueso, con algunas evidencias de deformación (ángulo de extinción ondulante) y algunos crecimientos también de cuarzo dentro de los cristales de mayor tamaño. Su proporción en la muestra es de aproximadamente el **25%**. El feldespato alcalino es **ortoclasa**, en fenocristales subhedrales, de grano fino a medio, en ocasiones maclados (macla de Carlsbad), con extinciones anómalas debido a deformaciones por tectonismo, que también llegó a fracturar algunos cristales. Algunos granos presentan alteración débil hacia minerales de la arcilla. La cantidad de este feldespato se calcula en **35 %**. El **feldespato plagioclasa** también está presente como fenocristales maclados (macla de la albita y de la albita-Carlsbad, que se ven de débil a moderadamente alterados en arcillas, de acuerdo con su ángulo de extinción se identificaron como oligoclasa y, al igual que los minerales ya descritos muestran deformación por tectonismo (se ven cristales curvados y con extinciones anómalas). Su cantidad aproximada es el **10 %**. Los minerales máficos son muy escasos; están intensamente alterados a clorita y óxidos de hierro lo cual impide que se puedan identificar los originales.

Minerales accesorios, secundarios, de alteración, etc.: incluyen carbonatos, clorita, epidota, cuarzo y sílice microcristalina; son productos de hidrotermalismo en agregadosanhedrales. El cuarzo introducido rellena espacios irregulares y microvetillas en donde se llegan a ver algunos minerales metálicos.

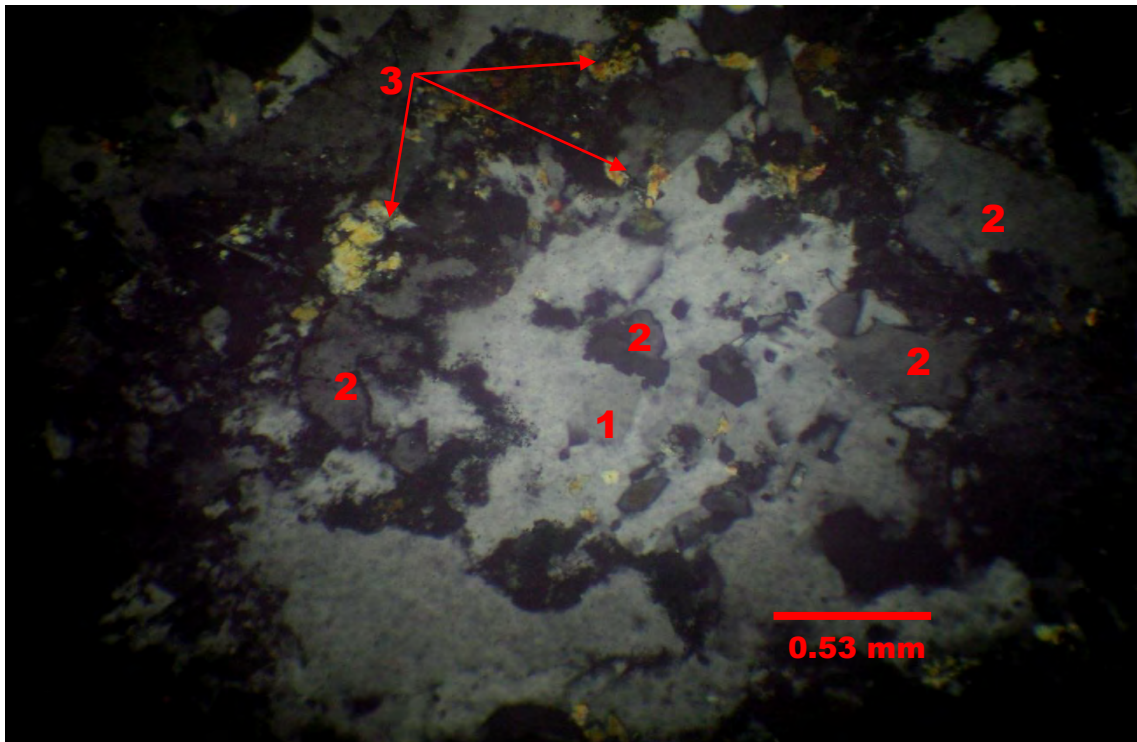
Matriz: los mismos minerales que aparecen como fenocristales forman la matriz como agregados microcristalinos alotriomorfos y se hallan en proporciones semejantes. Ambos feldespatos están alterados a arcillas y los máficos a clorita. También hay algo de epidota. Su conjunto forma aproximadamente el 20 % de la roca.

Minerales metálicos: los hay primarios y secundarios, ambos de la etapa de actividad hidrotermal. Constituyen alrededor del 10 % o un poco menos, de la roca.

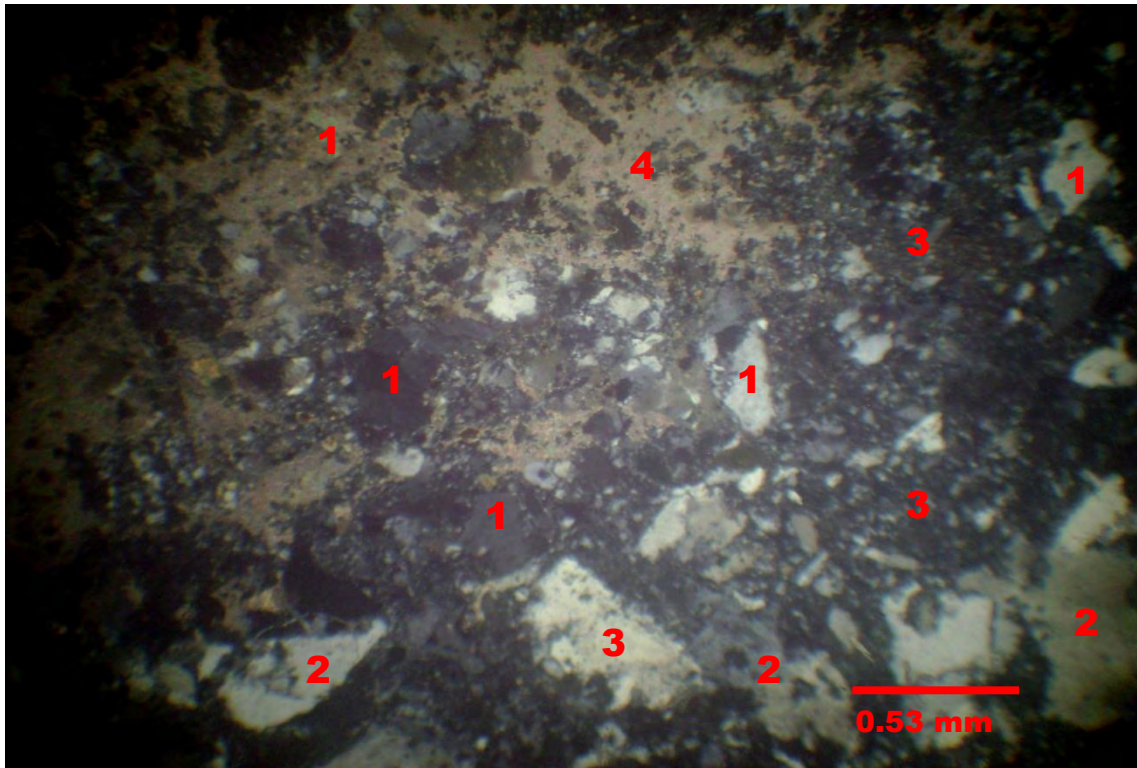
Clasificación: muy probablemente se trate de granito (o riolita hipoabisal) con gradación a granodiorita. Es holocristalina seriada, y presenta alteración hidrotermal moderada, de silicificación, argilización y carbonatación.



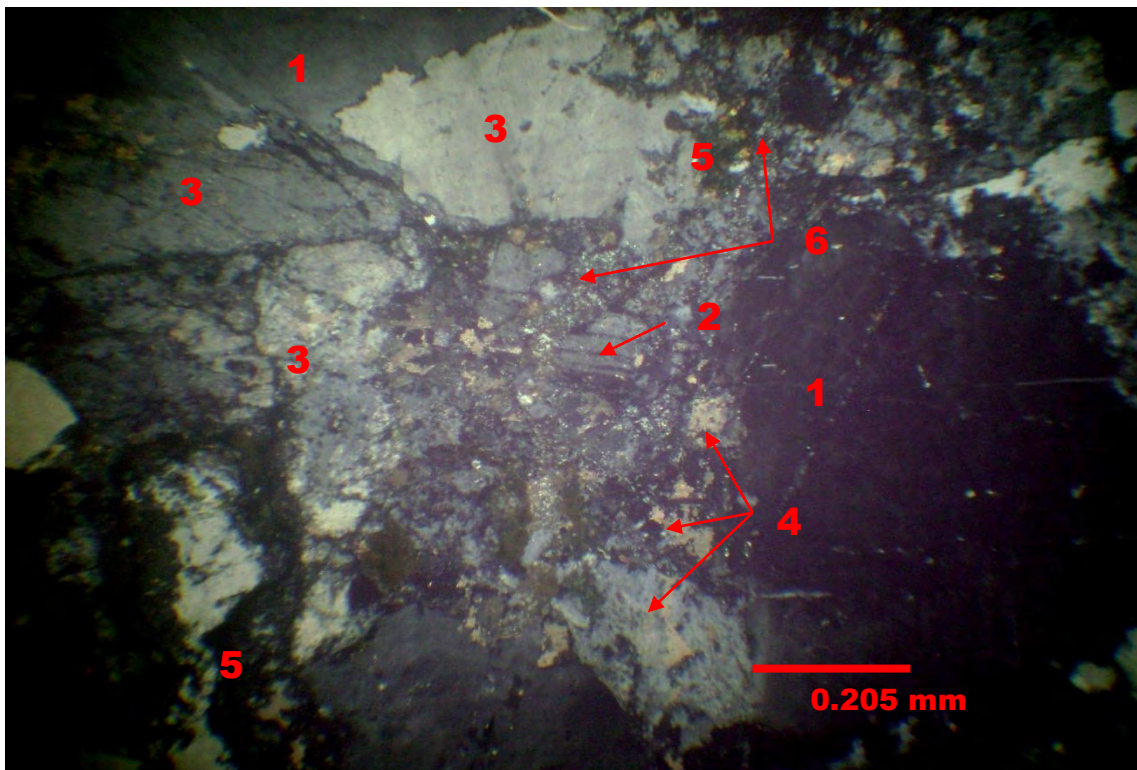
Fotomicrografía 1. Muestra C-34- Vista general de la muestra. Se observa cuarzo (1), feldespato alcalino (2) y, cuarzo microcristalino a manera de matriz (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-34.- Se observan agregados de feldespatos alcalinos (1) asociados a cuarzo (2) y cristales de epidota (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-34.- Se observan cristales de cuarzo (1), feldespato alcalino (2), plagioclasa (3), sílice microcristalina (4) y la alteración por carbonatación (5). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-34.- Acercamiento. Se ve cuarzo (1), plagioclasa (2), feldespato alcalino (3), carbonatos (4) y epidota (5), además de sílice microcristalina (6) a manera de cementante. 100 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-34a

Ubicación: Niv-390; Cro. 435; Secc. \approx 434-S

Descripción megascópica general: al parecer es muestra de la cuarzo-monzonita (de los intrusivos de Rayas) de la brecha mineralizada; se seleccionó atendiendo a que presenta menos alteración que otros fragmentos.

Descripción microscópica general: es una roca intrusiva félsica inequigranular, de grano medio a fino con fenocristales de cuarzo y feldespatos alterados.

Textura: es holocristalina inequigranular, porfirítica e hipidiomorfa, de grano medio a fino con matriz felsofírica. En algunas zonas se muestra algo más granuda.

Mineralogía: consiste de cuarzo (25 %) feldespato alcalino (\sim 35 %), plagioclasa (\sim 10 %), carbonatos, minerales máficos oxidados, sílice microcristalina, clorita y minerales de la epidota. El **cuarzo** es tanto primario como de introducción hidrotermal (alteración). El primario se presenta como fenocristales hipidiomorfos, variando en tamaño desde grano fino a medio. Se asocia con feldespatos alcalinos y con los minerales que conforman la matriz y, aunque no presenta alteración se ven algunas señales de deformación (ángulo de extinción ondulante) y algunos crecimientos de otros minerales dentro de los cristales de mayor tamaño. Su proporción es aproximadamente el 25 %. El cuarzo, de introducción por hidrotermalismo, se presenta en agregados alotriomorfos granulares de grano fino a microcristalino; rellena espacios irregulares y microvetillas, llega a contener algunos minerales metálicos.

El **feldespato alcalino** es ortoclasa, en fenocristales hipidiomorfos de grano fino a medio, en ocasiones exhibiendo la macla de Carlsbad, con extinciones anómalas debido a deformaciones por tectonismo, los fenocristales se ven fracturados, con alteración débil hacia minerales de la arcilla, se asocia a todos los componentes de la roca. En cantidad hace entre el 30 al 35 % del contenido mineral en la muestra.

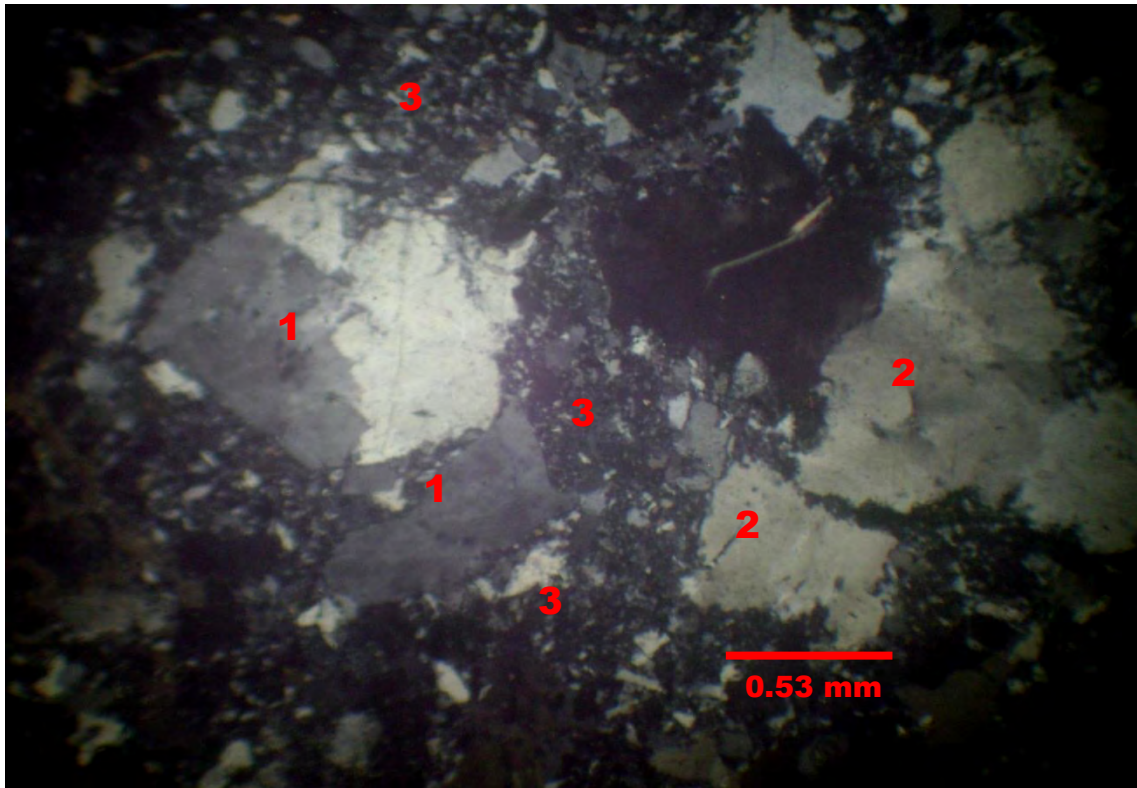
Las **plagioclasas** se ven como fenocristales maclados según la macla de la albita y de la albita-Carlsbad. Se ven de débil a moderadamente alterados a arcilla, aunque se pudieron identificar como oligoclasa. También muestran deformación por tectonismo pues se ven los cristales curvados, con extinciones anómalas. Los minerales **máficos** son muy escasos, están tan alterados y sustituidos a clorita que no es posible identificación del mineral original.

Minerales de alteración: hay clorita, cuarzo, calcita y epidota producto de alteración e introducción hidrotermal; rellenan espacios irregulares, y microvetillas, y llegan a crecer en los feldespatos, asociándose en ocasiones con escasos metálicos.

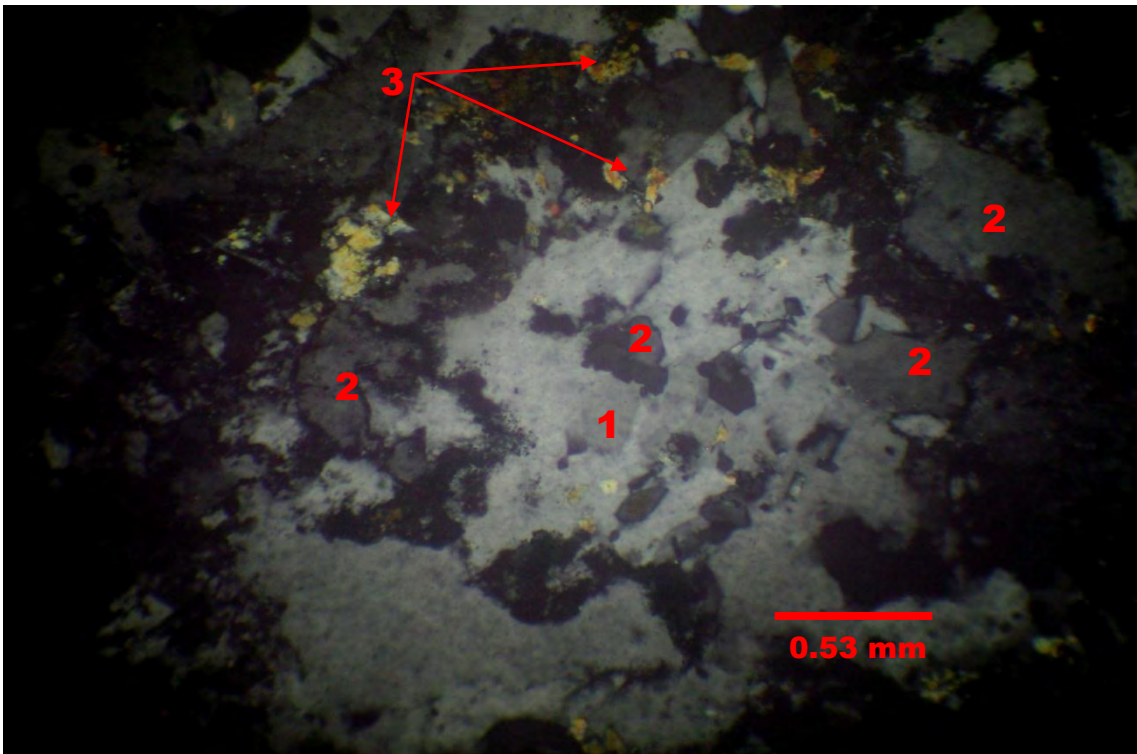
Matriz: es un agregado alotriomorfo, principalmente con cuarzo, feldespato alcalino, escasa plagioclasa y minerales máficos. Los feldespatos y máficos están moderadamente alterados hacia minerales de arcilla, clorita y epidota están en estas zonas de matriz felsofírica. En cantidad la matriz, representa aproximadamente el 20 %.

Minerales metálicos: forman aproximadamente el 10 % de la muestra; los hay primarios y secundarios, estos últimos se depositaron por introducción hidrotermal.

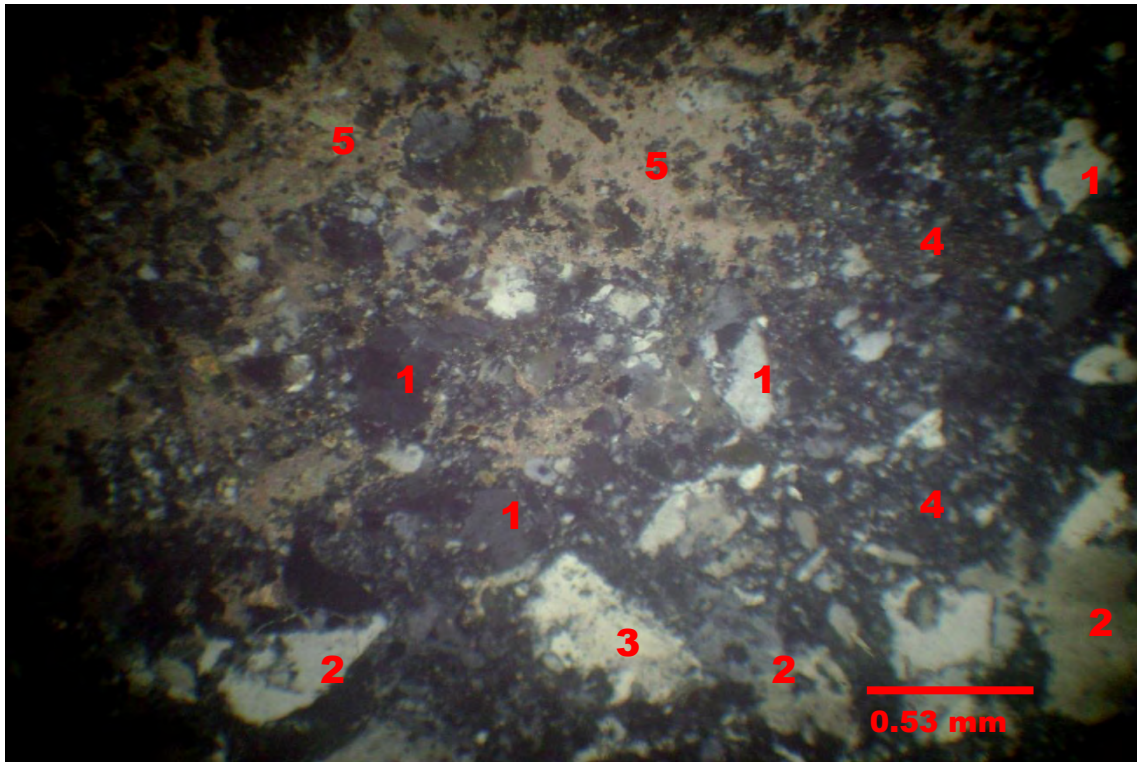
Clasificación de la roca: es un granito con variaciones a granodiorita, de emplazamiento somero, con alteración hidrotermal débil a moderada, por silicificación, argilización y carbonatación.



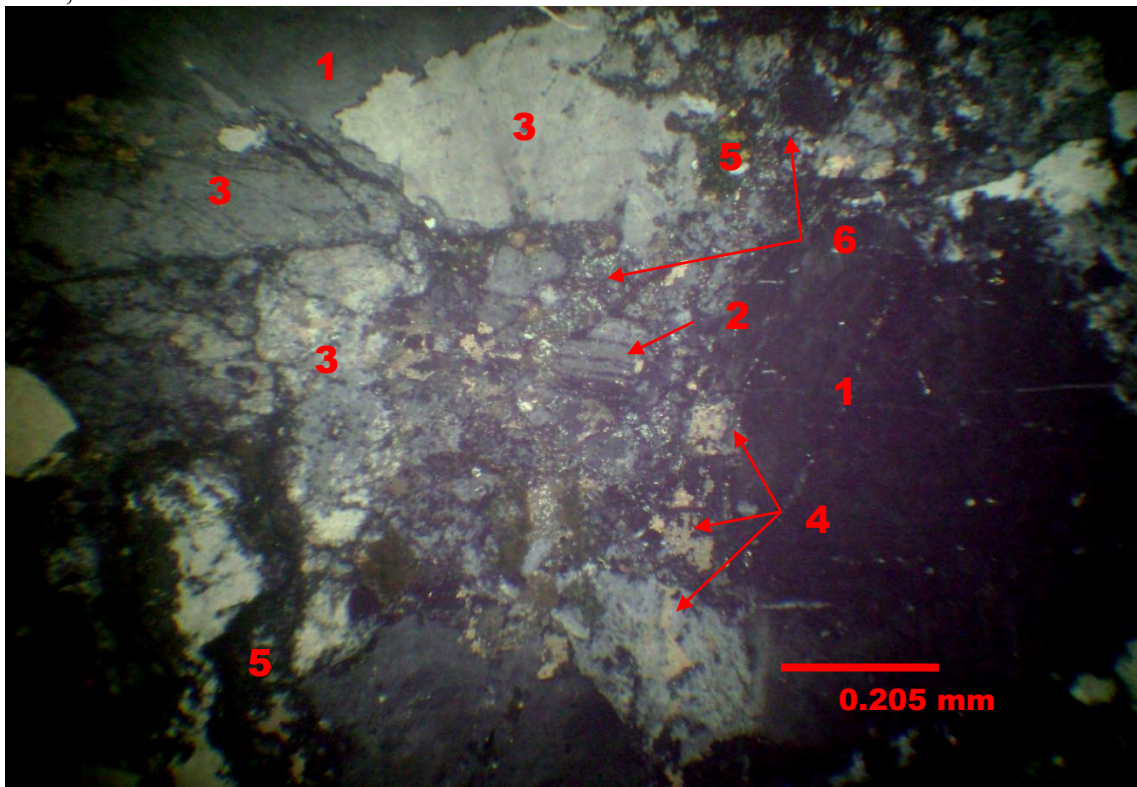
Fotomicrografía 1. Muestra C-34.- Otra vista de la muestra, se observa cuarzo (1), feldespato alcalino (2) y, cuarzo microcristalino a manera de matriz (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-34.- Se observan agregados de feldspatos alcalinos (1) asociados a cuarzo (2) y cristales de epidota (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-34.- Se observan cristales de cuarzo (1), feldespato alcalino (2), plagioclasa (3), sílice microcristalina (4) y alteración por carbonatación (5). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-34.- Acercamiento. Se ve cuarzo (1), plagioclasa (2), feldespato alcalino (3), carbonatos (4) y epidota (5), así como sílice microcristalina (6) a manera de cementante. 100 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-35

Ubicación: Niv-390; Cro. 407-S; Secc. \approx 410-S

Descripción megascópica de la muestra: es la microbrecha andesítica con alteración propilítica.

Descripción microscópica general: roca brechada, con fragmentos de angulosos a sub-angulosos que varían de tamaño entre 0.2 mm y 1.5 cm y quizás un poco mayores, de textura holocristalina u hipocristalina en algunas zonas, es inequigranular porfirítica, con escasos microfococristales. La textura de la matriz es afieltrada, y a veces, traquítica, intersticial. Hay microvetillas y rellenos irregulares secundarios.

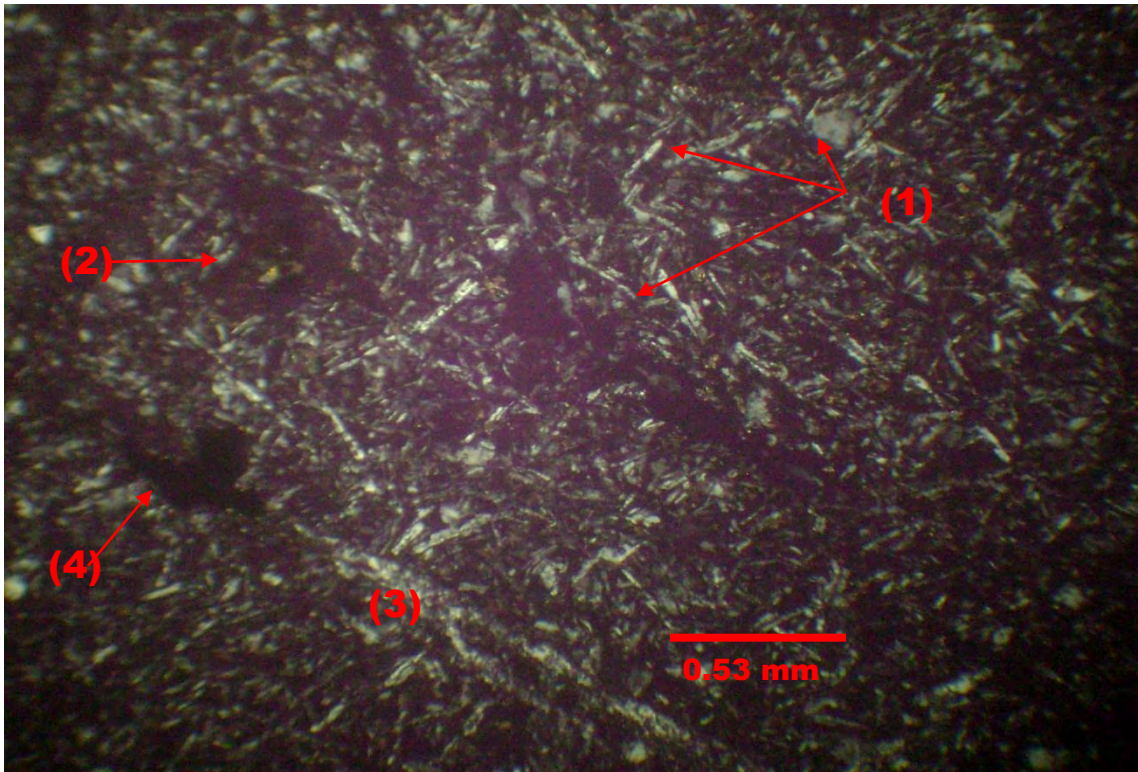
Mineralogía

Minerales primarios: contiene microlitos de feldespatos plagioclasa y alcalino, de minerales máficos y vidrio volcánico natural. Las plagioclasas son los componentes principales de la roca, que es andesita, brechada y con alteración hidrotermal. Los microlitos dispersos de **plagioclasa** muestran la macla de la albita y la de albita-Carlsbad, están alineados en ciertas zonas, asociados con minerales metálicos, máficos y con vidrio intersticial. También presentan asociación con crecimientos de minerales de alteración e introducción hidrotermal, como cuarzo, calcita, sericita y feldespatos alcalinos. Se identificaron estos microlitos como oligoclasa y andesina, por su ángulo de extinción de entre 12 y 18°, su proporción es de 45 al 50 % de la muestra. Los **minerales máficos** también se encuentran como microlitos, intersticialmente entre las plagioclasas; son escasos (quizás < 5 %) de la muestra y se llegan a encontrar como microfococristales, alterados a carbonatos y clorita. Por observaciones en otras muestras de la misma roca, pudieran ser anfíbolos.

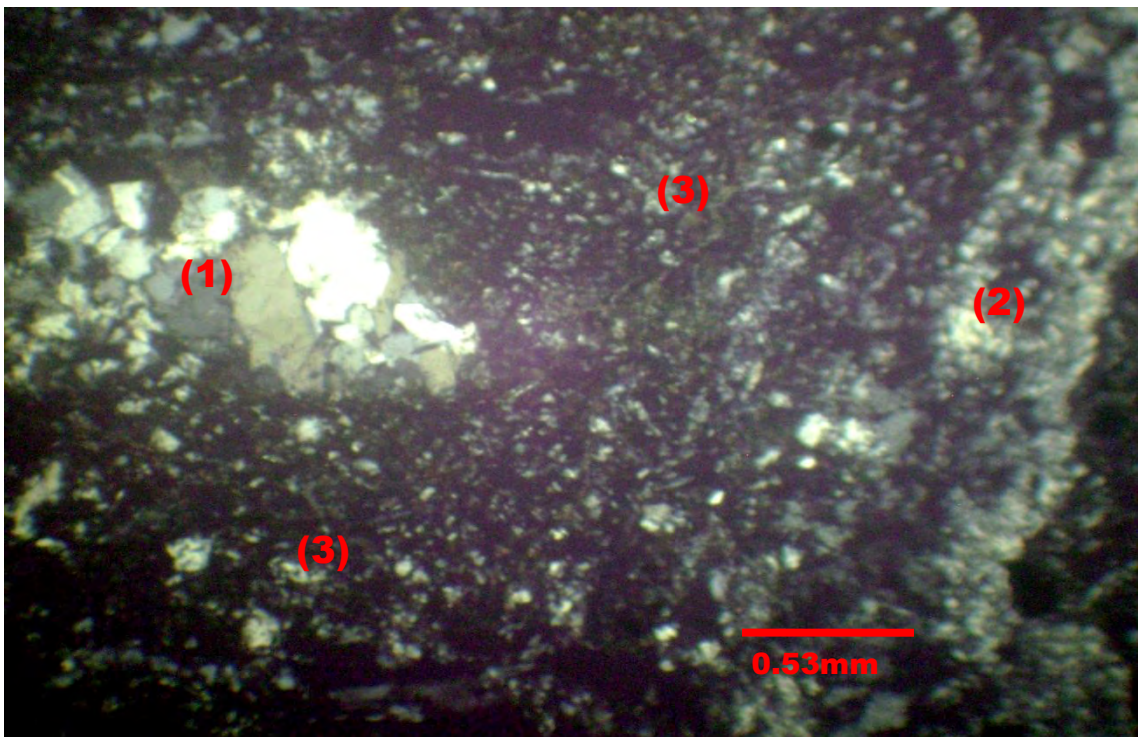
Minerales secundarios, de alteración y de introducción hidrotermal: entre ellos hay metálicos, cuarzo y sílice microcristalina, clorita, sericita, epidota y arcillas. Los **minerales metálicos** forman entre el 10 al 15 % de la muestra; en general son primarios, pero quizás 3 a 4 % son de introducción hidrotermal, los primeros están distribuidos irregularmente y los otros rellenan microvetillas y espacios irregulares. Tienen escasa alteración a óxidos de hierro. Es abundante la **clorita**, que imprime una coloración verdosa a la roca. En abundancia sigue el cuarzo y la **sílice microcristalina**, la cual rellena vetillas y espacios irregulares; el **cuarzo** se encuentra generalmente en agregados en mosaico, con cristales hipidiomorfos en contacto entre sí, o creciendo en los espacios entre los microlitos. Los **feldespatos alcalinos** son relativamente escasos y se presentan entre los microlitos de plagioclasa. **Sericita** y minerales de **arcilla** siguen en cantidad, alterando a los microlitos de plagioclasa de débil a moderadamente. Hay **epidota** en crecimientos dentro de los microlitos de plagioclasa y también sustituyendo parcialmente a los minerales máficos. Los carbonatos alteran a los minerales máficos y rellenan vetillas y espacios irregulares.

Otras observaciones: hay vetillas rellenas con materiales triturados y zonas de agregados del mismo material secundario (salbanda), indicio de tectonismo de presión. Además, hay vetillas rellenas de minerales secundarios de alteración y de introducción hidrotermal, indicio de que también hubo esfuerzos tectónicos de tensión.

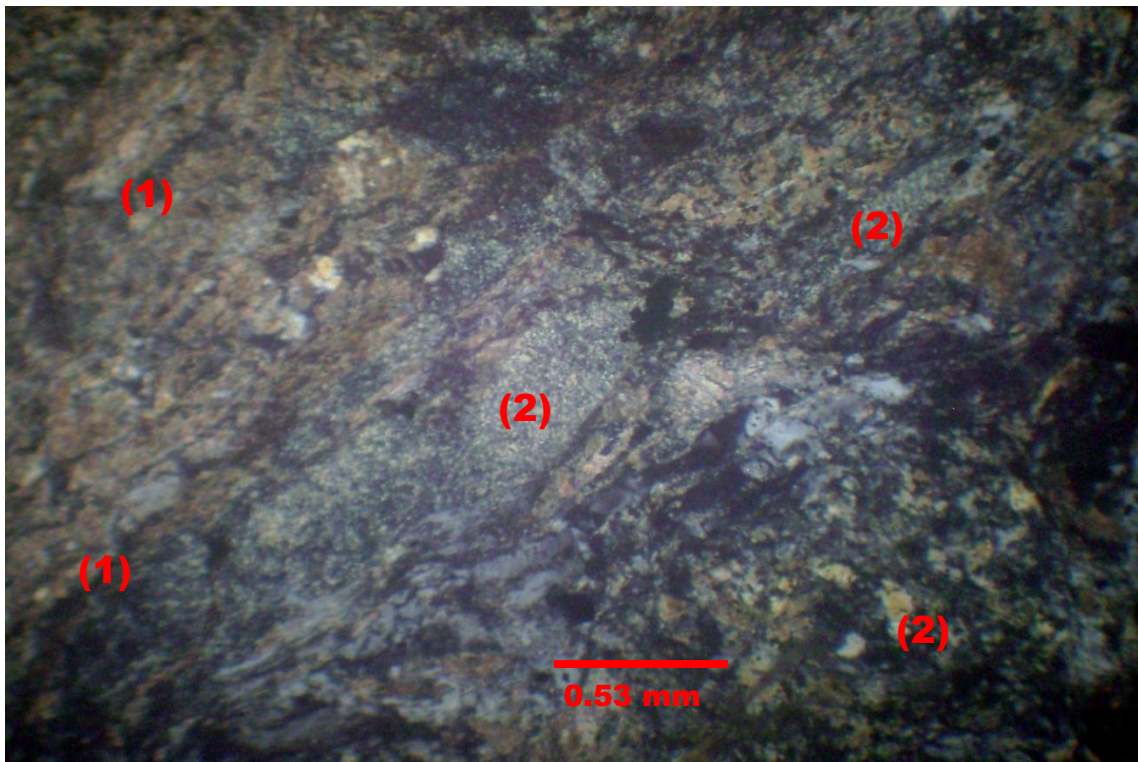
Clasificación: es una roca ígnea extrusiva de composición **andesítica**, brechada y alterada por hidrotermalismo, con escasa introducción de minerales metálicos.



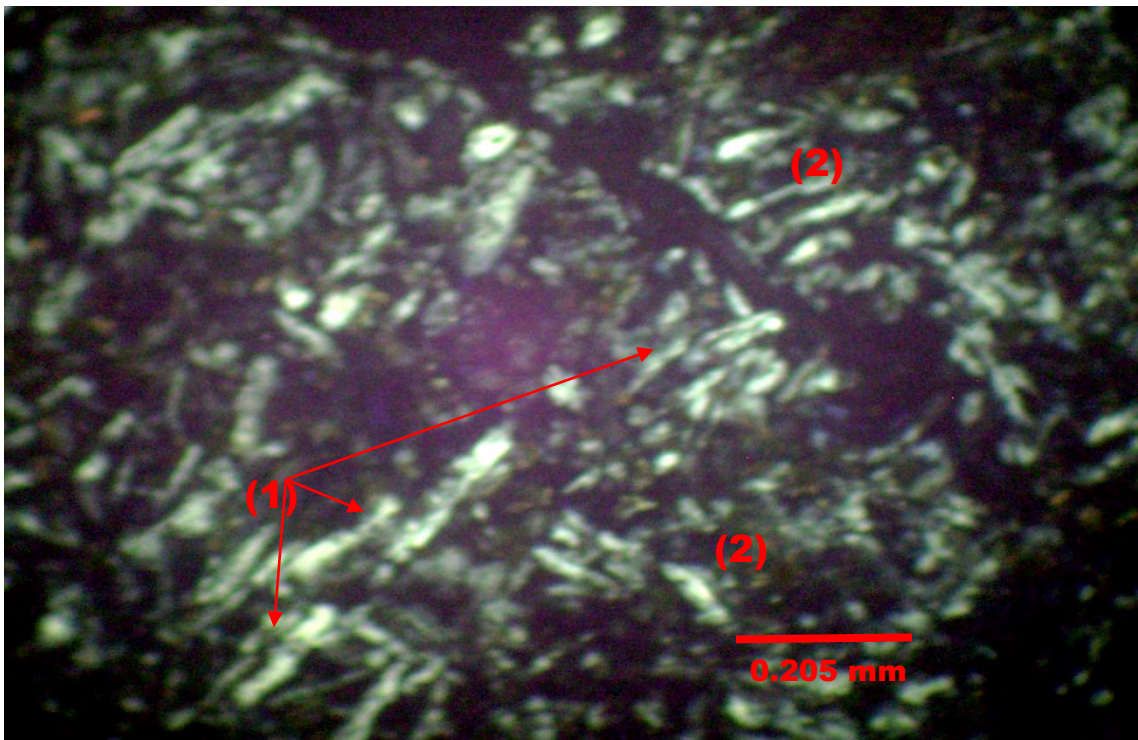
Fotomicrografía 1. Muestra C-35.- Vista general de la muestra, se observan microlitos de plagioclasa (1), un mineral máfico (2), una microvetilla rellena de sílice (3) y metálicos (4). 40 X, L.P.



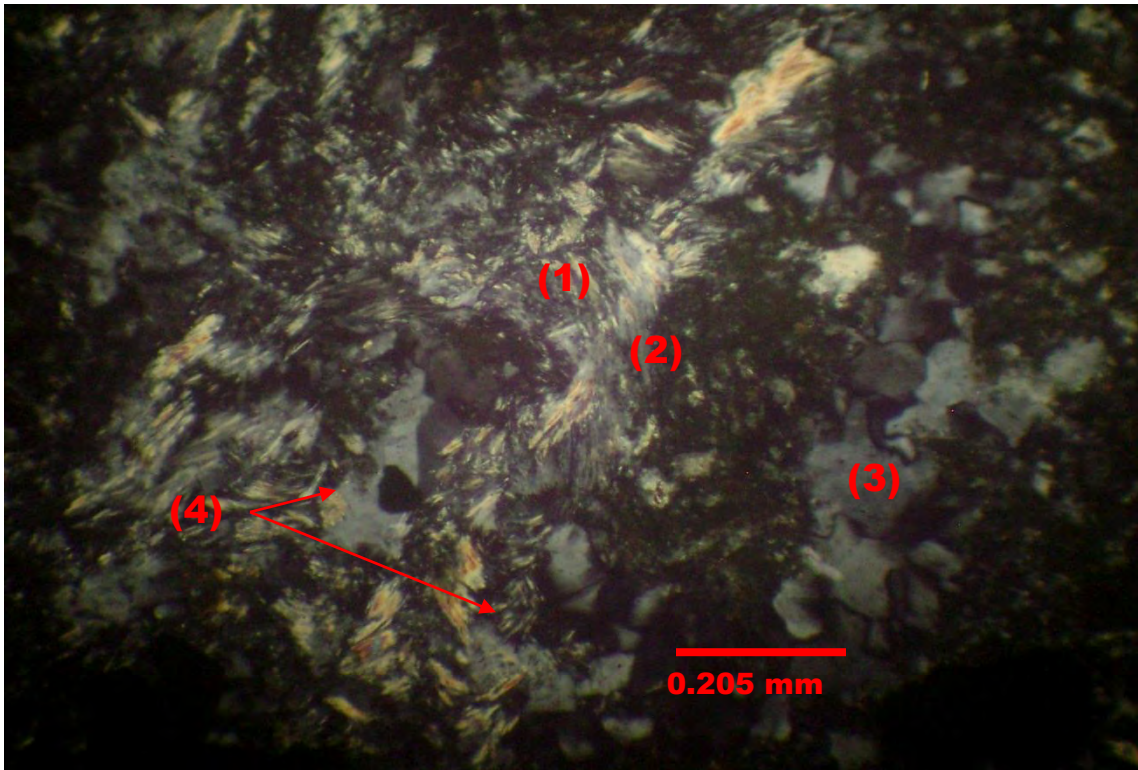
Fotomicrografía 2. Muestra C-35.- Vista en una zona en donde se observa cuarzo en agregados en mosaico (1) y sílice microcristalina (2), así como los microlitos de plagioclasa con clorita y rellenos irregulares de cuarzo microcristalino (roca) (3). 40 X, L.P



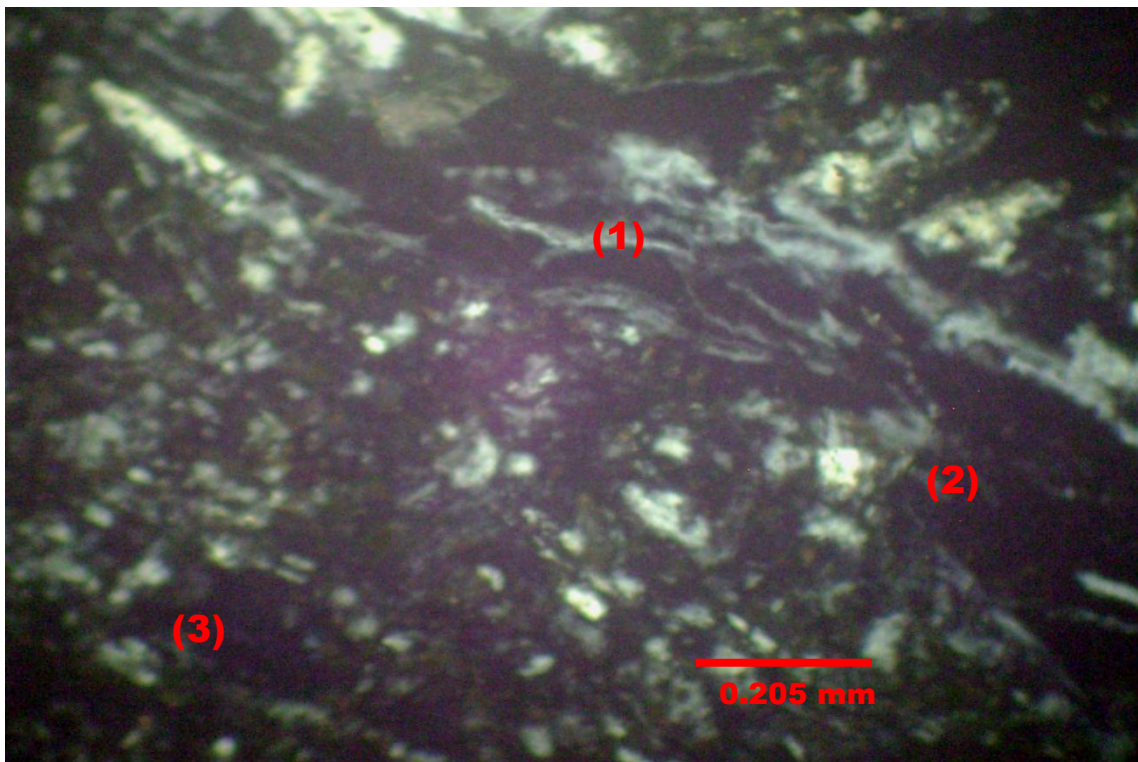
Fotomicrografía 3. Muestra C-35.- Zona de salbada (1), en donde se ven los fragmentos de roca cloritizados y molidos (2). 40 X, L.P.



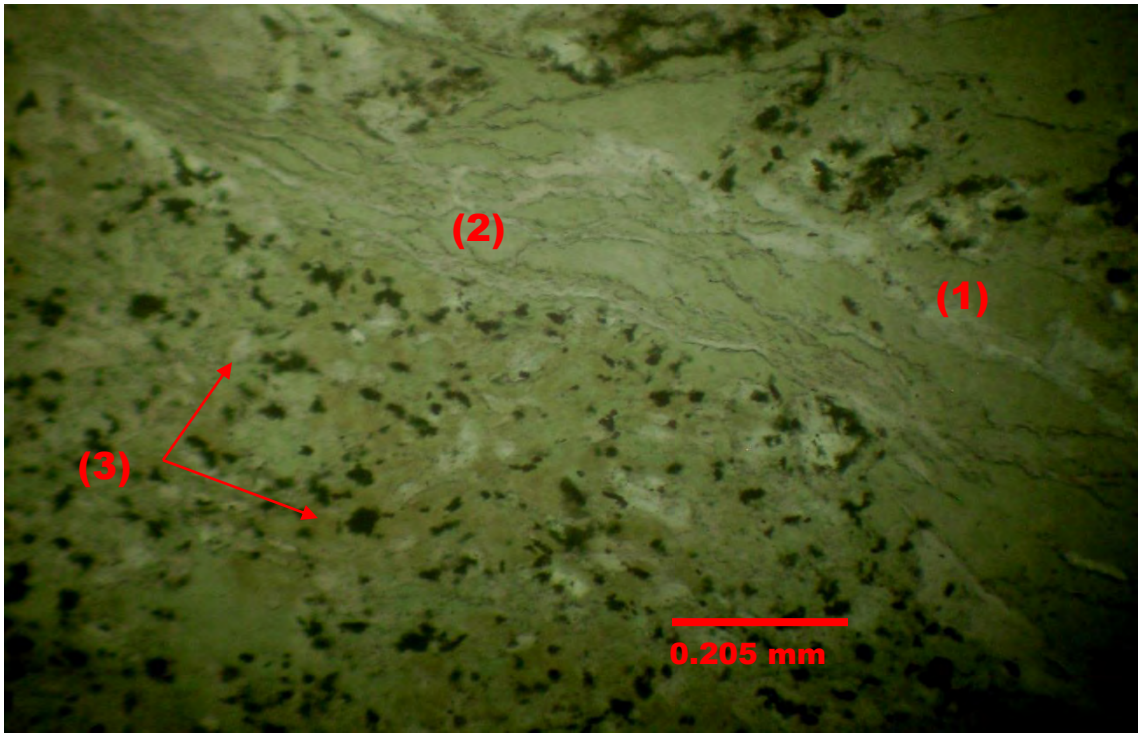
Fotomicrografía No. 4. C-35.- Acercamiento; se observan los microlitos de plagioclasas en los fragmentos de roca (2). 100 X, L.P.



Fotomicrografía 5. Muestra C-35.- Acercamiento a una zona en donde se observa la alteración sericitica (1), clorítica (2) y el crecimiento de cuarzo (3), así como de minerales metálicos (4). 100 X, L.P.



Fotomicrografía No. 6.- C-35.- Zona de fracturamiento de empuje (1), con abundante crecimiento de clorita (2) y un microfenocristal de mineral máfico alterado (3). 100 X, L.P.



Fotomicrografía No 7. C-35.- Igual a la anterior, mostrando la alteración clorítica (1), la roca molida (milonita) (2) y los minerales metálicos primarios (3). 100 X, L.N.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-36

Ubicación: Niv-390; Cro. al alto 405-S; Secc. \approx 402-S

Descripción megascópica de la muestra: muestra de uno de los "intrusivos de Rayas", el que hemos llamado cuarzo-monzonita. Del respaldo del alto de la veta.

Descripción microscópica: roca leucocrática holocristalina, inequigranular porfirítica, hipidiomorfa, con matriz felsosfírica en algunas partes; en otras, microlítica. Es notable algo de brechamiento; los fragmentos muestran fenocristales rotos, de tamaños variados desde 0.1 a 0.5 mm, con algunos hasta de 2.5 mm y poco más grandes, de formas angulosas a subangulosas, al parecer no sufrieron mucho movimiento y están prácticamente en su posición original. Hay también microvetillas y rellenos irregulares secundarios.

Mineralogía

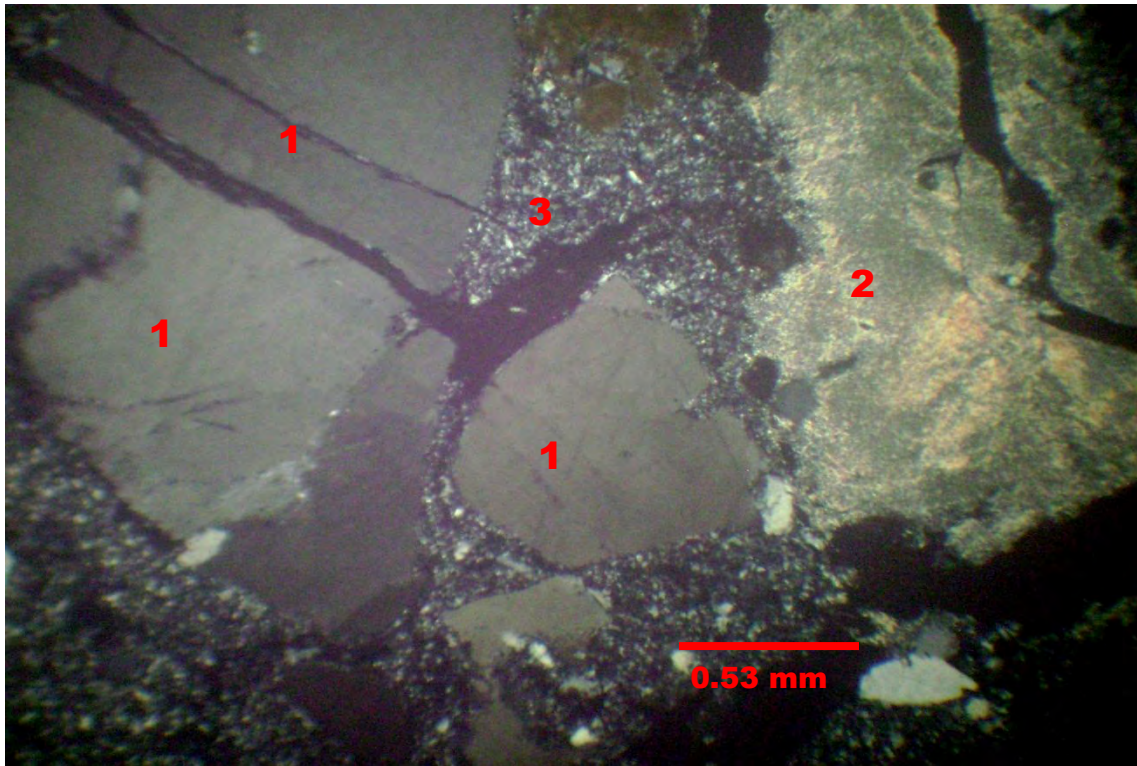
Minerales primarios: contiene cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas (?), sílice microcristalina, sericita, calcita, minerales de las arcillas y algunos minerales metálicos. El **cuarzo** se encuentra como fenocristales y en la matriz; los fenocristales están rotos por algún movimiento tectónico. Las fracturas que se les formaron fueron rellenadas por cuarzo microcristalino introducido por un evento hidrotermal; son cristales individuales, aunque en ocasiones se asocian entre ellos mismos y con los minerales de la matriz, raramente se asocian a los feldespatos. Su tamaño es de grano medio a grueso. En cantidad hacen aproximadamente el 25 al 30 % de la muestra.

El **feldespato alcalino**, al igual que el cuarzo, se encuentra como fenocristales y en la matriz, se identificó como ortoclasa, por su ángulo $2V$, mayor a 60° . Son también fenocristales hipidiomorfos que sufrieron fracturamiento, por el movimiento tectónico. Los cristales aparecen dispersos, asociados entre ellos y los minerales de la matriz. Tienen también rellenos de cuarzo microcristalino en sus fracturas. En cantidad hacen entre el 20 al 25 % de la muestra. Sólo porque en otras muestras de la misma roca se observaron, podemos asegurar que contiene **plagioclasas** que fueron intensamente alteradas a arcilla y sericita. En algunas zonas se logra apreciar sus formas, como se ven en la fotomicrografía. La matriz consiste en un agregado microcristalino principalmente de cuarzo y feldespatos que se encuentra de débil a moderadamente alterada sobre todo a minerales de la arcilla y algo de sericita; se asocia a todos los componentes de la roca. Su proporción en la muestra es \approx 30 %.

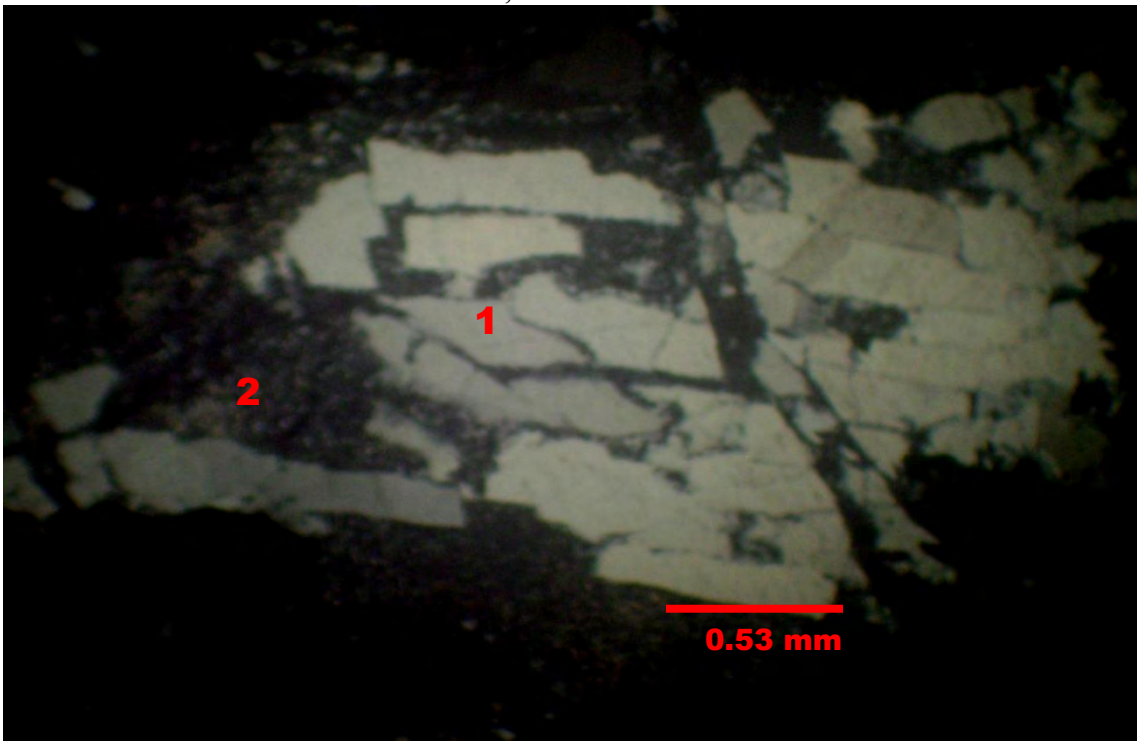
Otras estructuras: contiene vetillas y microvetillas rellenas de cuarzo microcristalino y de carbonatos (calcita) de introducción hidrotermal. Los minerales de esta alteración hidrotermal son arcillas y sericita, a partir de los feldespatos.

Observaciones: al parecer, el movimiento tectónico produjo las fracturas que después se rellenarían con carbonatos y fragmentos de los mismos componentes de la roca. También habría crecimiento de algunos cristales de feldespatos y cuarzo, antes que llegaran las soluciones ricas en sílice a rellenar las pequeñas fracturas con cuarzo microcristalino y algo de minerales metálicos; éstos están distribuidos irregularmente rellenando algunas vetillas, comúnmente asociados con arcilla-sericita.

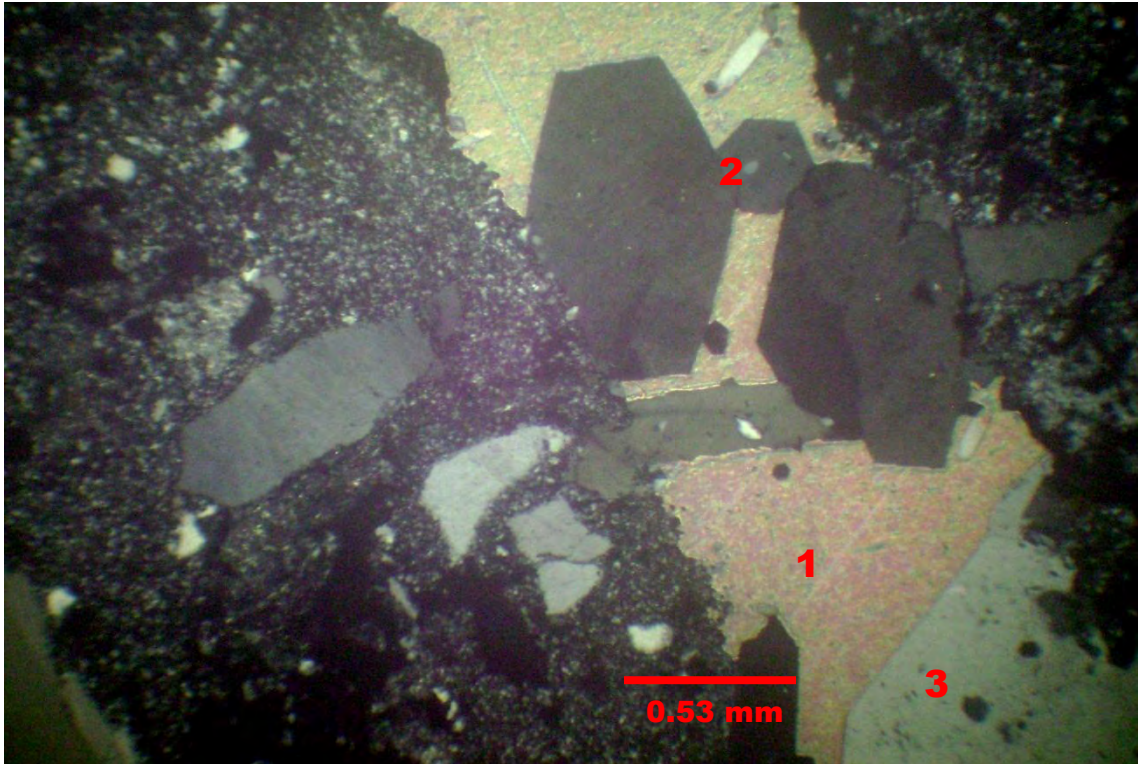
Clasificación: se trata de una roca ígnea probablemente intrusiva hipoabisal, de la composición correspondiente a la familia **granito-riolita**, según Johannsen (y también de acuerdo con la gráfica de la IUSGS), brechada y alterada por hidrotermalismo, con escasa introducción de minerales metálicos.



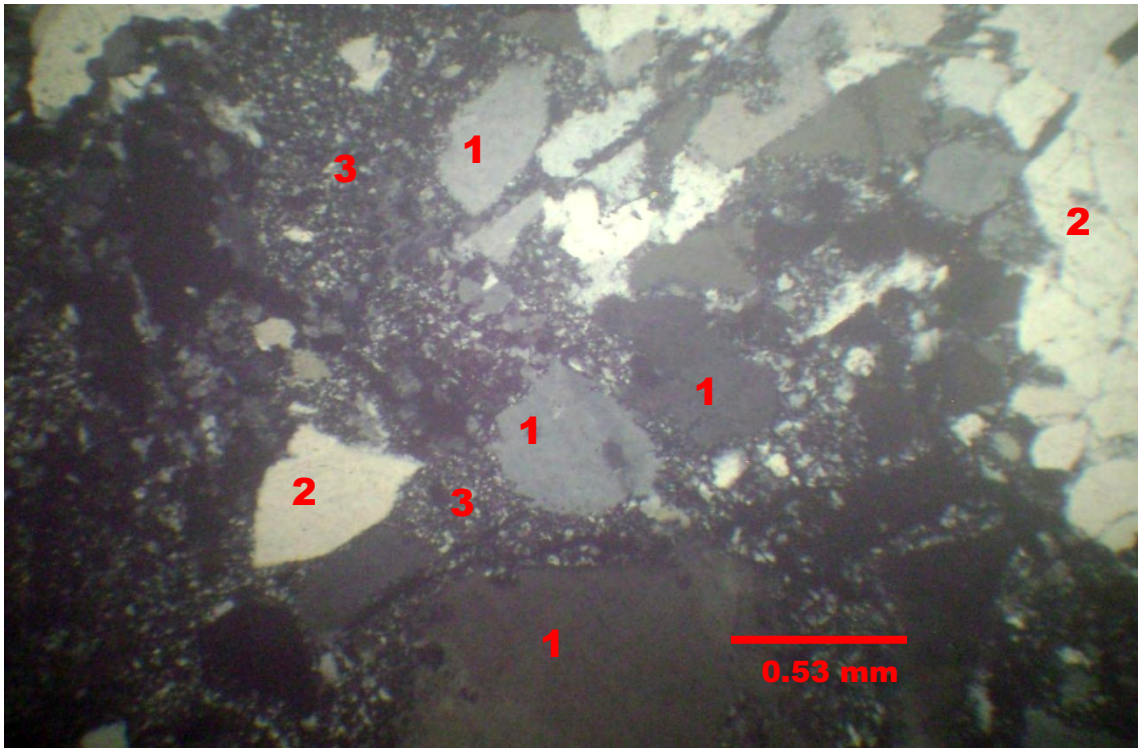
Fotomicrografía 1. Muestra C-36.- Vista general de la muestra. Se observa cuarzo fracturado (1) y una probable plagioclasa totalmente alterada y reemplazada por sericita (2), en matriz microcristalina (3), dando la apariencia de una cataclasita. Se aprecian claramente las microvetillas con sus rellenos. 40 X, L.P.



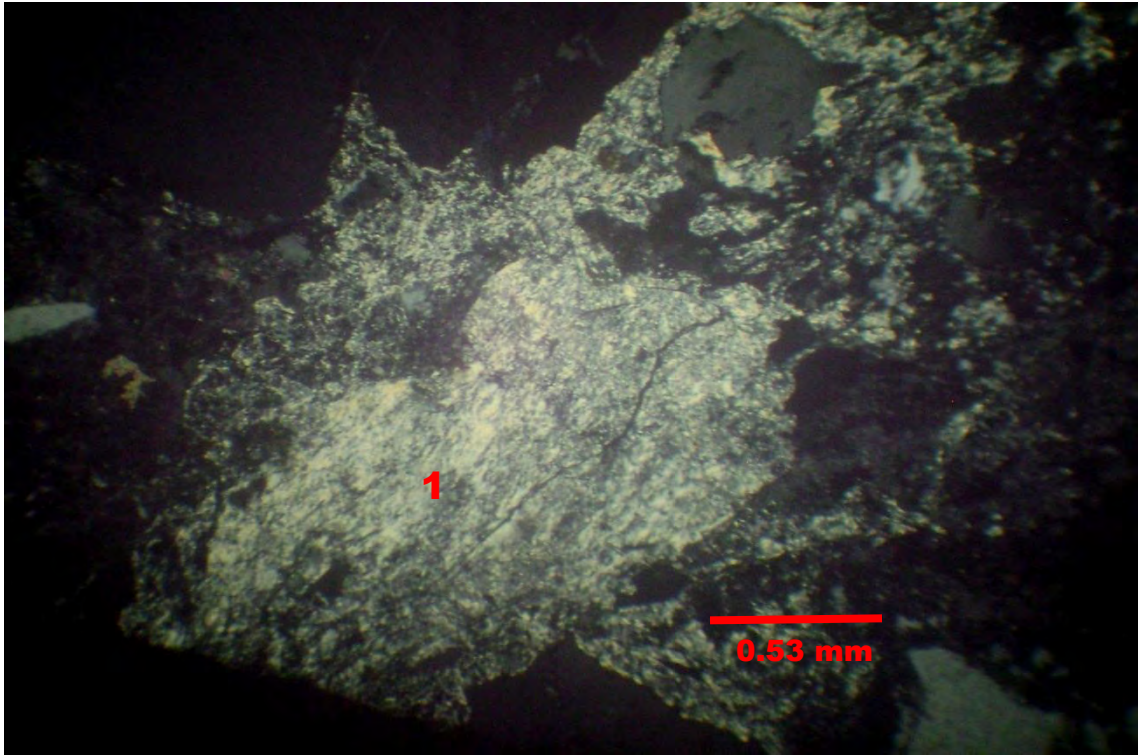
Fotomicrografía 2. Muestra C-36.- Aquí se vuelve a apreciar lo que parece un feldespato plagioclasa muy fracturado por tectonismo y con poca dispersión de sus fragmentos (1), en matriz microcristalina (2). 40 X, L.P.



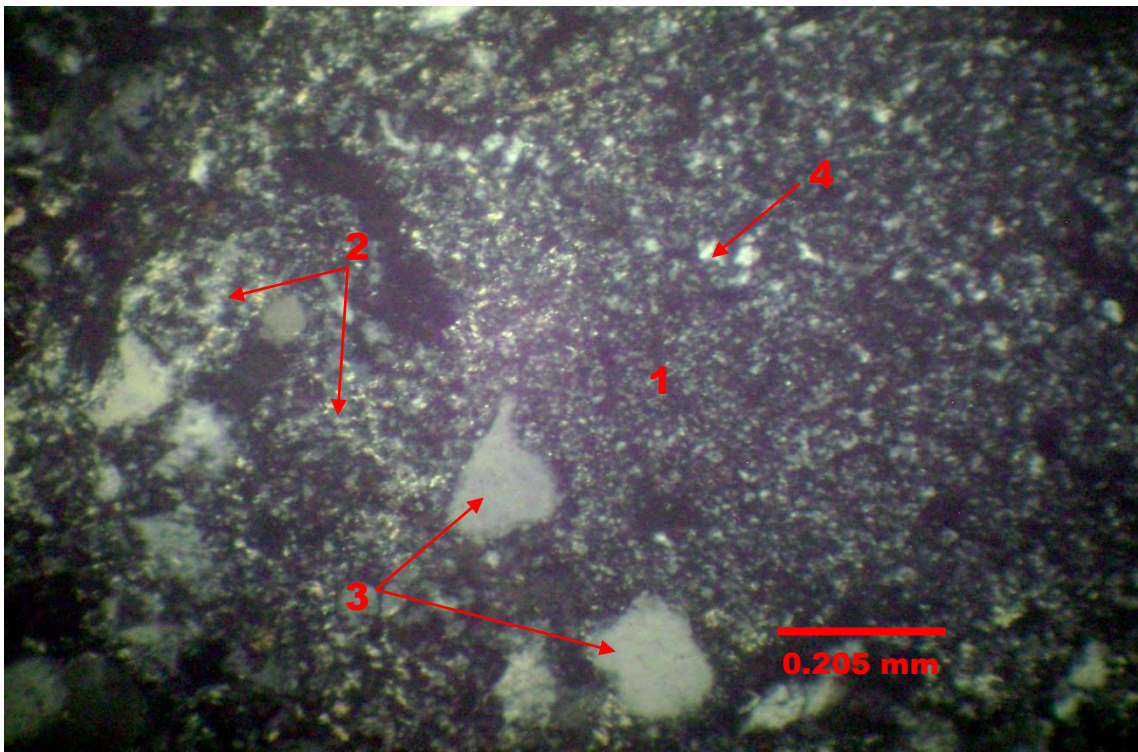
Fotomicrografía 3. Muestra C-36.- Vista de una vetilla rellena de carbonatos (1) y rellena posteriormente con cristales de cuarzo (2) y feldespatos alcalinos (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-36.- En esta otra vista de la muestra, se aprecia con más detalle el carácter cataclástico de la roca (protomilonita, según Perez-Segura). Se aprecian cristales de cuarzo (1) y feldespatos (2), rotos, en matriz microcristalina (3). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 5. Muestra C-36.- Vista de un cristal de (muy probablemente) plagioclasa (1) intensamente alterada a minerales de arcilla y sericita. 40 X, L.P.



Fotomicrografía 6. Muestra C-36.- Acercamiento. Se observa con mejor detalle la matriz microcristalina (1), y dispersos en ella, sericita (2) y fragmentos de cuarzo (3). Corta parcialmente la matriz una microvetilla rellena de cuarzo (4). 100 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-36a

Ubicación: Niv-390; Cro. al alto 407-S; Secc. \approx 402-S

Descripción megascópica de la muestra: cuarzomonzonita de la brecha mineralizada.

Descripción microscópica general: se trata de una roca holocristalina, inequigranular porfirítica, hipidiomorfa, con matriz felsofírica, que sufrió brechamiento. Tiene fenocristales rotos de tamaño que varía de 0.2, a 0.5 mm, y hasta de 3 - 4.0 cm; son de formas angulosas a subangulosas. Al parecer no tuvieron mucho movimiento; están prácticamente en su posición original. Hay microvetillas y rellenos irregulares secundarios.

Mineralogía

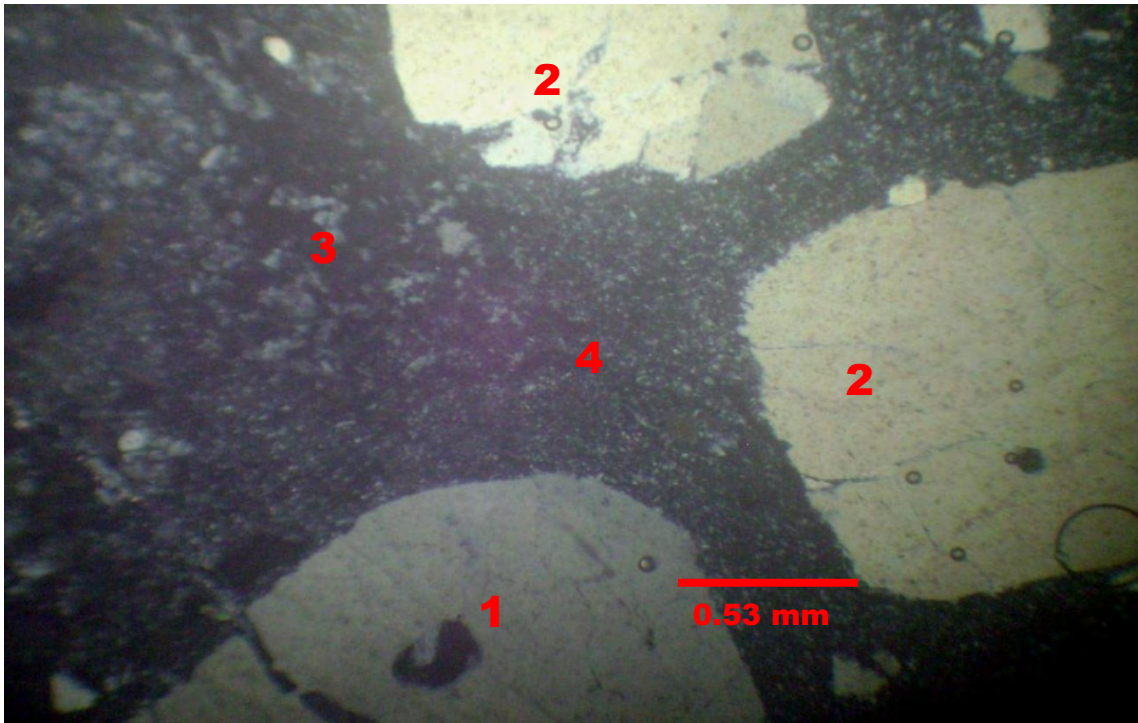
Minerales primarios: contiene cuarzo, feldespato alcalino, y algo de plagioclasas. El **cuarzo** se encuentra como fenocristales y en la matriz, siendo los fenocristales hipidiomórficos, en su mayoría rotos por tectonismo. Las fracturas que desarrollaron, por lo general están rellenas con cuarzo microcristalino de introducción hidrotermal. En algunas partes los cristales forman grupos, asociándose con feldespatos, aunque normalmente se hallan aislados en la matriz. Varían en tamaño del medio al grueso, y en cantidad hacen aproximadamente el 30 % del contenido. Es común que los fenocristales grandes presenten textura poiquilitica. El **feldespato alcalino**, al igual que el cuarzo, se encuentra en fenocristales y en la matriz, habiéndose identificado como **sanidina** por su ángulo $2V$, no mayor a 20° . Son de hipidiomorfos a idiomorfos, moderadamente fracturados por algún movimiento tectónico que desplazó levemente los fragmentos. A veces se asocian entre ellos y con los demás minerales, formando la textura glomeroporfirítica. Sus fracturas también están rellenas con cuarzo microcristalino. Su proporción oscila entre el 20 y el 25 %. Los minerales que parecen ser **plagioclasas** están intensamente alterados a minerales de arcilla y sericita; en algunas zonas se logra apreciar sus formas (–fantasmas”). Si su presencia es verdadera, entonces formarían el 10 % de la roca.

Matriz: es un agregado microcristalino de cuarzo y feldespatos, éstos de débil a moderadamente alterados. También hay vetillas y microvetillas con cuarzo de grano medio y sílice microcristalina de introducción hidrotermal formadas en dos etapas de depósito. En cantidad la matriz representa aproximadamente el 30 % de la muestra.

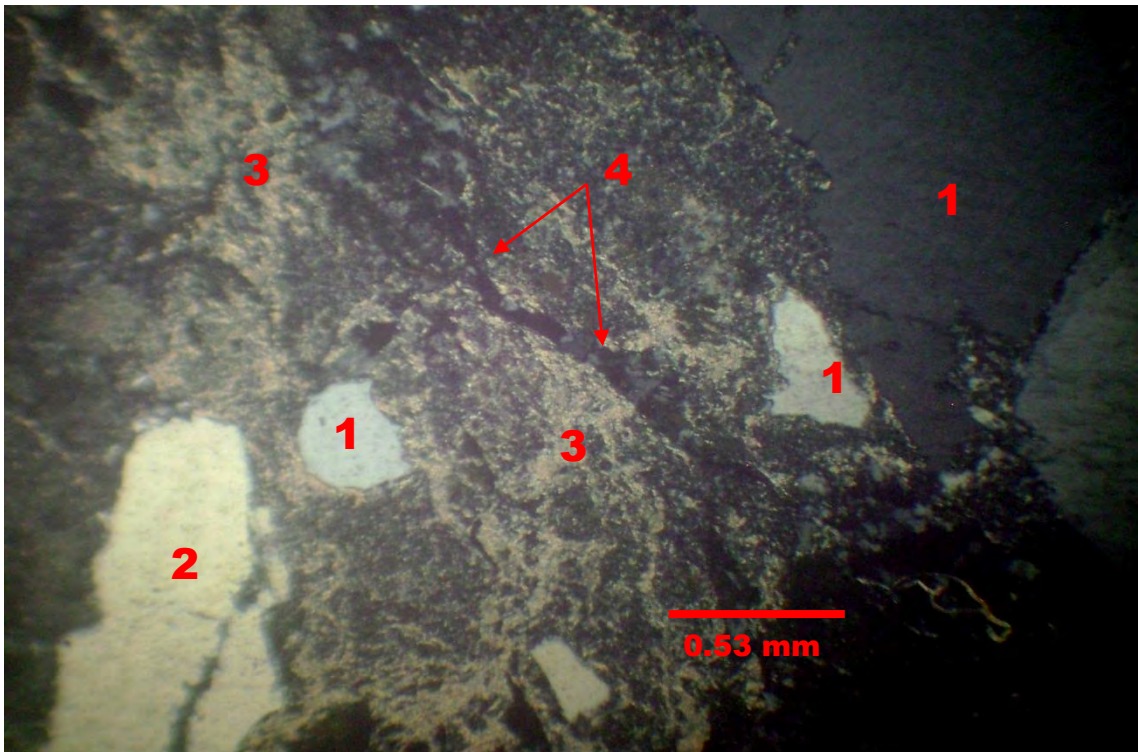
Minerales de alteración: los minerales de alteración hidrotermal son arcillas y sericita, que provienen de los feldespatos. También hay algunos minerales metálicos distribuidos irregularmente, relleno vetillas y en asociación con las arcillas y la sericita. Hay algunos fragmentos de roca félsica muy alterados. Forman aproximadamente el 5 % de la roca

Otras observaciones: al parecer, después del movimiento tectónico, y el fracturamiento de la roca, las fisuras se rellenan con cuarzo microcristalino y algo de minerales metálicos; después se alteran los feldespatos a arcilla y sericita.

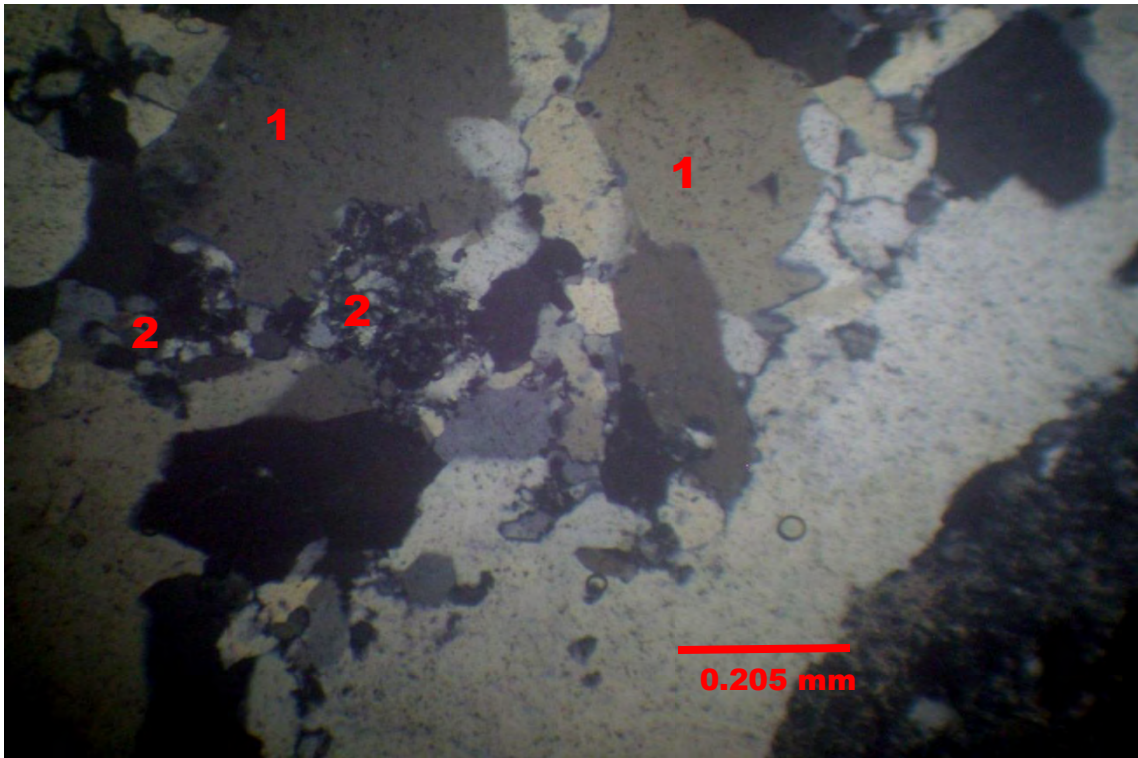
Clasificación: roca ígnea probablemente intrusiva hipoabisal de la composición correspondiente a **granito-riolita**, con algo de brechamiento, alterada por hidrotermalismo, con escasa introducción de minerales metálicos.



Fotomicrografía 1. Muestra C-36a.- Vista general de la muestra, se observa cuarzo (1), feldespatos alcalinos (2), sílice microcristalina de introducción (3), así como matriz microcristalina (4). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-36a.- En esta otra zona, se ve cuarzo roto (1) y feldespato alcalino fracturado, ambos durante un movimiento tectónico (2), matriz alterada con abundante sericita (3) y una vetilla de cuarzo introducido (4). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-36a.- Vista de una vetilla rellena de cuarzo de grano medio (1) y microcristalino (2). 100 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-36a.- Otra vista de la muestra, en donde se observan cristales de cuarzo (1), feldespatos rotos (2), una probable plagioclasa muy alterada (3) y matriz de microcristalina a felsofírica (4). 40 X, L.P.

Ficha de descripción petrográfica

Proyecto: clavo de Rayas

Muestra No. C-41

Ubicación: Niv-390; Cro. 410-S; Secc. \approx 410-S

Descripción magascópica: se trata del "intrusivo diorítico" muy alterado, sobre todo por silificación; proviene de la brecha en la parte central de la zona mineralizada.

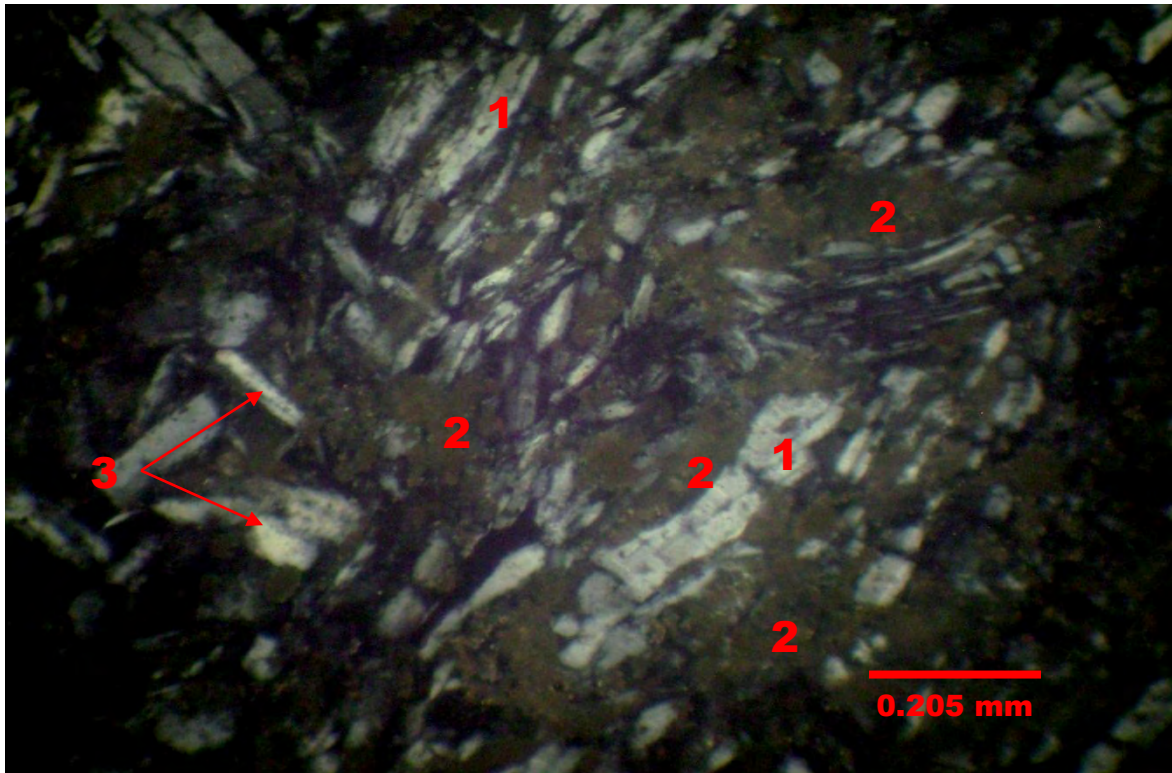
Descripción microscópica: es una roca merocrystalina, inequigranular microporfirítica, con escasos fenocristales en su matriz traquítica, que muestra rellenos a manera de vetillas y microvetillas. Consta de muchos fragmentos redondeados.

Minerales primarios: incluyen sólo feldespato plagioclasa y minerales máficos. Las **plagioclasas** son escasas como fenocristales (cuando mucho el 5 %) pero son abundantes como microlitos que son el sostén de la roca estando en proporción aproximada del 55-60 %; presentan la macla combinada de albita-Carlsbad y según su ángulo de extinción se reconocen de composición de entre oligoclasa y andesina. Están levemente alteradas a arcillas y sericita y, en general se alinean de sub a paralelamente con respecto a ellas mismas, formando la textura traquítica. Los minerales máficos, escasos, aparecen como fenocristales y microfenocristales intensamente alterados a epidota, también hay escasos minerales máficos como microlitos asociados a las plagioclasas y a sus minerales de alteración.

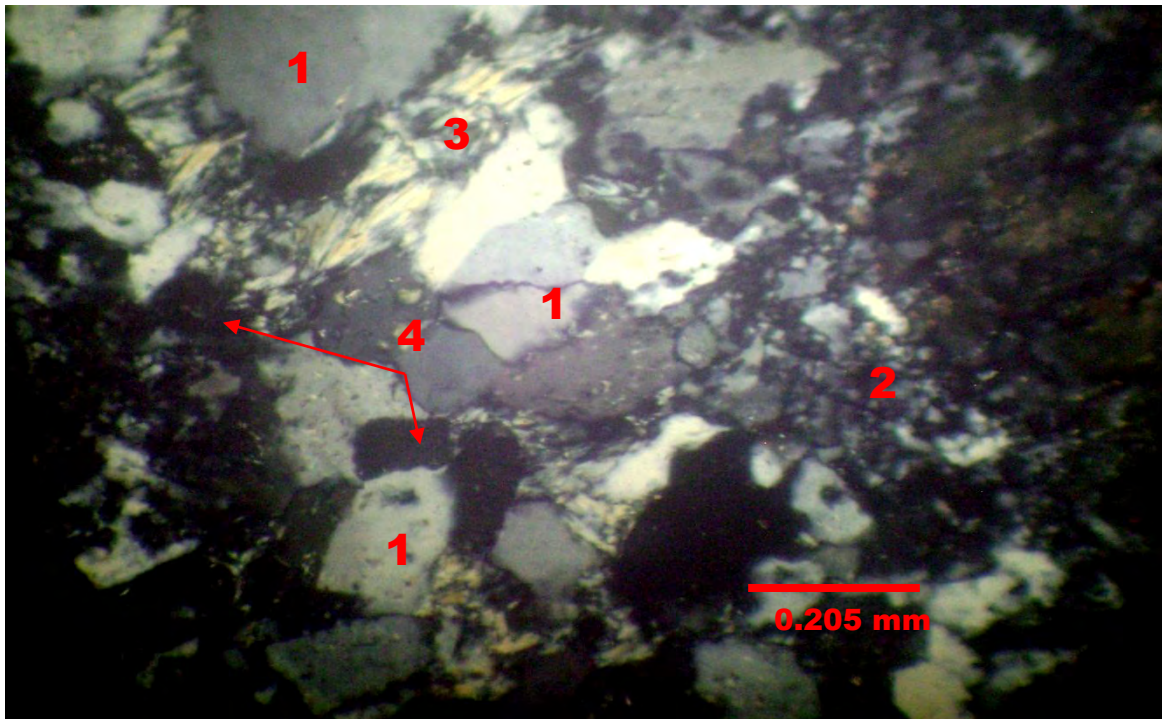
Minerales de alteración: incluyen cuarzo, sílice micro y criptocrystalina, calcita, sericita y arcillas. Entre éstos están, como minerales introducidos los de SiO_2 y la calcita, que rellenan, alteran y reemplazan a los demás componentes de la roca. La calcita es escasa y aparece rellenando microvetillas; fue introducida antes que el cuarzo y la sílice microcrystalina y se asocia a escasos minerales metálicos. En conjunto, estas especies forman entre el 10 y el 15 % de la muestra; es decir, no se consideran los otros minerales de alteración. Por su parte el cuarzo-sílice micro y criptocrystalina, al igual que la calcita, son de introducción hidrotermal; rellenan vetillas y microvetillas y traen asociados algunos minerales metálicos. El cuarzo se presenta como agregados en mosaico, de grano fino a medio mientras que la sílice rellenan espacios. Hay mínimamente dos etapas de depósito de cuarzo, que se evidencia en las relaciones entre vetillas y microvetillas que se atraviesan y desplazan entre sí. Sericita y arcillas alteran a las plagioclasas y clorita a los minerales máficos. Se distribuyen irregularmente en la muestra; la sericita se llega a ver asociada al cuarzo y la sílice microcrystalina, y ambas, a la vez a minerales metálicos en los rellenos de las vetillas. El contenido de arcilla está en aproximadamente 30 %.

Matriz: la roca consiste principalmente de microlitos de plagioclasa, con arcilla y sericita con escasos minerales máficos intersticiales, los cuales están intensamente alterados a epidota y escasa clorita. Además, la roca presenta algunos rellenos de cuarzo en mosaico asociados con sericita y clorita-epidota, de formas redondeadas y elipsoidales, semejantes a estructuras "augen".

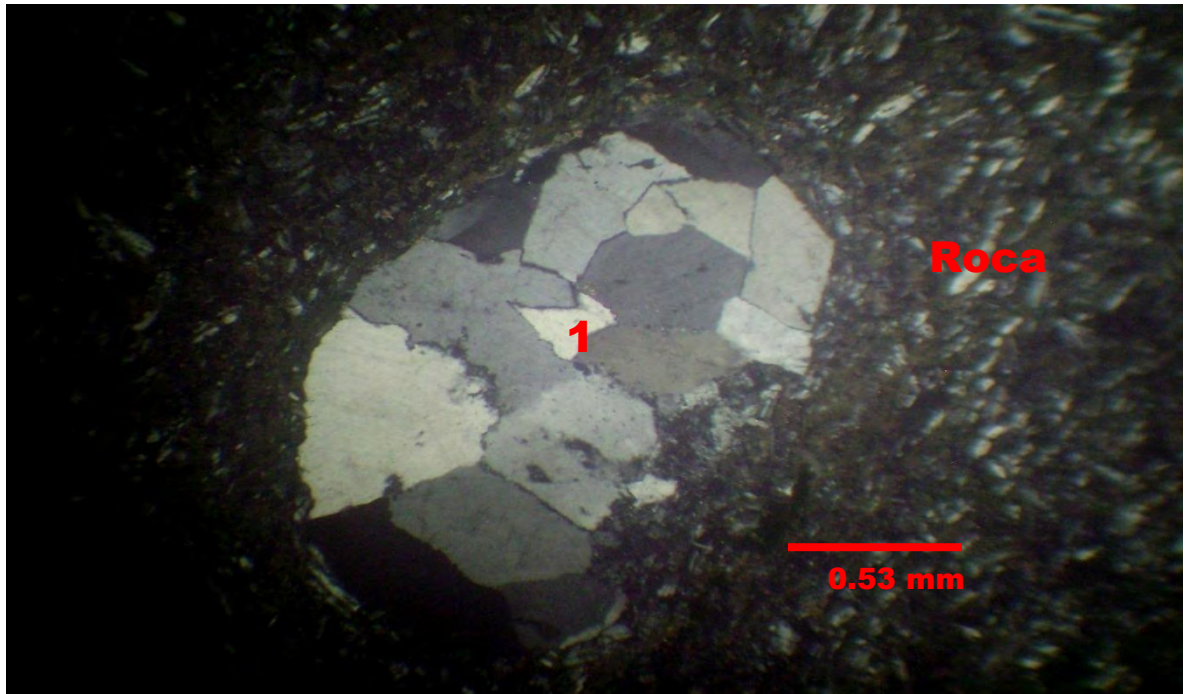
Petrogénesis y clasificación: es una roca ígnea extrusiva; una **andesita** afectada por metamorfismo hidrotermal que alteró a los feldespatos a arcilla-sericita, a los máficos con la formación de algo de epidota-clorita y con escasa introducción de minerales metálicos.



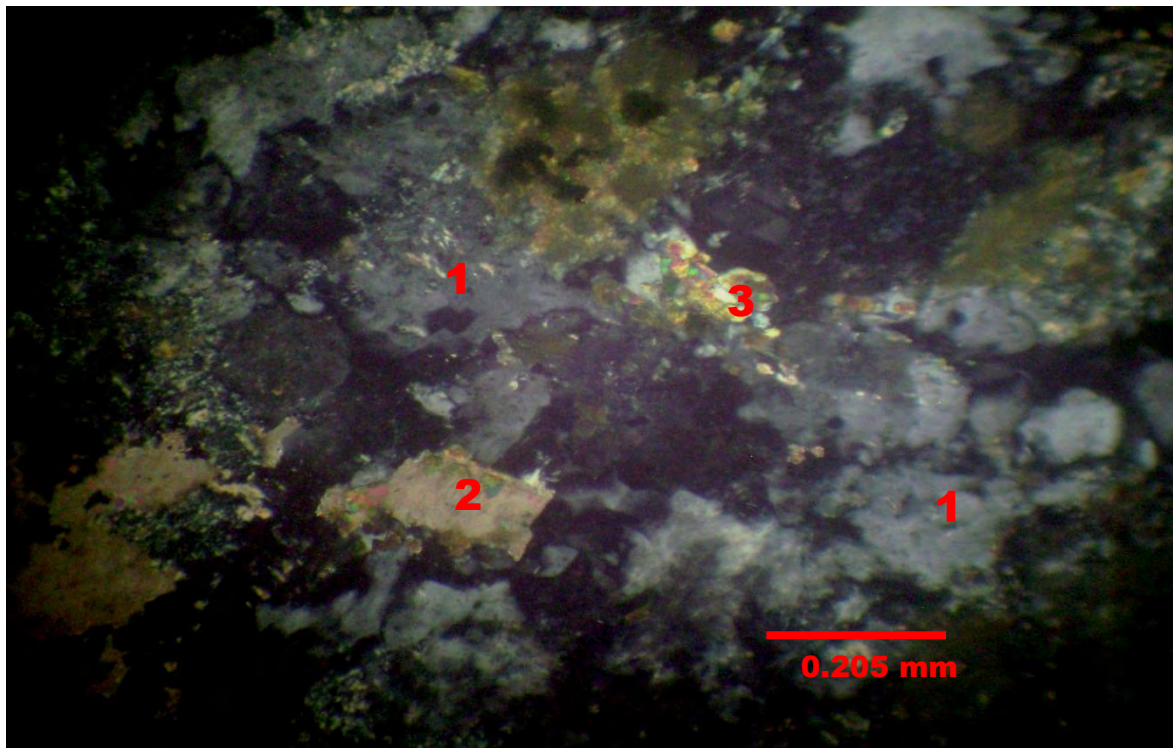
Fotomicrografía 1. Muestra C-41.- Acercamiento. Se ven microlitos de plagioclasa (1), arcillas (2) y algunos máficos fracturados (3) que pudieran indicar movimiento tectónico. 100 X,L.P.



Fotomicrografía 2. Muestra C-41.- Acercamiento a los minerales de introducción y alteración. Cuarzo (1), sílice microcristalina (2), sericita (3) y minerales metálicos (4). 100 X, L.P.



Fotomicrografía 3. Muestra C-41.- Vista de un relleno de cuarzo en mosaico (1), de forma elipsoidal, con la apariencia de la estructura “ojos de cuarzo” (*augen*). 40 X, L.P.



Fotomicrografía 4. Muestra C-41.- Acercamiento a los minerales de introducción y alteración: Se observa cuarzo (1), calcita asociada a epidota (2) y epidota aislada (3). 100 X, L.P.

Anexo al capítulo 6

Planos de ubicación de las muestras colectadas

y

Resultados de análisis de muestras por SEM

6.A.- Relación de muestras:

Nivel 435: C-1, C-2*, C-3, C-5, C-6, C-6c y C-6b

Nivel 405: C-12, C-13, C-14, C-15, C-16, C-18, C-20, C-21, C-22 y C-23

Rampa del Niv. 435 al Niv. 405: C-9, C-10, C-11 y C-24

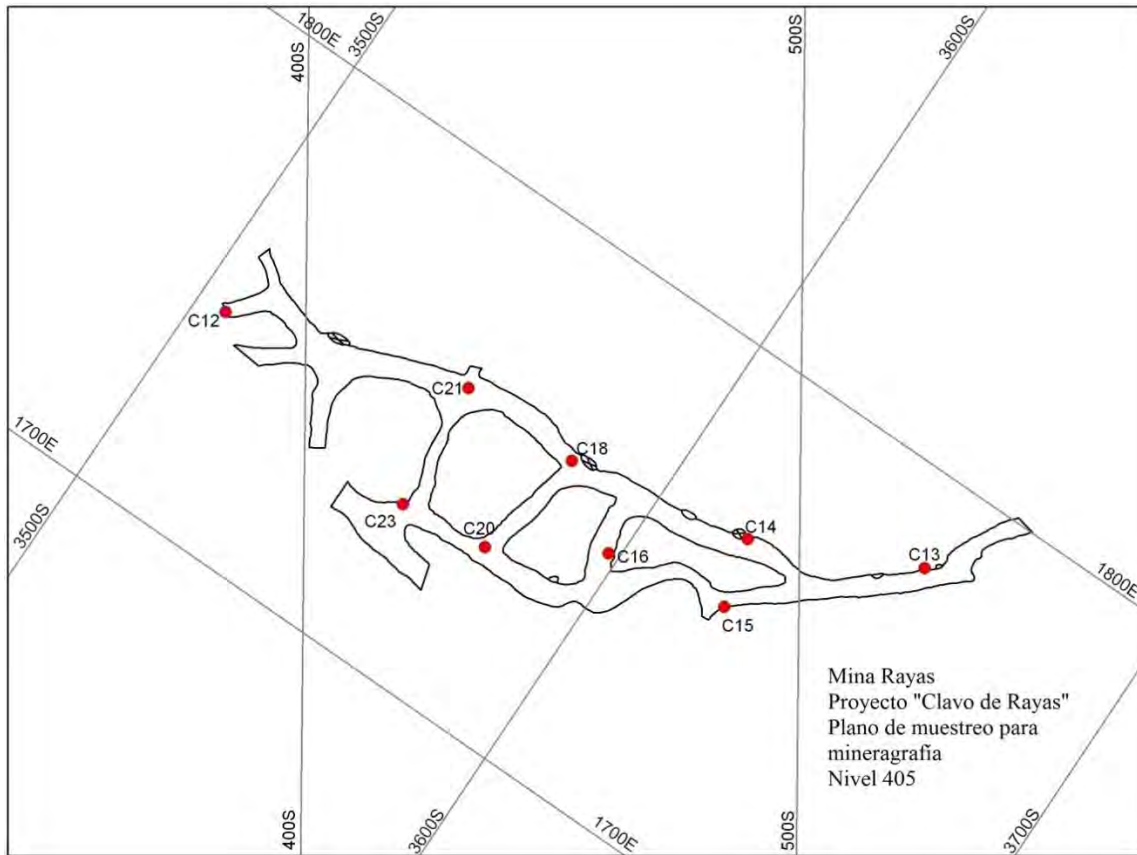
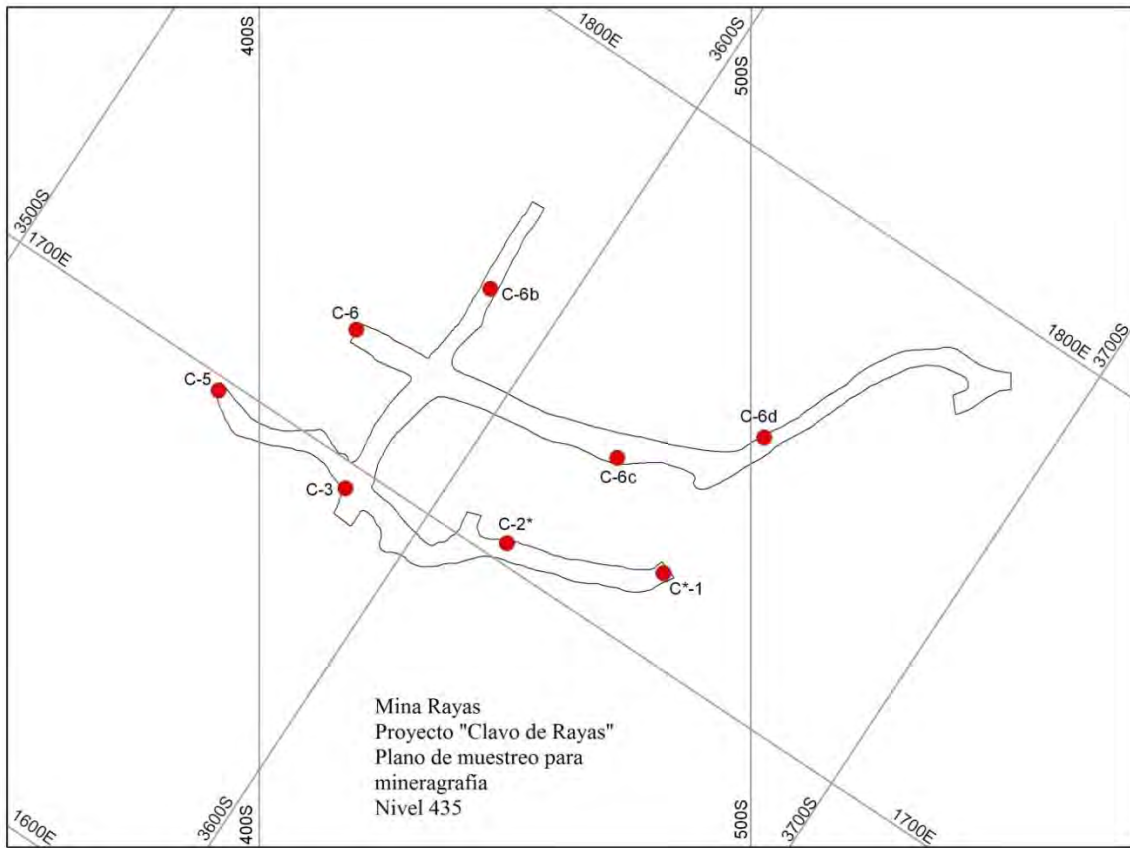
Nivel 390: C-27, C-28, C-30, C-31a, C-32, C-37, C-38, C-39, C-39a, C-40, C-42, C-46, C-48, C-49 y C-50

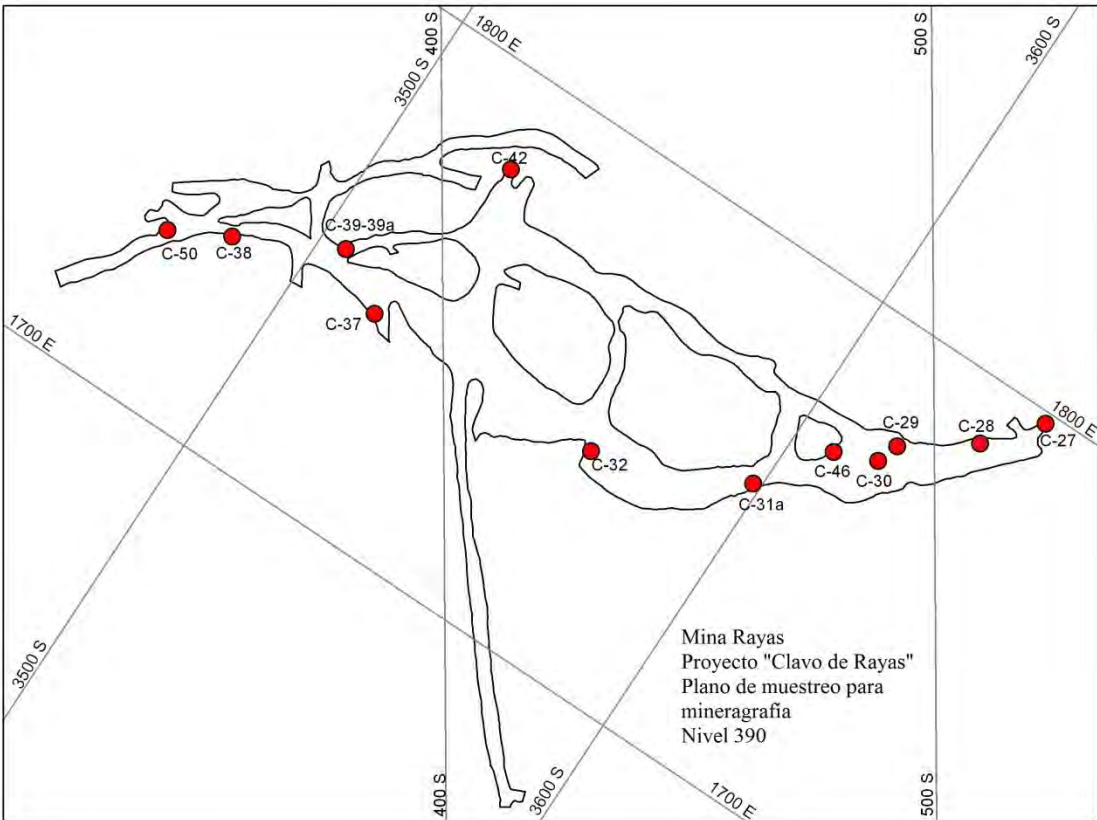
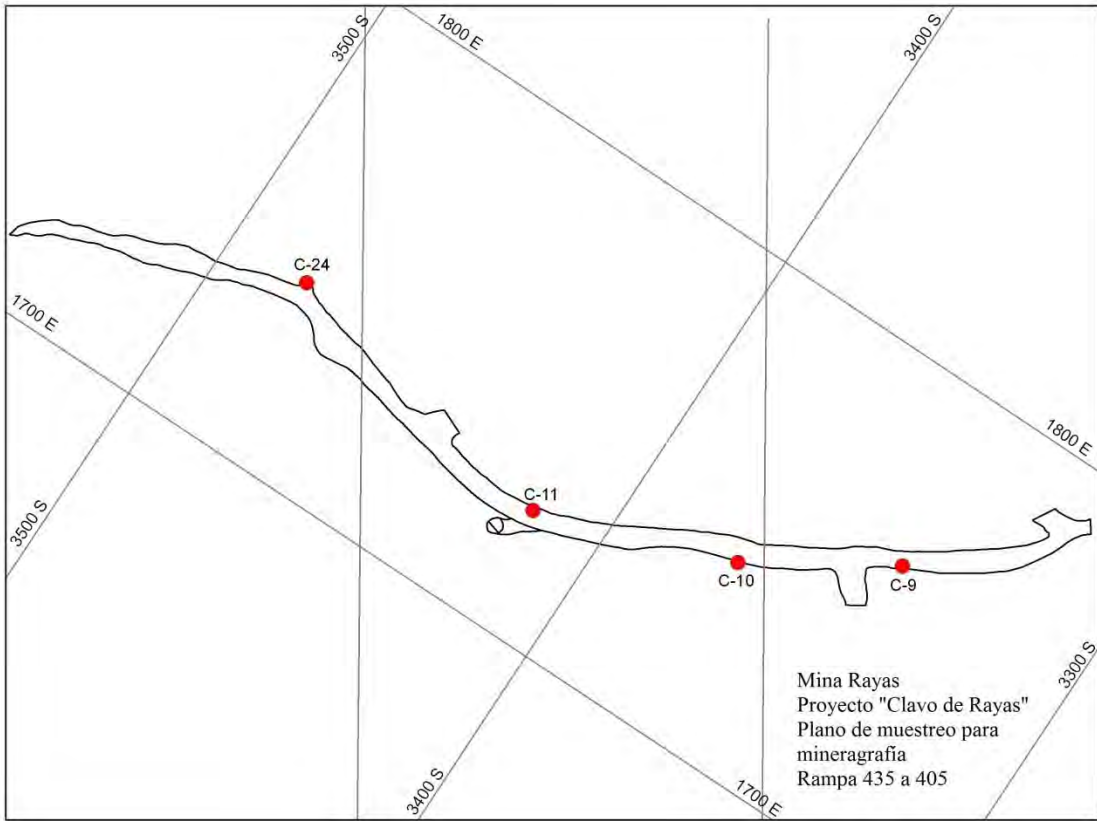
Nivel 365: C-52, C-54, C-55, C-56-o, C-57, C-58, C-59, C-60, C-64a

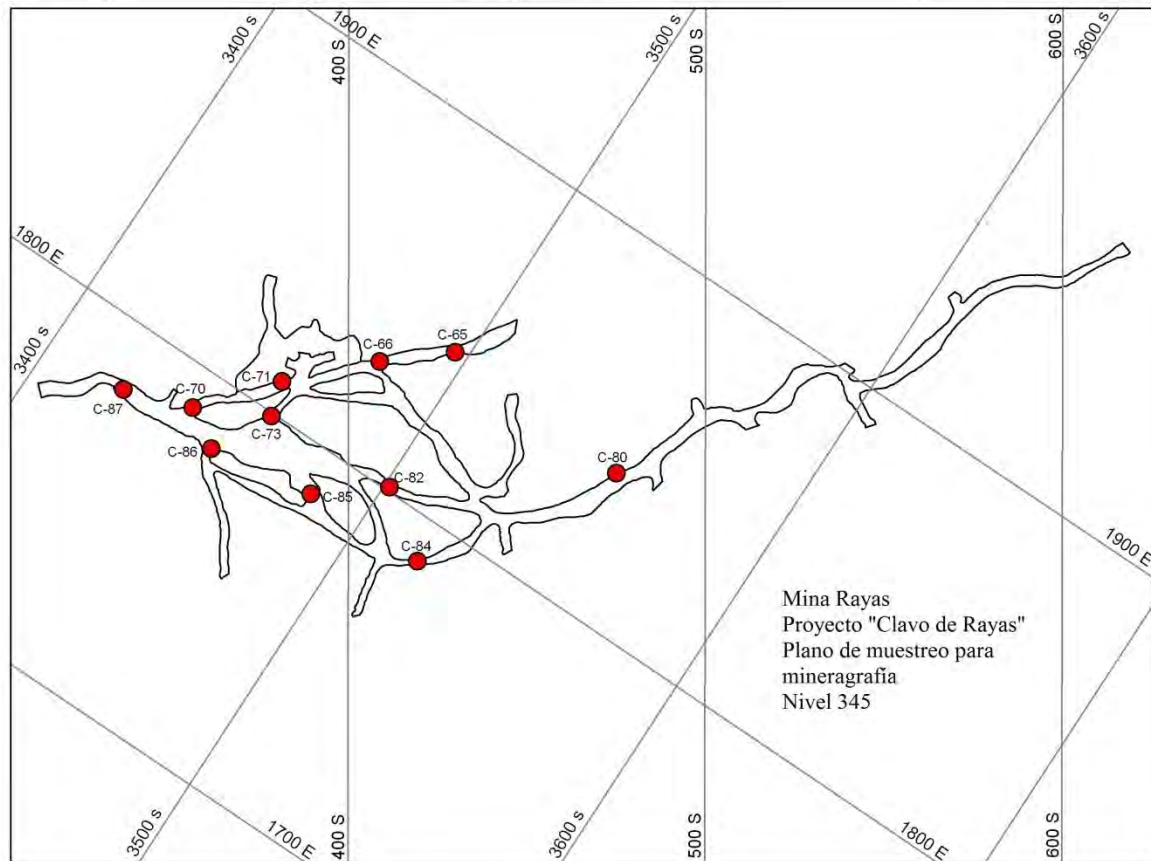
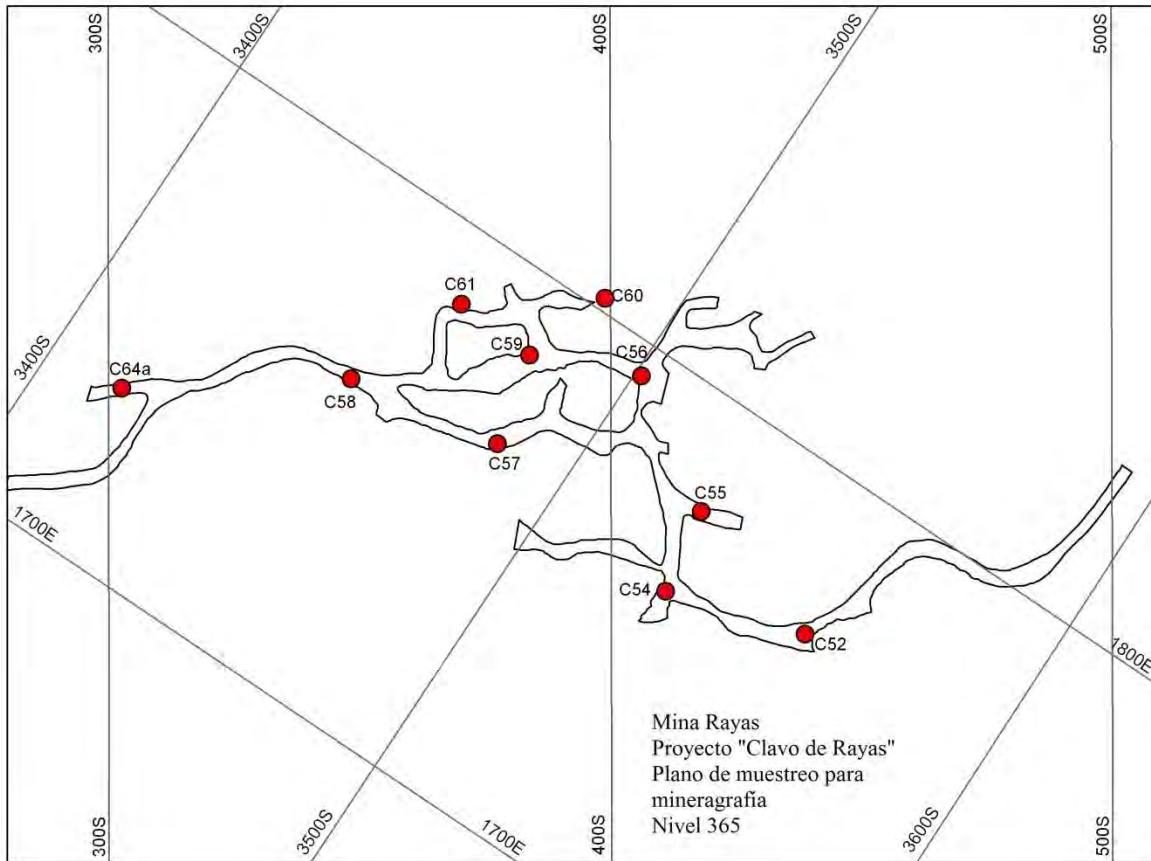
Nivel 345: C-65, C-66, C-70, C-71, C-80, C-81 y C-84

6.B.- Planos de ubicación de muestras

6.C.- Imágenes de microscopía de barrido electrónico (SEM) obtenidas

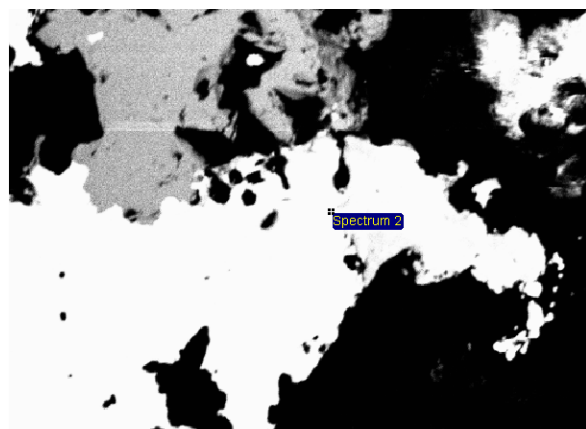






Mineralogía y génesis del clavo deRayas, Gto.

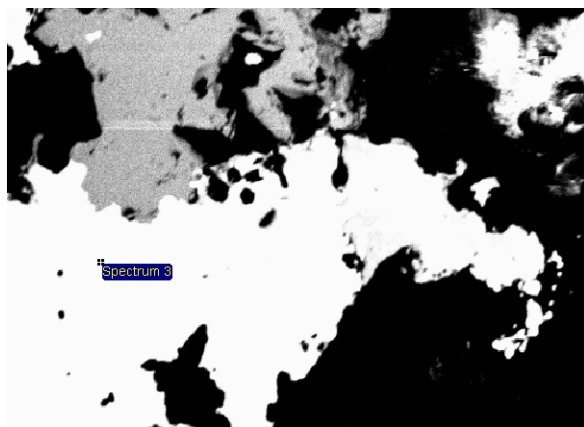
Muestra C-2*



Elemento	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	12.74	1.0192	16.97	0.61	39.86
Cu K	4.73	0.9906	6.48	0.80	7.68
Ag L	41.48	0.8802	63.98	1.20	44.68
Sb L	6.12	0.6613	12.57	1.05	7.78
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo deRayas, Gto.

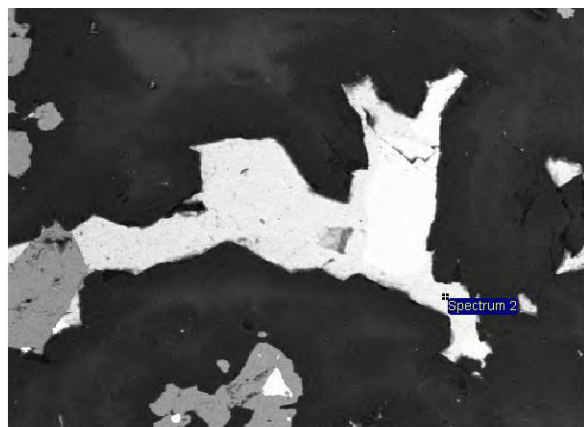
Muestra C-2*



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	10.70	1.0118	15.53	0.60	36.86
Cu K	6.01	0.9929	8.89	0.82	10.65
Ag L	39.12	0.8840	64.97	1.23	45.85
Sb L	4.78	0.6602	10.62	1.08	6.64
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo deRayas, Gto.

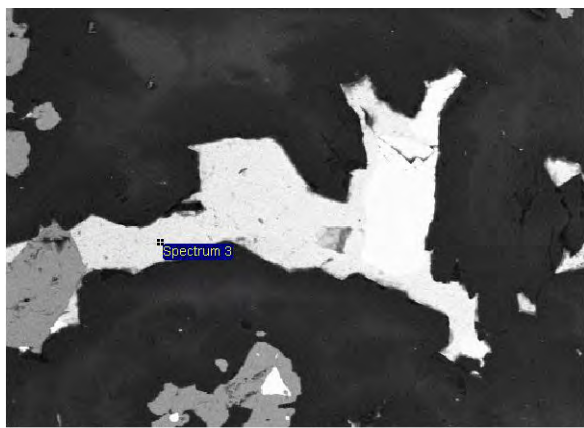
Muestra C-2*



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	11.76	0.9951	13.95	0.53	34.23
Cu K	5.92	0.9987	7.00	0.73	8.67
Se L	1.08	0.4812	2.65	0.55	2.64
Ag L	46.87	0.8870	62.40	1.27	45.51
Sb L	5.87	0.6705	10.34	0.99	6.68
I L	2.12	0.6832	3.67	0.86	2.27
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo deRayas, Gto.

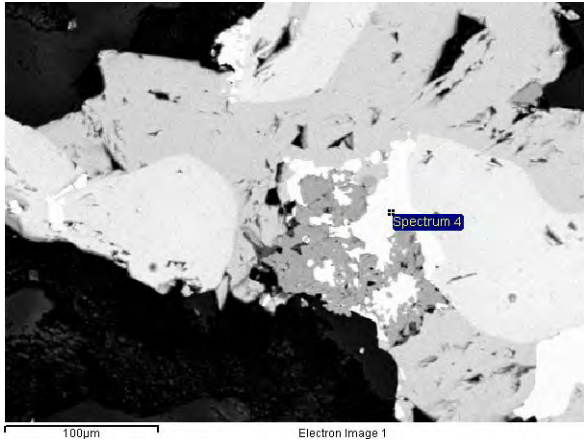
Muestra C-2*



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	9.87	1.0034	12.89	0.53	32.07
Cu K	7.04	0.9997	9.23	0.78	11.59
Ag L	43.89	0.8966	64.16	1.27	47.45
Sb L	5.20	0.6696	10.18	1.00	6.67
I L	1.84	0.6817	3.53	0.85	2.22
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

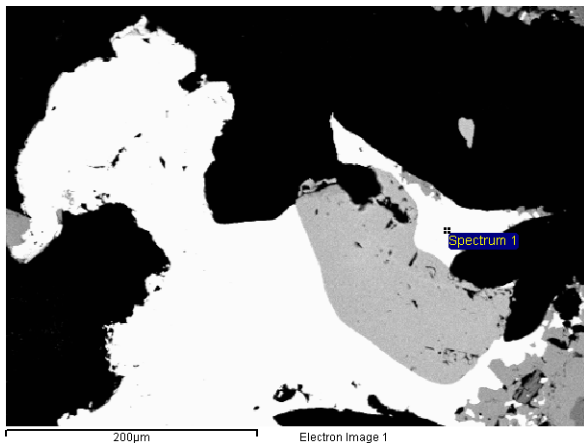
Muestra C-6



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	34.47	1.0190	14.42	0.32	35.71
Cu K	6.90	0.9984	2.95	0.38	3.68
Se L	2.79	0.5015	2.37	0.36	2.39
Ag L	146.88	0.8947	69.99	0.73	51.52
Sb L	15.70	0.6517	10.27	0.62	6.70
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

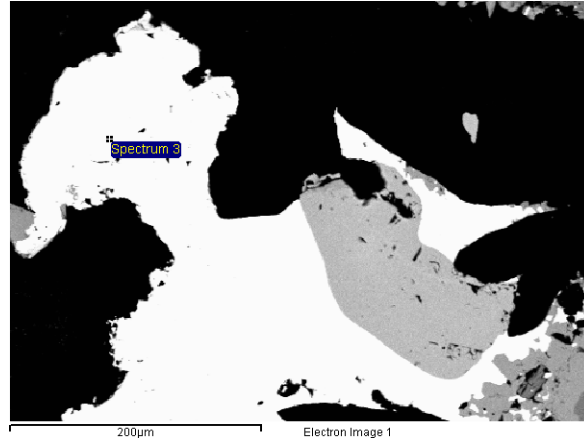
Muestra C-6



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	34.93	1.0318	15.04	0.39	38.18
Cu K	5.87	1.0090	2.58	0.39	3.31
Se L	2.34	0.5181	2.00	0.37	2.06
Ag L	119.56	0.8510	62.43	0.92	47.09
Sb L	12.24	0.6493	8.38	0.64	5.60
Pb M	19.88	0.9241	9.56	0.83	3.76
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

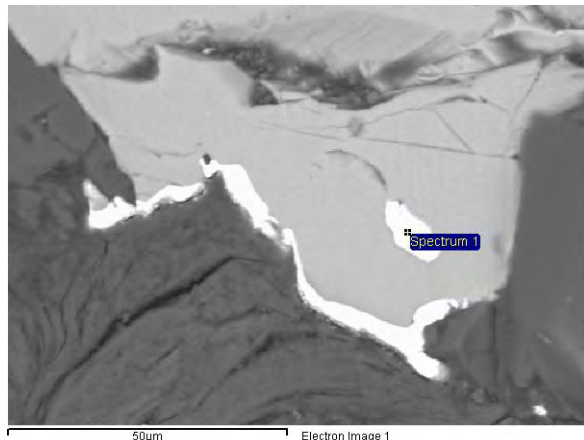
Muestra C-6



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	42.44	1.0434	18.06	0.35	42.32
Se L	2.91	0.5324	2.43	0.34	2.31
Ag L	157.73	0.8809	79.51	0.46	55.37
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

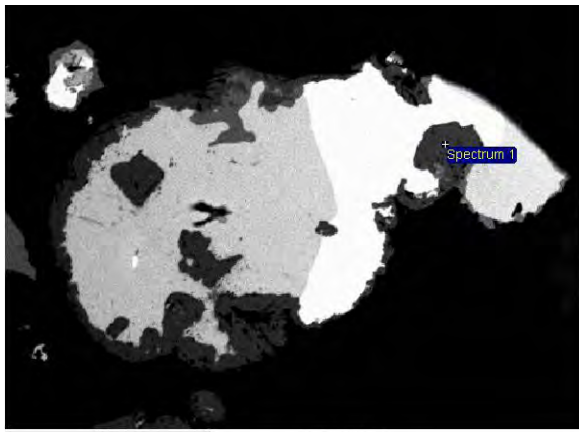
Muestra C-8



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
O K	5.40	0.5691	4.53	0.58	24.42
S K	32.94	1.1099	14.17	0.49	38.13
Fe K	2.77	1.0424	1.27	0.29	1.96
Cu K	5.19	1.0895	2.27	0.43	3.09
Pb M	163.59	1.0042	77.76	0.80	32.40
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

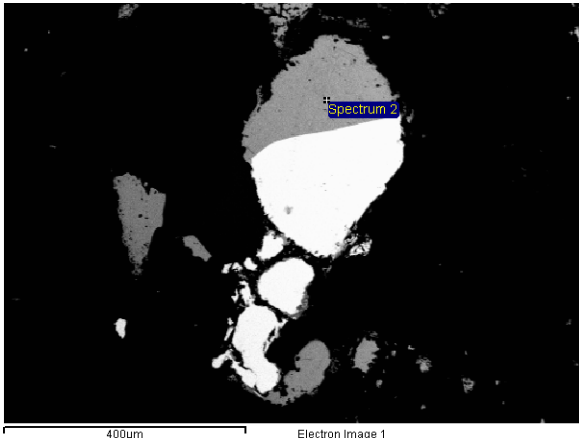
Muestra C-12



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
O K	30.44	1.7051	32.59	0.99	62.79
Fe K	34.28	0.9281	67.41	0.99	37.21
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

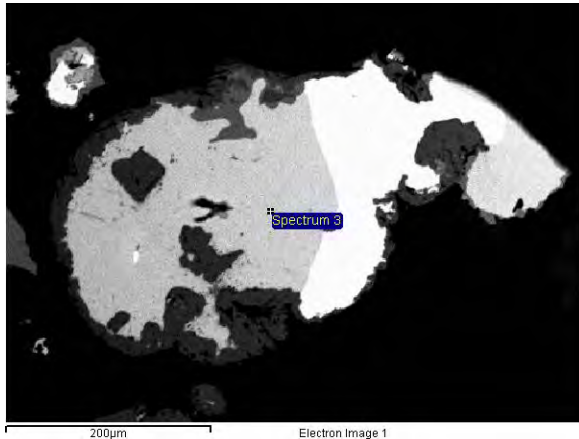
Muestra C-12



Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	14.89	1.0492	17.49	0.32	41.46
Se L	0.66	0.5283	1.53	0.34	1.47
Ag L	58.28	0.8868	80.98	0.43	57.07
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

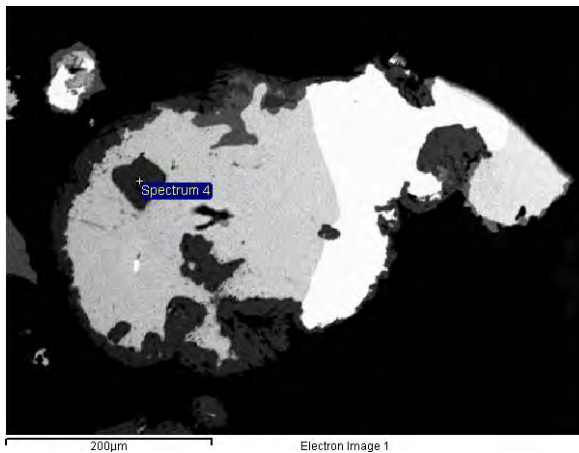
Muestra C-12



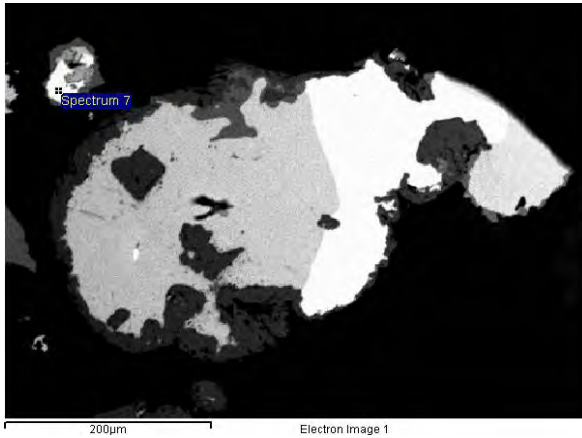
Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	8.88	1.0457	17.45	0.73	41.34
Se L	0.53	0.5296	2.06	0.71	1.98
Ag L	34.67	0.8860	80.49	0.95	56.68
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-12



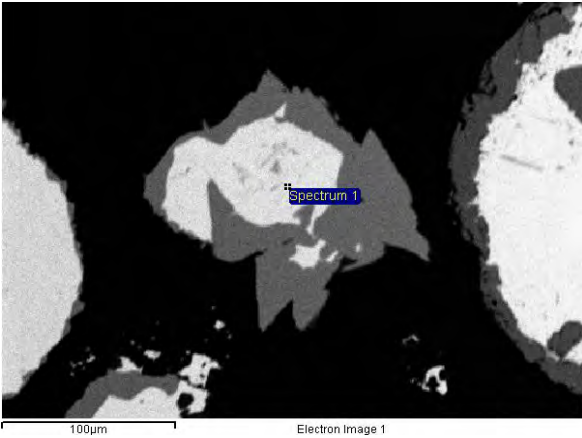
Element	App Conc.	Intensity Corr.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
O K	27.39	1.7097	33.05	1.06	63.28
Fe K	30.08	0.9271	66.95	1.06	36.72
Totals			100.00		



Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-12

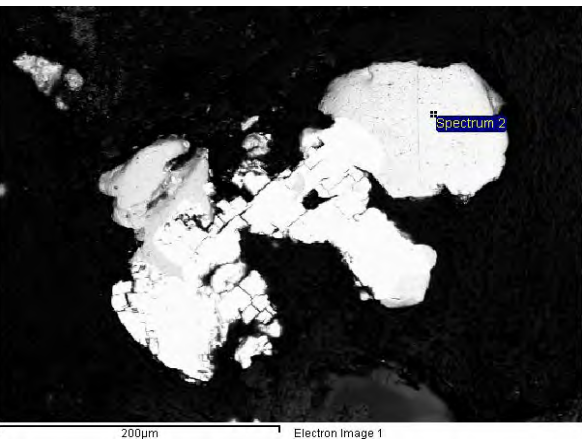
Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	8.49	1.1361	16.98	1.10	56.61
Ag L	0.33	0.6316	1.19	1.16	1.18
Pb M	37.03	1.0275	81.83	1.45	42.22
Totals			100.00		



Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-12

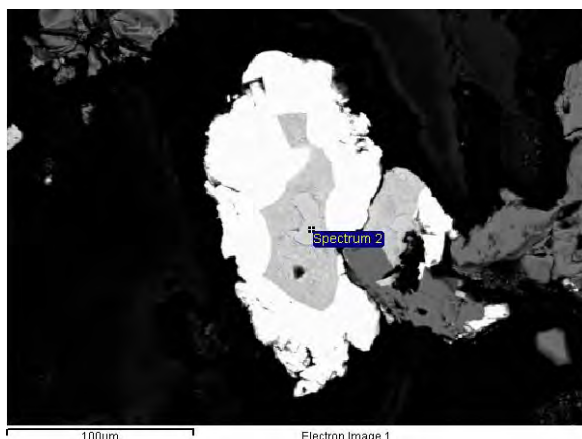
Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	9.90	1.0362	19.24	0.78	43.22
Cu K	2.99	0.9826	6.12	0.95	6.94
Ag L	32.24	0.8697	74.64	1.12	49.84
Totals			100.00		



Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-20

Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	28.37	1.0452	16.10	0.21	39.01
Se L	1.82	0.5265	2.05	0.23	2.01
Ag L	123.25	0.8931	81.86	0.29	58.97
Totals			100.00		



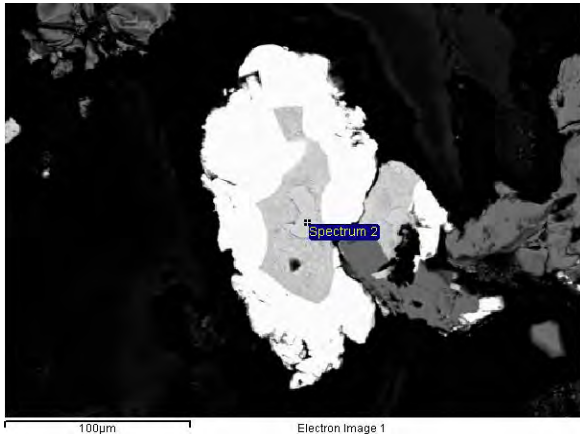
Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-20

Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	21.52	1.0406	12.70	0.20	32.12
Cu K	7.06	0.9993	4.33	0.29	5.53
Ag L	122.96	0.9103	82.96	0.32	62.35
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C-20



Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	21.52	1.0336	11.98	0.19	30.91
Cu K	7.06	1.0026	4.05	0.27	5.27
Ag L	123.05	0.9143	77.45	0.44	59.39
Sb L	7.24	0.6396	6.52	0.38	4.43
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

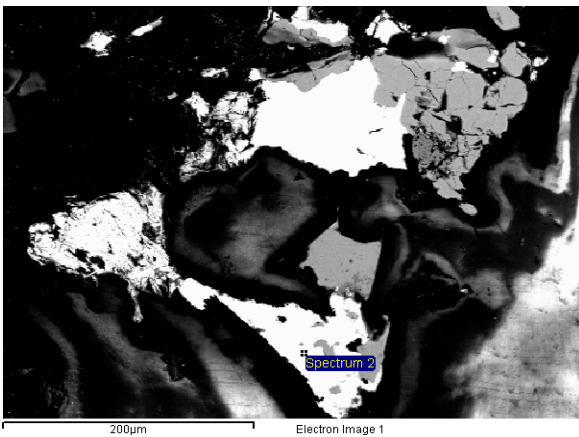
Muestra C-20



Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	27.90	1.0430	16.59	0.22	39.83
Se L	2.06	0.5288	2.41	0.24	2.35
Ag L	116.17	0.8893	81.00	0.30	57.82
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

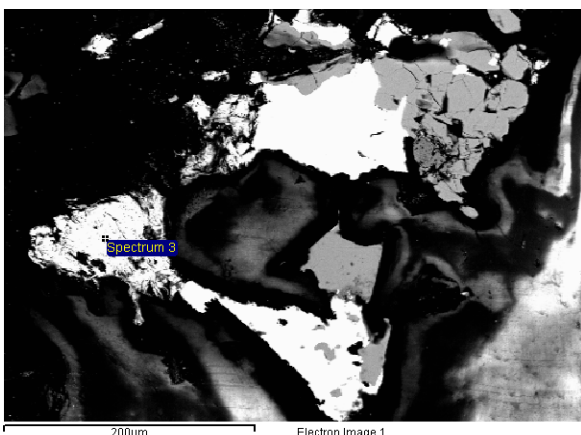
Muestra C-22



Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	19.40	1.0234	12.54	0.21	32.17
Cu K	4.08	1.0029	2.69	0.27	3.48
Se L	1.45	0.4982	1.92	0.26	2.00
Ag L	100.98	0.9075	73.61	0.49	56.11
Sb L	9.04	0.6476	9.23	0.39	6.23
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

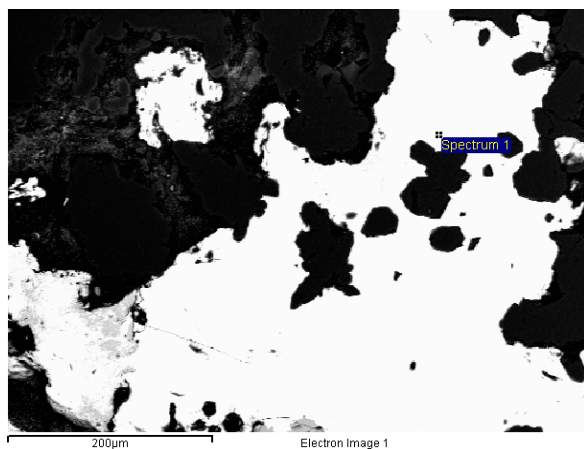
Muestra C-22



Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
O K	26.96	0.7079	26.97	0.60	77.99
Al K	1.11	0.8387	0.94	0.12	1.61
Si K	2.52	0.9779	1.82	0.13	3.00
S K	2.07	1.0481	1.40	0.29	2.02
Pb M	92.15	0.9475	68.87	0.62	15.38
Totals			100.00		

Mineralogía y génesis del clavo de Rayas, Gto.

Muestra C*2



Element	App Conc.	Intensity Corn.	Weight%	Weight% Sigma	Atomic%
S K	17.70	1.0394	17.18	0.30	40.64
Cu K	3.21	0.9898	3.27	0.34	3.90
Ag L	64.72	0.8859	73.72	0.55	51.83
Sb L	3.68	0.6361	5.83	0.46	3.63
Totals			100.00		

Anexo al Capítulo 7

1) Relación de muestras:

Nivel 435: C-1, C-3, C-5, C-6, C-6b, C-6c y C-7

Nivel 405: C-13, C-15, C-18, C-19, C-20, y C-22,

Nivel rampa 435-405: C-11, C-25

Nivel 390: C-27, C-27a, C-31, C-32, C-33, C-39a, C-43, C-44, C-45,
C-48, C-49 y C-50

Nivel 365: C-51, C-53, C-56, C-58, C-61, C-61a y C-63

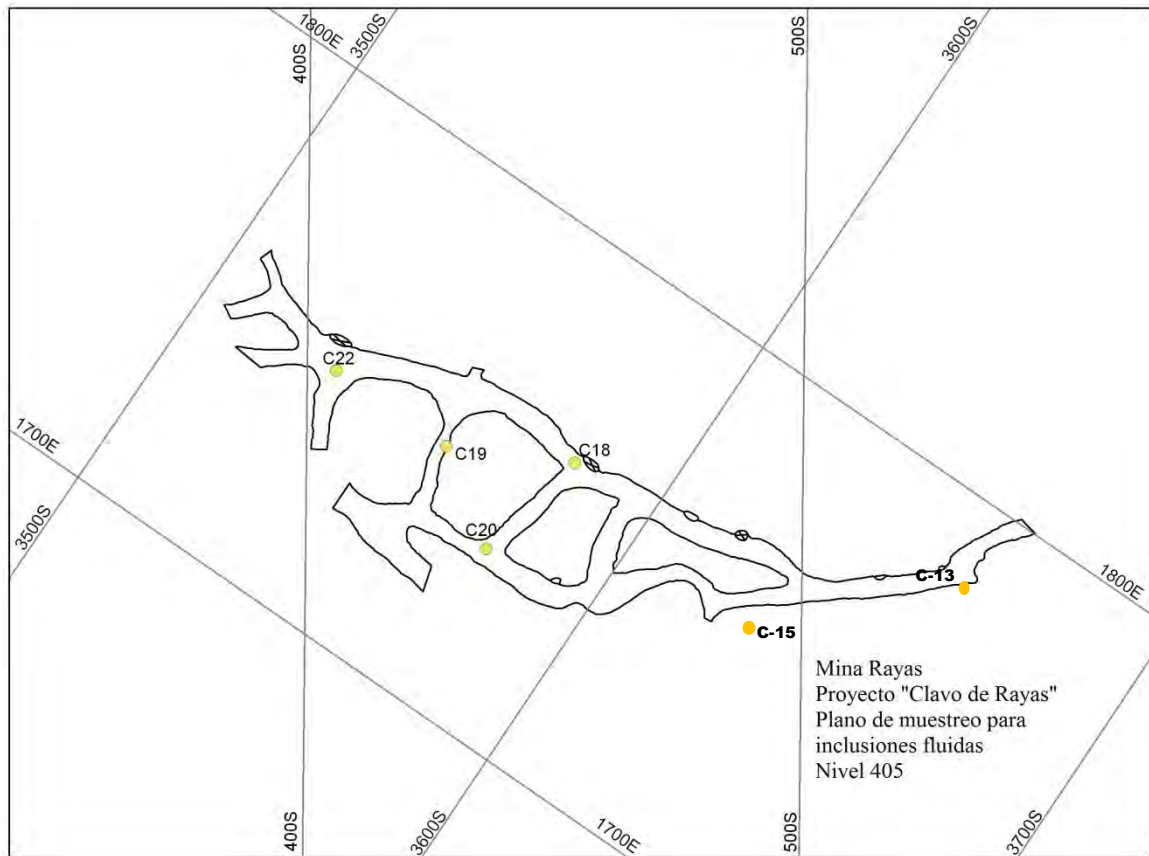
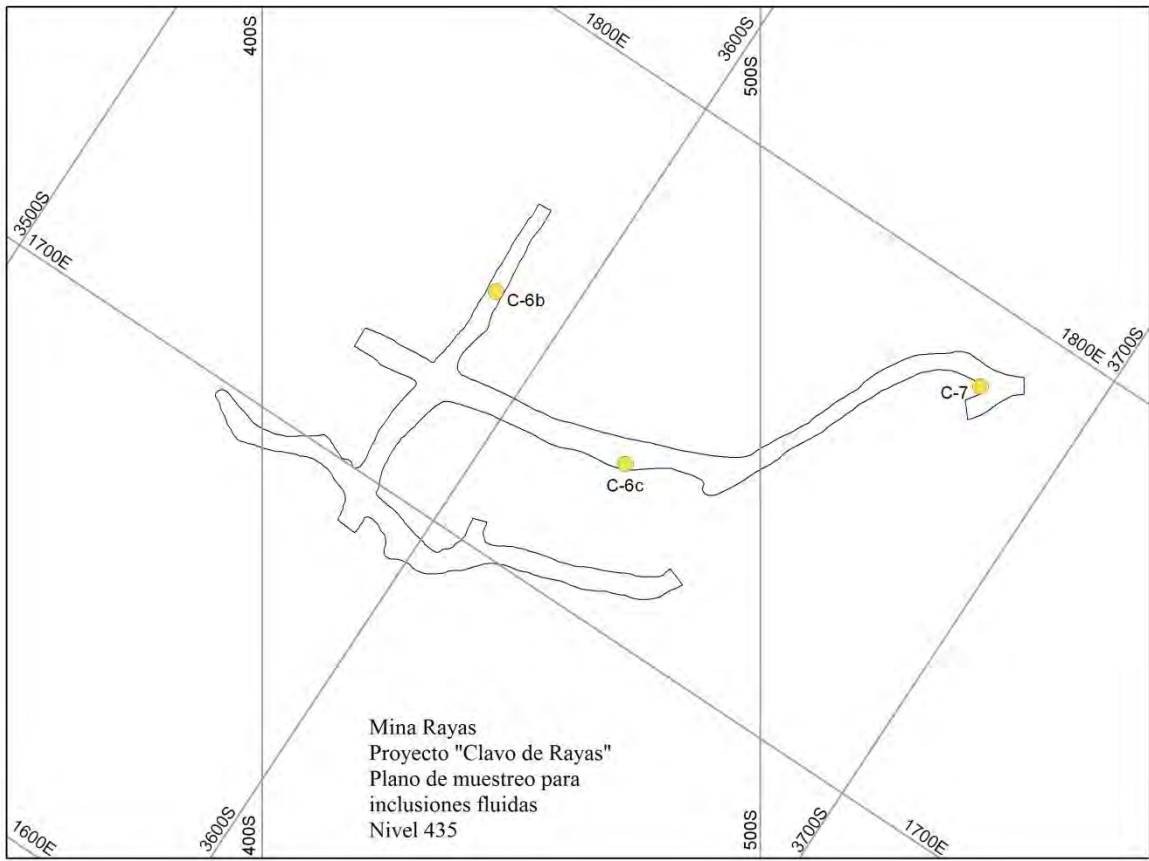
Nivel 345: C-64, C-67, C-69, C-73, C-74, C-75, C-79, C-81, C-85
C-86 y C-87

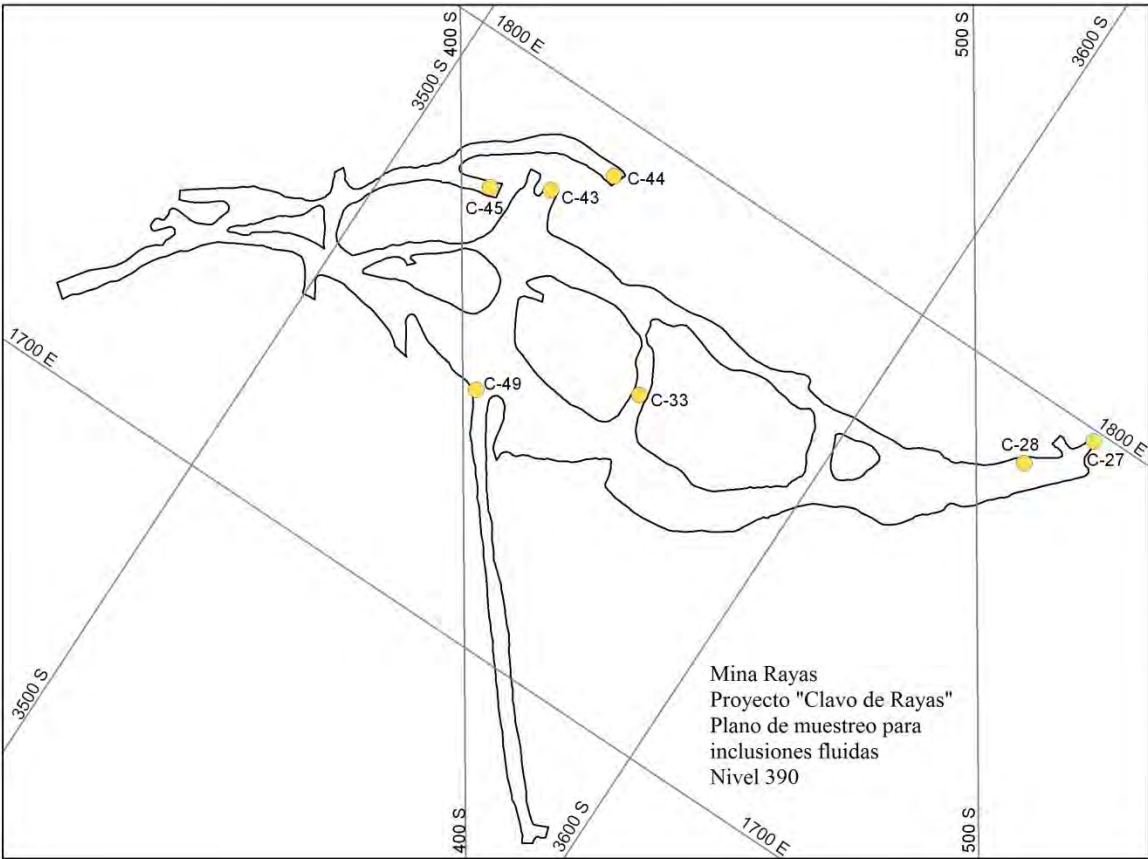
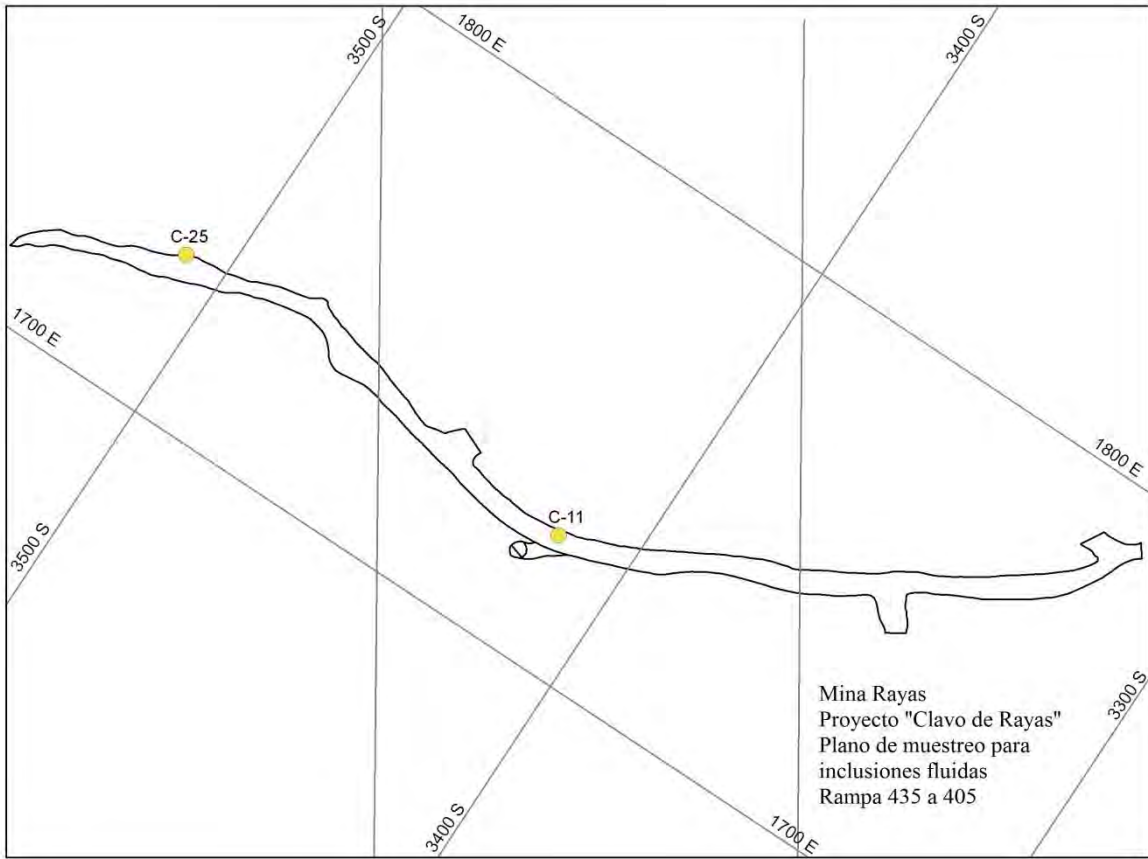
2) Planos de ubicación de las muestras colectadas,

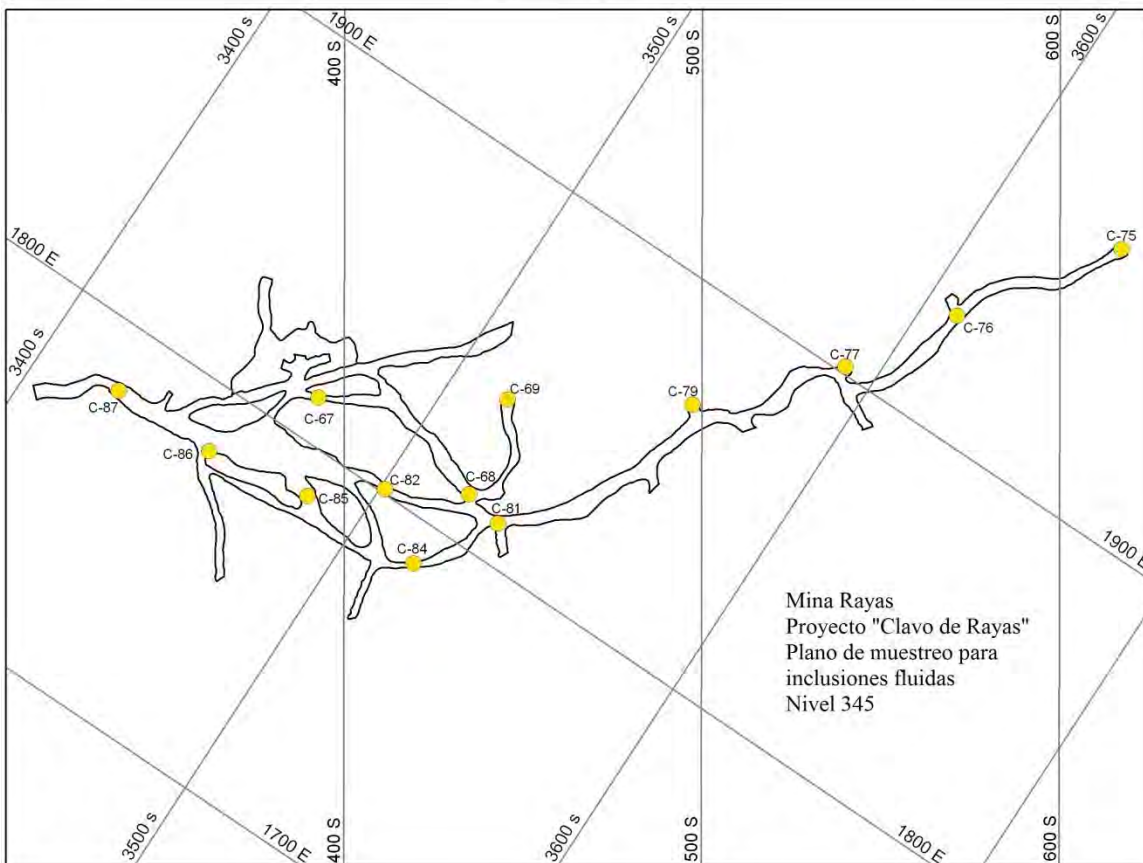
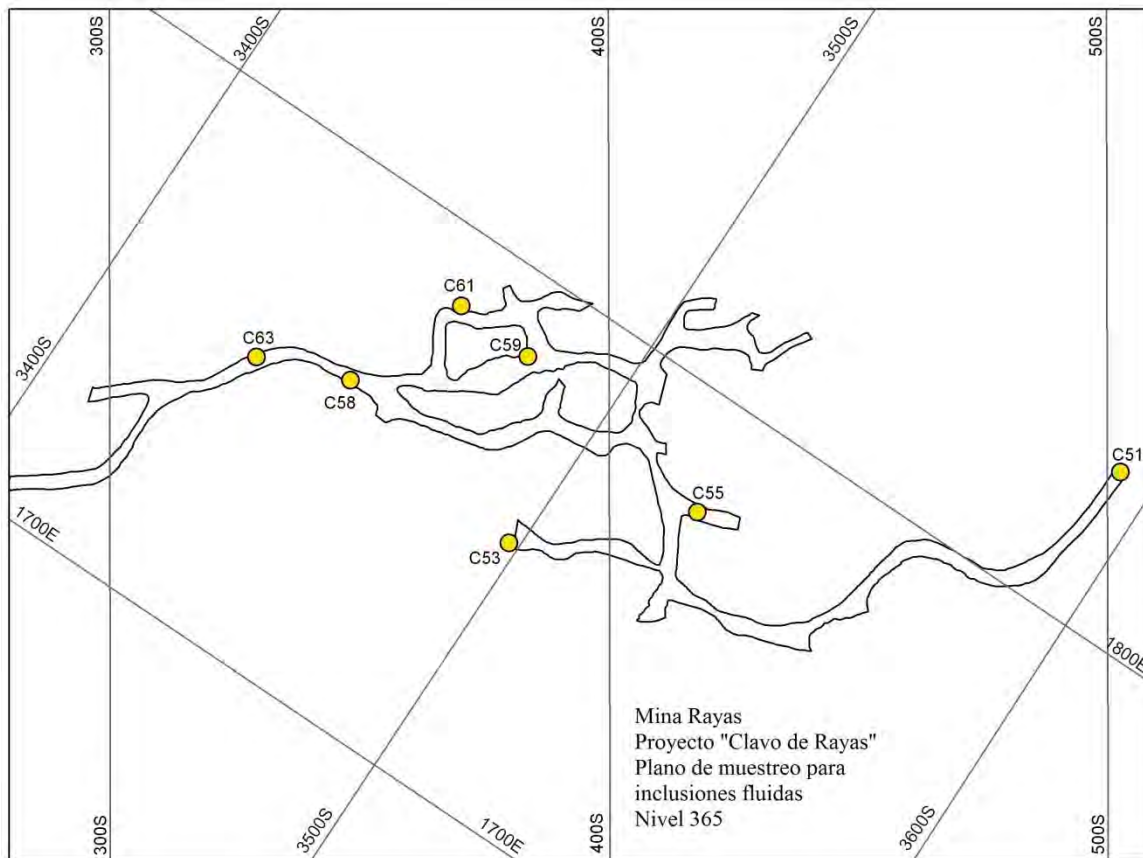
3) Resultados del estudio, por muestra y por nivel,

4) Copia-muestra de una hoja de trabajo, con los datos resultantes.

5) Copia de la tabla 1b, calculada por Haas (1971), para la determinación de la presión de vapor, según temperatura y salinidad de flúidos a varias profundidades.







C5	285,6	-9,44	13,34	C58	279,72	-7,34	11,12
C6	278,92	-9,59	13,47	C59	290,44	-8,91	12,74
C6b	285,52	-9,78	13,67	C61	298,72	-9,71	13,63
C6c	262,88	-9,16	13,02	C61a	292,44	-8,72	12,52
C7	248,36	-8,8	12,61	C63	265,88	-7,58	11,19
Promedios:	282,02	-9,79	13,39	Promedios:	276,81	-8,44	12,19
Rampa 405-435 (2)				Nivel 345 (11)			
Resumen de datos de inclusiones flúidas del "clavo de Rayas" mina Rayas, Guanajuato							
Muestra	T. de H.	T. de F	Salinidad	Muestra	T. de H.	T. de F	Salinidad
Nivel 435 (7)				Nivel 365 (7)			
C1	309,96	-11,88	15,78	C51	247,12	-8,36	12,11
C3	304,92	-9,85	11,81	C53	263,36	-8,27	12,01
C5	283,6	-9,44	13,34	C56	279,72	-7,54	11,12
C6	278,92	-9,59	13,47	C59	290,44	-8,91	12,74
C6b	285,52	-9,78	13,67	C61	298,72	-9,71	13,63
C6c	262,88	-9,16	13,02	C61a	292,44	-8,72	12,52
C7	248,36	-8,8	12,61	C63	265,88	-7,58	11,19
Promedios:	282,02	-9,79	13,39	Promedios:	276,81	-8,44	12,19
Rampa 405-435 (2)				Nivel 345 (11)			
C11	258,8	-8,8	12,69	C64	263,6	-7,56	11,16
C25	252,12	-8,01	11,76	C67	300,28	-9,16	13,02
Promedios:	255,46	-8,41	12,23	C69	253,04	-7,36	10,52
Nivel 405 (6)				C73	244,76	-9,94	13,49
C13	308,88	-8,78	12,62	C74	277,76	-7,64	11,26
C15	293,8	-8,88	12,71	C75	258,6	-7,34	10,9
C18	298,76	-11	14,87	C79	300,84	-8,41	12,17
C19	230,8	-9,88	13,8	C81	258,24	-8,99	12,68
C20	314,64	-9,03	12,88	C85	278,2	-10,24	14,15
C22	262,12	-9,28	13,16	C86	273,01	-8,74	12,39
Promedios	284,83	-9,48	13,34	C87	256,1	-10,76	14,73
Nivel 390 (12)				Promedios:	269,49	-8,74	12,41
C27	267,24	-10,83	14,79	Resumen general ponderado:			
C27a	271,56	-7,05	10,54	Niv. 435 (7)	1974,14	-68,53	93,73
C31	263,56	-9,67	13,59	Rampa (2)	510,92	-16,81	24,46
C32	255,56	-9,74	13,66	Niv. 405 (6)	1705,98	-56,85	80,04
C33	353,28	-10,75	14,73	Niv. 390 (12)	3339,24	-115,8099	162,24
C39a	285,84	-9,36	13,23	Niv.365 (7)	1937,67	-59,09	85,33
C43	257,56	-8,89	12,72	Niv.345 (11)	2964,39	-96,14	137,5
C44	288,56	-9,47	13,36	Σ	12432,34	-413,2019	583,3
C45	304,88	-10,86	14,75	Prom. Gral.	276,27	-9,18	12,96
C48	277,36	-11,16	15,13				
C49	242,92	-8,61	12,4				
C50	270,88	-9,42	13,31				
Promedios:	278,27	-9,65	13,52				

Resumen de datos de inclusiones flúidas del clavo "de Rayas", Niv. 435, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 1	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 2	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
número de muestra	homogenización en °C	de fusión en °C	de NaCl	número de muestra	homogenización en °C	de fusión en °C	de NaCl
C1-01	370	-10,3	14,25	C3-01	370	-10,9	14,87
C1-02	369	-10,6	14,57	C3-02	368	-11,4	15,37
C1-03	365	-14,4	18,13	C3-03	364	-9,7	13,62
C1-04	361	-14,4	18,13	C3-04	360	-11,3	15,27
C1-05	361	-10,5	14,46	C5-05	358	-9,9	13,83
C1-06	359	-14,3	18,04	C3-06	357	-10	13,94
C1-07	354	-14,5	18,22	C3-07	356	-10,2	14,15
C1-08	350	-12,9	16,8	C3-08	354	-11,3	15,27
C1-09	348	-10,5	14,46	C3-09	330	-9,2	13,07
C1-10	347	-10,4	13,29	C3-10	317	-9,3	13,07
C1-11	335	-10,5	14,46	C3-11	298	-11	14,97
C1-12	330	-10,5	14,46	C3-12	291	-9,7	13,62
C1-13	318	-10,4	14,36	C3-13	287	-9,6	13,51
C1-14	310	-10,2	14,15	C3-14	287	-9,1	12,96
C1-15	299	-10,3	14,25	C3-15	286	-9,2	13,07
C1-16	296	-10,6	14,57	C3-16	286	-9	12,85
C1-17	288	-10,6	14,57	C3-17	282	-9	12,85
C1-18	287	-14,3	18,04	C3-18	279	-9,1	12,96
C1-19	284	-14,3	16,24	C3-19	275	-9,7	13,62
C1-20	276	-10,5	18,04	C3-20	269	-9,3	13,18
C1-21	241	-12,3	14,46	C3-21	262	-9,6	13,51
C1-22	227	-10,6	14,57	C3-22	261	-9	12,85
C1-23	226	-10,5	14,46	C3-23	254	-10,8	14,77
C1-24	226	-14,2	17,96	C3-24	252	-9,7	13,62
C1-25	222	-14,4	18,13	C3-25	220	-9,2	13,07
Promedios:	309,96	-11,88	15,7842	Promedios:	304,92	-9,848	11,8091

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "Clavo de Rayas", Niv. 435, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 3	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. de NaCl en % de peso	Muestra No. 4	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
número de muestra	homogenización en °C	de fusión en °C	en % de peso de NaCl	número de muestra	homogenización en °C	de fusión en °C	en % de peso de NaCl
C5-01	421	-9,9	13,83	C6-01	377	-9,4	13,29
C5-02	410	-10,2	14,15	C6-02	343	-8,6	12,39
C5-03	333	-9,2	13,07	C6-03	342	-5,8	8,95
C5-04	295	-9,3	13,18	C6-04	340	-9,7	13,62
C5-05	294	-9,4	13,29	C6-05	336	-9,6	13,51
C5-06	292	-9,6	13,51	C6-06	331	-9,4	13,29
C5-07	290	-9,1	12,96	C6-07	311	-9,7	13,62
C5-08	285	-9,3	13,18	C6-08	304	-10	13,94
C5-09	281	-9,5	13,4	C6-09	286	-9,6	13,51
C5-10	280	-9,5	13,4	C6-10	285	-10	13,94
C5-11	279	-9,4	13,29	C6-11	283	-9	12,85
C5-12	276	-9,4	13,29	C6-12	278	-9,7	13,62
C5-13	275	-9,6	13,51	C6-13	274	-10,3	14,25
C5-14	275	-8,4	12,16	C6-14	274	-10	13,94
C5-15	271	-9,7	13,62	C6-15	266	-10,2	14,15
C5-16	271	-9,5	13,4	C6-16	265	-10	13,94
C5-17	267	-9,2	13,07	C6-17	265	-9,5	13,4
C5-18	262	-10	13,94	C6-18	260	-9,3	13,18
C5-19	259	-9,4	13,29	C6-19	250	-9,9	13,83
C5-20	256	-9,4	13,29	C6-20	239	-10,2	14,15
C5-21	248	-9,7	13,62	C6-21	235	-8,7	12,51
C5-22	246	-9,3	13,18	C6-22	233	-10,4	14,36
C5-23	246	-9,1	12,96	C6-23	224	-10,2	14,15
C5-24	243	-9,2	13,07	C6-24	192	-10,3	14,25
C5-25	235	-9,8	13,72	C6-25	180	-10,2	14,15
Promedios:	283,6	-9,444	13,3352	Promedios:	278,92	-9,588	13,4716

Resumen de resultados de inclusiones fluidas del "Clavo de Rayas", Niv. 435, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 5	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 6	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C6b-01	374	-9,9	13,83	C6c-01	364	-9,9	13,83
C6b-02	373	-8,7	12,51	C6c-02	314	-8,9	12,73
C6b-03	358	-11,5	15,47	C6c-03	313	-8,8	12,62
C6b-04	303	-9,1	12,96	C6c-04	284	-8,8	12,62
C6b-05	294	-9,8	13,72	C6c-05	282	-9,2	13,07
C6b-06	294	-8,7	12,51	C6c-06	279	-8,8	12,62
C6b-07	293	-11,8	15,76	C6c-07	270	-9,1	12,96
C6b-08	289	-10,2	14,15	C6c-08	269	-8,9	12,73
C6b-09	286	-9,8	13,72	C6c-09	267	-9,6	13,51
C6b-10	283	-9,4	13,29	C6c-10	267	-8,7	12,51
C6b-11	282	-9,8	13,72	C6c-11	267	-8,7	12,51
C6b-12	281	-8,3	12,05	C6c-12	264	-9,2	13,07
C6b-13	280	-11,7	15,67	C6c-13	264	-8,7	12,51
C6b-14	278	-11,1	15,07	C6c-14	263	-10,1	14,04
C6b-15	276	-8,6	12,39	C6c-15	260	-8,9	12,73
C6b-16	275	-9	12,85	C6c-16	259	-9,1	12,96
C6b-17	272	-9,6	13,51	C6c-17	258	-9,6	13,51
C6b-18	271	-11,2	15,17	C6c-18	256	-9,4	13,29
C6b-19	271	-9,4	13,29	C6c-19	251	-9,3	13,18
C6b-20	268	-8,6	12,39	C6c-20	242	-9,5	13,4
C6b-21	259	-9,7	13,62	C6c-21	231	-9,2	13,07
C6b-22	257	-10,7	14,67	C6c-22	228	-8,5	12,28
C6b-23	249	-8,3	12,05	C6c-23	227	-9,5	13,4
C6b-24	244	-8,3	12,05	C6c-24	204	-9	12,85
C6b-25	228	-11,3	15,27	C6c-25	189	-9,6	13,51
Promedios:	285,52	-9,78	13,6676	Promedios:	262,88	-9,16	13,0204

Resumen de resultados de inclusiones fluidas del "Clavo de Rayas", Niv. 435, mina Rayas, Guanajuato

Muestra No. 7 número de muestra	Temperatura de homogenización		Temperatura de fusión		Salinidad eq. en % de peso de NaCl
	en °C		en °C		
C7-01	333		-8,1		11,81
C7-02	305		-8,4		12,16
C7-03	301		-10,1		14,04
C7-04	301		-8,7		12,51
C7-05	293		-8,2		11,93
C7-06	291		-9,2		13,07
C7-07	285		-8,4		12,16
C7-08	272		-8,8		12,62
C7-09	264		-8,5		12,28
C7-10	264		-8,1		11,81
C7-11	262		-8,3		12,05
C7-12	259		-10,2		14,15
C7-13	254		-8,2		11,93
C7-14	234		-9,3		13,18
C7-15	227		-10,1		14,04
C7-16	227		-9,2		13,07
C7-17	223		-8,5		12,28
C7-18	222		-9,2		13,07
C7-19	222		-8,2		11,93
C7-20	221		-9,1		12,96
C7-21	219		-8,7		12,51
C7-22	218		-9,5		13,4
C7-23	215		-8,1		11,81
C7-24	164		-8,2		11,93
C7-25	133		-8,7		12,51
Promedios:	248,36		-8,8		12,6084

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 405, mina Rayas, Guanajuato											
Muestra No. 10	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 11 número de muestra	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 11 número de muestra	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C13-01	385	-10	13,94	C15-01	359	-8,6	12,39				
C13-02	382	-9,4	13,29	C15-02	357	-8,3	12,05				
C13-03	379	-9,9	13,83	C15-03	356	-8,7	12,51				
C13-04	373	-9,3	13,18	C15-04	338	-8,5	12,28				
C13-05	371	-9,4	13,29	C15-05	333	-8,4	12,16				
C13-06	368	-9,9	13,83	C15-06	324	-8,6	12,39				
C13-07	367	-8	11,7	C15-07	314	-8,5	12,28				
C13-08	360	-9,3	13,18	C15-08	302	-8,7	12,51				
C13-09	358	-8,1	11,81	C15-09	301	-9,7	13,62				
C13-10	342	-8,2	11,93	C15-10	297	-9,8	13,72				
C13-11	321	-8,2	11,93	C15-11	295	-9,6	13,51				
C13-12	320	-8,3	13,18	C15-12	293	-9,6	13,51				
C13-13	306	-9,8	13,72	C15-13	291	-9,2	13,07				
C13-14	301	-7,9	11,58	C15-14	289	-9,2	13,07				
C13-15	294	-8,4	12,16	C15-15	284	-9,2	13,07				
C13-16	287	-8,9	12,73	C15-16	280	-9,3	13,18				
C13-17	283	-9	12,85	C15-17	273	-8,2	11,93				
C13-18	279	-7,9	11,58	C15-18	271	-9,4	13,29				
C13-19	272	-9,2	13,07	C15-19	271	-8,7	12,51				
C13-20	258	-8,1	11,81	C15-20	262	-8,4	12,16				
C13-21	258	-8,1	11,81	C15-21	260	-8,1	11,81				
C13-22	248	-7,9	11,58	C15-22	258	-8,6	12,39				
C13-23	234	-8,5	12,28	C15-23	251	-8,4	12,16				
C13-24	204	-9,9	13,83	C15-24	247	-9,2	13,07				
C13-25	172	-7,8	11,46	C15-25	239	-9,2	13,07				
Promedios:	308,88	-8,776	12,622	Promedios:	293,8	-8,884	12,7084				

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 405, mina Rayas, Guanajuato											
Muestra No. 12	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl	Muestra No.13	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl	Muestra No.13	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl
C18-01	385	-11,1	15,07	C19-01	318	-9,3	13,18				
C18-02	355	-11,8	15,76	C19-02	261	-9,8	13,72				
C18-03	353	-9,2	13,07	C19-03	251	-9,1	12,96				
C18-04	351	-11,2	15,17	C19-04	243	-10,7	14,67				
C18-05	332	-10,4	14,36	C19-05	243	-9,1	12,96				
C18-06	331	-14,7	18,38	C19-06	242	-9,6	13,51				
C18-07	331	-9,7	13,62	C19-07	237	-10,5	14,46				
C18-08	327	-11,1	15,07	C19-08	236	-10,8	14,77				
C18-09	307	-10,8	14,77	C19-09	232	-8,8	12,62				
C18-10	306	-10,7	14,67	C19-10	231	-10,9	14,87				
C18-11	300	-10,7	14,67	C19-11	230	-10	13,94				
C18-12	286	-10,1	14,04	C19-12	228	-10,3	14,25				
C18-13	283	-9,6	13,51	C19-13	227	-9,8	13,72				
C18-14	282	-9,8	13,72	C19-14	226	-10,7	14,67				
C18-15	270	-9,4	13,29	C19-15	224	-10,5	14,46				
C18-16	269	-14,2	17,96	C19-16	224	-9,1	12,96				
C18-17	259	-14,5	18,22	C19-17	222	-10,2	14,15				
C18-18	248	-14,9	18,55	C19-18	221	-10,7	14,67				
C18-19	248	-8,5	12,28	C19-19	220	-9,5	13,4				
C18-20	247	-9,9	13,83	C19-20	219	-10,2	14,15				
C18-21	244	-10,1	14,04	C19-21	215	-10,6	14,57				
C18-22	241	-9,2	13,07	C19-22	215	-9	12,85				
C18-23	236	-14,9	18,55	C19-23	213	-9	12,85				
C18-24	236	-9,2	13,07	C19-24	204	-8,8	12,62				
C18-25	217	-9,2	13,07	C19-25	188	-10	13,94				
Promedios:	289,76	-10,996	14,8724	Promedios:	230,8	-9,88	13,7968				

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 405, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 14	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 15	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C20-01	398	-8,6	12,39	C22-01	358	-9,3	13,18
C20-02	382	-9,1	12,96	C22-02	346	-9,2	13,07
C20-03	375	-8,6	12,39	C22-03	326	-9,7	13,62
C20-04	371	-9,2	13,07	C22-04	312	-8,8	12,62
C20-05	369	-9	12,85	C22-05	298	-9,6	13,51
C20-06	363	-9,4	13,29	C22-06	287	-9,4	13,29
C20-07	357	-8,9	12,73	C22-07	281	-9,2	13,07
C20-08	354	-9,3	13,18	C22-08	278	-9,7	13,62
C20-09	353	-9,4	13,29	C22-09	270	-9	12,85
C20-10	345	-9,6	13,51	C22-10	268	-9,4	13,29
C20-11	337	-8,4	12,16	C22-11	267	-8,9	12,73
C20-12	320	-8,7	12,51	C22-12	261	-9,2	13,07
C20-13	299	-8,9	12,73	C22-13	257	-9,6	13,51
C20-14	298	-9,3	13,18	C22-14	256	-9,3	13,18
C20-15	297	-8,8	12,62	C22-15	252	-9,3	13,18
C20-16	289	-9,4	13,29	C22-16	252	-9,1	12,91
C20-17	288	-9,5	13,4	C22-17	250	-9,2	13,07
C20-18	282	-8,8	12,62	C22-18	241	-8,8	12,62
C20-19	271	-9,1	12,96	C22-19	240	-8,8	12,62
C20-20	269	-8,7	12,51	C22-20	230	-9,3	13,18
C20-21	266	-9	12,85	C22-21	216	-9,2	13,07
C20-22	265	-8,9	12,73	C22-22	211	-9,3	13,18
C20-23	262	-9,2	13,07	C22-23	202	-9,4	13,29
C20-24	232	-8,9	12,73	C22-24	198	-9,4	13,29
C20-25	224	-9,1	12,96	C22-25	196	-10	13,94
Promedios:	314,64	-9,032	12,8792	Promedios:	262,12	-9,284	13,1584

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 390, mina Rayas, Guanajuato									
Muestra No. 18	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 19	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl		
C31-01	354	-9,1	12,96	C32-01	352	-9,9	13,83		
C31-02	312	-9,9	13,83	C32-02	346	-9,8	13,72		
C31-03	306	-9,5	13,4	C32-03	345	-9,6	13,51		
C31-04	301	-9,7	13,62	C32-04	344	-9,5	13,4		
C31-05	295	-9,6	13,51	C32-05	330	-9,8	13,72		
C31-06	292	-9,6	13,51	C32-06	286	-10	13,94		
C31-07	290	-9,3	13,18	C32-07	283	-9,4	13,29		
C31-08	286	-9,7	13,62	C32-08	282	-10	13,94		
C31-09	280	-10	13,94	C32-09	280	-10,6	14,57		
C31-10	280	-9,7	13,62	C32-10	273	-9,4	13,29		
C31-11	272	-9,7	13,62	C32-11	273	-9,3	13,18		
C31-12	268	-10,3	14,25	C32-12	266	-10,1	14,04		
C31-13	263	-9,8	13,72	C32-13	262	-9,6	13,51		
C31-14	258	-9,8	13,72	C32-14	243	-9,7	13,62		
C31-15	253	-9,6	13,51	C32-15	239	-9,5	13,4		
C31-16	250	-9,6	13,51	C32-16	235	-9,2	13,07		
C31-17	249	-9,7	13,62	C32-17	220	-9,8	13,72		
C31-18	243	-9,7	13,62	C32-18	213	-9,5	13,4		
C31-19	241	-9,7	13,62	C32-19	207	-9,9	13,83		
C31-20	227	-9,7	13,62	C32-20	196	-9,8	13,72		
C31-21	223	-9,5	13,4	C32-21	192	-9,8	13,72		
C31-22	218	-9,5	13,4	C32-22	189	-9,8	13,72		
C31-23	214	-9,6	13,51	C32-23	180	-9,8	13,72		
C31-24	207	-9,8	13,72	C32-24	179	-9,8	13,72		
C31-25	207	-9,7	13,62	C32-25	174	-9,9	13,83		
Promedios:	263,56	-9,672	13,586	Promedios:	255,56	-9,74	13,6564		

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 390, mina Rayas, Guanajuato									
Muestra No. 20	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 21	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl		
C33-01	432	-11,9	15,86	C39a-01	358	-11,7	15,67		
C33-02	430	-10,1	14,04	C39a-02	350	-10	13,94		
C33-03	417	-10	13,94	C39a-03	321	-8,6	12,39		
C33-04	414	-10	13,94	C39a-04	320	-8,4	12,16		
C33-05	408	-11,3	15,27	C39a-05	311	-9,6	13,51		
C33-06	404	-11,9	15,86	C39a-06	308	-8,4	12,16		
C33-07	395	-9,4	13,29	C39a-07	307	-9,7	13,62		
C33-08	390	-11,5	15,47	C39a-08	306	-9,8	13,72		
C33-09	380	-12	15,96	C39a-09	297	-8,6	12,39		
C33-10	377	-10,9	14,87	C39a-10	286	-9,9	13,83		
C33-11	376	-12,3	16,24	C39a-11	284	-8,6	12,39		
C33-12	368	-11,1	15,07	C39a-12	281	-9,4	13,29		
C33-13	361	-11,3	15,27	C39a-13	278	-9,6	13,51		
C33-14	360	-11,6	15,57	C39a-14	274	-9,9	13,83		
C33-15	358	-11,2	15,17	C39a-15	273	-10,1	14,04		
C33-16	344	-11,2	16,15	C39a-16	273	-9	12,85		
C33-17	328	-9,8	13,72	C39a-17	272	-8,7	12,51		
C33-18	306	-9,5	13,4	C39a-18	269	-8,4	12,16		
C33-19	298	-9,3	13,18	C39a-19	263	-8,7	12,51		
C33-20	288	-11,4	15,37	C39a-20	262	-9,1	12,96		
C33-21	288	-11,3	15,27	C39a-21	257	-10,4	14,36		
C33-22	284	-11,6	15,57	C39a-22	254	-9,5	13,4		
C33-23	280	-9,4	13,29	C39a-23	254	-8,4	12,16		
C33-24	274	-9,3	13,18	C39a-24	249	-9,7	13,62		
C33-25	272	-9,5	13,4	C39a-25	239	-9,8	13,72		
Promedios:	353,28	-10,752	14,734	Promedios:	285,84	-9,36	13,228		

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 390, mina Rayas, Guanajuato									
Muestra No. 22	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 23	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl		
C43-01	336	-9,5	13,4	C44-01	385	-10,1	14,04		
C43-02	324	-9,1	12,96	C44-02	376	-9,3	13,18		
C43-03	303	-9,4	13,29	C44-03	362	-8,8	12,62		
C43-04	302	-8,8	12,62	C44-04	355	-8,7	12,51		
C43-05	294	-9,3	13,18	C44-05	350	-10,1	14,04		
C43-06	280	-8,8	12,62	C44-06	348	-9,6	13,51		
C43-07	277	-8,5	12,28	C44-07	338	-10,1	14,04		
C43-08	274	-8,6	12,39	C44-08	326	-9,9	13,83		
C43-09	270	-8,8	12,62	C44-09	318	-9,2	13,07		
C43-10	270	-8,5	12,28	C44-10	308	-9,1	12,96		
C43-11	259	-9,1	12,96	C44-11	302	-9,1	12,96		
C43-12	253	-9,3	13,18	C44-12	296	-10,1	14,04		
C43-13	249	-8,7	12,51	C44-13	283	-9,1	12,96		
C43-14	247	-7,8	11,46	C44-14	276	-10	13,94		
C43-15	245	-9,4	13,29	C44-15	276	-9,3	13,18		
C43-16	245	-8,8	12,62	C44-16	268	-9	12,85		
C43-17	243	-9,3	13,18	C44-17	260	-10	13,94		
C43-18	240	-8,8	12,62	C44-18	258	-8,7	12,51		
C43-19	233	-8,6	12,39	C44-19	238	-10	13,94		
C43-20	230	-8,7	12,51	C44-20	233	-9,9	13,83		
C43-21	225	-8,8	12,62	C44-21	230	-9,1	12,96		
C43-22	219	-8	11,7	C44-22	218	-10	13,94		
C43-23	218	-9,4	13,29	C44-23	216	-8,8	12,62		
C43-24	204	-8,8	12,62	C44-24	209	-10	13,94		
C43-25	199	-9,4	13,29	C44-25	185	-8,8	12,62		
Promedios:	257,56	-8,888	12,7152	Promedios:	288,56	-9,472	13,3612		

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 390, mina Rayas, Guanajuato									
Muestra No. 24	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 25	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl		
número de muestra	en °C	en °C	en % de peso de NaCl	número de muestra	en °C	en °C	en % de peso de NaCl		
C45-01	349	-13,4	17,26	C48-01	358	-11,1	15,07		
C45-02	347	-13,3	17,17	C48-02	356	-11,2	15,17		
C45-03	339	-13,5	17,34	C48-03	319	-11,6	15,57		
C45-04	338	-9,4	13,29	C48-04	318	-11,3	15,27		
C45-05	337	-10,3	14,25	C48-05	310	-10,3	14,25		
C45-06	336	-10,2	14,15	C48-06	302	-10,4	14,36		
C45-07	335	-10	13,94	C48-07	296	-11	14,97		
C45-08	333	-9,8	13,72	C48-08	293	-11,8	15,76		
C45-09	332	-9	12,85	C48-09	292	-11,1	15,07		
C45-10	331	-9,8	13,72	C48-10	280	-10,8	14,77		
C45-11	330	-9,8	13,72	C48-11	278	-12,2	16,15		
C45-12	327	-13,3	17,17	C48-12	278	-11,1	15,07		
C45-13	306	-10,1	14,04	C48-13	277	-11,2	15,17		
C45-14	294	-10,1	14,04	C48-14	272	-11,4	15,37		
C45-15	290	-9,2	13,07	C48-15	270	-11,3	15,27		
C45-16	283	-9	12,85	C48-16	263	-11,8	15,76		
C45-17	281	-9,6	13,51	C48-17	262	-10,7	14,67		
C45-18	279	-9,8	13,72	C48-18	257	-11,2	15,17		
C45-19	273	-13,2	17,08	C48-19	257	-10,8	14,77		
C45-20	270	-10	13,94	C48-20	256	-10,9	14,87		
C45-21	269	-13,4	17,26	C48-21	254	-11,2	15,17		
C45-22	263	-13,3	17,17	C48-22	238	-11,6	15,57		
C45-23	262	-13,4	17,26	C48-23	235	-10,6	14,57		
C45-24	262	-9,2	13,07	C48-24	210	-11,3	15,27		
C45-25	256	-9,3	13,18	C48-25	203	-11,1	15,07		
Promedios:	304,88	-10,856	14,7508	Promedios:	277,36	-11,16	15,1272		

Resumen de datos de inclusiones fluidas del clavo "de Rayas", Niv. 390, mina Rayas, Guanajuato										
Muestra No. 26	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 27	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C49-01	326	-8,7	12,51	C50-01	384	-9,8	13,72			
C49-02	293	-8,9	12,73	C50-02	337	-9,4	13,29			
C49-03	282	-8,9	12,73	C50-03	334	-9,2	13,07			
C49-04	278	-7,7	11,34	C50-04	323	-9	12,85			
C49-05	273	-7,9	11,58	C50-05	304	-9,3	13,18			
C49-06	271	-8,9	12,73	C50-06	297	-9,2	13,07			
C49-07	270	-9	12,85	C50-07	277	-8,9	12,73			
C49-08	270	-8,8	12,62	C50-08	274	-8,9	12,73			
C49-09	265	-8,9	12,73	C50-09	273	-9,1	12,96			
C49-10	263	-8,9	12,73	C50-10	272	-8,8	12,62			
C49-11	240	-8,7	12,51	C50-11	270	-9	12,85			
C49-12	238	-8,8	12,62	C50-12	268	-9,4	13,29			
C49-13	234	-8,2	11,93	C50-13	268	-9,2	13,07			
C49-14	231	-8,3	12,05	C50-14	267	-9,4	13,29			
C49-15	229	-8,5	12,28	C50-15	262	-9,1	12,96			
C49-16	228	-9	12,85	C50-16	261	-10,2	14,15			
C49-17	227	-8,6	12,39	C50-17	260	-9,1	12,96			
C49-18	222	-8,2	11,93	C50-18	254	-9,4	13,29			
C49-19	217	-8,2	11,93	C50-19	245	-10,1	14,04			
C49-20	214	-7,6	11,22	C50-20	235	-10,5	14,46			
C49-21	213	-9	12,85	C50-21	232	-9,9	13,83			
C49-22	209	-8,3	12,05	C50-22	230	-8,1	11,81			
C49-23	205	-8,8	12,62	C50-23	220	-10,2	14,15			
C49-24	196	-9,7	13,62	C50-24	214	-10,1	14,04			
C49-25	179	-8,8	12,62	C50-25	211	-10,3	14,25			
Promedios:	242,92	-8,612	12,4008	Promedios:	270,88	-9,424	13,3064			

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 365-S, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 28	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 29	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C51-01	295	-8,7	12,51	C53-01	349	-8,5	12,28
C51-02	294	-8,3	12,05	C53-02	330	-8,4	12,16
C51-03	285	-8,6	12,39	C53-03	326	-7,8	11,46
C51-04	278	-8,5	12,28	C53-04	287	-8,3	12,05
C51-05	272	-8,7	12,51	C53-05	285	-8,6	12,39
C51-06	263	-8,1	11,81	C53-06	283	-8,4	12,16
C51-07	262	-7,5	11,1	C53-07	282	-8,4	12,16
C51-08	261	-7,9	11,58	C53-08	281	-7,7	11,34
C51-09	260	-8,7	12,51	C53-09	279	-8,5	12,28
C51-10	251	-7,7	11,34	C53-10	275	-8,4	12,16
C51-11	249	-8,4	12,16	C53-11	272	-8,2	11,93
C51-12	245	-8,6	12,39	C53-12	262	-7,9	11,58
C51-13	244	-9	12,85	C53-13	261	-8,4	12,16
C51-14	244	-8,1	11,81	C53-14	250	-8,4	12,16
C51-15	242	-8,5	12,28	C53-15	246	-8	11,7
C51-16	239	-8,2	11,93	C53-16	245	-7,9	11,58
C51-17	238	-8,3	12,05	C53-17	244	-8,4	12,16
C51-18	236	-8,9	12,73	C53-18	243	-8,8	12,62
C51-19	235	-8,7	12,51	C53-19	237	-7,8	11,6
C51-20	233	-7,5	11,1	C53-20	232	-8,5	12,28
C51-21	224	-8,7	12,51	C53-21	232	-7,9	11,58
C51-22	221	-8,5	12,28	C53-22	230	-8	11,7
C51-23	220	-8,1	11,81	C53-23	222	-8,5	12,28
C51-24	205	-8,4	12,16	C53-24	218	-8,6	12,39
C51-25	197	-8,4	12,16	C53-25	213	-8,4	12,16
Promedios:	247,72	-8,36	12,1124	Promedios:	263,36	-8,268	12,0128

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 365-S, mina Rayas, Guanajuato									
Muestra No. 30	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 31	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl		
C56-01	358	-8,2	11,93	C59-01	376	-8,4	12,16		
C56-02	317	-7,8	11,46	C59-02	341	-8,6	12,39		
C56-03	308	-8,2	11,93	C59-03	338	-8,6	12,39		
C56-04	301	-8,1	11,81	C59-04	336	-8,6	12,39		
C56-05	296	-7,8	11,46	C59-05	335	-9,5	13,4		
C56-06	291	-7,9	11,58	C59-06	333	-9,7	13,62		
C56-07	290	-6,7	10,11	C59-07	331	-9,7	13,62		
C56-08	289	-7,8	11,46	C59-08	329	-9,3	13,18		
C56-09	286	-7,8	11,46	C59-09	329	-9,3	13,18		
C56-10	283	-6,9	10,36	C59-10	328	-9,3	13,18		
C56-11	280	-8,1	11,81	C59-11	309	-9,3	13,18		
C56-12	278	-7,8	11,46	C59-12	304	-8,8	12,62		
C56-13	278	-6,8	10,24	C59-13	283	-9,3	13,18		
C56-14	277	-6,9	10,36	C59-14	280	-8,4	12,16		
C56-15	274	-6,8	10,24	C59-15	270	-8,6	12,39		
C56-16	271	-7,8	11,46	C59-16	269	-9	12,85		
C56-17	270	-7,1	10,61	C59-17	266	-9,2	13,07		
C56-18	269	-6,9	10,36	C59-18	256	-7,8	11,46		
C56-19	268	-8,2	11,58	C59-19	250	-8,2	11,93		
C56-20	268	-6,7	10,11	C59-20	246	-8,2	11,93		
C56-21	261	-7,9	11,58	C59-21	238	-9,2	13,07		
C56-22	256	-7,9	11,58	C59-22	237	-9,1	12,96		
C56-23	245	-7,8	11,46	C59-23	230	-9	12,85		
C56-24	240	-7,8	11,46	C59-24	225	-9,4	13,29		
C56-25	239	-6,8	10,24	C59-25	222	-8,3	12,05		
Promedios:	279,72	-7,54	11,1244	Promedios:	290,44	-8,912	12,74		

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 365-S, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 32	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 33	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C61-01	428	-9,3	13,18	C61a-01	406	-8,1	11,81
C61-02	418	-9,8	13,72	C61a-02	371	-8,4	12,16
C61-03	382	-9,5	13,4	C61a-03	350	-8,3	12,05
C61-04	367	-9,9	13,83	C61a-04	332	-8,4	12,16
C61-05	360	-9,8	13,72	C61a-05	323	-9,2	13,07
C61-06	337	-9,4	13,29	C61a-06	315	-9	12,85
C61-07	318	-9,8	13,72	C61a-07	301	-9,1	12,96
C61-08	304	-9,6	13,51	C61a-08	299	-8,8	12,62
C61-09	302	-10,2	14,15	C61a-09	293	-8,8	12,62
C61-10	301	-9,5	13,4	C61a-10	292	-9,2	13,07
C-61-11	296	-9,4	13,29	C61a-11	290	-8,8	12,62
C-61-12	291	-9,9	13,83	C61a-12	288	-9,2	13,07
C-61-13	286	-9,8	13,72	C61a-13	274	-8	11,7
C-61-14	284	-9,8	13,72	C61a-14	272	-9,2	13,07
C-61-15	276	-9,6	13,51	C61a-15	271	-8,4	12,16
C-61-16	271	-9,4	13,29	C61a-16	271	-8,1	11,81
C-61-17	270	-9,5	13,4	C61a-17	270	-9,3	13,18
C-61-18	268	-10,3	14,25	C61a-18	268	-9,1	12,96
C-61-19	258	-10,1	14,04	C61a-19	268	-8,5	12,28
C61-20	254	-9,6	13,51	C61a-20	267	-8,3	12,05
C61-21	252	-9,6	13,51	C61a-21	265	-9,3	13,18
C61-22	248	-10,3	14,25	C61a-22	263	-8,3	12,05
C61-23	247	-9,6	13,51	C61a-23	262	-9	12,85
C61-24	232	-9,3	13,18	C61a-24	254	-9,1	12,96
C61-25	218	-9,8	13,72	C61a-25	246	-8	11,7
Promedios:	298,72	-9,712	13,626	Promedios:	292,44	-8,716	12,5204

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 365-S, mina Rayas, Guanajuato

Muestra No. 34 número de muestra	Temperatura de homogenización		Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
	en °C			
C63-01	338		-7,8	11,46
C63-02	325		-7,7	11,34
C63-03	308		-7,3	10,86
C63-04	302		-7,7	11,34
C63-05	295		-7,8	11,46
C63-06	293		-7,1	10,61
C63-07	292		-7,3	10,86
C63-08	291		-7,7	11,34
C63-09	289		-7,9	11,58
C63-10	287		-7,3	10,86
C63-11	270		-7,8	11,46
C63-12	269		-7,3	10,86
C63-13	267		-7,4	10,98
C63-14	267		-7,2	10,73
C63-15	256		-7,4	10,98
C63-16	251		-7,5	11,1
C63-17	244		-7,6	11,22
C63-18	236		-7,9	11,58
C63-19	234		-7,6	11,22
C63-20	233		-8,3	12,05
C63-21	233		-7,2	10,73
C63-22	224		-8	11,7
C63-23	220		-7,8	11,46
C63-24	217		-7,6	11,22
C63-25	206		-7,2	10,73
Promedios:	265,88		-7,576	11,1892

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato											
Muestra No. 35	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 36	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 36	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C64-01	330	-8	11,7	C67-01	406	-9	12,85				
C64-02	293	-7,5	11,1	C67-02	389	-9,7	13,62				
C64-03	287	-7,6	11,22	C67-03	388	-8,8	12,62				
C64-04	283	-7,9	11,58	C67-04	371	-8,7	12,51				
C64-05	281	-7,2	10,73	C67-05	370	-9,3	13,18				
C64-06	279	-7,2	10,73	C67-06	353	-9,7	13,62				
C64-07	278	-7,3	10,86	C67-07	349	-8,6	12,39				
C64-08	275	-8	11,7	C67-08	337	-10	13,94				
C64-09	275	-7,7	11,34	C67-09	332	-8,7	12,51				
C64-10	274	-7,8	11,46	C67-10	304	-9,6	13,51				
C64-11	272	-7,2	10,73	C67-11	294	-9,6	13,51				
C64-12	267	-6,7	10,11	C67-12	292	-8,6	12,39				
C64-13	266	-8	11,7	C67-13	289	-8,8	12,62				
C64-14	261	-7,2	10,73	C67-14	286	-9,8	13,72				
C64-15	258	-8	11,7	C67-15	286	-8,7	12,51				
C64-16	256	-8	11,7	C67-16	280	-8,6	12,39				
C64-17	256	-7,8	11,46	C67-17	277	-9,4	13,29				
C64-18	253	-8	11,7	C67-18	271	-9,2	13,07				
C64-19	248	-7,8	11,46	C67-19	262	-8,7	12,51				
C64-20	248	-7,1	10,61	C67-20	257	-9,1	12,96				
C64-21	235	-7	10,49	C67-21	241	-9,7	13,62				
C64-22	233	-7,9	11,58	C67-22	240	-8,6	12,39				
C64-23	232	-7,2	10,73	C67-23	230	-9,1	12,96				
C64-24	225	-7,4	10,98	C67-24	226	-9,4	13,29				
C64-25	225	-7,4	10,98	C67-25	177	-9,7	13,62				
Promedios	263,6	-7,556	11,1632	Promedios:	300,28	-9,164	13,024				

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 37	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 38 número de muestra	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C69-01	332	-6,8	10,24	C73-01	352	-9,8	13,72
C69-02	307	-6,9	10,36	C73-02	299	-9,8	12,72
C69-03	281	-8	11,7	C73-03	294	-9,8	12,72
C69-04	278	-6,8	10,24	C73-04	288	-10,5	14,46
C69-05	274	-7,9	11,58	C73-05	268	-9,1	12,96
C69-06	265	-6,9	10,36	C73-06	267	-9,7	12,51
C69-07	264	-7,6	11,22	C73-07	264	-10,4	14,36
C69-08	263	-7,6	11,22	C73-08	250	-9,8	12,72
C69-09	261	-7,8	11,46	C73-09	247	-9,9	13,83
C69-10	260	-7,5	11,1	C73-10	242	-10,6	14,57
C69-11	251	-6,7	10,11	C73-11	241	-9,6	13,51
C69-12	250	-6,5	9,86	C73-12	238	-10,3	14,25
C69-13	249	-6,6	9,98	C73-13	238	-10	13,94
C69-14	247	-8,1	11,81	C73-14	236	-10,4	14,36
C69-15	247	-7,9	11,58	C73-15	236	-9,9	13,83
C69-16	246	-7,9	11,58	C73-16	233	-9,8	12,72
C69-17	242	-7,2	10,73	C73-17	230	-10,3	14,25
C69-18	241	-6,7	10,11	C73-18	224	-9,7	12,51
C69-19	237	-7,8	11,46	C73-19	218	-10	13,94
C69-20	234	-7,9	11,58	C73-20	217	-9,7	12,51
C69-21	226	-8	1,7	C73-21	215	-9,9	13,83
C69-22	221	-7,9	11,58	C73-22	213	-9,8	12,72
C69-23	219	-6,5	9,86	C73-23	209	-9,8	12,72
C69-24	217	-6,7	10,11	C73-24	200	-9,9	13,82
C69-25	214	-7,9	11,58	C73-25	200	-9,9	13,82
Promedios:	253,04	-7,364	10,5244	Promedios:	244,76	-9,936	13,492

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato											
Muestra No. 39	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 40	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 40	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
número de muestra				número de muestra				número de muestra			
C74-01	369	-7,7	11,34	C75-01	342	-7,7	11,34	C75-01	342	-7,7	11,34
C74-02	348	-7,7	11,34	C75-02	339	-7,4	10,98	C75-02	339	-7,4	10,98
C74-03	332	-7,4	10,98	C75-03	312	-7,4	10,98	C75-03	312	-7,4	10,98
C74-04	327	-7,6	11,22	C75-04	311	-7,6	11,22	C75-04	311	-7,6	11,22
C74-05	309	-8	11,7	C75-05	301	-7,6	11,22	C75-05	301	-7,6	11,22
C74-06	291	-7,4	10,98	C75-06	296	-7,5	11,1	C75-06	296	-7,5	11,1
C74-07	290	-7,4	10,98	C75-07	294	-7,5	11,1	C75-07	294	-7,5	11,1
C74-08	289	-7,9	11,58	C75-08	288	-7,5	11,1	C75-08	288	-7,5	11,1
C74-09	288	-7,5	11,1	C75-09	286	-7,2	10,73	C75-09	286	-7,2	10,73
C74-10	286	-7,4	10,98	C75-10	271	-7,6	11,22	C75-10	271	-7,6	11,22
C74-11	283	-7,2	10,73	C75-11	270	-7,7	11,34	C75-11	270	-7,7	11,34
C74-12	278	-7,7	11,34	C75-12	249	-7,1	10,61	C75-12	249	-7,1	10,61
C74-13	278	-7,5	11,1	C75-13	248	-7,2	10,73	C75-13	248	-7,2	10,73
C74-14	277	-7,8	11,46	C75-14	247	-7,1	10,61	C75-14	247	-7,1	10,61
C74-15	276	-8,1	11,81	C75-15	242	-7,2	10,73	C75-15	242	-7,2	10,73
C74-16	273	-7,6	11,22	C75-16	233	-7,3	10,86	C75-16	233	-7,3	10,86
C74-17	269	-7,6	11,22	C75-17	232	-7,3	10,86	C75-17	232	-7,3	10,86
C74-18	248	-7,7	11,34	C75-18	227	-7,2	10,73	C75-18	227	-7,2	10,73
C74-19	247	-8	11,7	C75-19	218	-7,1	10,61	C75-19	218	-7,1	10,61
C74-20	238	-7,7	11,34	C75-20	216	-7,3	10,86	C75-20	216	-7,3	10,86
C74-21	238	-7,3	10,86	C75-21	215	-7,2	10,73	C75-21	215	-7,2	10,73
C74-22	236	-7,6	11,22	C75-22	214	-7,2	10,73	C75-22	214	-7,2	10,73
C74-23	235	-7,8	11,46	C75-23	209	-7,2	10,73	C75-23	209	-7,2	10,73
C74-24	221	-7,4	10,98	C75-24	204	-7,1	10,61	C75-24	204	-7,1	10,61
C74-25	218	-7,9	11,58	C75-25	201	-7,3	10,86	C75-25	201	-7,3	10,86
Promedios:	277,76	-7,636	11,2624	Promedios:	258,6	-7,34	10,9036	Promedios:	258,6	-7,34	10,9036

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato											
Muestra No. 41	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl	Muestra No. 42	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl	Muestra No. 42	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad en % de peso de NaCl
C79-01	344	-8,4	12,16	C81-01	313	-9,7	12,51	C81-01	313	-9,7	12,51
C79-02	330	-9,4	13,29	C81-02	310	-9,8	13,72	C81-02	310	-9,8	13,72
C79-03	328	-7,7	11,34	C81-03	310	-9,8	13,72	C81-03	310	-9,8	13,72
C79-04	327	-9,2	13,07	C81-04	310	-9,6	13,51	C81-04	310	-9,6	13,51
C79-05	325	-8,7	12,51	C81-05	303	-10,1	14,04	C81-05	303	-10,1	14,04
C79-06	325	-8,3	12,05	C81-06	291	-9,6	13,51	C81-06	291	-9,6	13,51
C79-07	322	-8,1	11,81	C81-07	291	-7,2	10,73	C81-07	291	-7,2	10,73
C79-08	321	-8	11,7	C81-08	281	-10,1	14,04	C81-08	281	-10,1	14,04
C79-09	317	-9,1	12,96	C81-09	276	-8	11,7	C81-09	276	-8	11,7
C79-10	311	-8,4	12,16	C81-10	270	-7,9	11,58	C81-10	270	-7,9	11,58
C79-11	310	-8,4	12,16	C81-11	259	-7,4	10,98	C81-11	259	-7,4	10,98
C79-12	307	-8,6	12,39	C81-12	257	-7,6	11,22	C81-12	257	-7,6	11,22
C79-13	305	-8,5	12,28	C81-13	256	-10,3	14,25	C81-13	256	-10,3	14,25
C79-14	305	-8,3	12,05	C81-14	251	-8,7	12,51	C81-14	251	-8,7	12,51
C79-15	303	-8,8	12,62	C81-15	243	-9,5	13,4	C81-15	243	-9,5	13,4
C79-16	301	-8,4	12,16	C81-16	239	-9,8	13,72	C81-16	239	-9,8	13,72
C79-17	295	-8	11,7	C81-17	236	-9,7	12,51	C81-17	236	-9,7	12,51
C79-18	292	-8,6	12,39	C81-18	235	-9,6	13,51	C81-18	235	-9,6	13,51
C79-19	282	-8,1	11,81	C81-19	232	-10,2	14,15	C81-19	232	-10,2	14,15
C79-20	275	-8,2	11,93	C81-20	229	-7,2	10,3	C81-20	229	-7,2	10,3
C79-21	272	-8	11,7	C81-21	223	-8,4	12,16	C81-21	223	-8,4	12,16
C79-22	269	-8,2	11,93	C81-22	220	-7,2	10,3	C81-22	220	-7,2	10,3
C79-23	261	-8,6	12,39	C81-23	217	-7,4	10,94	C81-23	217	-7,4	10,94
C79-24	248	-7,9	11,58	C81-24	203	-9,8	13,72	C81-24	203	-9,8	13,72
C79-25	246	-8,2	11,93	C81-25	201	-10,2	14,15	C81-25	201	-10,2	14,15
Promedios:	300,84	-8,404	12,1725	Promedios:	258,24	-8,992	12,6752				

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato							
Muestra No. 43	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl	Muestra No. 44	Temperatura de homogenización en °C	Temperatura de fusión en °C	Salinidad eq. en % de peso de NaCl
C85-01	366	-9,8	13,72	C86-01	407	-9,1	12,96
C85-02	356	-9,9	13,83	C86-02	352	-9,6	13,51
C85-03	354	-10,1	14,04	C86-03	351	-9	12,85
C85-04	341	-16,1	19,53	C86-04	350	-9	12,85
C85-05	326	-10	13,94	C86-05	322	-9	12,85
C85-06	302	-9,9	13,83	C86-06	292	-9,1	12,96
C85-07	291	-9,8	13,72	C86-07	287	-9	12,85
C85-08	288	-10	13,94	C86-08	281	-9	12,85
C85-09	285	-10,1	14,04	C86-09	274	-8,1	11,81
C85-10	273	-10,1	14,04	C86-10	273	-9	12,85
C85-11	270	-9,9	13,83	C86-11	268	-9,1	12,96
C85-12	268	-10	13,94	C86-12	266	-8	11,7
C85-13	265	-9,7	13,62	C86-13	261	-8,2	11,81
C85-14	264	-10,1	14,04	C86-14	259	-7,8	11,46
C85-15	258	-9,9	13,83	C86-15	255	-9,1	12,96
C85-16	256	-10	13,94	C86-16	248	-8,1	11,81
C85-17	251	-10,3	14,25	C86-17	246	-9,1	12,96
C85-18	250	-10,3	14,25	C86-18	243	-8,2	11,81
C85-19	248	-9,8	13,72	C86-19	242	-9,1	12,96
C85-20	248	-9,5	13,4	C86-20	236	-8,1	11,81
C85-21	247	-10,2	14,15	C86-21	232	-8,3	12,05
C85-22	246	-10,1	14,04	C86-22	230	-9,1	11,81
C85-23	242	-10,1	14,04	C86-23	223	-9,1	11,81
C85-24	236	-10,1	14,04	C86-24	221	-9,1	11,81
C85-25	224	-10,1	14,04	C86-25	206	-8,1	11,81
Promedios:	278,2	-10,236	14,1504	Promedios:	273	-8,736	12,3948

Resumen de datos de inclusiones fluidas del "clavo de Rayas", Niv. 345-S, mina Rayas, Guanajuato

Muestra No. 45 número de muestra	Temperatura de homogenización		Temperatura de fusión		Salinidad eq. en % de peso de NaCl
	en °C	en °C	en °C	en °C	
C87-01	317	-10,9	-10,9	14,87	
C87-02	314	-10,9	-10,9	14,87	
C87-03	313	-10,4	-10,4	14,36	
C87-04	303	-10,6	-10,6	14,57	
C87-05	298	-10,7	-10,7	14,67	
C87-06	285	-11	-11	14,97	
C87-07	279	-11	-11	14,97	
C87-08	277	-11	-11	14,97	
C87-09	275	-11	-11	14,97	
C87-10	258	-11,1	-11,1	15,07	
C87-11	251	-10,6	-10,6	14,57	
C87-12	248	-10,6	-10,6	14,57	
C87-13	247	-10,6	-10,6	14,57	
C87-14	243	-10,6	-10,6	14,57	
C87-15	240	-11,1	-11,1	15,07	
C87-16	238	-10,8	-10,8	14,77	
C87-17	232	-10,2	-10,2	14,15	
C87-18	227	-11	-11	14,97	
C87-19	225	-10,7	-10,7	14,67	
C87-20	224	-11,2	-11,2	15,17	
C87-21	224	-10,7	-10,7	14,67	
C87-22	223	-10,5	-10,5	14,46	
C87-23	222	-10,8	-10,8	14,77	
C87-24	221	-10,5	-10,5	14,46	
C87-25	220	-10,6	-10,6	14,57	
Promedios:	256,1	-10,764	-10,764	14,732	

Ejemplo de hoja de trabajo IF



Copia de la tabla 1b, calculada por Haas (1971)

EFFECT OF SALINITY ON MAXIMUM THERMAL GRADIENT

943

TABLE 1b. Thermal Profiles for Selected Compositions of NaCl-H₂O Liquids With Corresponding Vapor Pressures and Densities

The temperature at the water-table ($P_0=1.013$ b) is given at the bottom of each profile.

Temp. (°C)	2.0 Wt Per Cent NaCl			5.0 Wt Per Cent NaCl			10.0 Wt Per Cent NaCl		
	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)
T_b	0.0	1.0	0.972	0.0	1.0	0.992	0.0	1.0	1.027
90.	-3.3	0.7	0.979	-3.4	0.7	1.000	-3.5	0.7	1.035
100.	-0.1	1.0	0.972	-0.3	1.0	0.993	-0.7	0.9	1.029
110.	4.2	1.4	0.965	3.9	1.4	0.986	3.2	1.3	1.022
120.	10.0	2.0	0.957	9.4	1.9	0.978	8.4	1.9	1.014
130.	17.6	2.7	0.949	16.7	2.6	0.970	15.2	2.5	1.007
140.	27.3	3.6	0.941	26.1	3.5	0.962	23.8	3.4	0.999
150.	39.7	4.7	0.932	37.9	4.6	0.953	34.8	4.4	0.990
160.	55.1	6.1	0.922	52.7	6.0	0.944	48.5	5.8	0.982
170.	74.3	7.8	0.913	71.0	7.7	0.935	65.6	7.4	0.973
180.	97.7	9.9	0.902	93.4	9.7	0.925	86.2	9.4	0.964
190.	126.0	12.4	0.892	120.5	12.2	0.915	111.3	11.7	0.953
200.	160.1	15.4	0.881	153.1	15.1	0.904	141.4	14.5	0.944
210.	200.8	18.9	0.869	191.9	18.5	0.893	177.2	17.8	0.934
220.	248.9	22.9	0.857	237.8	22.5	0.882	219.4	21.7	0.923
230.	305.5	27.7	0.845	291.7	27.1	0.870	269.0	26.1	0.912
240.	371.7	33.1	0.831	354.7	32.5	0.857	326.7	31.2	0.901
250.	448.6	39.3	0.817	427.8	38.6	0.844	393.6	37.1	0.889
260.	537.8	46.4	0.803	512.3	45.5	0.830	470.7	43.8	0.876
270.	640.5	54.4	0.787	609.6	53.3	0.816	559.3	51.3	0.863
280.	758.7	63.4	0.771	721.2	62.2	0.801	660.6	59.9	0.850
290.	894.3	73.6	0.753	849.0	72.1	0.784	776.0	69.4	0.835
300.	1049.5	84.9	0.734	994.9	83.2	0.767	907.3	80.0	0.820
310.	1227.2	97.5	0.714	1161.3	95.6	0.748	1056.2	91.9	0.804
320.	1430.7	111.5	0.691	1351.1	109.3	0.727	1225.0	105.1	0.787
330.	1664.3	127.1	0.666	1567.8	124.5	0.704	1415.3	119.1	0.768
	$T_b = 100.3^\circ\text{C}$			$T_b = 100.9^\circ\text{C}$			$T_b = 101.9^\circ\text{C}$		
	15.0 Wt Per Cent NaCl			20.0 Wt Per Cent NaCl			25.0 Wt Per Cent NaCl		
	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)	Depth (meters)	Pressure (bars)	Density (g/cm ³)
T_b	0.0	1.0	1.063	0.0	1.0	1.101	0.0	1.0	1.139
90.	-3.7	0.6	1.072	-3.9	0.6	1.110	-4.1	0.6	1.150
100.	-1.0	0.9	1.065	-1.4	0.9	1.104	-1.9	0.8	1.144
110.	2.6	1.3	1.059	1.9	1.2	1.097	1.1	1.1	1.137
120.	7.3	1.8	1.051	6.2	1.7	1.090	5.0	1.6	1.129
130.	13.6	2.4	1.044	11.9	2.3	1.082	10.2	2.1	1.122
140.	21.6	3.2	1.036	19.2	3.1	1.075	16.8	2.9	1.114
150.	31.7	4.3	1.028	28.5	4.0	1.067	25.2	3.8	1.106
160.	44.3	5.5	1.020	40.0	5.2	1.058	35.7	4.9	1.098
170.	59.9	7.1	1.011	54.3	6.7	1.050	48.6	6.3	1.089
180.	79.0	9.0	1.002	71.7	8.5	1.041	64.4	8.0	1.081
190.	102.0	11.2	0.993	92.7	10.6	1.033	83.5	10.0	1.072
200.	129.6	13.9	0.984	117.9	13.2	1.024	106.4	12.4	1.063
210.	162.4	17.0	0.974	147.8	16.2	1.015	133.6	15.2	1.055
220.	201.1	20.7	0.964	183.1	19.7	1.005	165.7	18.5	1.046
230.	246.4	25.0	0.954	224.3	23.7	0.996	203.1	22.3	1.037
240.	299.1	29.9	0.944	272.2	28.4	0.986	246.6	26.7	1.028
250.	360.1	35.5	0.933	327.6	33.7	0.977	296.8	31.8	1.019
260.	430.2	41.9	0.922	391.1	39.7	0.967	354.3	37.5	1.010
270.	510.5	49.1	0.910	463.8	46.6	0.957	420.0	44.0	1.002
280.	602.1	57.2	0.899	546.4	54.3	0.947	494.7	51.3	0.993
290.	706.1	66.3	0.887	639.9	62.9	0.937	579.0	59.5	0.985
300.	823.8	76.5	0.874	745.5	72.6	0.927	673.9	68.6	0.977
310.	956.8	87.8	0.861	864.2	83.3	0.916	780.4	78.7	0.969
320.	1106.7	100.3	0.847	997.3	95.2	0.906	899.3	90.0	0.962
330.	1275.3	114.2	0.832	1146.2	108.4	0.896	1031.7	102.4	0.954
	$T_b = 103.2^\circ\text{C}$			$T_b = 104.7^\circ\text{C}$			$T_b = 106.7^\circ\text{C}$		

