



Universidad Michoacana de
San Nicolás de Hidalgo



Instituto de Investigaciones Metalúrgicas
Departamento de Geología y Mineralogía

“Metalogénesis del Batolito Aquila-Maruata y su Relación
con los Depósitos de Hierro del Suroccidente de México”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

P R E S E N T A:

Ing. Jorge Alberto Aguilar Hernández

Director de tesis:
Dr. Pedro Corona Chávez

Morelia, Michoacán
Febrero 2012



Para Mi.

Para mis padres y hermanos.

*Pero sobre todo a Dios por ponerlos
en mi proyecto de vida. . . Los amo.*

Agradecimientos

Deseo agradecer infinitamente la amplia ayuda, apoyo, motivación y paciencia que he recibido de mi tutor de tesis el Dr. Pedro Corona Chávez, por su amable y ejemplar enseñanza. A quien admiro por su inteligencia y conocimientos, a quien le debo el hecho de que ésta tesis tenga los menos errores posibles. Gracias!!!

Al Ing. Alfredo Victoria Morales, por su valiosísima aportación sobre el conocimiento de mineragrafía, por sus observaciones y sugerencias, sin usted parte muy importante de éste proyecto estaría incompleto, le estaré eternamente agradecido.

Al Dr. Carles Canet Miquel, por su valiosa colaboración y asesoría sobre mis dudas en el procesado de datos, por recibirme y apoyarme durante la estancia en el Instituto de Geofísica, UNAM.

A la Dra. María del Sol Hernández Bernal, por sus enseñanzas y motivación en todo momento. Por su apoyo incondicional.

Al MC. Neftalí Razo Pérez, por su asesoría sobre la difracción de rayos X y por su total disposición en cualquier momento.

Quiero agradecer de igual forma al personal del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), al Ing. Carlos Linares y la Dra. Margarita Reyes por la asesoría del análisis de muestras y por las facilidades otorgadas.

Mil gracias a los compañeros y amigos de la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio (MGyPT), por la sincera amistad y apoyo, en este sueño en común que decidimos emprender.

El comité de jurado estuvo integrado por: Dra. María del Sol Hernández Bernal, Dr. Pedro Corona Chávez, Dr. Jasinto Robles Camacho, Dr. Mikhail Ostrooumov, Dr. Giovanni Sosa Ceballos, a quienes agradezco las observaciones y comentarios realizados, los cuales enriquecieron enormemente la versión final del manuscrito de tesis.

Finalmente quiero agradecer a Conacyt por su apoyo económicamente otorgado con la beca No de Convocatoria 290604.

Tabla de Contenido

Resumen	1
Abstract	2
1. Introducción	3
2. Problemática, zona de estudio y objetivos	4
2.1 <i>Planteamiento del problema</i>	4
2.2 <i>Localización</i>	4
2.3 <i>Objetivos</i>	5
3. Metodología	7
3.1 <i>Recopilación bibliográfica</i>	7
3.2 <i>Trabajo de campo</i>	7
3.3 <i>Trabajo de laboratorio</i>	8
3.3.1 Preparación de superficies pulidas	8
3.3.2 Descripción de superficies pulidas	10
3.3.3 Análisis de microsonda electrónica	10
3.3.4 Preparación de muestras y fundamento del análisis por difracción de rayos-X (DRX)	12
3.3.5 Preparación de muestras y fundamento del análisis por fluorescencia de rayos-X (FRX)	13
3.4 Procesamiento e integración de datos	14
4. Marco geológico	17
4.1 <i>Geología regional</i>	17
4.1.1 Basamento metamórfico del Mesozoico temprano	18
4.1.2 Magmatismo del Jurásico medio (Arco Jm)	20
4.1.3 Secuencias volcanosedimentarias del Cretácico inferior	20
4.1.4 Magmatismo del Cretácico tardío y batolitos costeros del Paleoceno/Eoceno	21
4.2 <i>Estratigrafía de la región SO de Michoacán y del Batolito Aquila-Maruata (BAM)</i>	23
4.2.1 Formación La Alberca	25
4.2.2 Formación Tecalitlán	25
4.2.3 Formación Tepalcatepec	26
4.2.4 Formación Cerro de la Vieja	26
4.2.5 Batolito Aquila-Maruata	26
5. Antecedentes: yacimientos minerales y metalogénesis en el SO de Michoacán	29
5.1 <i>Distribución de los yacimientos del SO de México y Michoacán</i>	30
5.2 <i>Metalogénesis de los yacimientos de Fe del SO de México y Michoacán</i>	34

6. Marco conceptual: Mineralogía y petrología de óxidos de hierro	38
6.1 <i>Definición y características de los óxidos de hierro</i>	38
6.1.1 Serie de solución sólida de las titanomagnetitas	39
6.1.2 Serie de solución sólida de las titanohematitas	40
6.1.3 Serie de las titanomaghemitas	40
6.2 <i>Texturas de oxidación de Fe-Ti</i>	41
6.3 <i>Evolución de las texturas de oxidación de Fe-Ti</i>	43
6.4 <i>Oxidación deutérica</i>	45
6.5 <i>Petrología de óxidos de hierro</i>	46
6.5.1 La importancia de la fugacidad de oxígeno en petrología	47
7. Revisión y propuesta espacial de datos metalogenéticos	50
7.1 <i>Mecanismo de emplazamiento por inyección magmática</i>	52
7.2 <i>Depósito mineral de origen magmático-metasomático</i>	53
7.3 <i>Depósito mineral de origen magmático-hidrotermal.</i>	54
8. Trabajo de campo.	55
8.1 <i>El Tecate</i>	56
8.2 <i>Maruata</i>	57
8.3 <i>Crucero Maruata-Pómaro</i>	58
8.4 <i>El Zipimo</i>	59
8.5 <i>Puerto del Caimán</i>	60
8.6 <i>El Resumidero</i>	61
8.7 <i>La Nuez</i>	62
8.8 <i>La Guayabera</i>	63
8.9 <i>Terrero de La Estanzuela</i>	65
8.10 <i>La Estanzuela I</i>	66
8.11 <i>Aquila</i>	67
8.12 <i>El Oate</i>	68
8.13 <i>La Colomera</i>	69
8.14 <i>La Ceiba</i>	71
8.15 <i>El Brioso</i>	72
8.16 <i>El Zapote</i>	73
8.17 <i>San Pedro</i>	75
9. Análisis mineragráfico y petrográfico	77
9.1 <i>Óxidos de fierro</i>	77
9.1.1 Magnetita	77
9.1.2 Hematita	80
9.1.3 Goethita	82
9.2 <i>Sulfuros de Fe</i>	83
9.2.1 Pirita	83
9.2.2 Calcopirita	84
9.2.3 Pirrotina	84
9.2.4 Calcosina	85
9.2.5 Covelina.	86

9.3 Petrografía de los cuerpos ígneos intrusivos y alteración hidrotermal en el BAM .	87
9.3.1 Asociaciones de alteración potásica	89
9.3.2 Asociaciones de alteración fílica	89
9.3.3 Asociaciones de alteración propilítica	90
9.4 Paragénesis mineral	90
10. Química mineral y geoquímica de roca total	91
10.1 <i>Química mineral de óxidos y sulfuros de Fe</i>	91
10.1.1 El Zipimo	92
10.1.2 El Resumidero	94
10.1.3 La Guayabera	96
10.1.4 El Terrero de La Estanzuela	96
10.1.5 La Estanzuela I	97
10.1.6 Aquila	98
10.1.7 La Colomera	100
10.2 <i>Sulfuros de los depósitos minerales El Resumidero, Aquila y La Colomera</i> .	101
10.3 <i>Química mineral de óxidos de Fe-Ti del BAM</i>	102
10.4 <i>Análisis de elementos mayores, FeO y Fe₂O₃ por fluorescencia de rayos X</i> .	104
11. Difracción de rayos X	106
11.1 <i>El Zipimo</i>	106
11.2 <i>El Resumidero</i>	107
11.3 <i>El Terrero de La Estanzuela</i>	108
11.4 <i>La Estanzuela I</i>	109
11.5 <i>Aquila</i>	110
11.6 <i>La Colomera</i>	112
12. Discusión	115
12.1 <i>Distribución de los yacimientos de Fe en el BAM</i>	115
12.2 <i>Relaciones petrológicas y mineralógicas de los yacimientos de Fe</i>	118
12.3 <i>Geoquímica de los yacimientos de Fe del BAM</i>	122
12.4 <i>Paragénesis de los depósitos ferríferos del BAM</i>	126
12.5 <i>Yacimientos ferríferos del BAM y su comparación con los yacimientos tipo IOCG</i> .	129
.	129
13. Conclusiones y recomendaciones	135
<i>Anexo I: Génesis de los depósitos de hierro tipo IOCG</i>	137
<i>Anexo II: Principales grupos de rocas graníticas (Chappell y White, 2001)</i>	152
<i>Anexo III: Descripción de ejemplares de mano de las localidades mineras del suroccidente de Michoacán</i>	156
<i>Anexo IV: Composición y fórmula química de los depósitos de hierro del suroccidente de Michoacán (procesamiento de datos)</i>	163
Referencias consultadas	174

Resumen

La zona de estudio es considerada como la región ferrífera del SO de México. Abarca la porción sur de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, que limitan con la zona costera hacia el Océano Pacífico. En esta zona quedan comprendidos yacimientos históricamente importantes como La Huerta, El Encino y Pihuamo (Jalisco); Peña Colorada, Arrayanes y Cerro Náhuatl (Colima); Aquila, La Guayabera, Los Pozos y las Truchas (Michoacán); Tibor y El Violín (Guerrero).

A partir del reconocimiento de campo, se estableció la secuencia de eventos de formación de los depósitos de hierro: (i) Intrusión de un granitoide; (ii) generación de un skarn estéril; (iii) emplazamiento de un cuerpo masivo de magnetita; (iv) hidrotermalismo, representado por la generación simultánea de una fuerte alteración fílica y propilítica distal con sectores de alteración potásica proximales y (v) emplazamiento de brechas mineralizadas que cortan a toda la serie estratigráfica.

Los depósitos de la región costera del SO de Michoacán están emplazados en el BAM (Batolito Aquila-Maruata) de composición granodiorítica, con la presencia de pequeños cuerpos gabróticos y aplíticos. Parte de los estudios realizados paralelamente con esta investigación indican que estas granodioritas contienen biotita, piroxeno y hornblenda, así como magnetita, esfena, apatita y zircón como fases accesorias.

Por medio de la revisión megascópica, de secciones delgadas y superficies pulidas, se observa que la mineralización consiste principalmente de óxidos de hierro (magnetita-hematita), escasos sulfuros de cobre (pirita, calcopirita, pirrotina), desarrollo de minerales secundarios (goethita, limonita y covelina). Asimismo una serie de texturas de exsolución, puntos triples y recristalización, que sugieren eventos magmáticos, metasomáticos e hidrotermales.

Finalmente los resultados de Microsonda electrónica, nos permitieron corroborar la presencia de una composición prevalentemente de óxidos con sulfuros de hierro subordinados. Por otro lado, la química mineral de los óxidos de Fe-Ti contenidos en los granitos, nos muestra que aparentemente tienen una relación genética con los depósitos de hierro, en cuanto presentan composiciones de la serie magnetita-hematita, típicamente más ricas en óxido férrico.

Asimismo, a partir de estos datos se propone que los depósitos del SO presentan una fuerte afinidad con los depósitos IOCG (Iron Oxide Copper Gold Deposits por sus siglas en inglés) similar a los depósitos andinos. Si bien persisten numerosas interrogantes a nivel regional y sobre la metalogenia de los yacimientos IOCG en México y en general, un modelo de este tipo parece ser la hipótesis de partida más adecuada para explicar la génesis de estos yacimientos.

Abstract

The studied area is considered the ferriferous region of SW of México. It covers the southern portion of the states of Jalisco, Colima, Michoacán and Guerrero, bordering the coastal area of the Pacific Ocean. In this area are covered, since a long time, important deposits like La Huerta, El Encino and Pihuamo (Jalisco); Peña Colorada, Arrayanes and Cerro Náhuatl (Colima); Aquila, La Guayabera, Los Pozos and Las Truchas (Michoacán); Tibor and Violin (Guerrero).

Upon recognition field, established the sequence of events forming iron deposits: (i) a granitoid intrusion, (ii) generating a sterile skarn, (iii) emplacement of massive body of magnetite; (iv) hydrothermal, represented by the simultaneous generation of strong phyllic and propylitic alteration distal to proximal areas of potassic alteration and (v) emplacement of mineralized breccias that cut through across the stratigraphic series.

The deposits of the coastal region SW of Michoacán are emplacement at BAM (Aquila-Maruata Batholith) of granodioritic composition, the presence of small gabbroic bodies. Some of the studies conducted parallel with this investigation, indicate that these granodiorites contain biotite and hornblende, pyroxene and in a minimum portion contains magnetite, sphene, apatite and zircon as accessory phases.

Through megascopic revision, sections and polished surfaces, it is observed that the mineralization consists mainly of iron oxides (magnetite, hematite), limited copper sulfides (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite), development of secondary minerals (goethite, limonite and covellite). Also, a series of exsolution textures, three points and recrystallization, suggesting magmatic, metasomatic and hydrothermal events.

Finally electron microprobe results, gave us the opportunity to confirm the presence of a composition predominantly of oxides of iron sulfides subordinates. Furthermore, the mineral chemistry of Fe-Ti oxides contained in the granites showed that apparently have a genetic relationship with iron deposits, as presented compositions of magnetite – hematite series, typically richer in iron oxide.

Thus, from these data, is suggested that the deposits from SW exhibit an strong affinity with IOCG (Iron Oxide Copper Gold deposits), which are similar to Andean deposits. While many questions persist regionally and on the metallogeny of IOCG deposits in Mexico, and generally, a model of this type seems to be the most appropriate hypothesis to explain the genesis of these deposits.

1. Introducción

El hierro es uno de los metales más abundantes en la corteza terrestre, en concentraciones económicas se encuentra en una gran variedad de depósitos, los cuales se relacionan con procesos magmáticos, metasomáticos y sedimentarios (Corona-Esquivel y Enríquez, 2004). En México, de particular atención en el SO de Michoacán, los depósitos de hierro fueron conocidos desde tiempos de la época colonial por los indígenas, pero no fue hasta la llegada de los españoles cuando empezaron a explotarlo y fundirlo, trabajándolo de manera rudimentaria y a valorar el uso de éste (Ostroumov y Corona-Chávez, 1999). Asimismo, debido a la problemática de escasez de mineral de hierro en México, surge la idea de emprender este estudio con el objetivo de contribuir al conocimiento de los yacimientos y a su vez reorientar la exploración.

De acuerdo con lo anterior, la costa pacífica del SO de México (Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero), se caracteriza por presentar una concentración de depósitos de hierro, los cuales han sido interpretados como tipo *skarn* clásico, o bien han sido referidos como depósitos magmáticos hidrotermales “genéricos” de magnetita-apatita.

Sin embargo la relación de la actividad magmática con la génesis de este tipo de yacimientos minerales ha sido poco estudiada en México, lo cual ha redundado en exploraciones inconclusas o en explotaciones fallidas por resultar no rentables. Se propone que con estudios de mayor precisión y con la tecnología actual se pueden documentar mejor la petrogénesis de los hallazgos, lo cual permitirá proponer programas serios de explotación minera, cuando esos sean considerados económicamente explotables.

Por lo expuesto en el párrafo anterior, en este trabajo se plantea la recopilación de la información geológica y metalogenética existente sobre el complejo plutónico Aquila-Maruata, reprocesarla para clasificarla en un contexto de los depósitos en la porción SO de México, de igual forma se analizó la petrografía, mineralogía, y composición química de los óxidos de hierro. Con los datos anteriores se definió la secuencia paragenética de los minerales asociados en los depósitos, así como las diferentes etapas de mineralización, para finalmente poder proponer un modelo que explique la concentración anómala de los yacimientos de hierro y su relación con el sistema magmático plutónico asociado. De igual forma

2. Problemática, zona de estudio y objetivos

2.1 Planteamiento del problema

Los estudios encaminados a la metalogénesis en México son muy pocos, en relación a la importancia que revisten los yacimientos minerales a nivel mundial. Para el caso específico de Michoacán, este tipo de estudios simplemente no se han realizado, pues, los estudios que se han llevado a cabo, principalmente son descriptivos o a manera de inventarios pero sin profundizar en su comportamiento regional ni en sus características genéticas (Salas, 1975a, 1975b; Velasco, 1977; Núñez y Torres, 1984; González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988; Ostroumov y Corona-Chávez, 1999).

En este trabajo pretendemos llevar a cabo la actualización e interpretación de datos existentes relacionados a la distribución de los yacimientos de hierro en la porción SO de Michoacán. Por otro lado, también evaluar la actualidad del conocimiento que se tiene sobre la génesis de los depósitos minerales de hierro, en términos de los modelos genéticos más recientes (Anexo I).

2.2 Localización

Los yacimientos ferríferos de la región costera del suroccidente de Michoacán se encuentran en un área limitada por las coordenadas geográficas 18° 00' a 19° 00' de latitud norte y los meridianos 103° 00' a 103° 40' de longitud oeste (Figura 1), cartográficamente queda incluida dentro las cartas Villa Victoria E13B55, Coalcomán E13B56, Coahuayana de Hidalgo E13B65, Tehuantepec E13B66, Colola E13B75, San Pedro Naranjestil E13B76, Huahua E13B86 trabajadas a escala 1:50 000 del INEGI. Fisiográficamente se localiza en el sector centro-poniente de la Sierra Madre del Sur y al Norte a unos pocos metros del Océano Pacífico. Se ubica en la porción occidental del subterreno Zihuatanejo que forma parte del Terreno Compuesto Guerrero. La morfología de la región se caracteriza por sierras abruptas que conforman las partes orográficas más elevadas, así como lomas de pendientes suaves y finalmente zonas planas y franjas angostas paralela a la costa. Geológicamente, el área se ubica en la provincia del complejo orogénico de Guerrero-Colima (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992, *in* Corona-Esquivel y Henríquez, 2004), que consiste esencialmente de formaciones volcánico-sedimentarias deformadas del

Triásico tardío-Cretácico. El principal acceso es sobre la carretera costera que conecta las ciudades de Lázaro Cárdenas, Michoacán con Manzanillo, Colima (Playa Azul-Manzanillo).

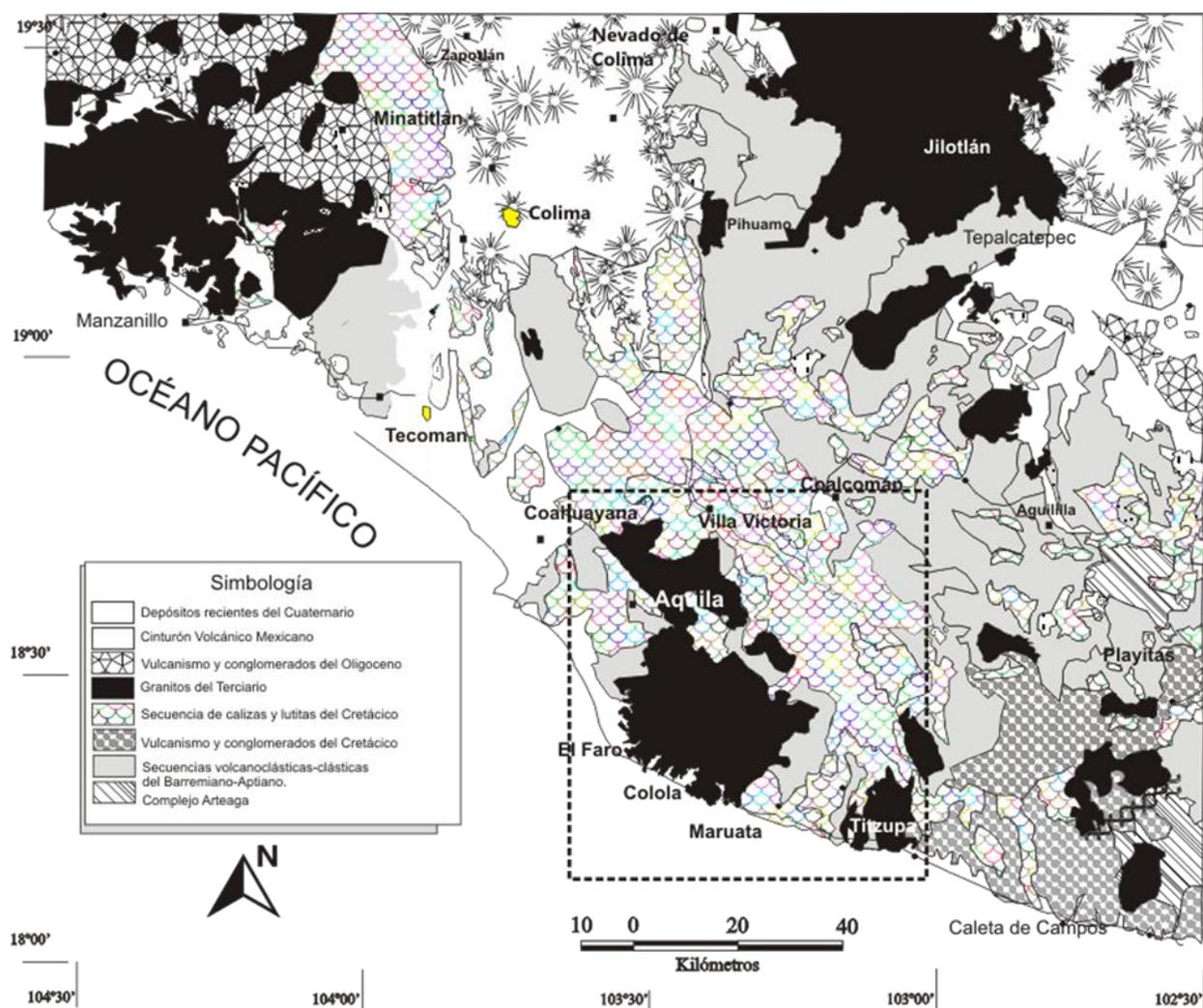


Figura 1. Mapa de ubicación del área del estudio en el marco de relación de los depósitos de hierro emplazados dentro del BAM (Modificado de Centeno-García et al., 2008).

2.3 Objetivos

El objetivo general de esta tesis consiste en proponer un modelo que explique la concentración anómala de yacimientos de hierro del BAM. Por consiguiente, se busca comprender la relación entre las concentraciones de hierro que van desde pequeñas manifestaciones hasta grandes yacimientos minerales los cuales se encuentran emplazados dentro del BAM.

Los objetivos específicos:

- i) Caracterizar los depósitos de la región Aquila-Maruata, definir su tipo, y tener una idea de su potencial a partir de la comparación con la información bibliográfica sobre los yacimientos tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold).
- ii) Conocer las características tipológicas de los mismos tales como: rocas asociadas, morfología, tamaño, paragénesis mineralógica y metálica, alteración hidrotermal.
- iii) Ubicar los depósitos dentro de un contexto geológico y metalogenético regional.

3. Metodología

El método de trabajo que se ha seguido en esta tesis se divide en cinco etapas, las cuales parten de una base bibliográfica, campo, laboratorio y procesamiento e integración de los datos:

3.1 Recopilación bibliográfica

i) Fundamentos de la mineralogía y petrología de los óxidos de hierro, así como sus texturas de oxidación. Se revisa el comportamiento de los óxidos de hierro desde el punto de vista químico y paragenético.

ii) Definición y tipos de yacimientos de hierro en el mundo, haciendo énfasis en los elementos mineralógicos, petrológicos y metalogenéticos de los yacimientos tipo IOCG.

iii) Antecedentes geológicos, de yacimientos minerales y metalogenéticos del BAM, así como aspectos principales de la geología de los yacimientos en estudio con la finalidad de obtener la comprensión adecuada de las particularidades asociadas a su génesis, así como en el contexto geológico en el que se desarrollan. Todo esto con el propósito de sistematizar la información mediante el empleo y revisión de la nomenclatura metalogenética propuesta por Núñez y Torres (1984). Se elabora un plano geológico-metalogenético a escala 1:100 000, en el cual se vació la información de aproximadamente 44 yacimientos y/o localidades mineras para definir las franjas metalogenéticas de la porción SO de Michoacán.

3.2 Trabajo de campo

El estudio del reconocimiento y verificación geológica de los yacimientos y/o localidades mineras más importantes de la zona, se realizó durante varias campañas de geología de campo (Figura 2). Se verificaron alrededor de 17 sitios de interés. Se obtuvieron muestras de roca y mineral sanas para su posterior análisis en laboratorio. Además se describieron los patrones y presencia de alteraciones visibles en afloramiento y en muestra de mano.



Figura 2. Tareas de verificación en localidades mineras reportadas en la bibliografía existente (ej. La Colomera, La Nuez y El Tecate).

3.3 Trabajo de laboratorio

En el laboratorio se realizaron secciones delgadas y superficies pulidas para realizar el análisis de minerales por microscopio petrográfico y minerográfico. Posteriormente se seleccionaron muestras representativas para llevar a cabo la preparación de pulido y metalización y poder realizar microanálisis y obtención de imágenes por medio de la microsonda electrónica. Se llevó a cabo la preparación de muestras en polvos, mediante molienda en un mortero de ágata para realizar el análisis de difracción de rayos X (DRX), con la finalidad de identificar las fases de dimensiones sub-microscópicas (e.j. de alteración) y por lo tanto no visibles en los microscopios ópticos. Finalmente, los polvos de algunas muestras se utilizaron para realizar análisis cuantitativos de los elementos mayores por el método de fluorescencia de rayos X (FRX).

3.3.1 Preparación de superficies pulidas

La elaboración de superficies pulidas se realizó en el laboratorio de petrografía y mineralogía del departamento de Geología del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas (IIM) de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH). Dicha técnica consiste en cortar cuadros de la muestra mineralizada del tamaño de un portaobjeto con la ayuda de una

cortadora de disco de diamante (Figura 3A), este aparato trabaja con agua, al momento de estar cortando la muestra se le da una dimensión aproximadamente de 3x4x1 cm en prismas rectangulares. La briqueta de la muestra se rebaja de un lado con abrasivo de carburo de silicio de malla No. 220, posteriormente con 400, 600, 1000 y por último con malla 2000 con la ayuda de un disco desbastador (Figura 3B). Lo anterior con la finalidad de dejar una superficie totalmente plana, y así proceder a pegarla al portaobjeto con resina epóxica. Una vez que se pega la muestra, se deja reposar 24 horas para que seque totalmente la resina, dicho proceso se puede realizar con la ayuda de una mufla (Figura 3C). Después se vuelve a rebajar con los mismos abrasivos por orden ascendente hasta llegar al 2000 hasta dejarla aproximadamente a 30 micras en el caso de que se quieran analizar minerales translúcidos, si no es así se puede dejar a un espesor de 2 mm.

La metodología consiste principalmente en dejar una superficie sin irregularidades y dicho proceso es conocido como rebaje o desbaste, para entonces poder pasar a la etapa del pulido con la finalidad de dar alto brillo a la muestra, esto se hace sucesivamente con pastas de diamante de 1 micra, 0.3 micras y 0.05 micras. Para el pulido se utilizó un equipo BUEHLER ECOMET 3 VARIABLE SPEED GRINDER-POLISHER con platos y telas especiales para cada tipo de granulometría (Figura 3D).



Figura 3. A) Cortadora de disco de diamante, B) Disco desbastador, C) Mufla de secado y D) Equipo de Pulido.

3.3.2 Descripción de superficies pulidas

El análisis minerográfico se realizó mediante microscopía óptica de luz reflejada a partir de 23 cortes pulidos, con la finalidad de identificar la mineralogía opaca, parte central de este estudio, y observar características distintivas en las localidades muestreadas como por ejemplo paragénesis mineralógica así como la naturaleza de texturas de exsolución-oxidación dichas características entregan información respecto al origen e historia de los depósitos minerales. Las propiedades de los minerales con luz reflejada se hicieron con base en las siguientes observaciones:

Luz paralela

- Reflectividad
- Birreflectancia
- Color
- Pleocroísmo de reflexión
- Dureza de pulido (relieve)

Nicoles cruzados

- Isotropía y anisotropía
- Reflexiones internas
- Maclas

También se obtuvieron fotomicrografías de los mismos ilustrando detalles importantes a considerar en el presente estudio. De acuerdo a las características texturales y mineralógicas observadas, se seleccionó un grupo de muestras representativas de la diversidad composicional y textural de la zona estudiada para llevar a cabo un análisis textural detallado.

3.3.3 Análisis de microsonda electrónica

Con base en la síntesis petrográfica y minerográfica, se eligió un grupo de doce muestras con la finalidad de cuantificar los elementos químicos a partir de análisis puntual sobre la muestra, con lo que se permiten conocer las variaciones de composición incluso dentro de un mismo grano mineral.

Antes de ser analizadas las muestras mediante microsonda electrónica además de estar perfectamente pulidas, se deben recubrir con grafito que tiene un factor de absorción de rayos X bajo con el único objetivo de que la muestra sea conductiva ya que puede generar problemas severos durante la generación de la imagen y procesos fotográficos. Los microanálisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) de la UNAM, usando una microsonda JEOL JXA-8900R (V=20 kV; I=50 nA) (Figura 4).

El fundamento de la técnica consiste en realizar análisis químicos en muestras sólidas en que los rayos X son obtenidos a través de un haz electrónico. Los rayos X que se producen en la microsonda son causados por la interacción del espécimen con el haz de electrones, permitiendo la determinación de la presencia, cantidad y distribución de los elementos de la muestra. Los espectros de rayos X contienen líneas que son características de los elementos presentes, en forma sencilla y muy rápida pueden obtenerse análisis cualitativos.

El principal uso de este equipo es el análisis cuantitativo que permite conocer con gran exactitud la concentración de los elementos, los límites de detección están en el rango de 40-50 ppm, el equipo cuenta con modos de obtención de imágenes topográficas y composicionales. Es posible también obtener imágenes de los rayos X característicos de un elemento seleccionado. El rango de los elementos detectables es de 5B (boro) hasta 92U (uranio).

La alta calidad en los análisis químicos, la excelente resolución espacial (5 y 10 micras, dependiendo del material que se analice), la gran profundidad de campo y la sencilla preparación de las muestras hacen de este equipo una herramienta invaluable en muchas ramas de la geología, la capacidad de producir imágenes composicionales de secciones pulidas es muy útil tanto en rocas ígneas como sedimentarias y metamórficas.

La información obtenida por la técnica de microsonda electrónica consistió en imágenes de electrones retrodispersados, mediciones químicas por dispersión de energía y dispersión de longitud de onda (EDS y WDS).



Figura 4. Vista del laboratorio de microanálisis del Instituto de Geofísica UNAM.

3.3.4 Preparación de muestras y fundamento del análisis por difracción de rayos-X (DRX)

Los análisis de DRX se realizaron en el laboratorio de DRX del IIM, de la UMSNH. Con la finalidad de corroborar la presencia de fases sub-microscópicas y de alteración en las muestras previamente analizadas por microscopía óptica y/o microsonda electrónica. Con esta técnica se obtuvo información complementaria para definir la asociación paragénetica y poder confirmar algunas fases observadas por medio de la descripción petrográfica y minerográfica, permitiendo una identificación de fases específicas.

El fundamento de esta técnica reside en el fenómeno conocido como dispersión “scattering” de una radiación X cuando incide sobre la materia. Este fenómeno consiste en que parte de la radiación incidente se desvía de su dirección original por interacción con el material irradiado. El método más habitual y práctico de producción de rayos X, se basa en el hecho de que cuando una partícula, con masa muy pequeña y dotada de una gran energía cinética, choca con un material, una pequeña parte de dicha energía se invierte en la producción de rayos-X.

Las muestras se prepararon mediante molienda en un mortero electrónico de ágata marca FRITSCH Pulverisette 2 (Figura 5B), hasta obtener partículas aproximadas a 50 micras. Se utilizó un porta muestras de vidrio, una vez obtenidos los difractogramas se eliminó la interferencia debida al porta muestras, así como el ruido de fondo producido por el equipo. Las mediciones se realizaron por medio de un difractómetro de la marca Siemens D5000 (Figura 5A) con una sensibilidad de hasta un 5 % en peso.

Las condiciones a las que fueron corridos los análisis fueron los siguientes:

- Voltaje de 30 kV
- Corriente de 20 mA
- Intervalo de 2θ ángulo de 3-70°

Finalmente, se compararon los difractogramas con la base de datos integrada del equipo de difracción y del Match para obtener las posibles especies minerales que constituyen a la muestra.

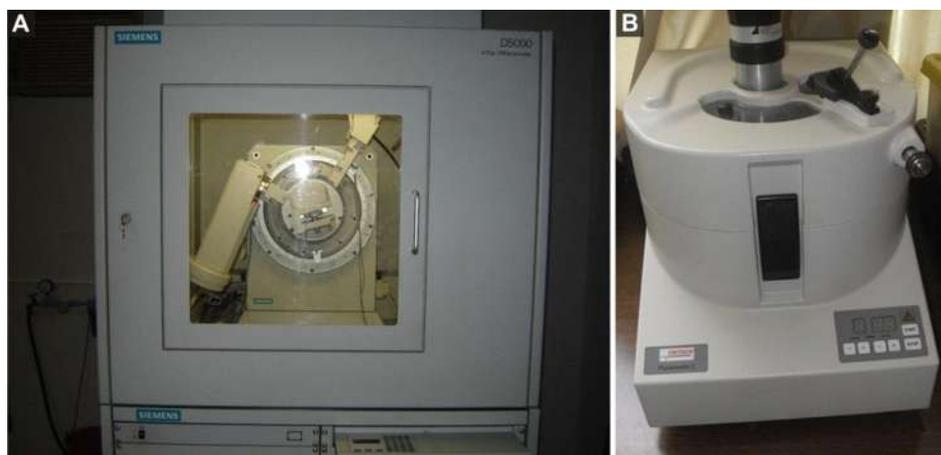


Figura 5. A) Equipo de DRX de la marca Siemens D5000, B) Mortero de ágata electrónico marca FRITSHCH Pulverisette 2.

3.3.5 Preparación de muestras y fundamento del análisis por fluorescencia de rayos-X (FRX)

La preparación de muestras se llevó a cabo pulverizando el material hasta un tamaño de grano no mayor a 50 micras con la ayuda de un mortero de ágata electrónico.

La obtención de la composición química de los elementos mayores se obtuvo por el método de FRX. El instrumento utilizado fue un espectrómetro secuencial LFRX-SIEMENS SRS 3000 (Figura 6) con tubo de Rh y ventana de Berilio de 125 μm en el Instituto de Geología de la UNAM. Los elementos mayores se midieron en muestra fundida. Posteriormente se llevaron a cabo estimaciones de hierro ferroso (Fe^{2+}), con la finalidad de determinar el estado de oxidación férrica y poder hacer algunas observaciones de alteración.



Figura 6. Equipo de FRX LFRX-SIEMENS SRS 3000.

La utilización de esta técnica permitió el análisis químico cuantitativo. La información que proporciona corresponde al total de la muestra y no a un mineral en particular, y nunca es puntual; además de que permite el análisis de elementos mayores y trazas.

Esta técnica se basa en la excitación de una muestra por rayos X. Los rayos X primarios excitan rayos X secundarios (fluorescencia de rayos X) que tiene longitudes de onda características para el elemento presente en la muestra. La intensidad de los rayos X secundarios se utiliza para estimar la concentración del elemento, comparándola con la de un estándar de composición química conocida. En este caso, la materia analizada está en forma de polvo prensado para los elementos traza o como perla fundida con metaborato de litio para el análisis de los elementos mayores. Esta técnica no necesita de la puesta en disolución de la muestra, esta altamente automatizada y permite análisis de gran precisión en elemento mayores y numerosos elementos traza. La principal limitación de la FRX es que no permite analizar elementos más ligeros que el Na ($Z=11$).

3.4 Procesamiento e integración de datos

Las tareas previas al trabajo de campo comprenden el reconocimiento de mapas y de todo tipo de información geológica, tras la localización del yacimiento que se va estudiar, se iniciaron las estrategias de campo, mediante la elaboración de un plano base escala 1:100 000, con la ayuda del software ArcGis 10, con la finalidad de tener un mejor control sobre la distribución de los depósitos y localidades mineras reportadas.

Para la identificación de los minerales opacos es necesario determinar sus propiedades ópticas y físicas (ya mencionadas con anterioridad en el apartado de descripción de superficies pulidas). Una vez observadas estas propiedades puede identificarse el mineral con la ayuda de tablas, como la de Spry and Gedlinske (1987) publicada por la Economic Geology (Figura 7). Para ello, en primer lugar hay que utilizar el color como criterio de discriminación (si es coloreado o ligeramente coloreados). Posteriormente, se requieren otras propiedades como el pleocroísmo (si es fuerte o débil), seguido de, que si presentan características de anisotropía (fuerte, moderada o débil), reflexiones internas (si o no) y finalmente la propiedad de la dureza (suave, media y débil). Así, se consigue clasificar el mineral problema entre un número reducido de minerales con propiedades semejantes, de los cuales una vez ya hecho el primer acercamiento se observan las características más semejantes con las propiedades ya antes mencionadas y se

elige el que tenga más propiedades afín. Algunos minerales pueden aparecer en más de una tabla debido a la variación de sus propiedades ópticas.

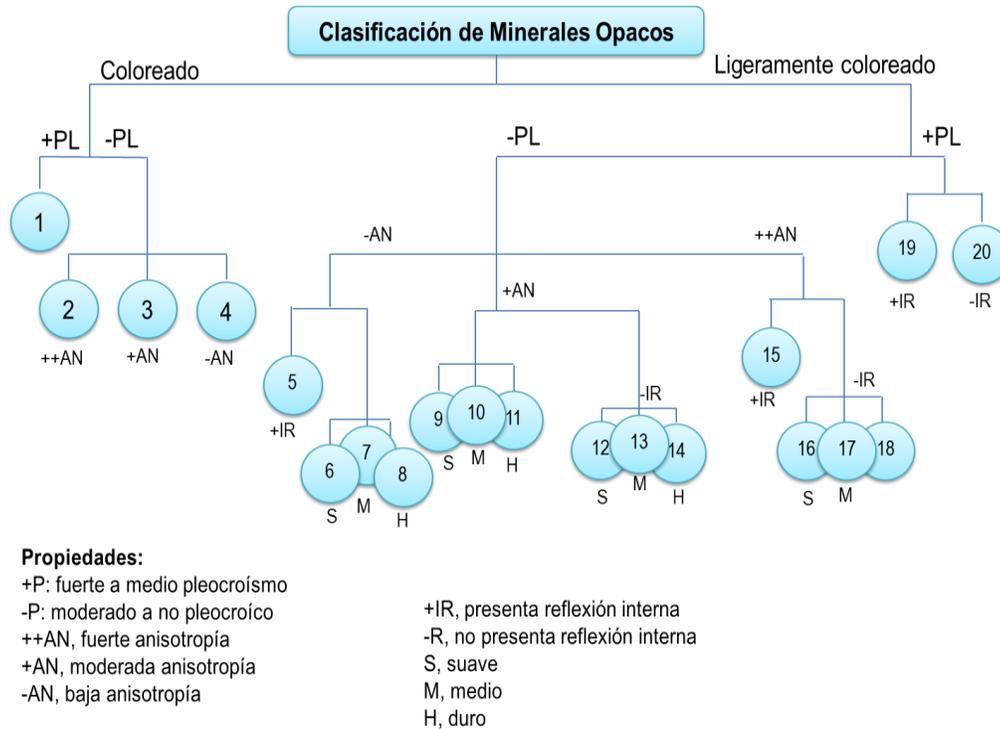


Figura 7. Diagrama de identificación de minerales opacos usando propiedades ópticas.

Una vez determinada la caracterización mineralógica, que incluye la identificación de todos los minerales presentes y de sus texturas, así como la caracterización de las relaciones espaciales y temporales entre si. Se obtuvieron alrededor de 250 análisis cuantitativos mediante la técnica de microsonda electrónica, los datos obtenidos fueron procesados y normalizados para posteriormente calcular las formulas estructurales de las fases minerales de interés y establecer las principales variaciones químicas. Los datos de composición química, inicialmente en forma de óxidos, se recalcularon en moles, cationes y finalmente en óxidos. La renormalización de estos con base en 4 oxígenos y 3 cationes, para la magnetita, propuesta por Carmichael (1967a). Los valores obtenidos con la tabla predeterminada en Excel fueron cotejados con los propuestos por Deer *et al.* (1992).

Una vez conocidas las asociaciones minerales y las variaciones químicas, se proyectaron las fases minerales en diagramas ternarios utilizando el software Iqpet y con la ayuda de Corel DRAW X4 se terminó su edición final.

Respecto a los difractogramas arrojados por el equipo de DRX fueron interpretados con la ayuda del programa MATCH! Phase Identification From Powder Diffraction Versión 1.9a con una base de datos con referencia AMCSD 09-01-09 y cuyas interpretaciones se muestran en el apartado de resultados de DRX.

Finalmente se sintetizó la información para su respectiva interpretación y discusión.

4. Marco geológico

4.1 Geología regional

Desde el punto de vista tectónico y regional el área de estudio se localiza en la porción occidental del subterreno Zihuatanejo (STZ; Figura 8), el cual a su vez pertenece al Terreno Compuesto Guerrero (TG; Campa y Coney, 1983). El TG ha sido definido como una secuencia de arco volcánico andesítico de tipo insular caracterizado por sucesiones volcánicas y sedimentarias submarinas y en menor proporción subaéreas con edades del Jurásico superior (Titoniano) al Cretácico medio-superior (Cenomaniano; Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 2008). Respecto a su origen, algunos autores lo han propuesto como un terreno autóctono (De Cserna, 1978) o como una secuencia volcanosedimentaria marina para-autóctona polideformada y metamorfizada en facies de esquistos verdes con afinidad geoquímica de arco continental (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Talavera *et al.*, 2009). Otros autores han propuesto la formación del TG por la acreción de un arco oceánico distante, que en la fase póstuma del Cretácico temprano cerró una gran cuenca oceánica con una placa subducida que buzaba hacia al oeste de la margen continental (Lapierre *et al.*, 1992; Tardy *et al.*, 1994), o con las zonas de subducción con buzamiento al oeste y al este de la margen continental (Dickinson y Lawton, 2001). Recientemente, Centeno-García *et al.*, (2008) proponen una evolución del TG que implica una serie de acreciones de secuencias de arco hacia el continente, asociadas con secuencias de rifting y/o apertura para una amalgamación del conjunto petrotectónico final.

Con base en lo que se conoce hasta el momento, se puede inferir una columna del subterreno Zihuatanejo (STZ) constituido por cuatro grandes unidades (Figura 9).

- i) Basamento metamórfico del Mesozoico temprano
- ii) Magmatismo del Jurásico medio (Arco Jm)
- iii) Secuencias volcanosedimentarias del Cretácico inferior
- iv) Magmatismo del Cretácico tardío y batolitos costeros del Paleoceno/Eoceno

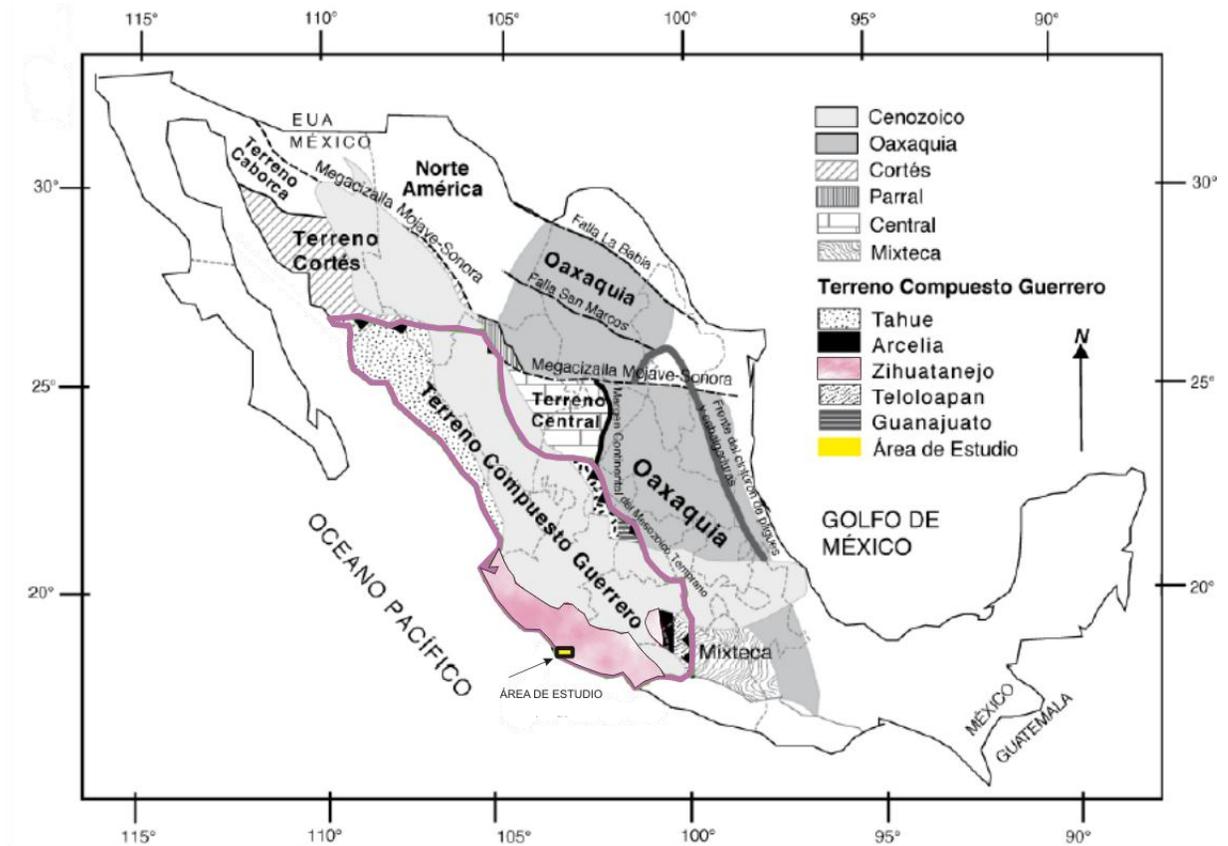


Figura 8. El Terreno Guerrero, ubicación del área de estudio y otros terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Centeno-García *et al.*, 2008).

4.1.1 Basamento metamórfico del Mesozoico temprano

Las rocas más antiguas que afloran en el STZ corresponden al Complejo Arteaga (Centeno-García, 1994) formada por una serie de unidades metamorfoseadas a esquistos verdes y en algunas partes en facies de anfibolita. Dicho complejo se formó en una margen continental de subsidencia que dio origen a la erosión de un orógeno y a la formación de una secuencia de gran espesor de turbiditas con areniscas y lutitas (Campa *et al.*, 1980; Centeno-García 1993a), la cual se depositó en un abanico submarino adyacente al continente. Por los procesos asociados a la acreción, se incorporaron tectónicamente a una matriz turbidítica, grandes bloques exóticos. Estos bloques están compuestos por pedernal, tobas y calizas, así como lavas almohadilladas y gabros bandeados que muestran firmas geoquímicas tipo corteza oceánica. Se infiere que el depósito pudo ocurrir durante el Triásico tardío (Cárnico-Nórico), debido a reportes de radiolarios que conformaban la matriz del pedernal. Las rocas presentan deformación desde

plegamientos de baja intensidad hasta cizallamiento de alto grado y nulo metamorfismo hasta facies de esquistos verde-anfibolita (Centeno-García *et al.*, 2003).

Subterreno Zihuatanejo

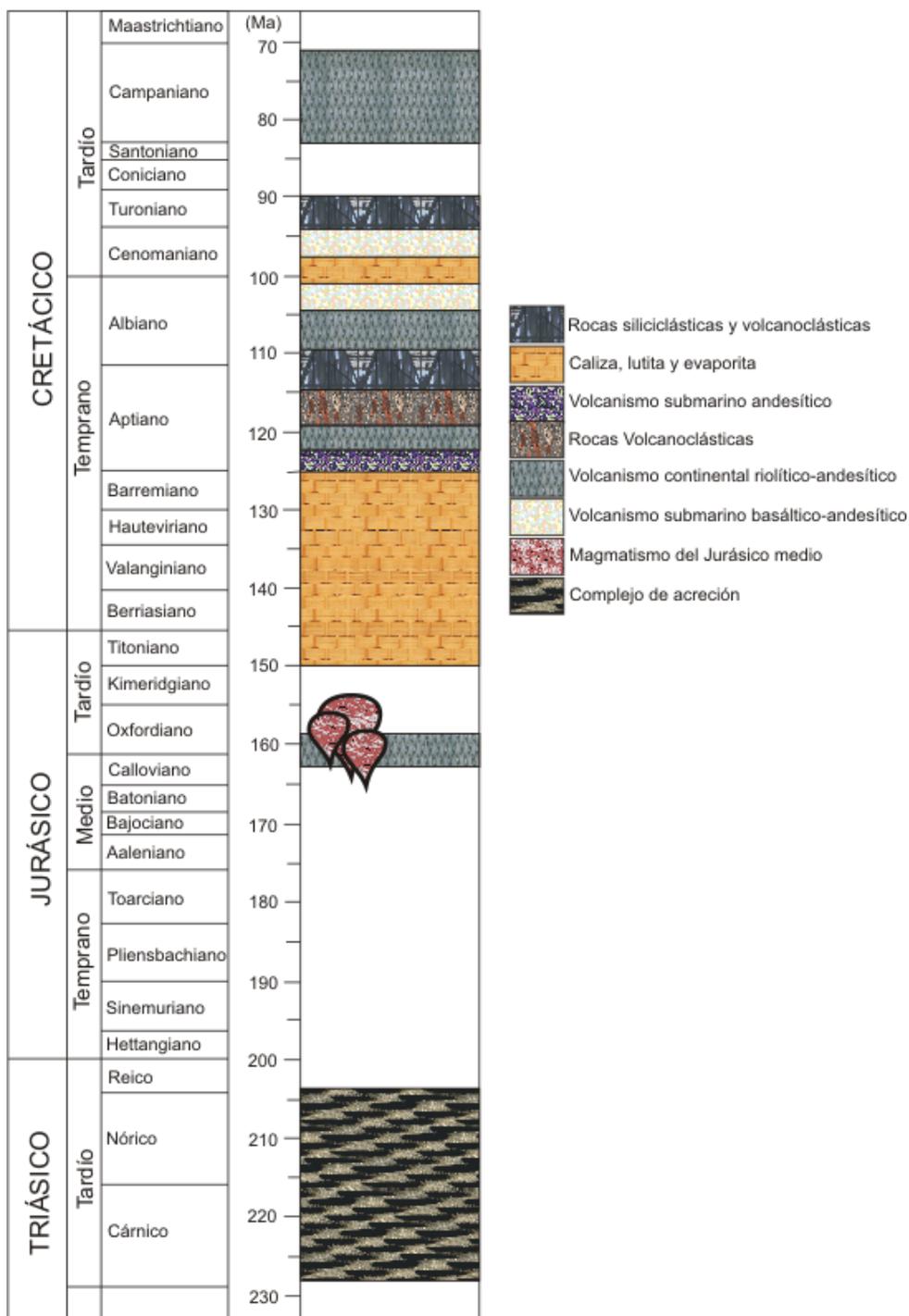


Figura 9. Estratigrafía simplificada de la región costera del subterreno Zihuatanejo (modificado de Centeno-García *et al.*, 2008). Los espacios en blanco indican que no hay registro estratigráfico para esos periodos de tiempo y están representados geológicamente por discordancias.

4.1.2 Magmatismo del Jurásico medio (Arco Jm)

En la región existen algunos afloramientos del Jurásico medio a tardío de secuencias volcanosedimentarias de arco evolucionado y granitoides que cortan al complejo anteriormente mencionado. Este evento esencialmente plutónico ha sido bien identificado en la región de Cuale, Jalisco y en la región de Arteaga-Tumbiscatío, en Michoacán.

En la región de Cuale se observa una columna que está constituida por más de 400 m de flujos riolíticos, hialoclastitas, y brechas volcánicas heterolíticas, cubiertas por un horizonte mineralizado, emplazado en rocas vulcanoclásticas que incluyen conglomerado, arenisca y lutita negra alternándose con rocas volcánicas, principalmente félsicas y vulcanoclásticas que contienen hacia la cima flujos de riolita, todo depositado en un ambiente submarino (en Tolson *et al.*, 2009).

En la región de Tumbiscatío, está representado por dos cuerpos intrusivos emplazados discordantemente en rocas del Complejo Arteaga. Fechamientos radiométricos de U/Pb de 163 ± 3 Ma del intrusivo de Macías y de Ar/Ar de 158.8 ± 0.7 Ma obtenidas del intrusivo de Tumbiscatío sugieren un evento magmático del Calloviano-Oxfordiano (Centeno-García *et al.*, 2003). A su vez estos intrusivos se encuentran afectados por un evento de deformación pre-cretácica.

4.1.3 Secuencias volcanosedimentarias del Cretácico inferior

Las secuencias volcánico-sedimentarias del Cretácico inferior del STZ presentan importantes variaciones espaciales. Se considera que ocurrieron varios pulsos magmáticos desde el Jurásico tardío, de diferente magnitud y temporalidad los cuales variaron en tiempo y espacio hasta el Aptiano y probablemente en el inicio del Albiano. Respecto a la columna estratigráfica del Cretácico temprano ésta representa un depósito principalmente en condiciones submarinas, en ambientes someros, aunque se presentan algunos horizontes con depósitos en condiciones subaéreas. La zona con mayor proporción de depósitos de capas rojas se encuentra a lo largo de la costa, entre Chuta y Playa Azul y en el área de Arteaga-Tumbiscatío. A diferencia de la región de Colima, que son escasas las capas rojas y el conjunto de las unidades marinas, alcanzan espesores mayores a los 3,000 metros (Centeno-García *et al.*, 2003).

Por su parte, la sucesión del Cretácico tardío puede dividirse en dos unidades principales de Arco, los cuales posiblemente representan dos pulsos magmáticos independientes que sucedieron con aproximadamente la misma distribución y en la misma región. Los afloramientos

del primer evento son escasos y forman parte de las rocas volcánicas y volcanoclásticas que afloran en el área de Tecalitlán-Pihuamo. La estratigrafía del segundo evento de arco aparentemente más joven se formó en ambientes marinos como en subaéreos o subcontinentales y aflora predominantemente en la región costera de Michoacán y Colima. Este se caracteriza por depósitos volcánicos y volcanoclásticos, intercalados con sucesiones clásticas que contienen fragmentos derivados de los arcos antiguos y del basamento (complejo Arteaga).

Para el Cenomaniano no se han encontrado evidencias del vulcanismo hacia el oriente y al sur de la ciudad de Colima. Al parecer el magmatismo se concentró en una franja estrecha que incluye batolito de Puerto Vallarta y el vulcanismo de Baja California. Mientras tanto en la región de Colima y Michoacán se han identificado unidades clásticas, que son continentales conocidas como Formación Tecomán en Colima y marinas en la región de Cachán, Michoacán, en la costa. A todo esto se le denomina sucesión de retroarco asociada al Arco, el cual aparentemente se extiende hasta el Turoniano (Tolson *et al.*, 2009).

4.1.4 Magmatismo del Cretácico tardío y batolitos costeros del Paleoceno/Eoceno

Posterior al Turoniano ocurrió un evento de deformación compresivo, que dio origen a los pliegues, fallas inversas e incipientes cabalgaduras que se observan en toda la región de la costa. Las estructuras tienen una dirección de sus ejes N-S y en la región de Colima y Michoacán cambian a NO-SE. De forma discordante sobre las unidades anteriormente descritas, se desarrolló un gran arco magmático que se extiende desde el estado de Baja California y Sonora hasta el istmo de Tehuantepec evidenciado por la presencia de una serie continua de plutones y batolitos distribuidos a lo largo de toda la costa. La cadena de plutones y batolitos desde Baja California hasta Oaxaca tiene edades absolutas obtenidas por los diferentes métodos radiométricos, que varían del Cretácico tardío al Mioceno temprano (~103.20 Ma) con una edad de cristalización decreciente con una orientación aproximada NO-SE (Figura 10), paralela a la costa (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2000, 2005). La edad de los plutones a lo largo de la margen varían desde 100 Ma (Albiano), en la región de Puerto Vallarta, hasta 27 Ma en la región de Huatulco, con los plutones cenozoicos (<65 Ma) distribuidos principalmente al sureste de Manzanillo. A partir de las edades disponibles se ha sugerido que existe una migración del magmatismo hacia el sureste (Schaaf *et al.*, 1995). La migración fue aparentemente más lenta en el sector Puerto Vallarta-Zihuatanejo (100–40 Ma) que en el de Acapulco-Huatulco (34–29Ma),

con excepción del intrusivo de Acapulco y otros plutones deformados, en donde ocurrió en un lapso relativamente corto (Herrmann *et al.*, 1994).

Un rasgo importante es el carácter truncado oblicuo de dicha margen y la migración del magmatismo hacía el NO-SE mencionado con anterioridad. Dichos autores lo explican como el resultado de cambios en la geodinámica de las placas de Farallón, Norteamérica y el Caribe.

La zona de subducción del Cretácico-Terciario con una orientación NNO-SSE ó N-S (Morán-Zenteno *et al.*, 2005) tuvo un incremento en la velocidad de convergencia y consecuente disminución del ángulo de subducción de la placa oceánica de Farallón con respecto a la continental de Norteamérica provocando una migración hacia el este del magmatismo seguido de un levantamiento y truncamiento de la margen continental originado por la conjunción de distintos factores en distintos segmentos (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

Las rocas que comprenden la cadena continua de plutones en la margen pacífica tienen composiciones que van de gabros a cuarzo-monzodioritas y tonalitas y de granodioritas a granitos. La composición de los cuerpos plutónicos de la margen continental es predominantemente silícica y subalcalina, con una representación mayoritaria de composiciones granodioríticas y tonalíticas, y volúmenes subordinados de granito (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999). Los principales minerales ferromagnesianos dominantes en estas rocas son la hornblenda y la biotita. Existen también volúmenes subordinados de intrusivos de composición gabrítica y diorítica, especialmente en el sector de Manzanillo, Jilotlán y Aquila (Schaaf, 1990; Panseri, 2007).

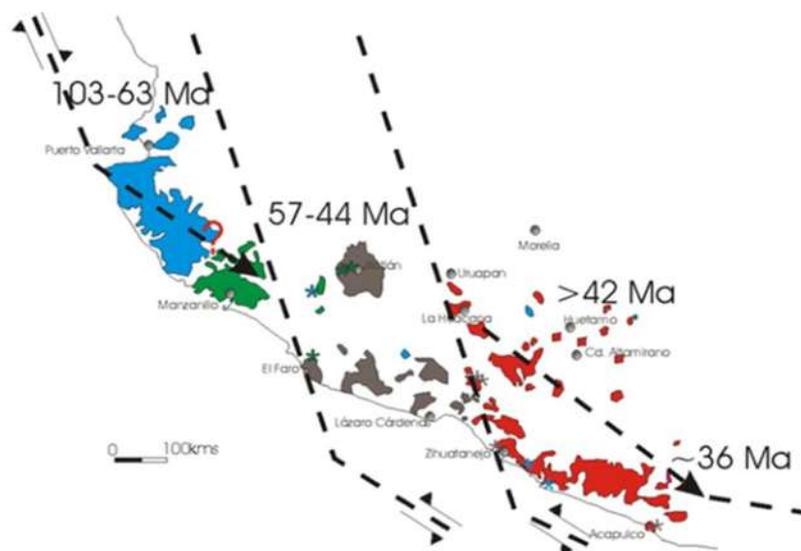


Figura 10. Distribución de los cuerpos plutónicos en la margen Pacífica de México. Se observa que su distribución corresponde a intervalos de tiempos bien definidos y que sugiere la migración del magmatismo hacía el SO.

El Batolito de Michoacán, esta conformado por varios troncos siendo dignos de mención: Arteaga, La Mira, San José de Chila, Los Pozos, Aquila, Ostula y Tizupan, así como apófisis en Villa Victoria e Ixtala.

Los colores varían desde blancos, gris claro, verdosos y gris oscuro, tienen estructura compacta masiva, textura holocristalina, en algunos cuerpos presenta una diferenciación de granito a granodiorita y diorita con variación a tonalita, monzonita, las cuales se caracterizan por presentar colores gris verdoso más oscuros.

Las rocas ácidas pertenecen a granitos de biotita de textura holocristalina con cristales rosados característicos de los feldspatos potásicos, presentan un intemperismo esferoidal y tonalidades ocres, también se tienen algunos cuerpos de tonalita de textura holocristalina equigranular de colores claros y tonalidades verdosas, distinguiéndose las plagioclasas tabulares de color blanco. Dentro de los cuerpos intrusivos es frecuente observar diques andesíticos y aplíticos.

4.2 Estratigrafía de la región SO de Michoacán y del Batolito Aquila-Maruta (BAM)

Las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio y en particular aquellas unidades de contacto con el Batolito Aquila Maruata (BAM), varían en edad desde Cretácico inferior al Cuaternario. Las secuencias volcanosedimentarias relacionadas a una zona de arco insular del Cretácico inferior, son las rocas predominantes en el municipio de Aquila. Sin embargo, desde el punto de vista de su extensión también son importantes los intrusivos graníticos que en este estudio denominaremos Batolito Aquila-Maruata (BAM), las cuales son de edad terciaria. Se extienden principalmente entre las localidades de Puerto El Caimán, Villa Victoria, al norte de Aquila, El Faro de Bucerías, Maruata, Ostula y el oriente de Tizupan. A continuación se describen las formaciones del subterreno Zihuatanejo (STZ) que han sido definidas para la zona de estudio y que podrían constituir la roca encajonante del BAM (Figura 11).

Estratigrafía área de estudio

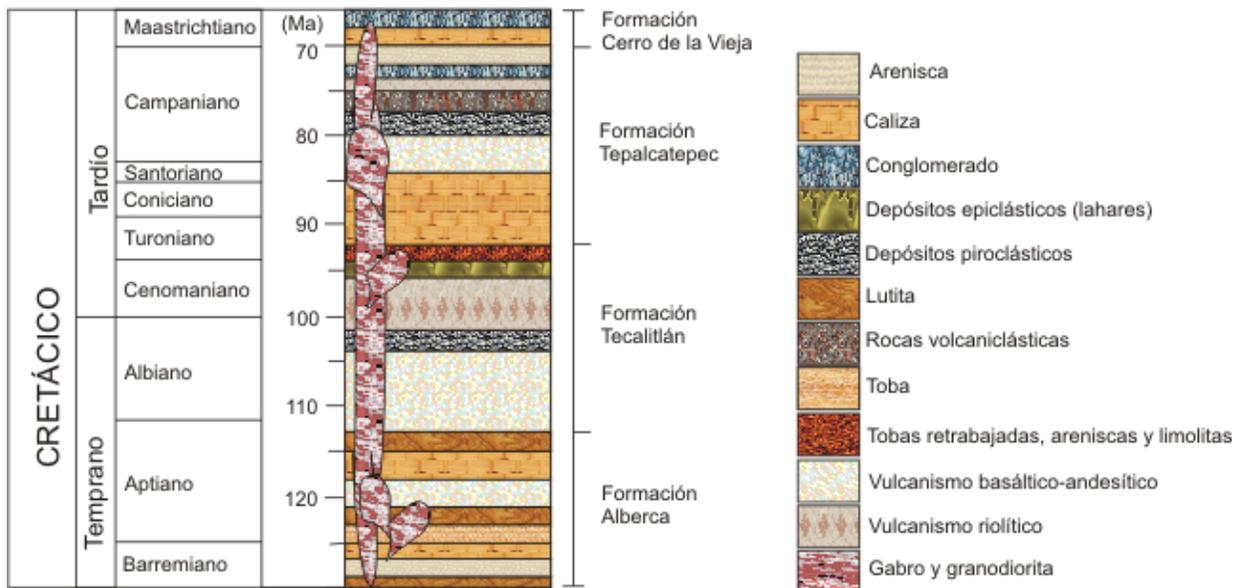
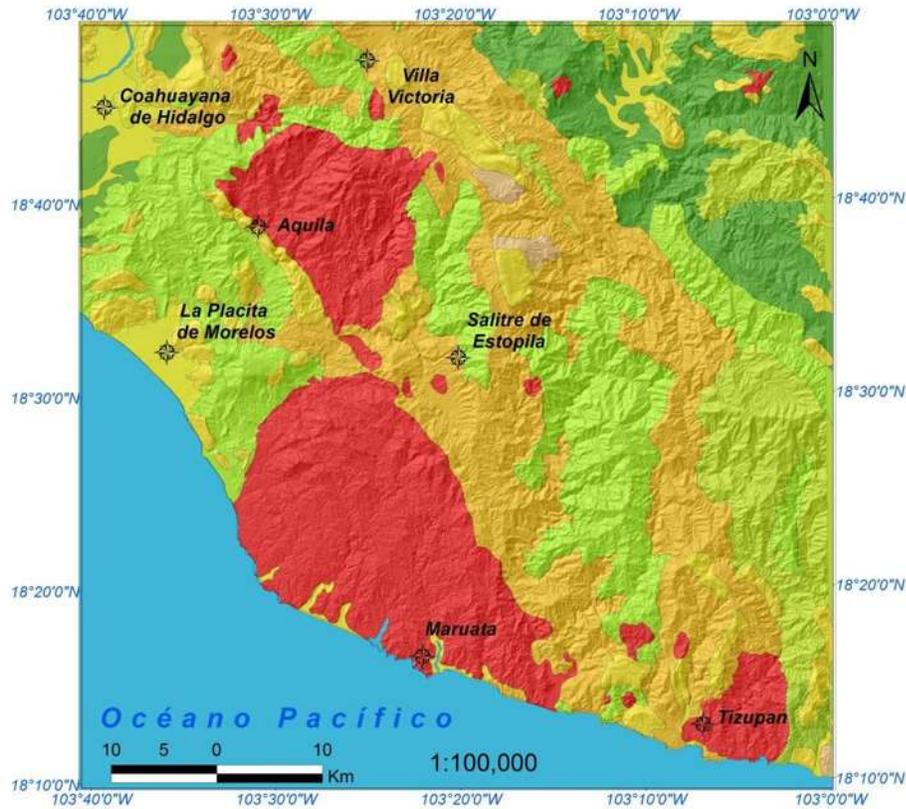


Figura 11. Columna estratigráfica con las principales formaciones dentro y cercanas al área de estudio, algunas de las formaciones de la columna estratigráfica son intrusionadas por granitoides que, localmente, tienen un rango de edades de 68 a 55.2 Ma según los fechamientos realizados por Schaaf (1990), y que a su vez brechan a gabros. En ella no se hace diferencia entre los eventos intrusivos y cuyas edades más antiguas son inferidas, al menos en el área de estudio.

4.2.1 Formación La Alberca

Las rocas cretácicas más antiguas corresponden a la Formación Alberca nombrada informalmente por Pimentel en 1980 (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004) para referirse a las lutitas negras, calizas arcillosas, areniscas de grano fino y tobas del Cretácico inferior dentro de un paquete de espesor aproximado a 800 a 1,200 m (Gámez-Ordaz *et al.*, 2002). Dicho autor dividió la formación en dos miembros: i) inferior, constituido por lutitas, calizas arcillosas, tobas y areniscas, con abundante macrofauna; y ii) superior, constituido principalmente por calizas y lutitas silicificadas, tobas, derrames andesíticos escasos y areniscas de grano fino a medio. Bermúdez-Santana (1994) menciona que la base de la Formación Alberca, la constituye una unidad volcánico-sedimentaria con estratos pelíticos, que en algunos casos contienen amonites y restos mal conservados de plantas, interestratificados con derrames de composición andesítica, brechas y conglomerados volcánicos. Asimismo, considera que la base de la Formación Alberca se encuentra afectada por el batolito de Jilotlán a lo largo de una extensa zona que aflora sobre el cause del río San Juan de Dios. Corona-Chávez (1999) sugiere que las Formaciones Alberca y Tecalitlán se disponen en aparente cambio de facies y se relacionan a una sucesión litológica que muestra un claro dominio de rocas volcánicas de carácter andesítico, las cuales pueden estar intercaladas o sobreyacidas por rocas sedimentarias del tipo de areniscas, conglomerados y más raramente calizas.

4.2.2 Formación Tecalitlán

La formación Alberca cambia transicionalmente hacia arriba de la Formación Tecalitlán (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986) registrando el principal evento magmático Cretácico constituido por derrames de lavas de composición riolítica y andesítica, alternados con lutitas y areniscas de origen volcánico y algunos conglomerados, todos formados en ambientes subaéreos. La edad no se ha determinado adecuadamente debido a la escasez de fechamientos isotópicos confiables, pero dado que se encuentra encima de la formación Alberca y cubierta por la Formación Tepalcatepec, se le asigna una edad del Barremiano-Aptiano. Dadas las características litológicas de la Formación Tecalitlán, se considera que las rocas de esta unidad se formaron en el macizo de un arco volcánico insular.

4.2.3 Formación Tepalcatepec

La actividad volcánica aparentemente disminuyó durante el Albiano temprano y se suspendió en el Albiano medio-tardío. En este periodo de tiempo se depositó la Formación Tepalcatepec (Pimentel, 1980) que consiste de gruesas capas de calizas intercaladas con flujos andesíticos y algunos depósitos rítmicos volcanoclásticos y calcáreos, tobas y riolitas, conglomerados y areniscas, limonitas rojas y algunas evaporitas (Grajales-Nishimura y López-Infanzón, 1984). Tanto la Formación Madrid como la Formación Tepalcatepec probablemente fueron depositadas en una cuenca de intra arco. Es importante mencionar que en esta formación se descubrió un nuevo espécimen de rudista, nombrada como Coalcomana ramosa, la cual sugiere una aparente afinidad tetisiana (o atlántica) que de ser así favorecería la hipótesis de una interrelación oceánica entre los paleo-océanos del Pacífico y del Atlántico, durante el Cretácico inferior (Tardy *et al.*, 1992; 1986 in Corona-Chávez, 1999).

4.2.4 Formación Cerro de la Vieja

Descansando en forma discordante sobre las formaciones anteriores aflora la formación Cerro de la Vieja (Parga, 1977), formada por una sucesión de conglomerados con clastos de caliza, arenisca y limonita depositados en un ambiente fluvial y de abanicos aluviales. Esta formación contiene derrames de riolita y dacita hacia el norte de la Salada, que fueron fechados por Grajales y López (1984) como del Campaniano (K/Ar 80 ± 6 y 78 ± 6 Ma); mientras que en la región de Coalcomán estas mismas tienen edades U/Pb de 84 y 70 Ma, por lo cual el rango abarca aproximadamente del Santoniano al Maestrichtiano. Tolson *et al.*, (2009) proponen que la discordancia angular entre las formaciones previas del Cretácico inferior y la Formación de Cerro de la Vieja, permite establecer como rango de edad para el evento orogénico compresivo que plegó y cabalgó las rocas de la región entre el Turoniano y el Santoniano entre 90 y 84 Ma aproximadamente. Las estructuras asociadas a esta fase de deformación presentan ejes con orientaciones N-S y NO-SE.

4.2.5 Batolito Aquila-Maruata

Las rocas que comprenden a los intrusivos del Cretácico tardío-Terciario temprano, están constituidos por una serie de grandes plutones distribuidos en toda la costa suroccidental de México, como son: i) El batolito de Tomatlán, el cual aflora en varias áreas desde el sur del

estado de Nayarit hasta el estado de Colima, ii) el batolito cuarzomonzonítico de Pihuamo, el cual se observa en el área de la mina de hierro El Encino en el estado de Jalisco, iii) el batolito de Aquila y iv) el batolito de Ostula en Michoacán; y v) los cuerpos intrusivos que afloran en el área de Peña Colorada, Colima (Corona-Esquivel y Enríquez., 2004).

El batolito estudiado en este trabajo es denominado BAM, el cual fue dividido en el sector de Aquila, Ostula y Tizupan.

El intrusivo de Aquila de edad Paleoceno (63 Ma), tiene una superficie expuesta de 15 por 9 km, aflora en la localidad de mismo nombre. Consiste de granitos, granodioritas y dioritas principalmente, presenta una variación textural de cristalina fina, fanerítica y pegmatítica. El granito y la granodiorita se muestran de color gris claro y estructura compacta fanerítica.

La mineralogía está conformada por plagioclasa y feldespato potásico, escaso cuarzo y hornblenda, como accesorio tiene esfena, mientras que la diorita se presenta de color blanco con motas verde oscuro, estructura compacta equigranular, con cristales euhedrales de plagioclasa, más abundantes que los de ortoclasa y anfíbol, con minerales accesorios de biotita y magnetita. Al oriente de este intrusivo se localiza el distrito minero de Aquila caracterizado por depósitos de hierro de origen metasomático de contacto y por inyección magmática, actualmente en explotación.

Un poco más al sur del intrusivo, dividido por una gruesa secuencia de matasedimentos pelíticos, aflora el batolito de Ostula con una edad ligeramente menor (57 Ma). Consiste de granitos y granodioritas de color rosado, los cuales forman una estructura burdamente triangular en una dirección NO-SE que aflora a lo largo de la costa de Cachan de Echeverría hasta la Ticla. Estos presentan una variación textural de cristalina fina a fanerítica, presencia de cristales de plagioclasa y feldespato potásico, con poco cuarzo, clorita y epidota intersticial, minerales accesorios de magnetita, ocasionalmente, tiene diques aplíticos, constituidos por cristales de plagioclasa y cuarzo.

Finalmente se encuentra el intrusivo granítico-granodiorítico de Tizupan, aflorando en una franja N-S en las proximidades de la costa, consiste de granitos y granodioritas, de color blanco, texturas fanerítica de grano fino, compuestos de feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda, así como magnetita y esfena como fases accesorias.

Como se puede observar todo el conjunto del BAM reporta composiciones granodioríticas hasta gabróicas, las edades reportadas muestran un intervalo entre 63 y 56 Ma. Siendo estas

paleocénicas. Las edades más antiguas corresponden al cuerpo de composición más máfica que aflora en las cercanías de Aquila, mientras que para la zona de Maruata-Ostula presenta sensiblemente edades más jóvenes (por lo menos 5 Ma de diferencia) sugiriendo que no son estrictamente contemporáneos (Tabla 1).

Localidad	Tipo de roca	Edad (Ma)	Material	Método	Referencia
Aquila	granodiorita	63±1	hornblenda	K-Ar	1
Aquila	granodiorita	61±1	biotita	K-Ar	1
Pto. Caimán	gabro	56	biotita-WR	Rb-Sr	2
San Telmo	granodiorita	56.5±1.1	biotita-WR	Rb-Sr	3
Ostula	granodiorita	57±1	hornblenda	K-Ar	1
Ostula	granodiorita	56±1	biotita	K-Ar	1
El Faro	granodiorita	43	biotita	K-Ar	4
El Faro	granodiorita	38	biotita	K-Ar	4
Colola	diorita	61.24±0.03	biotita	Ar/Ar	5
Colola	diorita	57.03±0.31	hornblenda	Ar/Ar	5

Tabla 1. Edades reportadas del BAM, referencias: 1, Pantoja-Alor (1983); 2, Corona-Chávez (1999); 3, Schaaf et al., (1995); 4, IMP 1977 in Corona-Chávez, 1999; 5, Iriondo et al., (2004).

5. Antecedentes: yacimientos minerales y metalogénesis en el SO de Michoacán

Los diferentes tipos de depósitos minerales que pueden ser atribuidos genéticamente a un proceso magmático se llevan a cabo sobre todo en márgenes de subducción de tipo continental, sin duda el contexto tectónico más prolífico en yacimientos minerales. Un claro ejemplo de un ambiente metalogénico de arco magmático tipo continental en México se refiere a la margen del Pacífico (Figura 12), la cual se caracteriza por contener una relativa abundancia de depósitos minerales de tipo epitermal, pórfidos cupríferos, skarn, depósitos vulcanogénicos de sulfuros masivos (VMS, por sus siglas en inglés), óxidos de hierro magmático-hidrotermal (IOCG; Iron Oxide Copper Gold), vetas o diseminados de Sn asociados con granitos o riolitas y vetas de U(-Au) en riolitas (Camprubí, 2009).

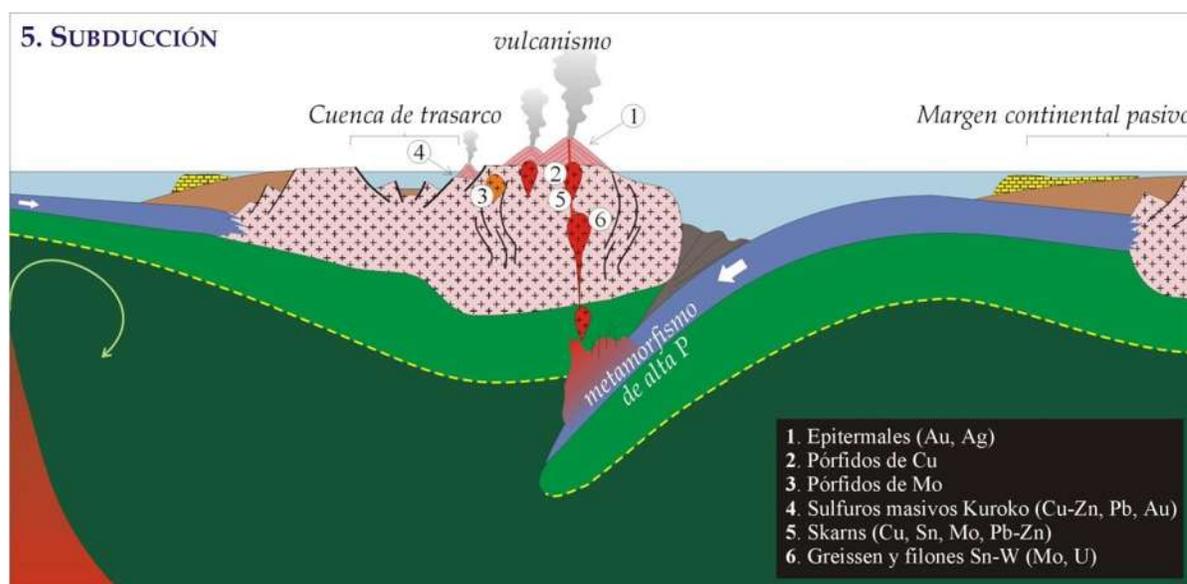


Figura 12. Estadió tardío del Ciclo de Wilson, comprendiendo algunos tipos de yacimientos minerales que pueden formarse en zonas de subducción (modificado por Canet y Camprubí., 2006).

Los depósitos minerales de origen cordillerano en México están localizados a lo largo de una serie de cinturones magmáticos orientados NO-SE y están relacionados a la evolución de cinturones magmáticos que han variado en tiempo y espacio desde el Jurásico hasta el Mioceno (Damon *et al.*, 1981).

Una de las franjas metalogenéticas más importantes del suroccidente de México se refiere a una concentración significativa y anómala de depósitos de Fe ubicados en una franja paralela a la costa pacífica (Damon *et al.*, 1981; Clark *et al.*, 1982). Sin embargo, a pesar de la elocuente distribución, la explicación acerca de su génesis desde el punto de vista geoquímico y metalogenético son menos claros y actualmente se encuentra en discusión (Tritlla *et al.*, 2003; Camprubí y Canet 2009 referencias *in*).

En este apartado se presenta una síntesis de una serie de trabajos, en orden cronológico que han aportado datos para la zona, y que creemos que son de particular importancia para darnos una idea de la tendencia metalogenética de la franja ferrífera del SO de México y Michoacán.

5.1 Distribución de los yacimientos del SO de México y Michoacán

Las primeras exploraciones geológicas de la región se remontan a la década de los 1950 con el primer reporte geológico realizado por González-Reyna (1956) durante el reconocimiento de la Sierra del Mamey. Este autor describe la presencia de rocas intrusivas de composición diorítica con diseminados de magnetita, las cuales llegan a formar el 50% de la unidad litológica, sugiriendo, que el origen de los depósitos de la Sierra del Mamey se llevó a cabo por un proceso de segregación magmática.

Whittier (1963), fue el primero en estudiar de manera formal el yacimiento de Aquila, Michoacán quien describe las rocas y estructuras del área del yacimiento y menciona que los cuerpos de magnetita están emplazados en una diorita de grano fino en los márgenes del cuerpo intrusivo. Este autor señala que el depósito es el resultado de la acción de fluidos hidrotermales que se concentraron y liberaron después de la cristalización de dicho magma diorítico, el cual se emplazó en calizas masivas de edad cretácica de la formación Tepalcatepec.

Pineda-Ramírez *et al.* (1969) realizaron un estudio geológico-magnetométrico sobre el área mineralizada de la región de Peña Colorada, identificando una anomalía magnética, sugiriendo que el yacimiento es metasomático de contacto y está compuesto por dos tipos de mineral a los que denominan “masivo” y “diseminado”, con un contenido estimado de hierro entre 60% y 40% respectivamente.

López *et al.* (1970) realizaron el primer estudio geológico-magnetométrico del yacimiento ferrífero de La Guayabera ubicado en el municipio de Villa Victoria, Michoacán. Su trabajo se basó en gran parte en la interpretación del registro de numerosas anomalías de

considerable magnitud que indicaron la posible extensión vertical y horizontal de algunos cuerpos de hierro. Este autor, con base en las características estructurales de los cuerpos de hierro, asociación mineralógica de los mismos y grado de metamorfismo en los respaldos de la roca encajonante se sugiere que la formación del yacimiento, muy posiblemente corresponde a un proceso de inyección magmática. Estos datos aunados a la geología regional, indicaban que dichos cuerpos están relacionados a un intrusivo de carácter ácido, ampliamente expuesto en el extremo SO del área estudiada.

El primer trabajo de síntesis relacionado a los depósitos de hierro en el contexto de todos los yacimientos minerales del estado de Michoacán fue el realizado por Velasco (1977), quien sintetizó las exploraciones geológicas. Sin embargo, dada la generalidad del trabajo se limitó a exponer en forma muy breve la localización, descripción, las reservas y la calidad promedio de la materia prima de los depósitos minerales conocidos para ese tiempo.

Peralta-Romero (1985) realizó un análisis de viabilidad encaminado a la explotación de los cuerpos principales del yacimiento de Aquila. Este autor observó que las relaciones texturales y las características químicas de los minerales sugerían que el yacimiento se generó por procesos magmáticos-hidrotermales relacionados con una etapa de una stock múltiple que intrusión a una secuencia vulcanosedimentaria. Por otro lado, también caracterizó las formas de mineralización que se encuentran en los diversos cuerpos: masiva, *stock-work*, diseminada y brecha, siendo la mineralización masiva la más ampliamente distribuida en el yacimiento donde se tienen crestones de hasta 50 m de altura. Estos crestones se caracterizan por contener magnetita diseminada en las partes marginales de los cuerpos masivos tanto en sentido vertical como lateral.

Finalmente, respecto al intrusivo éste autor señala la presencia de un fracturamiento irregular en varias direcciones, por las cuales, en las pequeñas fisuras, se extiende la mineralización en forma de *stock-work*, siendo este tipo el menos frecuente en el depósito. La mineralización en forma de brecha sólo ha sido detectada en profundidad y el contenido de fragmentos de hierro disminuye con ella.

Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001) estudiaron la geoquímica de las rocas encajonantes en el depósito de Peña Colorada Colima, concluyendo que los cuerpos de magnetita se originaron como consecuencia de la intrusión de una diorita de edad Cretácica, causando la skarnificación de la parte media de la Formación Tepalcatepec.

Alva-Valdivia *et al.* (1996, 2000), realizan los primeros estudios de paleomagnetismo en el área mineralizada de Peña Colorada, con base en las propiedades magnéticas de la roca huésped y mena de fierro, concluyendo que las propiedades magnéticas están controladas por las variaciones en el contenido de la magnetita, tamaño de grano y alteración hidrotermal.

Rivas-Sánchez (2002) caracterizó las dos menas de hierro de Peña Colorada (mineral ‘normal’ y ‘amorfo’) desde el punto de vista mineralógico, geoquímico, petrográfico y mineragráfico, con el objetivo de determinar el origen y ambiente de formación, determinó que éste se formó de un evento pirometasomático, con una fase final hidrotermal provocando la depositación de la magnetita en vetas.

Tritlla *et al.* (2003) efectuaron los dos primeros fechamientos mediante el método K-Ar, en los cuerpos mineralizados de Peña Colorada, concluyendo que la disposición espacial de los diferentes cuerpos mineralizados, sus características texturales y la diferencia de edades sugieren que el yacimiento de Peña Colorada se formó debido a la ocurrencia de varios eventos mineralizantes en un lapso de tiempo relativamente amplio y superior a los 4.4 Ma.

Estos autores además abren la discusión en la que consideran que con base en las características mineralógicas, estructurales y cronológicas se invalida la hipótesis de un modelo de skarn generado por la intrusión de un microgranito infrayacente para este yacimiento y posiblemente para otros yacimientos del suroccidente de México. Asimismo, dichos autores proponen que el depósito presenta una fuerte afinidad con los depósitos de tipo IOCG (Iron-Oxide-Copper-Gold) de edad fanerozoica, y que eventualmente la estructura y disposición de los cuerpos mineralizados del yacimiento de Peña Colorada, parece seguir el esquema propuesto por Hitzman *et al.*, 1992 (Figura 13).

Corona-Esquivel y Henríquez (2004) efectuaron una revisión de los depósitos de hierro del SO de México, centrándose en el de Peña Colorada y las relaciones de corte entre los diferentes cuerpos mineralizados y las rocas encajonantes. Propusieron un origen magmático para el depósito, debido a la extrusión de magmas de mena de hierro, por la similitud de éstos con yacimientos como Cerro de Mercado, Kiruna o El Laco.

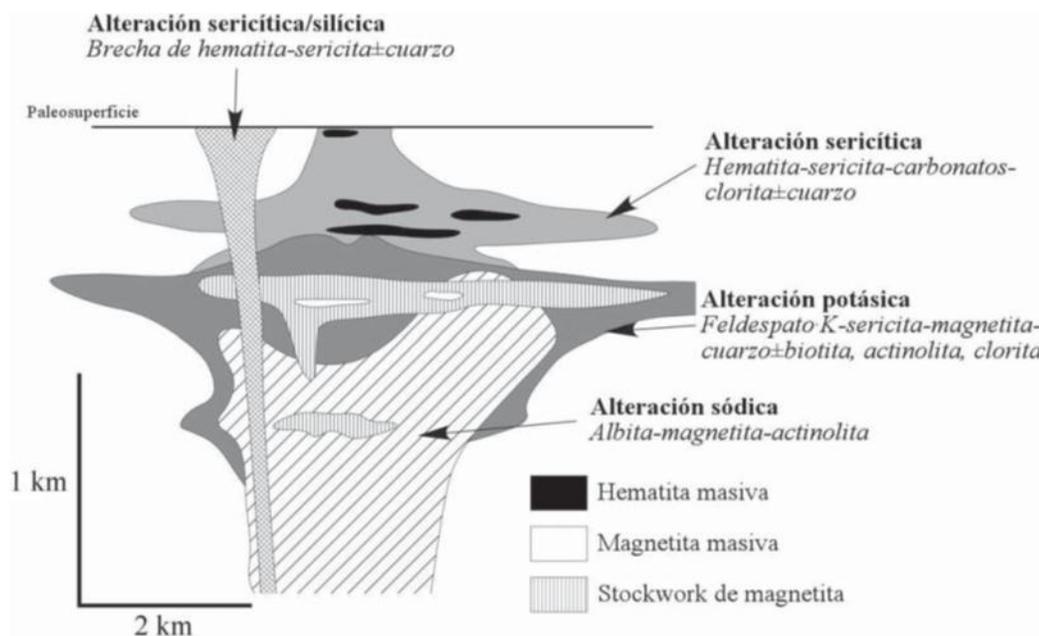


Figura 13. Zonación de alteración en depósitos de óxidos de Fe (Hitzman et al., 1992).

El Servicio Geológico Mexicano en convenio con el Fideicomiso de Fomento Minero (Gámez-Ordaz et al., 2002; Bustamante y Piñeiro, 2006) elaboraron la Carta Geológica Lázaro Cárdenas, escala 1: 250 000 y el inventario de los Recursos Minerales en el Municipio de Aquila, Michoacán. En este trabajo se indica que hay un total de 34 localidades de yacimientos minerales metálicos, de las cuales 19 corresponden a mineral de Fe, 11 a minerales de Au y Ag y 4 de Cu.

Camprubí y Canet (2009) retoman la discusión de la clasificación de los yacimientos de hierro y proponen que el yacimiento de Peña colorada y Arrayanes, Colima, por su edad y contexto geotectónico en el margen convergente del pacifico oriental, son comparables con los depósitos IOCG que se encuentran en la Cordillera de la costa de los Andes, llegando a la conclusión de que un modelo de este tipo puede ser la hipótesis de partida más adecuada para explicar la génesis de los yacimientos de la porción SO de México.

5.2 Metalogénesis de los yacimientos de Fe del SO de México y Michoacán

Los estudios sobre la metalogenia en México son escasos y estos se remontan a la década de los sesentas. Antes de esta época sólo se conocían pocos trabajos geológico-mineros, a nivel estatal, pero ninguno encaminado en comprender el comportamiento a nivel regional. Probablemente el primer trabajo que aborda este tema corresponde al trabajo realizado por Burnham (1959; *in* Núñez y Torres, 1984) en el cual observó franjas metalogenéticas de gran extensión en el NE de México, las cuales mostraban continuidad con las propuestas para el SE de los Estados Unidos.

En los años de 1959 a 1965 el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (actualmente Servicio Geológico Mexicano) con el apoyo del Fondo Especial de las Naciones Unidas, realizaron el proyecto de exploración de minerales metálicos, el cual condujo a estudios de reconocimiento geológico-magnetométrico de varios yacimientos de la porción suroccidental de México. Pero no fue hasta 1975, cuando Salas (1975a) publicó un mapa e informe metalogenético de México a la escala de 1: 350,000 en el que utiliza por primera vez el código internacional de símbolos (Salas, 1975b). Posteriormente, éste mismo autor compiló el libro Geología Económica de México (Salas, 1988), que luego fue traducido al inglés (Salas, 1991). En el cual remarca la importancia de las épocas de mineralización y la forma en que estas se correlacionan con las provincias geológicas de México.

Durante los años ochenta fueron desarrolladas nuevamente investigaciones metalogenéticas de manera más completa, basados en la compilación de datos básicos existentes en los archivos del Consejo de Recursos Minerales entre los cuales son dignos de mencionar las siguientes colaboraciones:

En 1981, Damon *et al.* (1981) presentaron un modelo metalogenético en el cual identificaron una serie de franjas de mineralización con tendencias NO-SE orientadas en forma paralela al margen pacífica de México (Figura 14). Estos autores mencionan que las franjas metalogenéticas son el producto de las variaciones espacio-temporales de la actividad magmática durante el Mesozoico-Cenozoico. Además, sugieren que las asociaciones mineralógicas y de elementos metálicos (ej. Au, Ag, Pb, etc...) en relación con el tipo de yacimiento se relacionan con diferentes pulsos magmáticos desarrollados a partir de una zona de arco magmático.

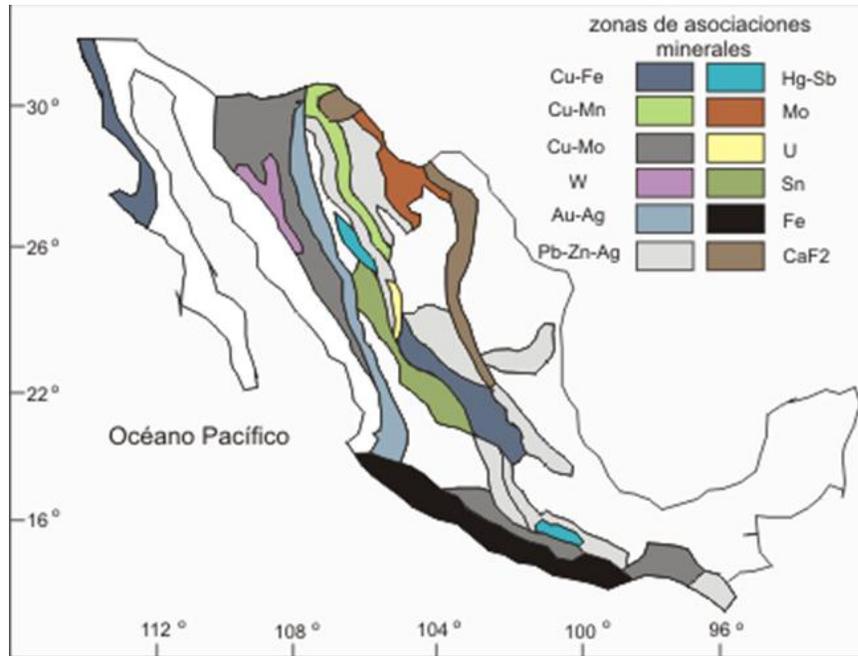


Figura 14. Provincias metalogénicas propuestas por Damon et al., 1981.

Uno de los trabajos más sistemáticos en esta década fue un análisis metalogénico de la porción suroccidental de México realizado Núñez y Torres (1984). En este trabajo se estudiaron las características metalogénicas más importantes como: los elementos metálicos, ambiente metalogénico, ambiente ígneo asociado, tamaño y el tipo de yacimiento. Concluyeron que la evolución tectónica de las franjas metalogénicas podría ser interpretada en cinco episodios fundamentales: Jurásico-Cretácico inferior, con formación de yacimientos volcanosedimentarios; Cretácico superior-Eoceno, con la formación de skarns ferrífero-cupríferos; Paleoceno-Oligoceno, con formación de pórfidos cupríferos; Oligoceno-Mioceno, con formación de yacimientos hidrotermales y Reciente, con la formación de depósitos de placer, sedimentarios, campos geotérmicos y sulfuros masivos.

A partir del anterior estudio González-Partida y Torres-Rodríguez (1988) propusieron un modelo tectónico-metalogénico regional explicando la disposición, origen y evolución de las provincias metalogénicas ubicadas en la porción centro-occidental de la República Mexicana. Proponiendo migraciones laterales del magmatismo continental ocurridas entre el Cretácico Tardío y el Terciario Medio, quedando definidas las provincias metálicas del centro-occidente de México. Siendo las asociaciones más importantes las de: Fe (Ti, Cu, Sn); Cu, Au; Pb, Zn, Ag

(Au, Cu); Au, Ag (Pb, Zn, Cu); Sn; CaF₂; Mn y Hg, Sb (Mn). Con una distribución de estas franjas semiparalelas a la línea de costa (Figura 15).

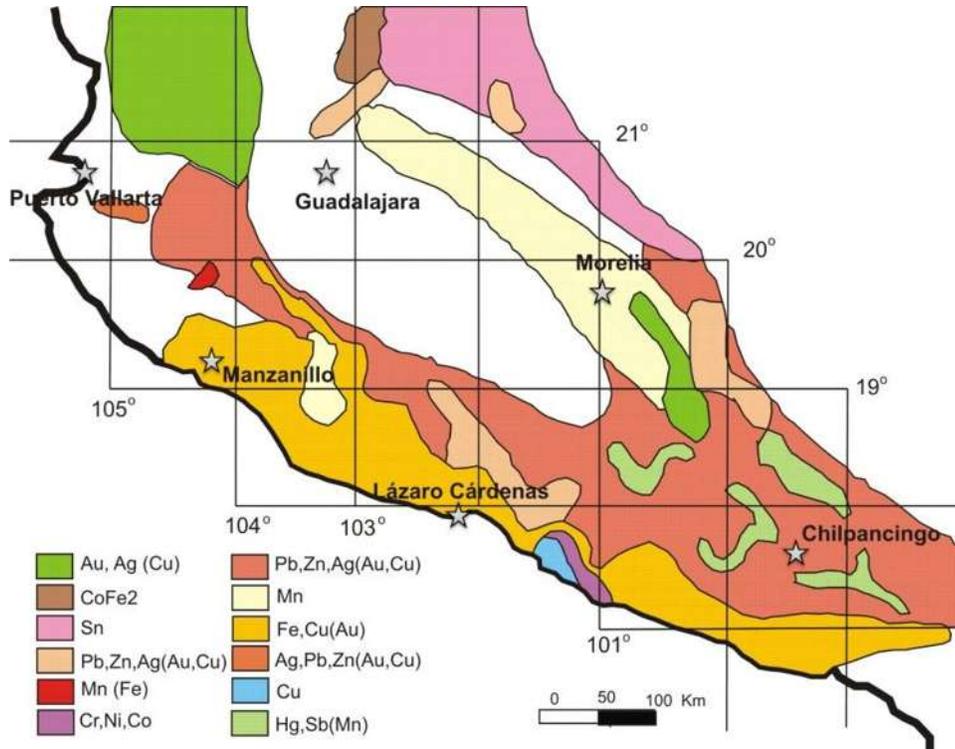


Figura 15. Distribución metalogénica en la porción centro-occidental de la República Mexicana (modificado de González-Partida y Torres-Rodríguez, 1987).

En los años 1990 las investigaciones metalogénicas en México no presentaron un notable avance y sólo fueron desarrollados algunos trabajos regionales o compilativos. Sin embargo, para esta década, es importante mencionar la publicación de la Carta Geológica de Michoacán Escala 1:250 000 presentada por los investigadores del Departamento de Geología y Mineralogía de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, donde Ostroumov y Corona-Chávez (1999), realizaron un ensayo metalogénico a partir de la recopilación bibliográfica existente (ej. Núñez y Torres, 1984 y Servicio Geológico Mexicano). En este trabajo proponen que el zoneamiento de los diferentes depósitos minerales (franjas metalogénicas) responden directamente a las relaciones espacio temporales del magmatismo y su relación con los sistemas estructurales (Figura 16).

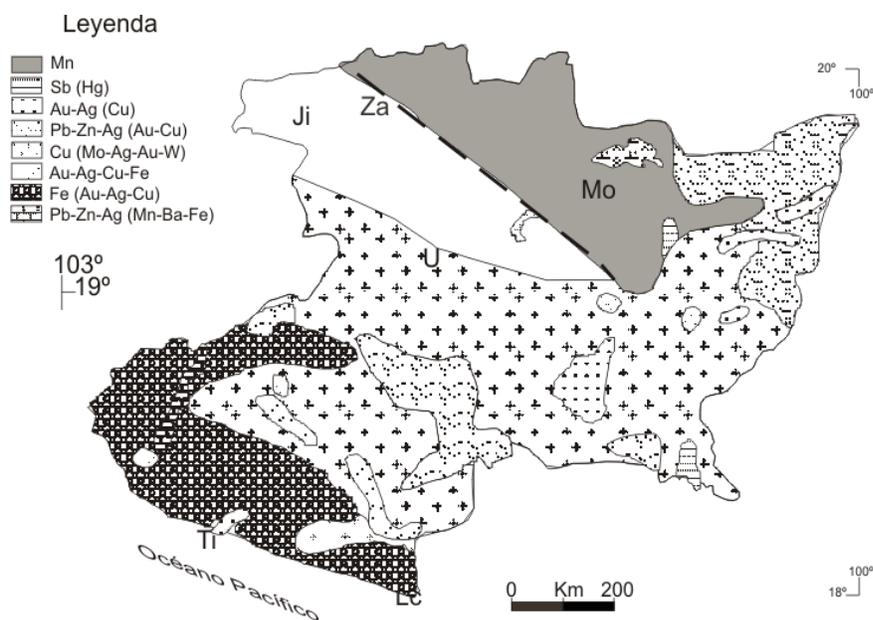


Figura 16. Carta Metalogénica preliminar del estado de Michoacán (Ostroumov y Corona-Chávez., 1999).

Recientemente, para la región suroccidental de México y Michoacán es conveniente mencionar los trabajos realizados por Servicio Geológico Mexicano a través de la cartografía geológico y minera escala 1: 250 000. La carta geológico minera El Ranchito E13B-65 Escala 1:50,000 (Gámez-Ordaz *et al.*, 2002; Bustamante y Piñeiro, 2006), realizó la cartografía geológico-minera y geoquímica de las diferentes unidades litológicas y zonas de alteración, así como posteriormente publicó un inventario minero de los depósitos minerales pertenecientes al distrito minero de Aquila (Bustamante y Piñeiro, 2006). En estos estudios se delimitaron tres áreas principales de mineralización: Aquila, La Colomera y La Providencia. Los tipos de yacimientos en este distrito sugieren que se formaron por procesos de inyección magmática, metasomatismo de contacto, hidrotermales y vulcanogénicos.

Por último, el trabajo más reciente sobre metalogenia en México, fue realizado por Camprubí (2009), en el cual explica la distribución de los diferentes depósitos minerales (ej. epitermal, pórfidos cupríferos, skarn, etc...). Este autor interpreta la distribución de los diferentes tipos de yacimiento a partir de eventos geológicos importantes localizados a lo largo de un cinturón magmático NO-SE que se desarrolló a partir de arcos magmáticos oceánicos a continentales inmaduros durante el Mesozoico y de la Sierra Madre Occidental (SMO) en el Terciario.

6. Marco conceptual: Mineralogía y petrología de óxidos de hierro

Los óxidos de hierro comúnmente tienen la característica de ser opacos, por lo cual se requiere el uso de la técnica de microscopía de luz reflejada y utilizando cortes perfectamente pulidos. Las observaciones ópticas de las diferentes texturas permiten determinar la paragénesis mineral o secuencia de formación de éstos. Es decir, esta información permite determinar si los minerales fueron formados en forma contemporánea con la cristalización inicial de la roca o por procesos secundarios o de alteración (Butler, 1992).

6.1 Definición y características de los óxidos de hierro

Los minerales magnéticos más importantes son los óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita, hematita), pero también se pueden encontrar sulfuros de Fe como la pirrotina. Sin embargo, los más significativos corresponden a los primeros, ya que se encuentran en todo tipo de rocas, tanto como minerales accesorios o como formadores de mena de importancia económica. Estos están usualmente relacionados a una etapa tardía en la cristalización de magmas básicos a baja temperatura (Hill y Roeder, 1974). El tamaño de grano está relacionado a la tasa de enfriamiento de los magmas y su composición depende, en gran medida, de la disponibilidad de oxígeno (Levi y Hodges, 1992).

La relación fisicoquímica de los óxidos de Fe-Ti puede representarse en un diagrama ternario de fases, con miembros extremos FeO-FeFe₂O₃-TiO₂ (Figura 17). En este gráfico se definen además las series de solución sólida (SS) magnetita-ulvoespinela (FeFe₂O₄-FeTiO₄), ilmenita-hematita (FeTiO₃-Fe₂O₃) y pseudobrookita-ferropseudobrookita (Fe₂TiO₃-FeTi₂O₅). Asimismo, están incluidas las especies intermedias asociadas a la oxidación como los minerales pertenecientes a la solución sólida entre la magnetita y la ulvoespinela, que son llamados titanomagnetitas, mientras que aquellos de la serie de solución sólida entre la ilmenita y hematita son las titanohematitas. Estos minerales pueden presentar además pequeñas concentraciones de elementos traza tales Mg, Al, Mn y Cr (Butler, 1992).

La serie de oxidación deutérica correspondiente puede seguirse por la unión de líneas continuas a lo largo del perímetro ternario; la secuencia de las titanomagnetitas (cúbicas) tiene sentido antihorario mientras que la secuencia romboedral de la ilmenita ocurre en el sentido de las manecillas del reloj.

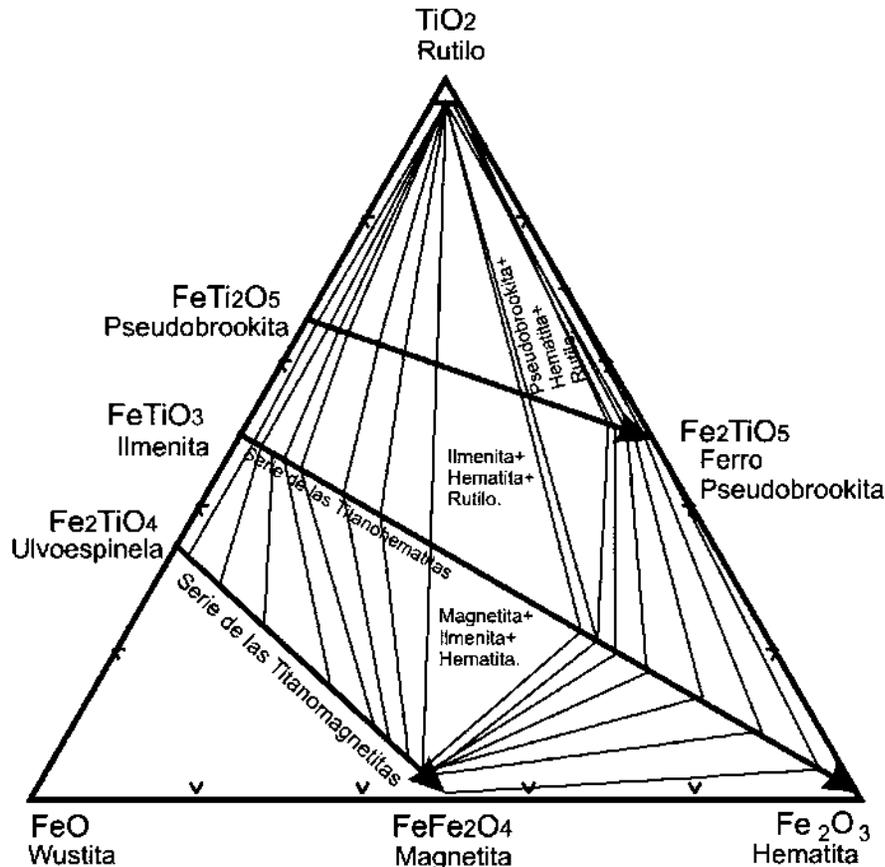


Figura 17. Diagrama ternario composicional para óxidos de Fe. Además de los miembros extremos FeO-FeFe₂O₃ y TiO₂, se ilustran las series de solución sólida, de las titanomagnetitas, titanohematitas y la serie de pseudobrookita-ferropseudobrookita (modificado de Haggerty, 1991).

6.1.1 Serie de solución sólida de las titanomagnetitas

Las titanomagnetitas son minerales del sistema cúbico, cuyos miembros extremos son la magnetita (FeFe₂O₄; Ostrooumov, 2007) y la ulvoespinela (Fe₂TiO₄). En la estructura de estos minerales se encuentran sitios tetraedrales y sitios octaedrales. El arreglo cristalino que presenta esta serie es conocido como la estructura de la espinela inversa.

La magnetita presenta un comportamiento ferrimagnético mientras que la ulvoespinela es antiferromagnética. Dicho comportamiento se genera por un importante intercambio catiónico. Esto influye notablemente en las propiedades magnéticas, ya que considerando la variación de

simetría, el tamaño de la celda y la fracción molar de la ulvoespinela, a medida que la titanomagnetita se hace más rica en Ti, las propiedades magnéticas disminuye (Néel, 1955).

El intercrecimiento que ocurre entre la magnetita y la ulvoespinela deja claro que existe un intervalo de miscibilidad a lo largo de la solución sólida. Este intervalo ocurre entre los 500 y 600°C y se encuentra más cercano al extremo de las magnetitas (Buddington y Lindsley, 1964).

6.1.2 Serie de solución sólida de las titanohematitas

La serie de solución sólida de las titanohematitas está representada por una estructura romboedral y con un ordenamiento catiónico definido por una estructura hexagonal particular, ya que existen ciertos sitios catiónicos desocupados, generándose una distorsión en su estructura posiblemente relacionados con la temperatura ambiente. Estos forman una serie de solución sólida (ss) completa y sus miembros extremos corresponden a la hematita (Fe_2O_3) y la ilmenita (FeTiO_3). La distribución catiónica en la serie de las titanohematitas es menos compleja que en las titanomagnetitas, ya que tanto el Ti^{4+} como el Fe^{2+} son reemplazados por Fe^{3+} (Haggerty, 1991).

La solución sólida de las titanohematitas generalmente presenta un intervalo de miscibilidad, el cual ocurre por debajo de los 650°C (Burton, 1982; 1984) y se dispone en forma asimétrica hacia la fase de la hematita (Lindsley, 1991).

6.1.3 Serie de las titanomaghemitas

Las titanomaghemitas se forman por la oxidación de titanomagnetitas, en donde hay producción de Fe^{2+} y Ti^{4+} por difusión en la superficie de estos minerales. Generalmente, no se hace referencia de la posición espacial de las titanomaghemitas en los extremos de la solución sólida de las titanomagnetitas, que comprenden parte de los componentes del diagrama ternario de $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Coloma-Bozzo, 2010).

Para el caso de maghemita, ésta pertenece al miembro extremo de la serie de las titanomaghemitas. Este mineral ocurre por la oxidación de Fe^{2+} y la remoción de éste de la estructura cristalina, quedando espacios libres en la estructura. Otra característica importante de la maghemita es la tendencia que muestra con el tiempo a cambiar su distribución espacial a la estructura de la hematita (hexagonal) de forma irreversible, por efecto de la temperatura. Como la temperatura juega un papel muy importante sobre este proceso, se plantea que procesos como el

metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal influyan en la generación de una nueva hematita a partir de maghemita. Solo que este último no puede ser identificado mediante la petrografía o por análisis de microsonda. De hecho, sólo algunos tipos de experimentos paleomagnéticos pueden permitir distinguirlo de forma correcta mediante su temperatura de desbloqueo (Coffin *et al.*, 2000).

6.2 Texturas de oxidación de Fe-Ti

Una de las características más importantes para la descripción e interpretación genética de los óxidos, y en particular de las titanomagnetitas, se refiere a la formación de las texturas de oxidación.

La oxidación de las titanomagnetitas está generalmente ligada al intercrecimiento con ilmenita. Las titanomagnetitas pueden oxidarse de dos formas (Buddington y Lindsley, 1964).

1. Oxidación a baja presión y baja temperatura $\sim 600^{\circ}\text{C}$, que da origen a la espinela y la cual se incluye aún en la serie de las titanomagnetitas metaestables y en algunos casos pueden convertirse posteriormente en miembro de la serie de las titanohematitas.
2. Oxidación de presión baja a intermedia y baja temperatura $\sim 600^{\circ}\text{C}$ con la formación directa de minerales de la solución sólida de ilmenita-hematita.

Por otro lado, los intercrecimientos de la ilmenita en la titanomagnetita pueden dar origen a una gran variedad de texturas (Buddington y Lindsley, 1964):

- i) Tipo lamelar y/o enrejado (trellis)
- ii) Tipo sándwich
- iii) Tipo compósito

La textura *tipo enrejado* (trellis) se forma a lo largo del plano $\{0001\}$ de la ilmenita en relación con el plano $\{111\}$ de la espinela. Las texturas se desarrollan por efecto de oxidación-exsolución y tiende a aparecer ilmenita intercrecida según los planos $\{111\}$ de la titanomagnetita, bajo forma de lamelas muy pequeñas ($\sim 1\text{-}10\mu\text{m}$). Además, las lamelas pueden estar concentradas

a lo largo de fracturas, alrededor de inclusiones de silicatos y de manera más significativa se encuentran en bordes de granos de titanomagnetitas

Esta evidencia textural apoya fuertemente la evidencia experimental de que la oxidación es la responsable de la formación de estas lamelas de ilmenita en titanomagnetitas primarias y no la exsolución primaria o magmática como comúnmente se cree.

Respecto a las titanohematitas, en estas zonas de oxidación, las áreas de lamelas se incrementan en tamaño y abundancia hacia los bordes de grano. Además se observa un incremento en las tasas $\text{Fe}:\text{Ti}$ y $\text{Fe}^{3+}:\text{Fe}^{2+}$ (Figura 18A y B).

La textura *tipo sándwich* se desarrolla en lamelas gruesas y/o espesas (25-50 μm) a lo largo de un arreglo de planos octaedrales. No son abundantes dentro de un mismo cristal y, en algunos casos, pueden coexistir con texturas tipo enrejado, pero están raramente en contacto con inclusiones de tipo compuesto (Figura 18E y F).

La textura *tipo compuesto* corresponde a inclusiones euedrales-subedrales de ilmenita presentes en titanomagnetitas con contactos bien definidos respecto a su mineral huésped. Muy rara vez dejan ver orientaciones respecto a planos determinados. Esta textura sugiere un origen magmático o bien, podría ser el resultado de oxidación-exsolución de la solución sólida de magnetita-ulvoespinela (Figura 18G).

En síntesis, las lamelas tipo enrejado son un claro resultado de “oxidación-exsolución”, mientras que las ilmenitas de tipo sándwich y compuestas pueden ser producto ya sea de oxidación, o de cristalización primaria.

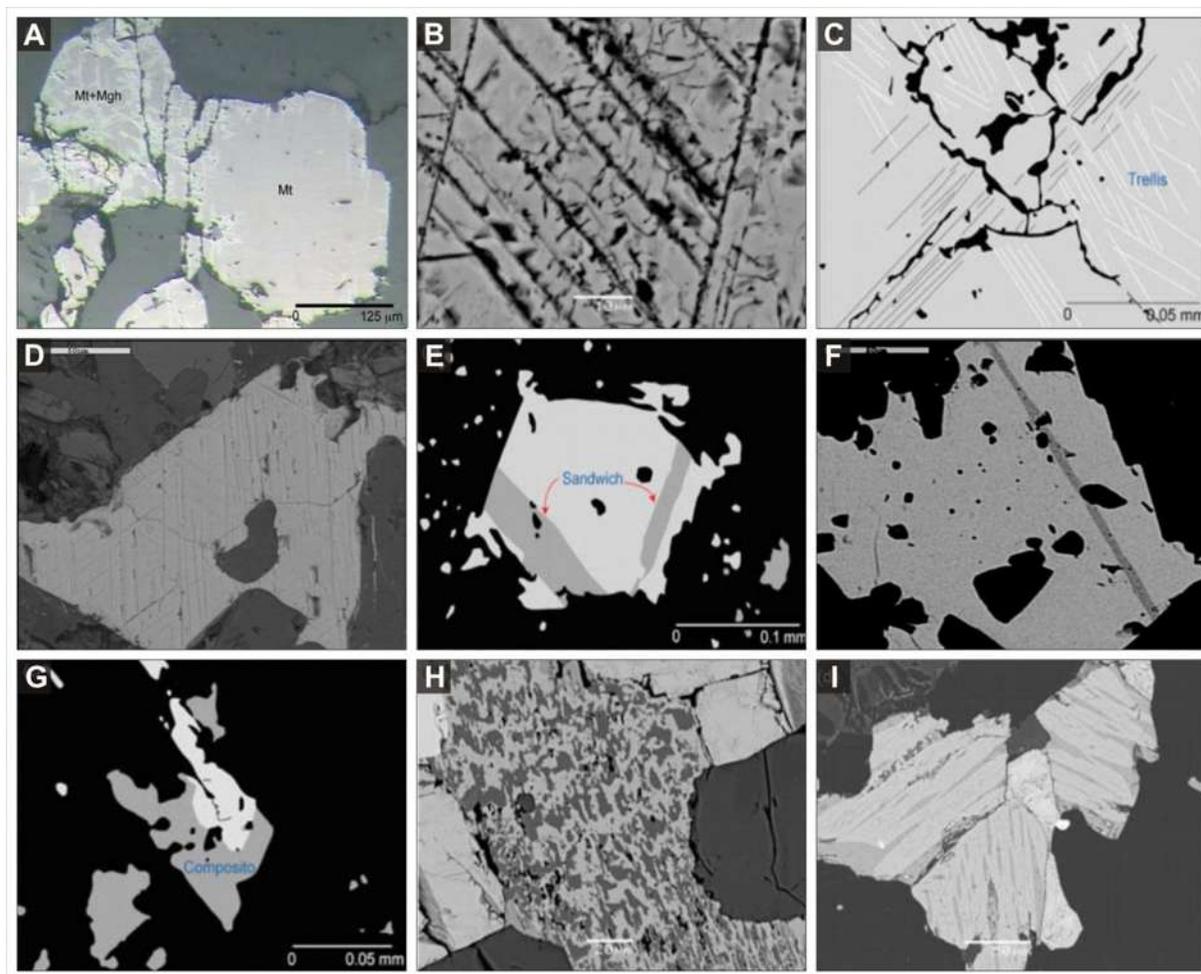


Figura 18. Texturas de exsolución-oxidación-reemplazo de óxidos de Fe-Ti primarios. (A) y (B) Martitización: la oxidación permite visualizar los planos {111}. Exsolución de ilmenita en titanomagnetita tipo (C) y (D) enrejado (trellis). (E) y (F) sándwich y (G) compuesto. Fotomicrografías de texturas en estado más avanzadas. (H) Textura gráfica (Rut+Hem_{ss}+Psb). (I) Textura syneusis (Ilm_{ss}-Hem_{ss}) de apariencia atigrada.). Modificado de Haggerty (1991).

6.3 Evolución de las texturas de oxidación de Fe-Ti

La génesis de los óxidos de Fe-Ti, y, por consiguiente de éstos en un sistema hidrotermal, está ligada principalmente a tres variables: (1) temperatura, (2) mineralogía de la roca encajonante, y (3) composición y condiciones químicas del fluido hidrotermal. Debido a que un evento de alteración hidrotermal es de naturaleza metasomática, éste generará minerales de neoformación a partir de las especies preexistentes en la roca. A su vez, ya que los disequilibrios del ambiente son registrados en estos minerales, se puede estimar su estado de oxidación según el análisis de Buddington y Lindley (1964), obteniendo información de la mineralogía magnética ígnea del sistema con base en la reconstrucción cualitativa de los procesos de oxidación que

afectan la roca. Bajo los argumentos anteriores, se puede interpretar una correlación entre cierta asociación mineralógica representativa de un evento de alteración hidrotermal y una familia específica de minerales magnéticos.

A continuación, se muestra un resumen de las características químico-ópticas de los estados de oxidación progresivos para la titanomagnetita e ilmenita (Tabla 2; basado en Haggerty, 1991). Cabe mencionar, que para la oxidación tipo enrejado se pueden producir las primeras tres etapas (C1-C3), mientras en algunas rocas la oxidación de la titanomagnetita está más allá de la etapa C3.

La ilmenita formada por procesos de “oxidación-reducción” se reconoce que se halla controlada estructuralmente por los planos de la titanomagnetita. Las fases que subsecuentemente se desarrollan por oxidación de esta ilmenita, reflejan aún el control estructural, pero a través de la composición. Por lo tanto, el rutilo tiende a ser concentrado en las zonas con ilmenita lamelar y la hematita domina en las zonas de la magnetita huésped. De esta forma, el plano {111} puede reconocerse en la mayoría de estados más avanzados de oxidación (Haggerty, 1991).

La ilmenita comprende siete estados de oxidación de alta temperatura sobre las mismas bases que se utilizan para las espinelas. Aunque la secuencia dada anteriormente es la que comúnmente se observa. En algunos casos la pseudobrookita se forma directamente, sin pasar por las etapas intermedias propuestas para la ilmenita. Probablemente la derivación se ve favorecida por altas temperaturas y valores de fO_2 . Los detalles de las siete etapas de oxidación de la ilmenita, como se observan ópticamente, se describen a continuación (cada etapa se indica con una R para distinguir esa de la serie cúbica; Haggerty, 1991).

Algunos autores consideran que la oxidación puede ser continua, aunque otros sugieren que este fenómeno puede ocurrir en más de un proceso. La oxidación más avanzada es resultado comúnmente de la pseudomorfosis de la ilmenita y espinela inicial por fases como la hematita, pseudobrookita y rutilo (Haggerty, 1991).

Etapa	Titanomagnetita		Ilmenita	
	Fases	Textura	Fases	Textura
C1/R1	titanomagnetita	ópticamente homogénea	ilmenita	ópticamente homogénea
C2/R2	titanomagnetita rica en ulvoespinela	exsolución de ilmenita paralela a planos {111}	ferri-ilmenita±ferri-rutilo	“lentes sigmoidales”
C3/R3	titanomagnetita pobre en Ti	ilmenita lamelar	ferri-rutilo±ferri-ilmenita	“syneusis” (Figura 18I)
C4/R4	ilmenoematita	moteada	rutilo± titanoematita ferri-rutilo± ferri-ilmenita	“moteada”
C5/R5	rutilo+titanoematita (ss)	contactos aserrados y planos lamelares exseltos	rutilo± titanoematita	
C6/R6	pseudobrookita (ss)	lamelar y lenticular	rutilo± titanoematita (pseudobrookita)	“formas lenticulares”
C7/R7	pseudobrookita (ss)	gráfica (Figura 18H), sándwich, compuesto	pseudobrookita ±rutilo± titanoematita	“gotas o subgráfica”

Tabla 2. Características químico-ópticas de los estados de oxidación progresivos para la titanomagnetita e ilmenita (Haggerty, 1991).

6.4 Oxidación deutérica

Esta es la oxidación que sucede durante el enfriamiento tardío de las rocas magmáticas, el cual está asociado con la liberación de volátiles, cambio en el estado de oxidación y desgasificación de los magmas. Durante el enfriamiento, los granos de óxidos de Fe-Ti primarios están frecuentemente fuera del estado de equilibrio con la temperatura y las condiciones de fugacidad del oxígeno. La oxidación deutérica ocurre comúnmente, a menos que la roca pase por un proceso de enfriamiento rápido o este bajo presión, donde no ocurra una desgasificación (Guzmán-Hernández, 2008).

La desgasificación y deuterismo es el resultado de cambios físicos en el sistema magmático como la convección del magma dentro de la cámara (movimientos del magma debido a diferencias de temperaturas y densidad), cristalización del mismo, intrusión de nuevos cuerpos de magma, ascenso de magma, etc. Estos cambios pueden estar asociados a modificaciones en el sistema de conductos que afectan el flujo de los gases hacia la superficie.

Estudios de oxidación deutérica en sistemas máficos indican que las condiciones típicas de oxidación deutérica son 750°C y fO_2 de 10^{-5} - 10^{-6} atm (Butler, 1992). La oxidación deutérica ocurre en estado sólido sobre la temperatura de Curie (T_c).

Las texturas de asociación se deben a su grado de oxidación, frecuentemente con base en los contenidos de magnetita, la transformación de éste a hematita y una etapa final de goethita, a través de bordes, fracturas y huecos, en proporciones de bordes al centro. Comúnmente, se conoce a este proceso como martitización (Figura 18 A y B).

6.5 Petrología de óxidos de hierro

La composición de los óxidos de Fe-Ti en una roca ígnea provee a los petrólogos de información importante sobre la fugacidad de oxígeno fO_2 y temperatura (T) a la que cristalizó la roca (Buddington y Lindsley, 1964), experimentalmente los magmas ricos en óxidos de hierro alcanzan temperaturas cerca de los 1465°C (Naslund, 1983). Cuando se utilizan en conjunto con la composición de silicatos ferromagnesianos en coexistencia, la composición de los óxidos también pueden dar información de la participación de sílice en el magma y la presión en el momento en que cristalizó.

En un fundido magmático de mediana temperatura los óxidos de Fe-Ti pueden corresponder sólo a una pequeña fracción de la roca cristalina, o estar ausentes, pero esto es inversamente proporcional si se hace referencia a un magma con enfriamiento lento, en donde los granos de los óxidos de Fe-Ti serán de mayor tamaño y pueden presentar una cierta variación composicional, como lamelas de exsolución y oxidación de alta temperatura (O'Reilly, 1984).

Como resultado de los procesos de diferenciación magmática, las rocas ígneas máficas asociadas a magmas calcoalcalinos tienden a tener una mayor fracción de óxidos de Fe-Ti primarios que las rocas ígneas félsicas. Por ejemplo, en rocas basálticas las titanomagnetitas y las titanohematitas son óxidos de Fe-Ti pero tienden a presentar contenidos más bajos en Ti en relación a rocas derivadas de magmas tholeíticos (Frost y Lindsley, 1991). Por otro lado, la composición de la asociación de algunas fases minerales opacas puede ser usada para inferir la temperatura absoluta y la fugacidad de oxígeno a su mínima temperatura de equilibrio (Buddington y Lindsey, 1964; Anderson y Lindsey, 1988).

El primer nivel de caracterización de óxidos de hierro se hace a través de técnicas ópticas como la petrografía y la minerografía, donde además de identificar preliminarmente especies

minerales pueden reconocerse texturas que sugieren procesos de exsolución o de oxidación según sea el caso, lo cual es de utilidad para la interpretación de la historia de la roca en estudio.

Con el propósito de determinar cambios significativos en el comportamiento geoquímico de los intrusivos que de alguna manera pudiesen estar relacionados con la mineralización de Fe, a manera de síntesis se muestran una serie de consideraciones teóricas de aspectos de los magmas (ver Anexo II).

6.5.1 La importancia de la fugacidad de oxígeno en petrología

Cuando se habla de la estabilidad de los óxidos de hierro, siempre se debe de tratar con la fugacidad de oxígeno (fO_2) como una variable. Dentro de la comunidad petrológica existen conceptos erróneos sobre que es la fugacidad de oxígeno y como esto aplica en las rocas (Frost, 1991) a tal grado que en ocasiones se utiliza indistintamente de otro concepto conocido como presión parcial de oxígeno (PO_2 ; Eugster y Wones, 1962). El propósito de este apartado es introducir el concepto de fugacidad de oxígeno como una variable que pueda ser más comprensible.

La fugacidad de oxígeno (fO_2) fue introducida por primera vez como parámetro termodinámico por el petrólogo Hans Eugster en el año de 1956, quien tenía como objetivo desarrollar un método para controlar el potencial de oxidación en ambientes experimentales.

Como primera aproximación la fugacidad de oxígeno es una variable que nos indica si el hierro se encuentra disponible en su estado nativo, como un ión divalente en silicatos o como un ión divalente o trivalente en un óxido. Es evidente que la ocurrencia y composición de los óxidos de Fe-Ti y la composición de los silicatos coexistentes es una función de la fugacidad de oxígeno.

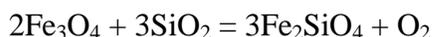
La fO_2 es medida en unidades de presión y está formalmente definida como la actividad química del oxígeno. Cabe mencionar que la abundancia de oxígenos libres es casi nula en magmas y fluidos hidrotermales. Sin embargo, la fO_2 es una variable termodinámica bien definida que puede ser controlada en laboratorio y puede ser deducida de la asociación mineral. Frost (1991) ha aclarado algunas falsas ideas acerca de la fugacidad de oxígeno, tales como que no es del todo correcto el uso del oxígeno como una *especie libre* disponible en la roca, si no como parte de los fluidos o consecuencia de una reacción (ej. Disociación de H_2O), y finalmente que la razón Fe^{+2}/Fe^{+3} no puede usarse como un medidor de la fO_2 a excepción de algunos casos (ej. Rocas volcánicas no glomeroporfíricas; Guzmán-Hernández., 2008).

Bajo condiciones de una fugacidad de oxígeno muy baja, como el núcleo terrestre, en algunas rocas máficas serpentinizadas, y excepcionalmente en algunas lavas reducidas que han reaccionado con algún material carbonatado, el hierro ocurrirá como mineral nativo. En altas fugacidades de oxígeno el hierro se presenta, sin embargo, en su estado ferroso divalente. En sistemas ricos en sílice el hierro ferroso es incorporado principalmente como minerales silicatados. Con el incremento de la fugacidad de oxígeno, el hierro ocurre en ambos estados, férrico y ferroso, y es incorporado en magnetitas como en silicatos. A fugacidades elevadas de oxígeno el hierro se presenta en estado férrico y es incorporado en hematita (Guzmán-Hernández, 2008).

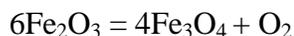
Nótese que los términos alta, media o baja fugacidad dependen fuertemente de la temperatura (T) (Figura 4). A 500°C una fO_2 de 10-15 atm es fuertemente oxidado para la mayoría de los minerales, por el contrario para 1000°C la misma fugacidad podría corresponder a condiciones reductoras (Butler, 1992).

En el sistema Fe-O-SiO₂ los *buffers* fayalita-magnetita-cuarzo (FMQ) y Cuarzo-hierro-fayalita marcan el límite inferior de la fugacidad de oxígeno. Mientras que el buffer de magnetita-hematita marcan el límite superior limitando con la estabilidad de la magnetita (Figura 19).

Las reacciones involucradas en los diferentes buffers son:



Magnetita oxígeno cuarzo fayalita



Hematita oxígeno magnetita

Si la magnetita es o no precipitada en un magma ígneo que es enfriado a un patrón de T- fO_2 particular depende de la composición del magma. Por ejemplo la sustitución de Mg por Fe en silicatos estabiliza a fugacidades de oxígeno más altas (Frost y Lindsley, 1991). Por otro lado, las titanomagnetitas son estables en rocas ígneas a más bajas fO_2 que su miembro final magnetita (Butler, 1992).

En el caso de rocas volcánicas que son relativamente libres de cúmulos minerales la fugacidad de oxígeno puede ser calculada a una presión y temperatura dada, correspondiente a las condiciones de cristalización entre el *liquidus* y el *solidus*, a partir de la composición química de la roca total, incluyendo hierro férrico y hierro ferroso. Kress y Carmichael (1991) muestran que

la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ está lejos de ser el término más importante en relación entre la $f\text{O}_2$ y la composición química de las rocas volcánicas.

En sistemas naturales, sin embargo, la presencia de magnesio (el quinto elemento más abundante en la corteza) y titanio (el décimo elemento más abundante en la corteza) también juegan un papel importante en la determinación de las estabildades relativas de silicatos, magnetita e ilmenita. El magnesio y los óxidos de hierro se sustituyen uno por el otro en una variedad de silicatos. La solución de Mg en silicatos de hierro estabiliza a mayor fugacidad de oxígeno, dando como resultado silicatos con Fe^{2+} los cuales pueden ser estables incluso con la presencia de hematita (a niveles relativamente altos de fugacidad de oxígeno) si se ha incorporado suficiente Mg. Por otra parte, el Ti y Fe^{2+} serán substituidos por Fe^{3+} en magnetita y hematita, estabilizando estos óxidos a silicatos (Guzmán-Hernández, 2008).

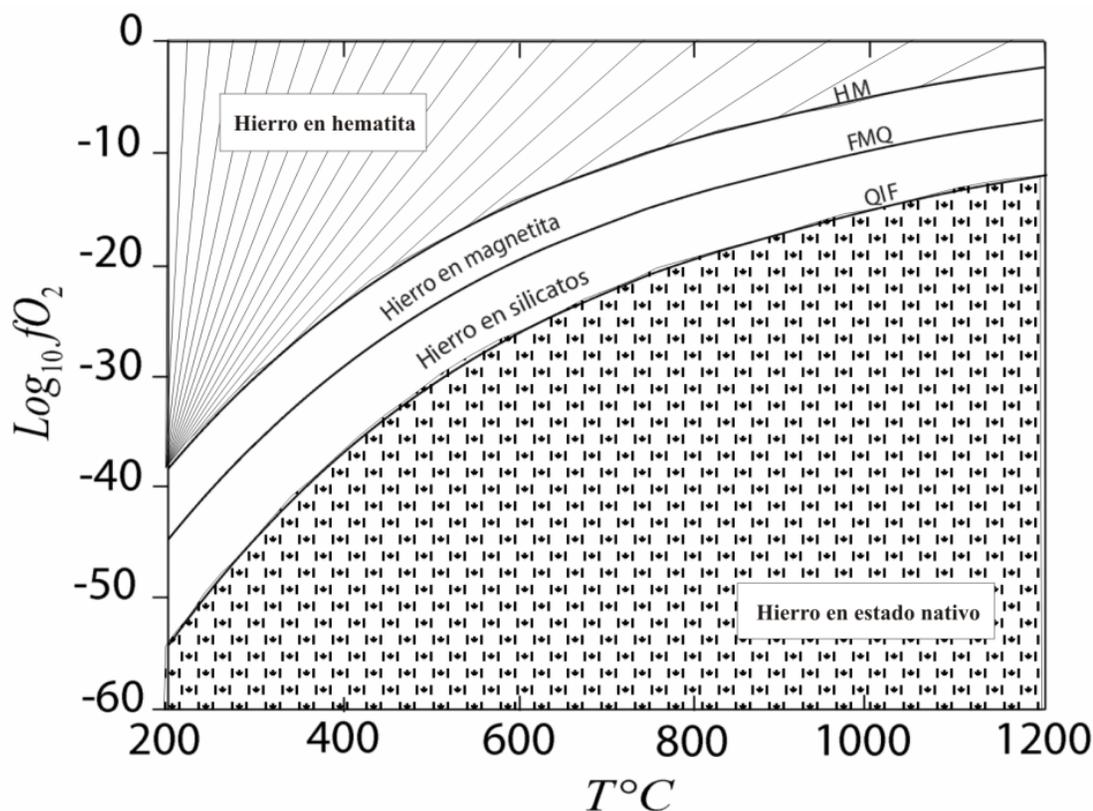


Figura 19. Diagrama $\text{Log } f\text{O}_2 \text{ atm} - T$ ($^{\circ}\text{C}$) mostrando las estabildades relativas de distintos estados de oxidación del hierro en sistema Fe-Si-O, con los buffers más usados en petrología experimental, HM=hematita + magnetita, FMQ= Fayalita + +magnetita + Cuarzo, QIF= Cuarzo + hierro + fayalita (Modificado de Frost, 1991).

7. Revisión y propuesta espacial de datos metalogénéticos

En el presente capítulo se presentan los resultados de la recopilación bibliográfica de la información geológico-minera del área, contemplando diversos factores metalogénéticos característicos de cada depósito y/o yacimiento mineral, como son: localización geográfica, elemento metálico, roca encajonante, estructuras, alteraciones y tipo de yacimiento. El objetivo es integrar los datos obtenidos en este trabajo con los datos de trabajos previos y considerar los conceptos metalogénéticos actuales en la descripción del yacimiento mineral.

Se revisaron todo tipo de estudios de los depósitos minerales de la región del BAM; es decir, ya sea descripciones locales, visitas de reconocimiento específicas hechas por el Consejo de Recursos Minerales (actualmente; Servicio Geológico Mexicano SGM), así como la totalidad de trabajos de clasificación metalogénica precedentes Nuñez y Torres (1984).

Para la reclasificación de la información, se decidió utilizar y modificar la información mediante el código y la simbología de nomenclatura metalogénica propuesta por Nuñez y Torres (1984; Figura 20). Posteriormente se vació la información resultado de la recopilación bibliográfica en un sistema de información geográfica, con la finalidad de poder tener un mejor control sobre la distribución real, la escala y posición por coordenadas geográficas de los depósitos y localidades mineras reportadas.

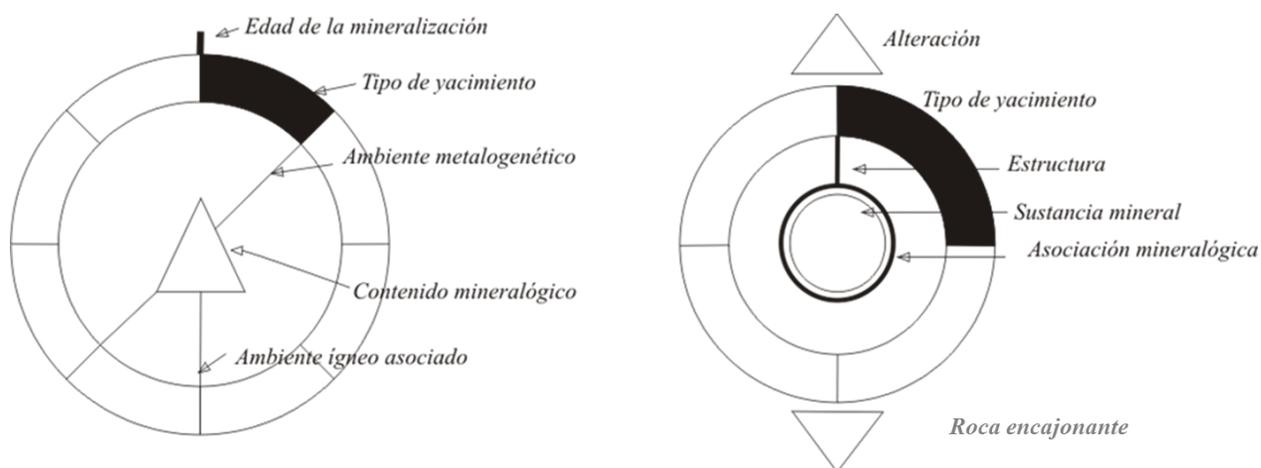
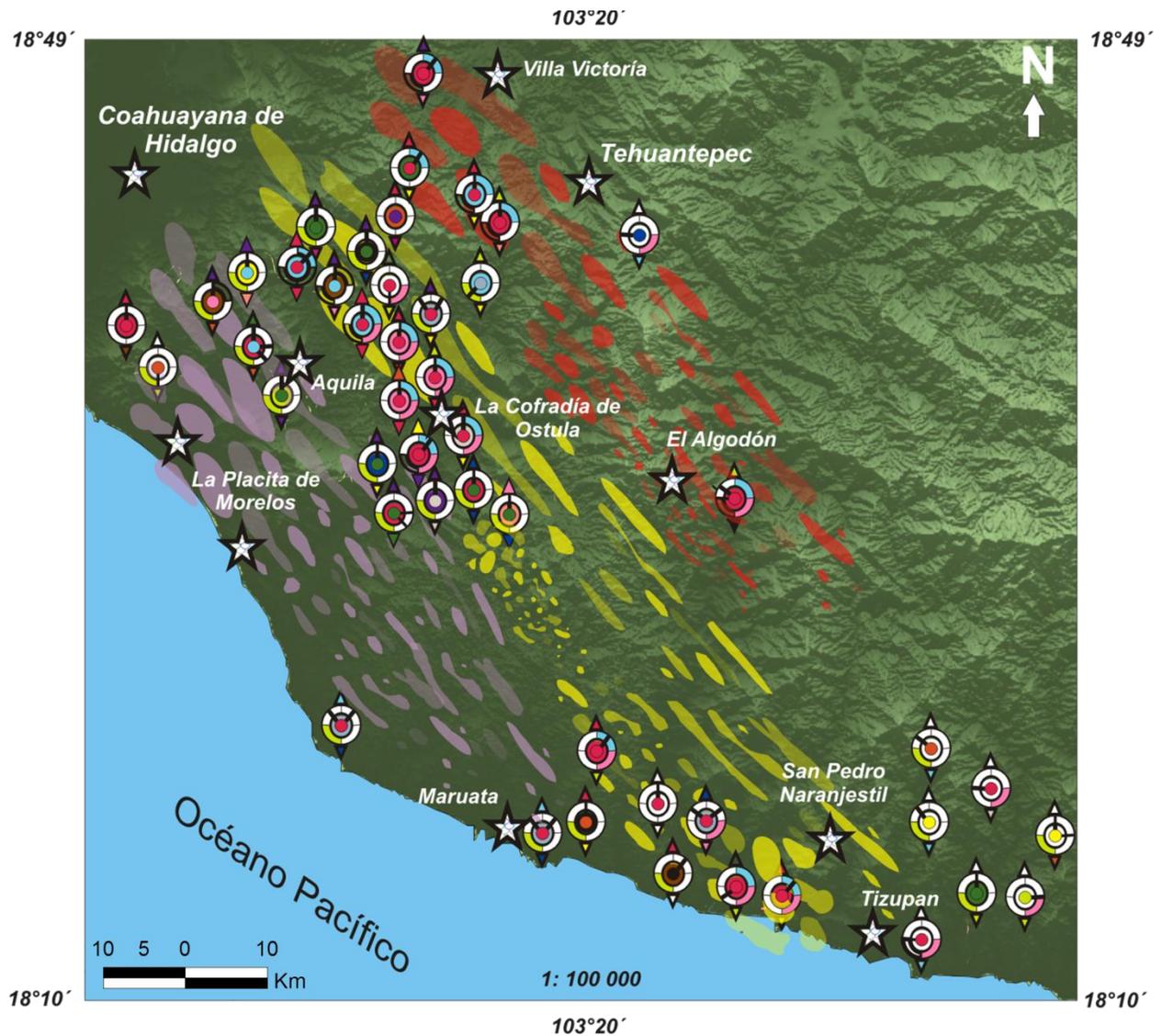


Figura 20. Código de nomenclatura metalogénica propuesta por Nuñez y Torres (1984; a la izquierda) y el equivalente que se utilizara en el presente trabajo (derecha).

A partir de la información, se analizó la distribución espacial y las relaciones con la base geológica disponible, de manera que se interpretaron y definieron nuevas franjas metalogénicas.

Con base en la revisión de 44 localidades documentadas de los diferentes depósitos y localidades del BAM, se observa una serie de franjas metalogénicas orientadas ONO-SSE. Es notable la forma subparalela que guardan entre sí, así como con la actual línea de costa. De hecho, como veremos más adelante, también mantiene un cierto paralelismo con, una serie de estructuras internas y externas del BAM (Figura 21).



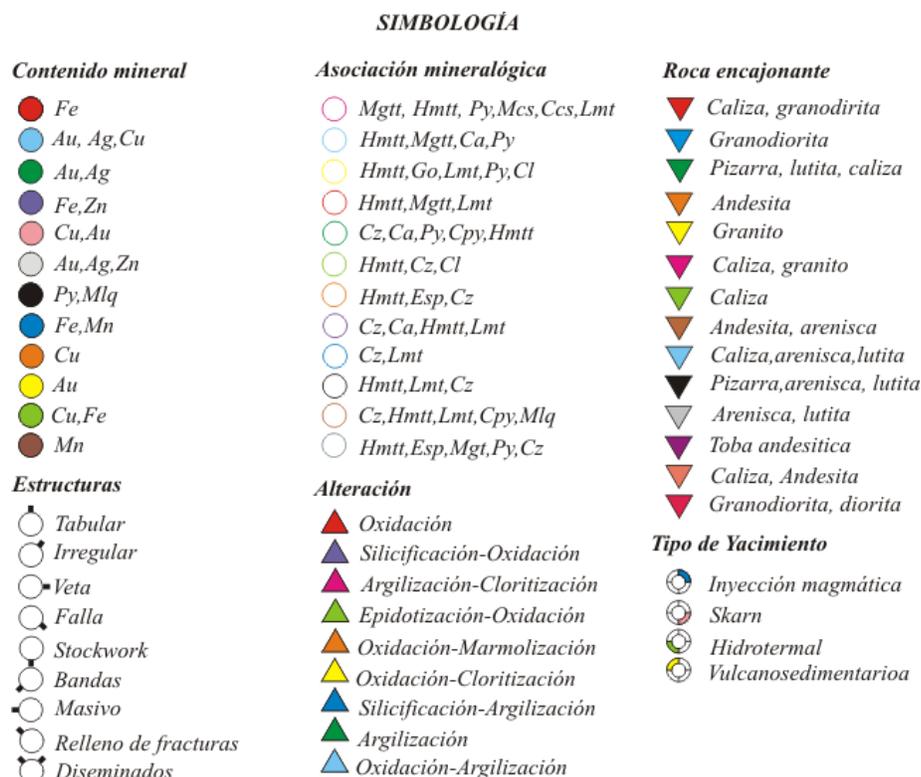


Figura 21. Distribución de los depósitos minerales de Fe del SO de Michoacán y sus principales elementos metalogenéticos.

Por otro lado, con base en los elementos metalogenéticos reclasificados en éste trabajo y considerando los diversos modelos genéticos propuestos para los yacimientos de hierro en esta zona (Nuñez y Torres, 1984; Ostroumov y Corona-Chávez, 1999; Gámez-Ordaz *et al.*, 2002; Bustamante y Piñeiro, 2006), estas franjas a su vez pueden ser subdivididas en tres grupos:

- i) mecanismo de emplazamiento por inyección magmática (zona roja)
- ii) magmático-metasomático (zona amarilla)
- iii) magmático-hidrotermal (zona morada)

Con la finalidad de homogenizar criterios, a continuación se describen en forma sintética las características geológico y mineralógicas de las tres franjas identificadas.

7.1 Mecanismo de emplazamiento por inyección magmática

La formación de este tipo de yacimientos, muy posiblemente, corresponde a inyección magmática residual. Se caracteriza por presentar los cuerpos de fierro con una estructura tabular,

bajo forma de dique, una asociación mineralógica constituida principalmente por magnetita y las relaciones de contacto con la roca encajonante con un cierto grado de metamorfismo local.

Las relaciones de campo regionales indican que dichos cuerpos generalmente están relacionados a un intrusivo de carácter ácido. Es probable que en dicho intrusivo, se realizó una diferenciación magmática al consolidar la parte superior de éste, concentrándose al interior de la cámara magmática, los minerales más pesados y afines, para posteriormente desplazarse a zonas de menor presión, en nuestro caso fracturas y fallas, en donde quedaron emplazados (López *et al.*, 1970).

La composición mineralógica de los cuerpos es similar a los yacimientos ferríferos, típicos de metasomatismo de contacto de la costa del Pacífico, en los cuales las mineralizaciones intragraníticas forman menas de magnetita “dominante”, con una fuerte alteración y variaciones a hematita, especularita y limonita. A mayor profundidad empieza a predominar magnetita masiva acompañada de silicatos y sulfuros como pirrotina y calcopirita (Hernández *et al.*, 1986).

7.2 Depósito mineral de origen magmático-metasomático

Se localizan en zonas de contacto, generalmente asociados con una secuencia vulcanosedimentaria afectada por intrusiones granítico-dioríticas. Se desarrollan zonas con metamorfismo de contacto produciendo “skarns”, hornfels, así como estructuras de metasomatismo y de reemplazamiento.

Los cuerpos mineralizados en su mayor parte están asociados al contacto de los intrusivos con las calizas, formando cuerpos aislados e irregulares que en ocasiones se alinean burdamente a los sistemas de fracturamiento existentes en cada región y adoptando formas más o menos tabulares.

La hematita es la mena más importante en superficie, sin embargo, con base a estudios mineragráficos se ha observado que la hematita forma pseudomorfos de la magnetita por procesos supergénicos de oxidación (martitización).

La magnetita es el segundo mineral de importancia en superficie, pero se ha observado que a profundidad este mineral llega a ser mucho más abundante que la hematita. La especularita es muy escasa, así como los hidróxidos de hierro (limonita y goethita) que tienen poca importancia económica debido a su baja cantidad y calidad.

Los minerales de ganga son principalmente: pirita, calcopirita, calcosina, calcita y/o feldespatos, cuarzo, clorita y arcillas. Los minerales de alteración están constituidos por las rocas de tipo “skarn” con asociaciones de granate (grosularia), epidota, plagioclasa y/o feldesptos, tremolita y por las zonas de alteración con asociaciones de actinolita, tremolita y clorita los que se encuentran formando pequeñas aureolas.

7.3 Depósito mineral de origen magmático-hidrotermal

El emplazamiento de intrusivos y el calor asociado durante las fases tardías se relaciona a una gran actividad hidrotermal, formándose vetas hidrotermales asociadas con hierro (especularita), así como con otros óxidos y sulfuros enriquecidos con polimetálicos (Au, Cu).

8. Trabajo de campo

A partir del mapa geológico-metalogenético escala 1:100,000 ilustrado en el capítulo 7, en donde se muestra la distribución y emplazamiento del BAM, se identificaron 44 áreas de interés con manifestaciones de mineralización de hierro. En este capítulo se presenta la descripción de campo de 17 yacimientos y/o localidades mineras representativas (Figura 22).

Durante el primer recorrido de campo se hizo un reconocimiento del área de estudio y se realizó una colecta de muestras, a diferencia de la segunda y tercera salida de campo, en las cuales se desarrolló un trabajo de mayor detalle y se concluyó la recolección de muestras.

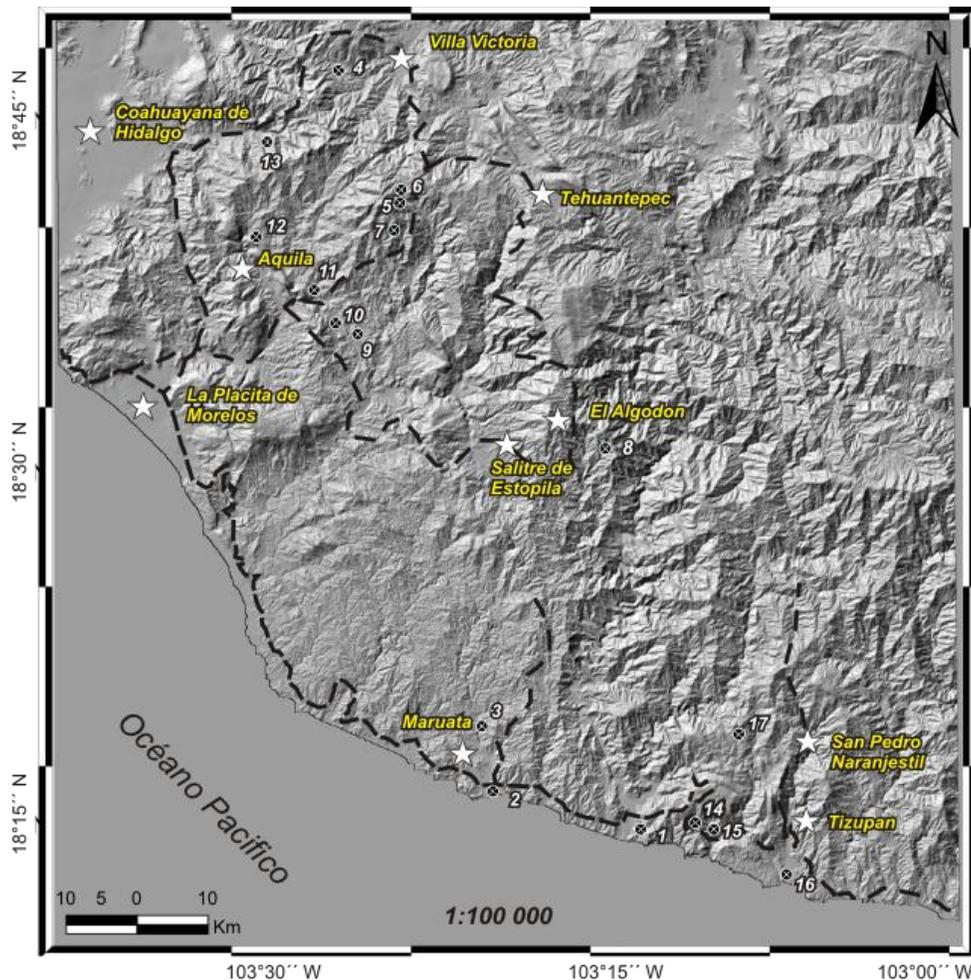


Figura 22. Localidades mineras reconocidas y principales vías de acceso de la zona de estudio: 1) El Tecate, 2) Maruata, 3) Crucero Maruata-Pómaro, 4) El Zipimo, 5) Puerto del Caimán, 6) El Resumidero, 7) La Nuez, 8) La Guayabera, 9) Terrero de la Estanzuela, 10) La Estanzuela I, 11) Aquila, 12) El Oate, 13) La Colomera, 14) La Ceiba, 15) El Brioso, 16) El Zapote y 17) San Pedro.

8.1 El Tecate

La localidad ferrífera El Tecate se encuentra al sureste del área de estudio, se accede por la carretera federal Playa Azul-Manzanillo, a unos 10 km del poblado de Tizupan, el afloramiento se encuentra a borde de carretera en las coordenadas UTM (2017818N,686415E). En esta región el contexto geológico está conformado por lutitas de color oscuro intercaladas con calizas de color claro (tipo flysch); con ciclos que van de pocos milímetros a más de 30 cm de espesor, todo el conjunto tiene un espesor de 20 metros de potencia.

Ocasionalmente, entre las intercalaciones aparecen sulfuros y óxidos de hierro diseminados de manera sub-paralela a las alternancias, todo en conjunto está intrusionado discordantemente por un cuerpo ígneo granítico de textura fanerítica conformado por cristales de cuarzo, feldespatos potásicos, biotita, óxidos y sulfuros de hierro.

Entre el contacto granítico y el paquete de lutitas y calizas aparece un nivel de hasta 3 centímetros de granatitas de posible composición grosularia-andradita. Este cuerpo puede ser interpretado como una zona de “*skarn* estéril” (Figura 23) con base en las pequeñas dimensiones de los esporádicos diseminados de óxidos y sulfuros de Fe.

Dentro de esta área mineralizada las principales alteraciones son silicificación en mayor proporción; y argilización y cloritización en menor, manifestándose éstas con mayor intensidad en los contactos con el intrusivo.

En esta localidad minera se colectaron tres muestras de un *skarn* en intercalaciones (AQM-3A), granitoide alterado (AQM-3B) y granitoide sin alteración (AQM-3C), Para descripción ver Anexo III.

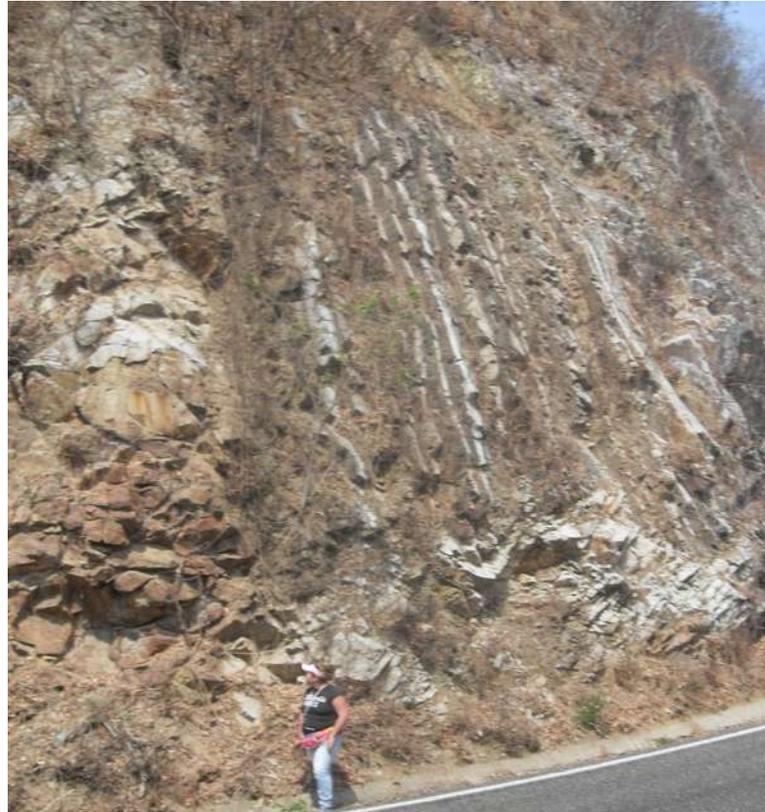


Figura 23. Zona de contacto entre un Flysch y un granitoide en localidad El Tecate.

8.2 Maruata

La localidad ferrífera Maruata se encuentra en la porción sur del área explorada a pocos metros al norte del Océano Pacífico, en las coordenadas UTM (2029751N, 657234E), se localiza a ~50 al sur del Crucero Maruata-Pómaro el acceso a esta localidad se lleva a cabo por la carretera federal Playa Azul-Manzanillo.

El contexto geológico, está conformado por rocas graníticas de color claro rosado de textura fanerítica de grano fino, el afloramiento tiene un espesor de aproximadamente 6 metros de potencia (Figura 24A). La mineralogía está representada por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y anfíbol.

La mineralización de hierro se encuentra en estructuras de forma irregular, el cuerpo mineralizado sigue un rumbo N130° con echado de 62° SO, con un fallamiento preferencial con rumbo N145° con echado 72° NE (Figura 24B). Las vetillas de hierro son delgadas de espesor milimétrico formando zonas en enrejado y de microbrecha con cristales de cuarzo incluidos en la matriz de magnetita.

Las principales alteraciones son silicificación y oxidación en mayor proporción; argilización asociada a zonas de fracturamiento.



Figura 24. A) Intrusivo granítico aflorando en la localidad de Maruata. B) Detalle de vetillas de magnetita en una disposición en enrejado y C) microbrechas de óxidos de hierro dispuestas en vetillas aplíticas.

En esta localidad mineral se colectó una muestra del granito mineralizado (AQM-6), para descripción ver Anexo III.

8.3 Crucero Maruata-Pómaro

La localidad minera del Crucero Maruata-Pómaro se localiza al SO del área de estudio se accede por la carretera federal Playa Azul-Manzanillo, a unos 12 km al oeste del poblado Cachán de Echeverría, el afloramiento se encuentra a borde de carretera sobre la desviación a Pómaro en las coordenadas UTM (2021687N,674674E).

El área mineralizada está representada por una estructura tabular delgada de aproximadamente 2 m de espesor y 15 m de longitud con rumbo general E-O, rellena a través de cavidades por carbonatos de cobre (Figura 25). La estructura de forma irregular esta encajonada en rocas graníticas de textura fanerítica de grano fino, mineralógicamente están compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico.

El depósito mineral de forma irregular, presenta mineralización constituida por oxidaciones difusas en manchas dispersas de malaquita de coloración azul-verdosa. La principal alteración es una intensa argilización sobre todo el sector.

De la presente localidad minera se colectó una muestra la cual por las características mencionadas corresponden a la parte de la estructura tabular burdamente mineralizada (AQM-7), para descripción ver Anexo III.

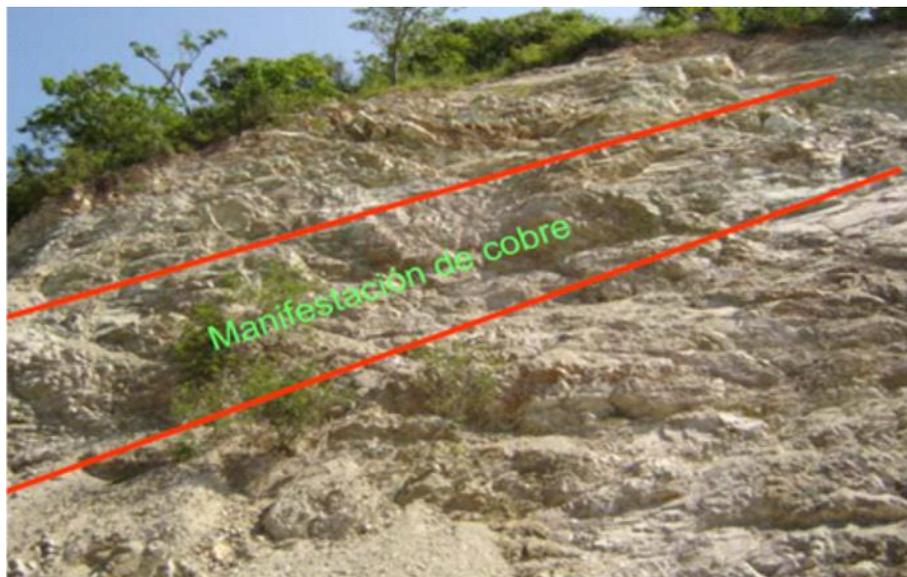


Figura 25. A) Manifestación mineral de cobre sobre la terracería que conduce de Maruata-Pómaro.

8.4 El Zipimo

La localidad minera El Zipimo se encuentra en la parte NO del área de estudio en el municipio de Villa Victoria, en las coordenadas UTM (2077283N, 662611E) al SO del poblado El Zipimo. El acceso a la localidad es por la carretera federal Playa Azul-Manzanillo hasta llegar a la localidad La Placita de Morelos, con desviación al norte en dirección a Aquila, a 5 km de éste se toma la desviación que conduce al poblado de Villa Victoria con dirección al poblado El Zipimo.

Durante el reconocimiento del distrito minero El Zipimo se pudo observar el estado de una mina abandonada con ninguna estructura mineralizada ya que se encuentra explotada en su totalidad (Figura 26A). Sin embargo, durante el presente reconocimiento sólo se muestreó material rodado encontrado en el sector, que parece haber sido parte de lo que extraían durante el ciclo de vida del depósito. Los rodados se encuentran constituidos en su mayoría por hematita y magnetita (Figura 26B); hilos de limonita, pirita y finas vetillas de cuarzo (Figura 26C). También por sectores se encontraron rocas gabrómicas posiblemente pertenecientes a la roca encajonante dentro de un marco geológico predominado por calizas y lutitas.

Se colectó un total de cinco muestras, con características texturales y mineralógicas similares, seleccionando únicamente dos muestras para fines más prácticos, una de mena (AQM-12A) y otra de la secuencia vulcanosedimentaria (AQM-12G). Para descripción ver Anexo III.

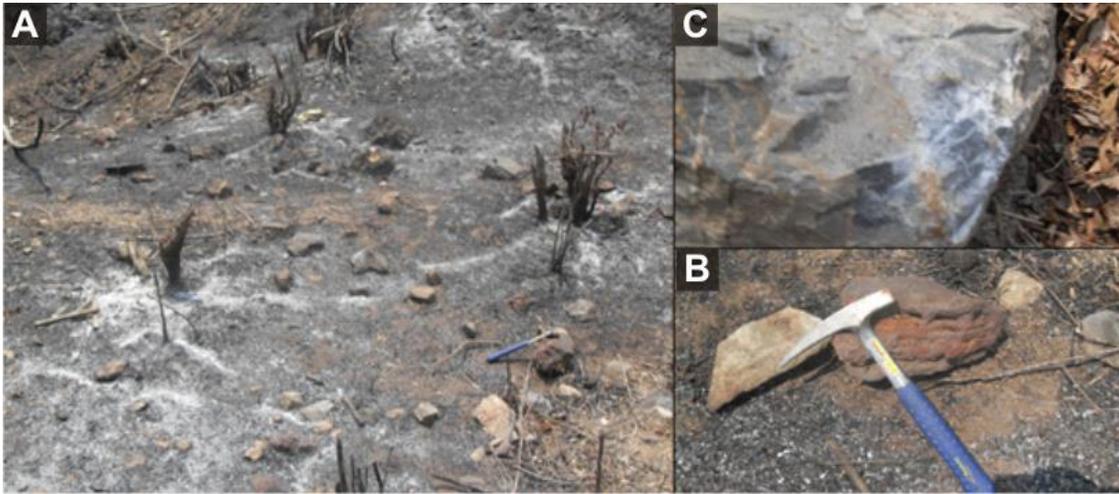


Figura 26. A) Aspecto de mineralización de hierro en el prospecto El Zipimo. B), C) Rodados que pudieron ser parte de la zona de mena explotable en la mina.

8.5 Puerto del Caimán

La localidad minera Puerto del Caimán se sitúa a ~14 km al norte de la cabecera municipal Aquila tomando la carretera que conduce hacia el poblado Villa Victoria, el afloramiento se localiza a borde de carretera en las coordenadas UTM (2067404N, 667389E).

La mineralización está constituida por un cuerpo de hematita y en menor cantidad magnetita de carácter masivo, con un espesor promedio de 8 metros y aproximadamente 10 metros de continuidad lateral (Figura 27) con morfología tabular subhorizontal y parcialmente discordante con la estratificación de la roca encajonante (andesitas, calizas y lutitas). El cuerpo mineralizado sigue un rumbo N140° con echado de 90° inclinado ligeramente al SO. Al extremo izquierdo está en contacto con un *hornfels* constituido por sulfuros de hierro diseminados sobre todo el sector.

Hacia el SO se observa una zona de contacto con niveles de hasta 5 centímetros de grosor de granatita de composición grosularia, sin embargo, no se pudo determinar el candidato o la fuente (intrusivo) para la formación de este evento, se considera que la intrusión se produjo en primer lugar y originó el *skarn* y/o *skarnoide*.

De la zona mineralizada se recolectaron tres muestras representativas del crestón con óxidos de hierro las cuales se describen a en Anexo III. AQM-20A, B y C; Zona de mena, hornfels estéril, y hornfels mineralizado, respectivamente.



Figura 27. Crestón tabular de composición hematítico-limonítico en la Localidad Puerto del Caimán.

8.6 EL Resumidero

La localidad ferrífera El Resumidero se localiza a ~15 km al norte de la cabecera municipal Aquila tomándose la carretera que conduce hacia Villa Victoria. El afloramiento se encuentra a borde de carretera en las coordenadas UTM (2067867N, 667525E).

El afloramiento tiene una morfología tabular y por sectores irregular con mineralización compuesta por magnetita de carácter masivo, el conjunto tiene un espesor promedio de 15 m y más de 30 m de continuidad lateral (Figura 28). El contacto entre el cuerpo de magnetita y las rocas graníticas es normalmente discordante evidenciando un carácter epigenético de la mineralización. El cuerpo masivo está constituido por cristales subedrales a euedrales de magnetita parcialmente reemplazados a hematita (martitización); presenta contenidos subordinados de goethita, pirita y calcopirita; cuenta con zonas de brecha subverticales de trazado irregular compuestas de líticos cementados por magnetita que llegan a cortar discordantemente el cuerpo de magnetita masivo. Dos filones de carácter máfico seccionan el conjunto asociados a dos sistemas de falla de forma discordante con el cuerpo de magnetita con direcciones N110° y

echado de 75°SO y $\text{N}22^{\circ}$ con 80° al SE. Las principales alteraciones son feldespatización y cloritización en mayor proporción.

Del correspondiente afloramiento se colectaron dos muestras representativas con diferencias texturales y mineralógicas entre sí, el resultado de la descripción macroscópica se muestra en Anexo III. AQM-22A y AQM-22B, zona de mena y zona de alteración secundaria respectivamente.



Figura 28. Detalle del cuerpo masivo de magnetita donde se observar zonas de brecha que cortan eventualmente el cuerpo de magnetita, hasta filones de carácter máfico aparentemente asociados a zonas de falla.

8.7 La Nuez

La localidad ferrífera La Nuez se localiza a ~ 8 km al NE de la cabecera municipal Aquila, sobre la carretera que conduce hacia el poblado Villa Victoria, el afloramiento se encuentra a borde de carretera en las coordenadas UTM (2064811N, 666973E).

El contexto geológico está conformado por rocas graníticas y gabróicas color verde de textura fanerítica de grano fino con mucho cuarzo e incipiente plagioclasa y ortopiroxenos, todo el conjunto está afectado por un fallamiento lateral derecho normal siguiendo un rumbo $\text{N}33^{\circ}$ con

echado de 78°SE y un pitch de 35° relleno por otra generación de granito de grano grueso. Los granitoides tienen una foliación magmática siguiendo un rumbo $\text{N}150^{\circ}$ con echado de 80°SO .

A 100 metros al N, se localiza un cuerpo mineralizado de morfología tabular con un espesor de 8 metros y continuidad lateral de 15 metros (Figura 29). Asimismo, pequeños niveles o filones de sulfuros y óxidos de hierro seccionan el conjunto; siguiendo rumbos de $\text{N}145^{\circ}$ y $\text{N}120^{\circ}$ con echados de 57°SO y 20°NE respectivamente.

De igual forma en la parte superior del depósito se emplazó un dique aplítico de composición cuarzo-feldespático relacionado estrechamente con lentes de sulfuros de hierro siguiendo un rumbo al $\text{N}110^{\circ}$ con echado de $\text{S}80^{\circ}\text{O}$. Las principales alteraciones son oxidación en mayor proporción; epidotización en menor, manifestándose ésta con mayor intensidad en los contactos con el intrusivo.

Dentro de esta área mineralizada se colectó una muestra representativa con similitudes texturales y mineralógicas distintiva del afloramiento, la cual corresponden al intrusivo mineralizado (AQM-23B), para descripción ver Anexo III.



Figura 29. Detalle de la fuerte oxidación y argilización sobre el intrusivo granodiorítico con diseminación de sulfuros de hierro en la localidad de La Nuez.

8.8 La Guayabera

El yacimiento mineral La Guayabera se localiza en el área de Aquila en la jurisdicción municipal de Villa Victoria al NE del área de estudio y a 22 km al SE del rancho Tehuantepec, carece de vías de acceso en buenas condiciones, debido a que actualmente se encuentra en explotación es complicado su acceso.

Dentro del área mineralizada se ubican 38 prospectos de mineral de hierro distribuidos en una zona que tiene una longitud de 3.8 km y ancho de 3 km. De esos se hizo la visita a la localidad minera La Eréndira localizada sobre el cerro Las Vacas en las coordenadas UTM (2047705N, 683693E).

Se trata de varios cuerpos mineralizados en forma de crestones que se manifiestan superficialmente en una zona de aproximadamente 15 m de continuidad lateral. La mena está representada por cuerpos tabulares de aproximadamente 2 m de espesor y 5 m de longitud (Figura 30); desconociendo su profundidad. Estos se encuentran encajonados en una secuencia constituida por andesitas y calizas afectadas por un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica, el cual originó zonas de metamorfismo de contacto.

Los cuerpos masivos con mineralización en forma de óxidos de hierro de acuerdo a la observación directa ha puesto de manifiesto que se trata de un mineral bastante metálico cuando se presenta fresco; en muestras alteradas, es de color café rojizo y opaco, tiene con frecuencia una estructura fluidal, con notables bandeamientos de cuarzo. El mineral está compuesto principalmente por hematita especular, hematita, magnetita y cuarzo, la ausencia de pirita es notable. A 500 m al SO se encontró una zona de contacto de un granito y una brecha andesítica cementada en magnetita y hematita, la brecha sigue una dirección de N40°E.

Del distrito minero La Eréndira se describe un ejemplar de mano debido a una constancia y homogeneidad en las texturas de mena del mineral de hierro AQM-27, el cual se describe en Anexo III.



Figura 30. Panorámica de los crestones de hierro del depósito mineral La Eréndira.

8.9 Terrero de La Estanzuela

La localidad ferrífera el Terrero de La Estanzuela se localiza al NO del área de estudio en el municipio de Aquila, en las coordenadas UTM (2056656N, 664232E) al NO del poblado La Cofradía de Ostula. El acceso a éste poblado es sobre la carretera federal Playa Azul-Manzanillo con dirección a El Crucero de Ostula con desviación al norte donde se encuentra el poblado el Terrero de La Estanzuela.

El afloramiento se encuentra cubierto por la vegetación llegándose a observa rodados de bloques de 50 cm de espesor ricos en óxidos de hierro de textura granular (Figura 31) y tamaño de grano muy fino, constituidos principalmente por magnetita y en menor grado hematita.

De igual forma se distinguen agregados de feldespatos entrecrecidos en la matriz de magnetita que llegan a constituir parte importante de la muestra. La principal alteración está representada por oxidación intensa, no se pueden observar directamente ninguna estructura mineralizada, por consecuencia se muestreo sólo material rodado del sector.

Del presente sector se colectó únicamente una muestra representativa para conocer la relación textural y mineralógica (AQM-29), la descripción en ejemplar de mano se describe en Anexo III.



Figura 31. Vista panorámicas y detalle del mineral rodado del sector Terrero de la Estanzuela.

8.10 La Estanzuela I

Esta localidad se ubica a 5 km al N80°E de la cabecera municipal Aquila y a unos 500 metros al poniente de la comunidad La Estanzuela en las coordenadas UTM (2057722N, 662516E). El acceso es por El Crucero de Ostula rumbo a La Cofradía de Ostula o bien tomando la carretera con dirección al NE hacia las afueras del poblado de Aquila sobre la desviación a La Estanzuela.

A 100 m al poniente de la comunidad aflora un cuerpo de hierro con estructura semitabular siguiendo un rumbo N10°E con un espesor de 3 metros y profundidad desconocida, encajonada en granodiorita-tonalita de textura muy fina. El cuerpo de mena esta constituido principalmente por magnetita ± hematita de textura granular y tamaño de grano fino (Figura 32). Dentro de la masa de magnetita aparecen regularmente “esférulas” de color rosado y verde de tamaño centimétrico, asimismo estos agregados tienen magnetita de grano fino ocupando la porosidad dejada por el empaquetamiento de dichas esférulas; los espacios intersticiales de las esférulas se encuentran parcialmente rellenos por feldespatos potásico en forma de cristales subhedrales. Las “esférulas” de feldespatos potásico son aproximadamente poliédricas, con caras relictas, cuya forma se asemeja a la de un rombododecaedro. Asimismo, presentan una zonación concéntrica relictas, determinada por la alternancia de bandas de feldespatos potásico dominante (color rojizo) con otros feldespatos potásicos y clorita (color verde). Para la Estanzuela I se colectó una muestra de mena de hierro (AQM-31B), para descripción ver Anexo III.



Figura 32. Aspecto de la mineralización de hierro en La Estanzuela con presencia de magnetita y hematita masivas.

8.11 Aquila

Este yacimiento se localiza al norte y a 4 km del municipio de Aquila sobre la carretera federal Playa Azul-Manzanillo en las coordenadas UTM (2060175N. 660801E).

Las rocas que aflora en las inmediaciones del yacimiento de hierro son: calizas y lutitas afectadas por un cuerpo intrusivo de composición granítica, los contactos entre estas unidades se vio afectado por metamorfismo y alteración hidrotermal.

Las estructuras de hierro tienen una forma burdamente tabular e irregular donde en superficie afloran por espacio de 330 m con un espesor promedio de 30 m, la mineralización principal es magnetita, hematita y en menor cantidad especularita (Figura 33A). Existen abundantes fallas en el afloramiento sugiriendo que el control principal para el transporte y concentración de la mena de fierro fue principalmente estructural con orientaciones netas NO-SE.

Durante el recorrido en la parte inferior del depósito a la cual se tuvo acceso; se llegan a observar por sectores fenocristales de plagioclasa y/o feldespatos en una masa fundamentalmente de magnetita. Asimismo, fragmentos o líticos de caliza y rocas ígneas envueltas y cementadas por magnetita formando una zona de brecha subvertical de trazado irregular. Esta brecha corta por sectores el cuerpo masivo, por lo que se puede considerar como el último cuerpo mineralizado en haberse formado. En esta zona, la brecha engloba fragmentos del cuerpo masivo de magnetita, fragmentos de las rocas encajonantes de origen magmático cementados y recubiertos por una generación de magnetita de grano medio (Figura 33B).

Junto con las evidencias texturales, la disposición espacial de los cuerpos mineralizados se determinó recolectar dos muestras representativas de cada etapa mineral, AQM-33C y AQM-33D. Para descripción ver Anexo III.



Figura 33. A) Panorámica del yacimiento de Aquila, Michoacán, tajo de explotación sobre la zona de mineral de hierro magnético que se presenta en forma de mantos, bolsadas y brechas de forma irregular. B) zona de brechificación subvertical que se distribuye de forma irregular en el área de la mina y que corta claramente el cuerpo masivo, el detalle de la continuidad hacia la superficie se pierde.

8.12 El Otate

Se localiza a 7 km al N25°O de la cabecera municipal Aquila, entre los cerros Chanviejo y El Otate, a partir del poblado de Aquila se toma la terracería dirección a la localidad El Otate; el depósito mineral se encuentra en el potrero de un habitante de la comunidad, el cual nos dirigió directamente hacia el afloramiento localizado en las coordenadas UTM (2064328N. 656283E).

En el área aflora una estructura tabular de hierro con un espesor de aproximadamente 2 metros y continuidad vertical desconocida (Figura 34). Por reportes del SGM se sabe que éste aflora en un área de 3 Ha y que parece ser la continuación hacia el NE del mineral de Aquila ya que se encuentra controlado por el mismo sistema de fallas con rumbo N45°O. Este prospecto está constituido tanto por la estructura tabular como por la abundancia de rodados y bloques de hierro masivo, constituidos por magnetita y hematita. Esta unidad se encuentra en contacto con una granodiorita siguiendo una dirección N35°O. Las principales alteraciones son oxidación intensa y en menor grado cloritización y silicificación, manifestándose éstas con mayor intensidad en los contactos con el intrusivo.

Dentro de esta área se colectó una muestra representativa de la zona mineralizada (AQM-34), para descripción ver Anexo III.



Figura 34. Aspecto de la estructura tabular de la localidad ferrífera El Oate.

8.13 La Colomera

Este prospecto se localiza a 12 km en línea recta al norte franco de la cabecera municipal Aquila y a 1 km al norte del rancho Tierras Aradas, el acceso es por la carretera que conduce al poblado de Coahuayana de Hidalgo sobre la brecha que lleva hacia el rancho El Saucito en las coordenadas UTM (2071797N, 657095E).

La Colomera es un depósito que consta de diversas etapas de mineralización magmáticas, metamórficas e hidrotermales que produjeron mineralizaciones de hierro de magnetita y hematita; granatitas como parte de skarns o skarnoides y fallas tardías seccionan el conjunto. Los principales eventos de mineralización reconocidos son:

Un cuerpo de carácter generalmente masivo con morfología semitabular constituido esencialmente por magnetita (Figura 35A), conformado por cristales subedrales a euedrales de magnetita en más de un 75% parcialmente reemplazados por hematita. Presenta contenidos subordinados de pirita, calcopirita, pirrotina, covellina, clorita y feldespatos potásicos, es

importante mencionar que de manera subconcordante, con todo el cuerpo mineralizado, este se encuentra intrusionado por un microgranito posiblemente correspondiente a la parte más profunda de toda la secuencia de mineralización.

La zona de contacto se dispone de manera subparalela respecto con la estratificación de la roca encajonante (flujos de andesitas y calizas; Figura 35B), respecto al espesor este no es tan claro como en Aquila, debido al escaso nivel de exposición; pero es evidente que el carácter de la mineralización es epigenética. Ocasionalmente, en el contacto entre la masa de magnetita y los carbonatos aparece un nivel de hasta 10 cm de grosor de granatita de composición grosularia-andradita.

Zonas de brecha subvertical y/o brecha hidrotermal seccionan el conjunto, distribuyéndose de manera irregular cortando claramente el cuerpo masivo por lo que se le considera el último cuerpo mineralizado en haberse formado (Figura 35C), este evento se presenta con un grosor de ~1 m, con fragmentos de orden centimétrico de andesitas encajonantes y cristales centimétricos de magnetita.



Figura 35. A) Aspecto de depósito de hierro de La Colomera. En contacto nítido entre el cuerpo “masivo” superior de magnetita encajonado en la serie volcanosedimentaria B) y en contacto subconcordante con la granodiorita infrayacente. C) Detalle de la zona de brecha hidrotermal, obsérvese como la magnetita se dispone formando la matriz de la brecha, y como los clastos de la roca encajonante pueden unirse entre si, sugiriendo que dicha brecha se formó mediante un mecanismo de fracturación hidráulica.

Dentro de esta área se colectaron dos muestras de mena, una de la parte superficial y hematítica (AQM-37A) y otra de la parte más magnética y profunda (AQM-37B). Para descripción ver Anexo III.

8.14 La Ceiba

La localidad ferrífera de La Ceiba se localiza en la parte occidental del área de estudio, sobre la carretera federal Playa Azul-Manzanillo a unos ~400 m en línea recta al noroeste del puente Chocla en las coordenadas UTM (2017543N, 692237E); el acceso al afloramiento es por la ladera del cerro o bien caminando sobre la carretera 500 m hacia occidente.

El cuerpo mineralizado es lenticular o nodular dispuesto de manera discontinua y heterogénea con escasos niveles de exposición (Figura 36), la manifestación mineral aflora en la superficie y presenta un color rojizo debido a la oxidación de magnetita a hematita. Las rocas que afloran en las inmediaciones del depósito son calizas y lutitas afectadas por un cuerpo intrusivo de composición granítica, los contactos entre estas unidades se vio afectado por metamorfismo y alteración hidrotermal.

El cuerpo de hierro es pseudo estratiforme? Con una inclinación de 40°-45° y espesor de la mineralización variable de alrededor de unos 5 m. La magnetita es de grano fino y se presenta en cristales subedrales; la calcosina es el sulfuro más abundante y se presenta en forma de pequeños cristales idiomórficos diseminados en la masa de magnetita. Dentro de la masa de magnetita aparecen espacios intersticiales parcialmente rellenos por una generación de feldespatos potásico y/o plagioclasa en forma de cristales subedrales dándoles un aspecto superficial muy poroso. Las principales alteraciones son oxidación en mayor proporción; feldespatización y cloritización en menor.

Dentro de esta área se colectó una muestra de mena de hierro (AQM-39). Para descripción ver Anexo III.



Figura 36. Aspecto de la localidad ferrífera La Ceiba.

8.15 El Brioso

La mina El Brioso se localiza a ~1 km al norte de la carretera federal Playa Azul-Manzanillo, el acceso se lleva a cabo por medio de un camino de terracería en las coordenadas UTM (2018035N, 690493E). Este yacimiento ya se había explotado previamente sin embargo sólo extrajeron el nivel de exposición más superficial, la extracción se llevó a cabo en un sistema de minado a cielo abierto.

El Brioso es un yacimiento que aflora en superficie de color rojizo debido a la oxidación casi en su totalidad de magnetita por hematita \pm goethita, en el área se observa que afloran varios crestones de hematita \pm magnetita distribuidos de manera irregular con una longitud de 10 m y espesor no mayor a 5 m, con una profundidad desconocida (Figura 37A). Los cuerpos mineralizados están caracterizados por nódulos color rojizo de aspecto terroso y vesicular, presentando hábito masivo y zonas escoriaceas en bandas difusas de manera irregular constituidos por hematita botroidal, con proporciones incipientes de magnetita aparentemente diseminada de manera muy fina asociada a fracturas y huecos en la roca. Respetto a los minerales secundarios la muestra se caracteriza por presentar limonita (oxidación roja y amarilla) y posibles fases muy finas de diseminados de pirita y/o calcopirita.

El cuerpo mencionado con anterioridad es cortado con claridad por una brecha “hidrotermal” por lo que se le considera como el último cuerpo mineralizado en haberse formado

(Figura 37B). La parte que aflora de la brecha en el sector superior del depósito El Brioso, es subvertical, tiene unos 3 metros de anchura y está formada por fragmentos angulosos de andesita y granito argílizados (las rocas encajonantes predominantes de la zona) cementados en una matriz de magnetita \pm hematita de grano fino. El mecanismo de formación de la brecha parece estar en relación con un fenómeno de fracturación hidráulica, ya que los fragmentos de la brecha encajan los unos con los otros, sin que se ponga de manifiesto una componente de cizalla.

Las principales alteraciones son oxidación en mayor proporción; propilítica y argílica en menor, manifestándose éstas con mayor intensidad en los contactos con el intrusivo.

Dentro de esta área se colectaron dos muestras de mena, una de la parte superficial y hematítica (AQM-38A), y la otra corresponde a la zona de brecha (AQM-38B). Para descripción ver Anexo III.

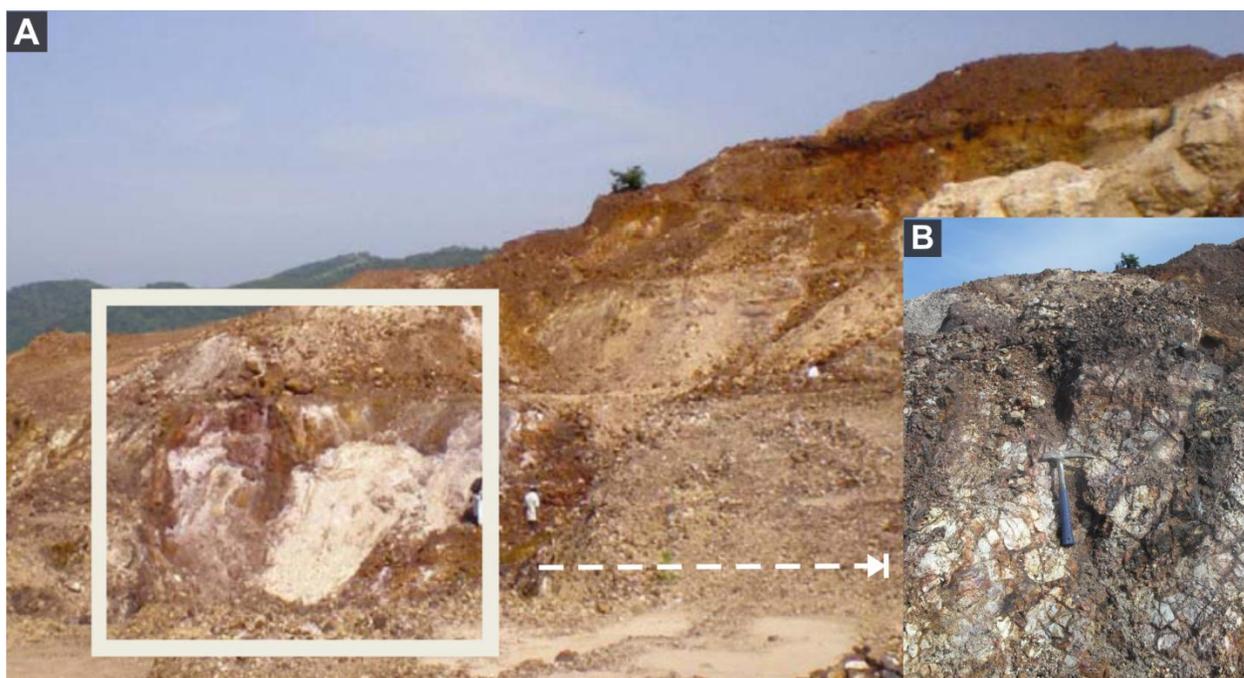


Figura 37. A) Panorámica y aspecto de las obras de exploración en la mina El Brioso. B) El recuadro muestra una zona de brecha “hidrotermal” asociada a los cuerpos lenticulares de la zona mineralizada.

8.16 El Zapote

La localidad ferrífera El Zapote se localiza en la parte sur del área explorada a pocos metros al norte del Océano Pacífico en las coordenadas UTM (2014088N, 697849E), el acceso a esta localidad se lleva a cabo por medio de una brecha transitable todo el año que da acceso a la playa del Zapote de Tizupan hasta llegar a un potrero, de allí se continua por una vereda por

aproximadamente 400 m hasta llegar a la localidad ferrífera del Zapote. Otra manera de acceder es siguiendo a pie la vereda sobre la playa hasta llegar al potrero.

En esta región el contexto geológico regional, está conformado por calizas y rocas graníticas de dimensiones batolíticas, aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas circundantes.

La mineralización se emplaza de manera discontinua e irregular apareciendo en pequeños brazos y/o lentes de magnetita \pm hematita diseminada de manera homogénea en la roca encajonante (Figura 38A); la magnetita es de grano fino y se presenta en forma de cristales subedrales a euedrales, bien desarrollados. Asimismo en la mineralización aparecen esporádicamente bloques graníticos de tamaño irregular desde pocos centímetros hasta varios decímetros de diámetro interpretados como fragmentos de rocas preexistentes arrastradas por el emplazamiento del cuerpo (Figura 38B). De igual forma la mineralización presenta feldespatos potásicos en forma de cristales subhedrales que crecen intergranularmente sobre la matriz dándole un aspecto poroso, a ésta característica se le añaden esférulas de color rojizo de hematita \pm goethita de grano fino ocupando espacios abiertos en la roca.

La pirita es el sulfuro más abundante y se presenta normalmente bajo la forma de pequeños cristales idiomórficos diseminados en la masa de magnetita, la calcosina aparece comúnmente asociada a la pirita, bajo la forma de cristales anedrales interpretados como producto de pseudomorfosis de antiguos cristales de pirita.

Dentro de esta área se colectó una muestra de mena de hierro (AQM-39). Para descripción ver Anexo III.



Figura 38. A) Aspecto de la mineralización de hierro magnético y hematítico, en el prospecto El Zapote, en B) se puede apreciar la heterogeneidad del cuerpo mineralizado, pues presenta fragmentos del encajonante incluidos en la matriz.

8.17 San Pedro

Este distrito minero se localiza a ~3 km en línea recta al O-NO del poblado de San Pedro Naranjestil a 14 km al norte de Tizupan, el acceso es por la carretera que une a estos dos poblados.

El contexto geológico regional, está conformado por rocas volcanosedimentarias (calizas, lutitas y andesitas) y rocas graníticas de dimensiones batolíticas, aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas circundantes, en las que se manifiesta marmorización, silicificación, recristalización y epidotización.

La mineralización consiste de una estructura irregular de hierro aparentemente tabular que se manifiesta en superficie con una intensa oxidación de coloración rojiza y abundancia de rodados y/o bloques de hierro masivo en medio de la vegetación (Figura 39). Durante el recorrido, de los afloramientos de hierro, la observación directa ha puesto de manifiesto que se trata de un mineral bastante homogéneo, macizo, de color gris oscuro y brillo metálico cuando está fresco; en muestras alteradas, es de color café rojizo y opaco, tiene con frecuencia una estructura fluidal, con notables bandeamientos de cuarzo. Su textura varía de afanítica a microcristalina. El mineral está compuesto principalmente por hematita especular, hematita, magnetita y cuarzo, la ausencia de sulfuros es notable.

En las zonas periféricas del cuerpo mineralizado el granito se observa intensamente argilizado afectado por un evento tardío e incipiente de vetillas de hematita masiva de grano fino relacionado a un evento hidrotermal, la sucesión de eventos de mineralización no es muy clara debido al escaso nivel de exposición del depósito mineral San Pedro.

La mineralización de la localidad minera San Pedro tiene un escaso nivel de exposición en superficie. Sin embargo es claro que la zona de mena es muy homogénea, por consiguiente sólo se colectó una muestra con clave AQM-41, para descripción ver Anexo III.



Figura 39. *Detalle de los cuerpos masivos de hematita especular que constituyen la estructura tabular de la localidad minera San Pedro.*

9. Análisis minerográfico y petrográfico

En esta sección se describe y analizan los resultados obtenidos en los estudios minerográficos de las superficies pulidas de mena, así como la descripción petrográfica de rocas encajonantes de diferentes localidades mineras objetivo de este estudio, colectadas durante el trabajo de campo.

Se encontró principalmente magnetita, contenidos subordinados de pirita, pirrotina, calcopirita, calcosina y como minerales secundarios hematita, covelina y goethita. A continuación se describen las características de cada una de las fases, con la finalidad de señalar sus variaciones en las asociaciones mineralógicas y texturales.

9.1 Óxidos de hierro

9.1.1 Magnetita

Es el principal mineral de mena, se encuentra en una proporción estimada modal del 60 al 85% en las muestras de roca, la diferencia en su contenido se debe a su grado de oxidación. En muestras más sanas aumentara el contenido de magnetita, contrario a las muestras más alteradas donde disminuye ésta y aumenta la hematita.

La magnetita se presenta bajo dos formas texturales principales: masiva y diseminada.

La magnetita masiva se caracteriza por presentarse en una textura granular homogénea formada por un mosaico de cristales con bordes curvos formando puntos triples en ángulos de 120° sugiriendo cristalización simultánea y condiciones de equilibrio (Figura 40A y B).

Generalmente la magnetita presenta abundantes fracturas y huecos a través de los cuales es remplazada por hematita (Figura 40C); la hematita aparece y crece de los bordes hacia el centro por reemplazamiento selectivo (Haggerty, 1991; Figura 40D), posteriormente aparece en una proporción importante a través de sus líneas de crucero formando una textura lamelar tipo “trellis”. En menor proporción aparece goethita botroidal por reemplazamiento de hematita (es el caso generalizado de todas la localidades mineras).

La magnetita diseminada de grano fino se caracteriza por presentar cristales euedrales a subedrales con bordes rectos, estos cristales se presentan de manera dispersa intergranularmente en una textura de atolones o islas diseminados homogéneamente sobre la roca (El Zipimo; Figura

41A), dentro de la masa de magnetita aparecen esporádicamente agregados de color verde, rojizo o rosado, formando un intercrecimiento intergranular que ocupa la porosidad dejada por el empaquetamiento de la magnetita. Bajo el microscopio, estas “esférulas” están constituidas por agregados de cristales plumosos de feldespato potásico y/o plagioclasas entre los que aparecen pseudomorfos de piroxeno? reemplazados por clorita y feldespato potásico (El Terrero de la Estanzuela, El Zapote, La Ceiba, La Colomera, El Resumidero y Aquila).

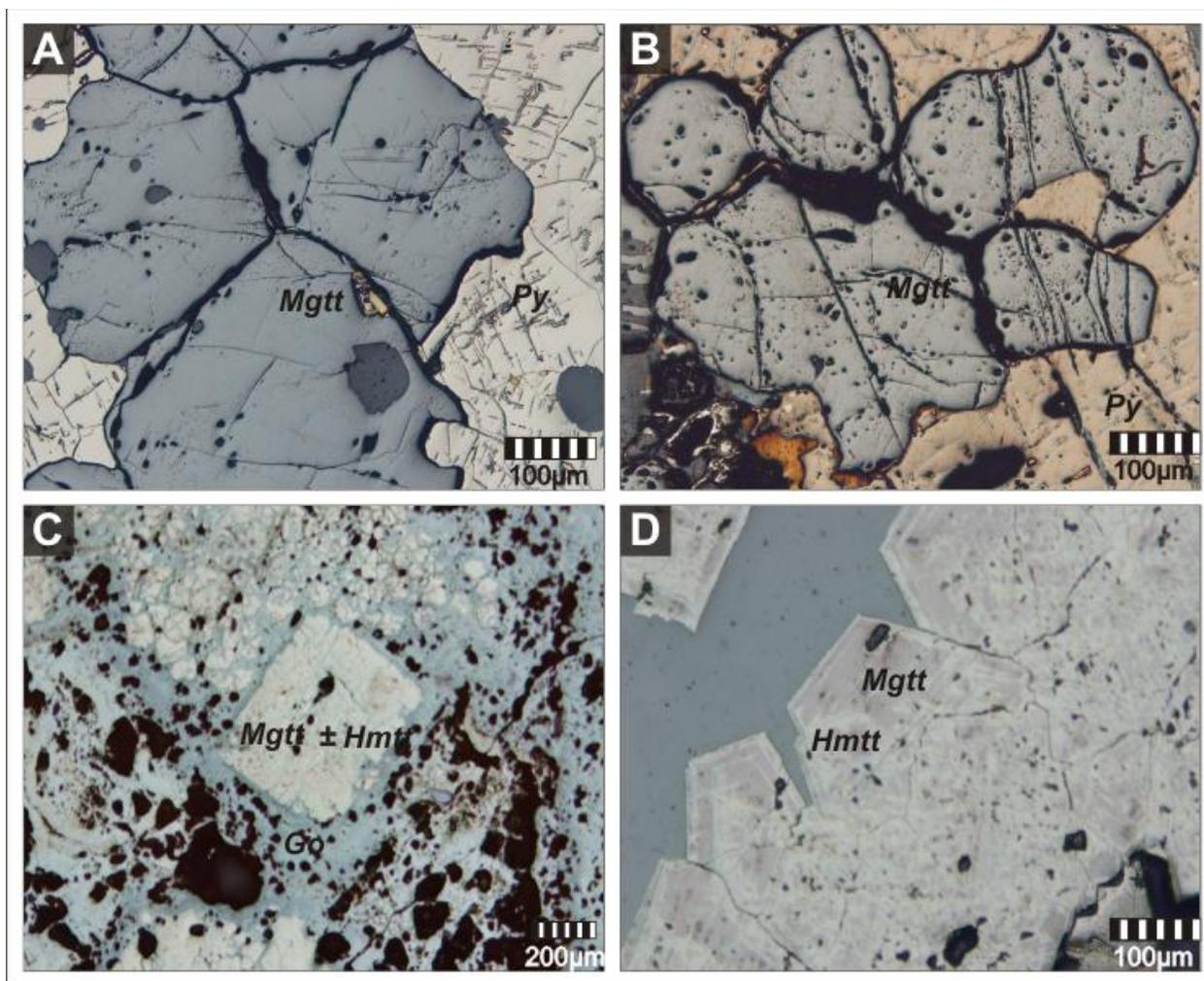


Figura 40. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos de: Magnetita (Mggt) eudral de grano grueso en contacto nítido con pirita (Py), formando contactos rectilíneos y curvos o texturas de bloqueo, con incipientes interpenetraciones entre ellos. A) y B) muestras el Resumidero. C) Pseudomorfo de magnetita reemplazada a través de fracturas y huecos por hematita ± Goethita (Go), muestra El Resumidero. D) Reemplazamiento selectivo de magnetita a hematita a través de planos de cruce de la espinela {111}, ejemplar El Terrero de la Estanzuela.

Asimismo la magnetita también se presenta en los espacios intersticiales en masas de feldespato en forma de cristales subdrales (Figura 41B y C), en dos de las muestras obtenidas

(La Estanzuela I), las “esférulas” de feldespato potásico son aproximadamente poliédricas con caras relictas cuya forma se aproxima a la de un rombododecaedro. De igual forma presenta una zonación concéntrica relictas, determinada por la alternancia de bandas de feldespato potásico (color rojizo rosado) con otras de feldespato potásico y clorita (color verde; Figura 41D).

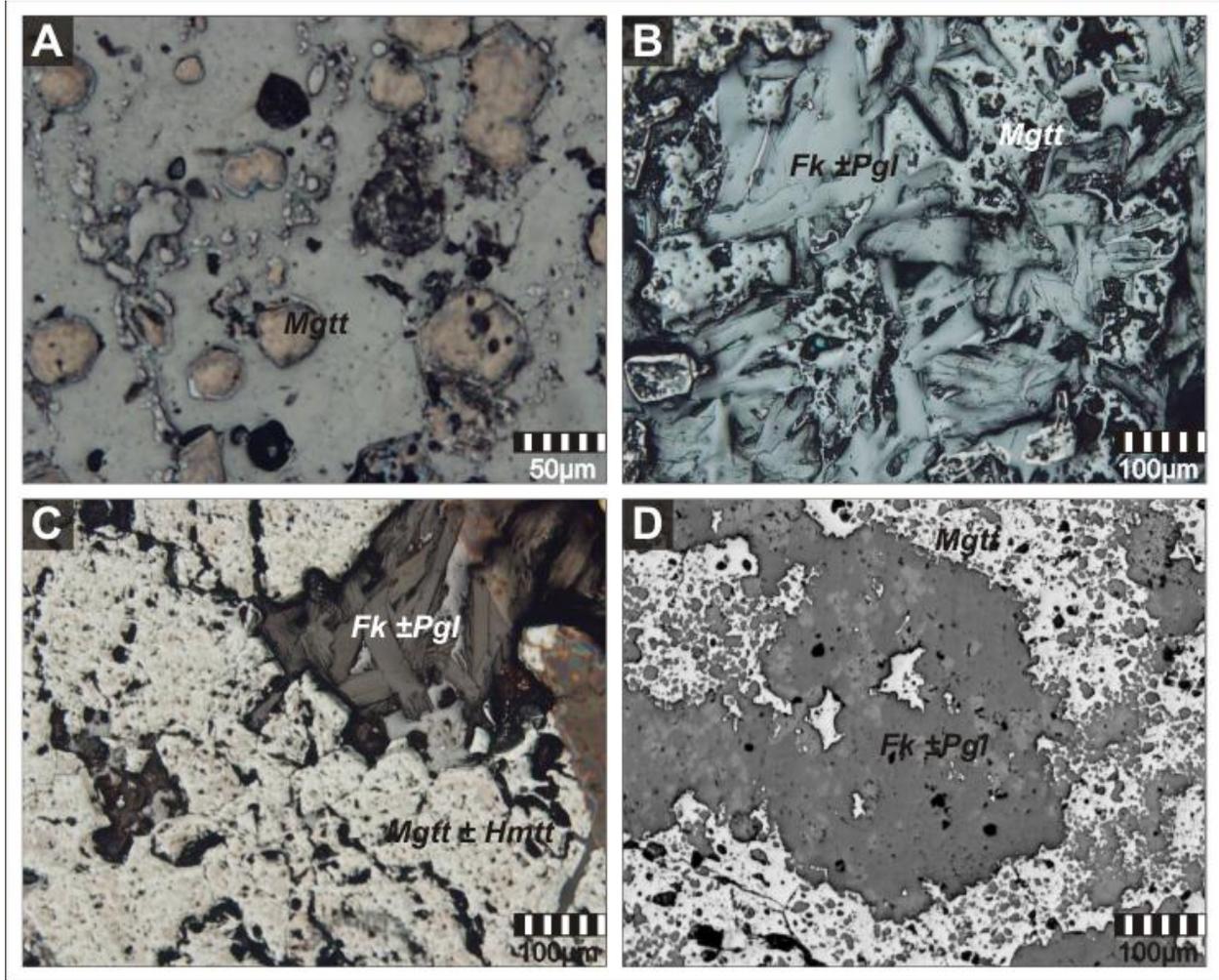


Figura 41. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos: A) Textura de borde intergranular con zoneamiento de centro a borde de magnetita (Mgnt) por hematita (Hmtt), o reemplazamiento seriado. A nivel de grano éstos se encuentran dispuestos en fases dispersas sobre áreas principalmente relacionadas a zonas de brecha, ejemplar El Zipimo. B) y C) Ciclos porosos constituidos por feldespato potásico (Fk ± Pgl) en cristales subhedrales a euhedrales creciendo sin orientación alguna, junto con cristales anedrales a subhedrales de magnetita subordinada, muestra El Terrero de la Estanzuela, D) a menudo incluidos en feldespato potásico, ejemplar La Estanzuela I.

9.1.2 Hematita

Se encuentra en una proporción modal menor al 30% en todas las muestras de mena formando un halo de alteración alrededor de la magnetita, con un margen de 5 a 20 μm . Asimismo se encuentra alterando a la magnetita a través de fracturas generalmente de forma cóncava, cuando la hematita reemplaza a la magnetita lo hace parcial a totalmente, en el último caso formando martita (Figura 42A y B). De igual forma la hematita es reemplazada por goethita a través de espacios abiertos, otra forma textural en que se presenta la hematita es lamelar de tipo “trellis”, esta ocurre cuando la hematita reemplaza a la magnetita a través de sus líneas de cruceo (la martitización ocurre en todas las localidades mineras diferenciadas por el grado de afectación; Figura 42C y D).

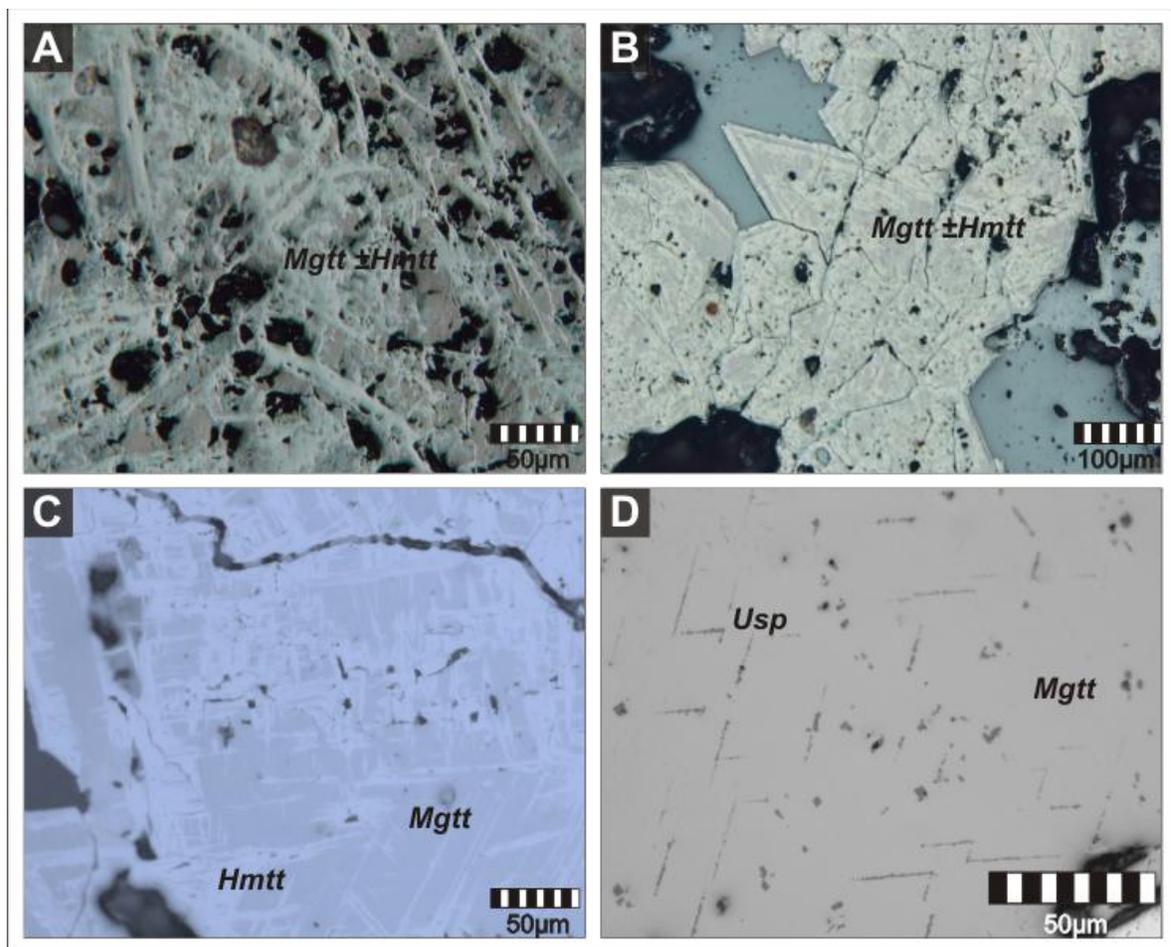


Figura 42. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos: A) Textura “boxwork” en forma de listones de hematita (Hmtt) donde se llegan a apreciar relictos y/o minerales residuales de magnetita (Mggt), muestra del Brioso. B) Magnetita euhedral con zoneamiento seriado y reemplazamiento selectivo de magnetita por hematita a lo largo del plano de la espinela {111}, ejemplar representativo del Terrero de la Estanzuela. C) Detalle de martitización: la oxidación permite visualizar los planos {111} ejemplo del yacimiento Aquila. D) Exsolución de ulvoespinela en titanomagnetita tipo trellis detalle de muestra de la localidad El Resumidero.

Otra variedad de mena de hierro se presenta bajo forma de hematita especular formando vetillas en forma de “boxwork” en listones y/o espigas (Figura 43 A, B y C), rara vez se llegan a observar relictos del mineral primario; magnetita (Figura 43D). Cuando esta aparece lo hace ocasionalmente de manera intergranular con zoneamientos de núcleo a borde, y a nivel de grano con bordes curvos y rectilíneos parcialmente corroídos dispuestos en capas con diferencias composionales de magnetita, hematita y goethita en fases dispersas. Hasta el momento no está bien documentado el proceso de la variedad de hematita especular, pero generalmente se atribuye a procesos metasomáticos sugiriendo un evento hidrotermal para ésta etapa (Zürcher, 1994).

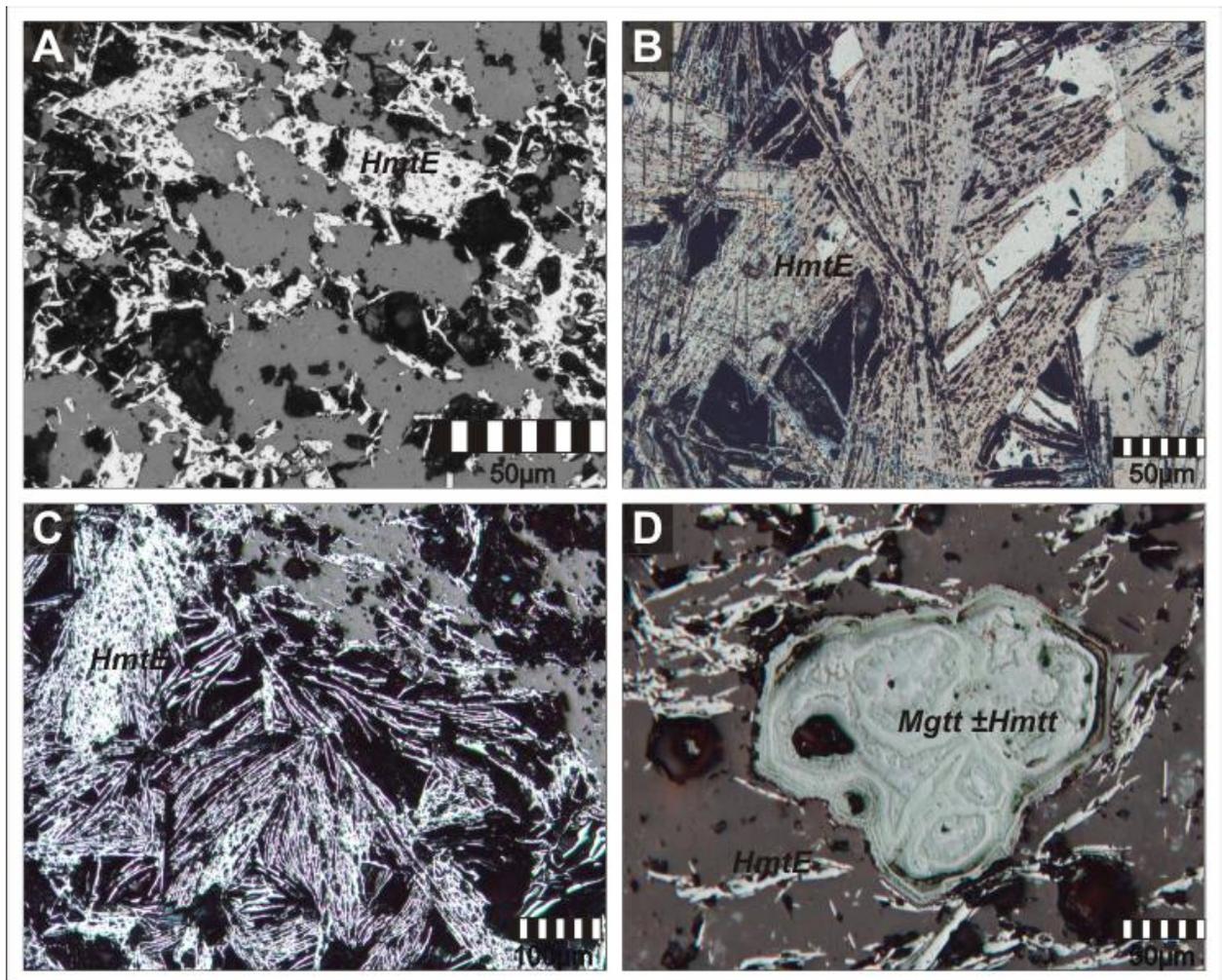


Figura 43. Microfotografías minerográficas en nicols paralelos: Detalle de textura “boxwork” en lentes y/o listones de hematita (Hmtt) tipo especular (HmttE) de las localidades mineras de A) Maruata, B) La Guayabera, y C) San Pedro, en D) detalle de evidencia de pseudomorfo y/o relictos de magnetita (Mggt).

9.1.3 Goethita

Es un mineral que se encuentra en baja proporción del 2 al 10%, se forma por alteración de hematita acicular y botroidal, se localiza en zonas cercanas al cuarzo y hematita rellenando espacios como fracturas. En estos huecos la goethita crece en forma de cristales aciculares que recubren las zonas de fracturas de disolución; cuando no existen espacios disponibles la goethita se desarrolla de forma masiva y botroidal reemplazando los sulfuros (Figura 44 A-D).

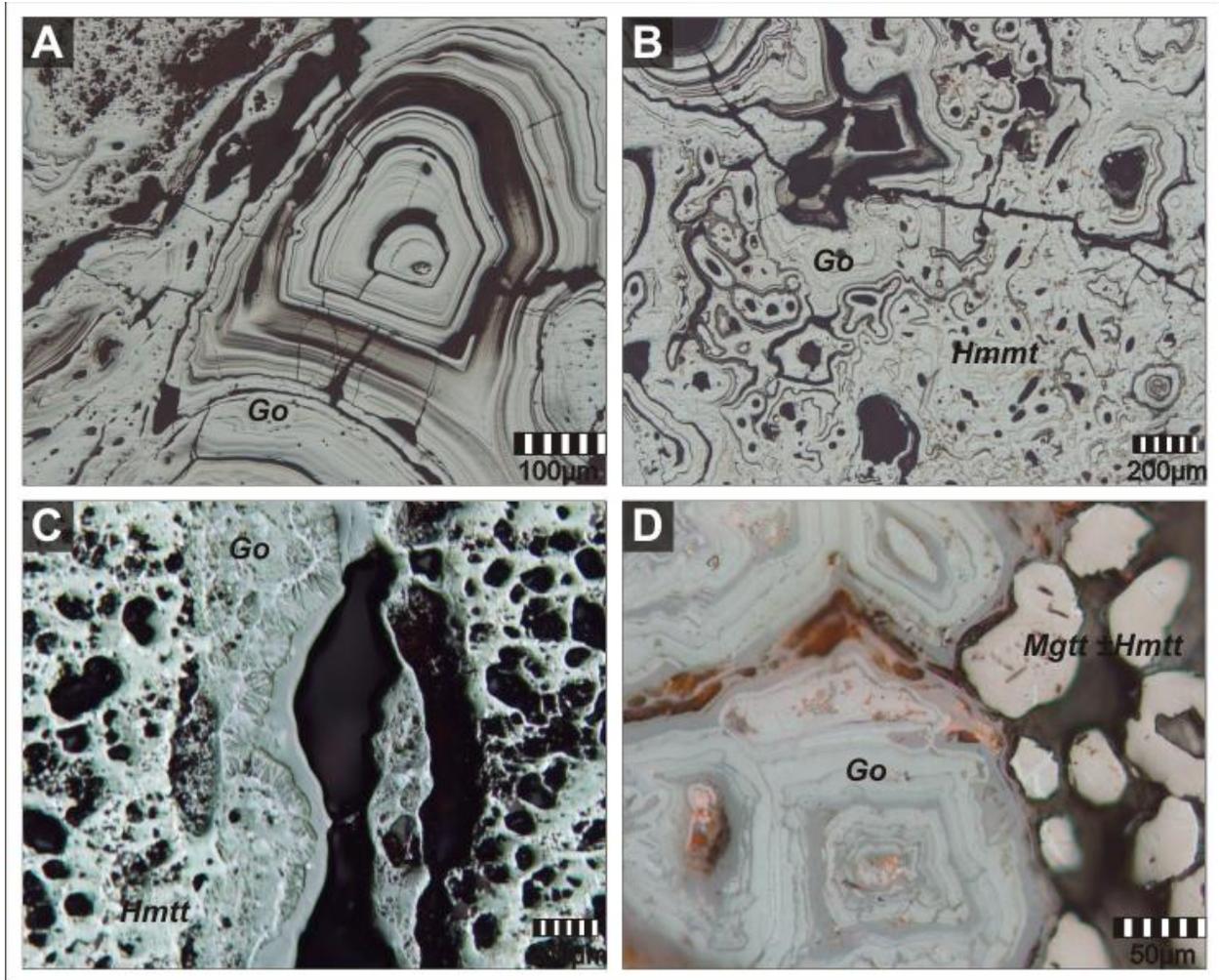


Figura 44. Microfotografías mineralógicas en nicoles paralelos: Ejemplos de textura botroidal en Goethita (Go), muestras mineralizadas de las localidades mineras de A) y B) El Resumidero, C) El Brioso, D) La Ceiba. Se trata de crecimientos esferrulíticos, con bandeamiento concéntrico, el tamaño de las bandas son variables. En cada banda la composición química puede variar.

9.2 Sulfuros de hierro

9.2.1 Pirita

Se encuentra en menor proporción que la magnetita en cristales euedrales, subedrales y anedrales diseminados en la roca y generalmente rodeando a la magnetita a través de sus bordes o rellenando fracturas en la misma (Figura 45A, B y C). Cuando ocurre el proceso de oxidación y la magnetita se ha transformado a hematita, la pirita se observa como relictos o reliquias dentro la hematita.

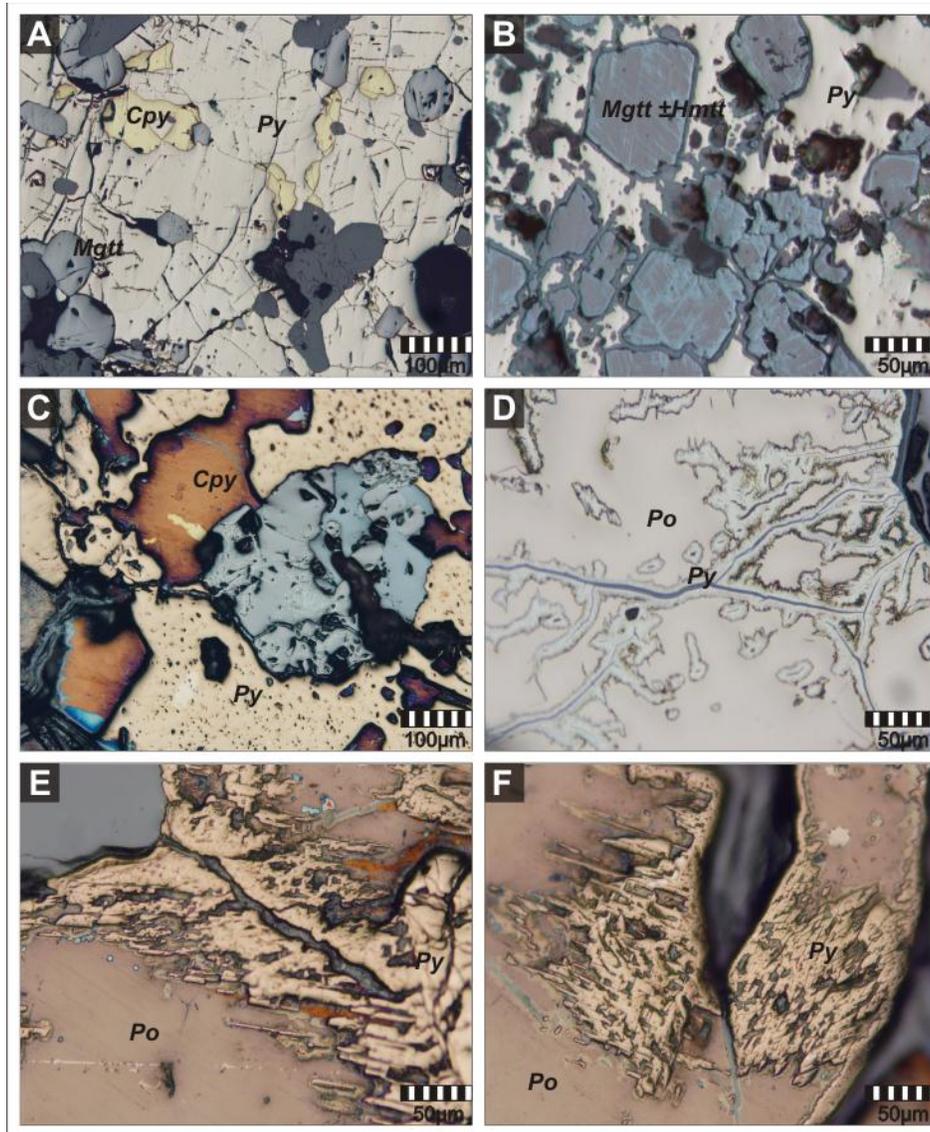


Figura 45. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos: El sulfuro de hierro más común, es la pirita (Py), este se encuentra en forma de masas irregulares y/o mosaicos en equilibrio con granos curvilíneos de magnetita (Mgtt) euhedral, en muestras de A) El Resumidero, B) El Zapote, C) La Colomera. D), E) y F) También se encuentra bajo la forma de “flamas” y cubos en la localidad minera El Resumidero aprovechando fracturas, por mecanismos de exsolución.

La pirita también se presenta bajo forma de una textura muy particular tipo “flamas” poco desarrollada en masas de pirrotina aprovechando fracturas, ocasionados posiblemente por cambios en la disposición de azufre y equilibrio en el sistema (Figura 45D, E y F).

9.2.2 Calcopirita

Este sulfuro por lo general se encuentra reemplazando a la pirita a través de los bordes; por lo tanto se encuentran en escasa proporción de igual forma se le puede observar relleno de fracturas y huecos en la magnetita (Figura 46 A y B).

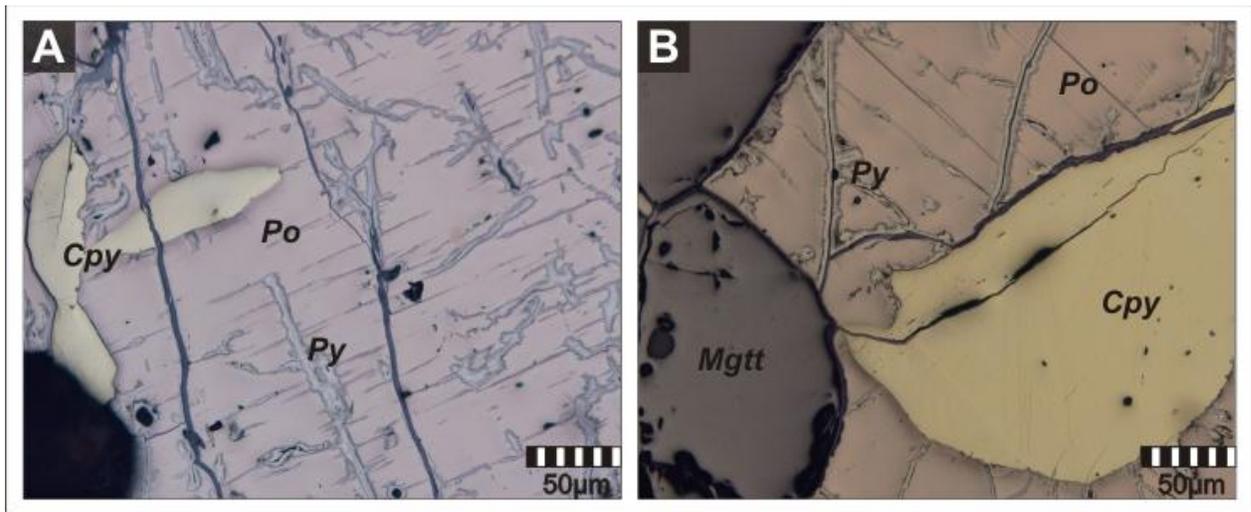


Figura 46. Microfotografías mineralógicas en nicoles paralelos: La calcopirita (Cpy) ocurre generalmente en cantidades subordinadas en agregados de pirita de grano grueso, aprovechando fracturas y bordes como por ejemplo en el depósito mineral A) El Resumidero y B) Aquila.

9.2.3 Pirrotina.

La mineralización de la pirrotina muestra una zonación concéntrica curvilinear producida por una cristalización libre de cavidades o textura “bird’s eye”, pudiéndose originar por distintos procesos como interrupciones en el crecimiento, desequilibrio, cambios en las características físicas del fluido en un sistema cerrado o recristalización. Dicho mineral se encuentra en equilibrio en agregados en forma de mosaicos con bordes curvilíneos asociados a magnetita (Figura 47).

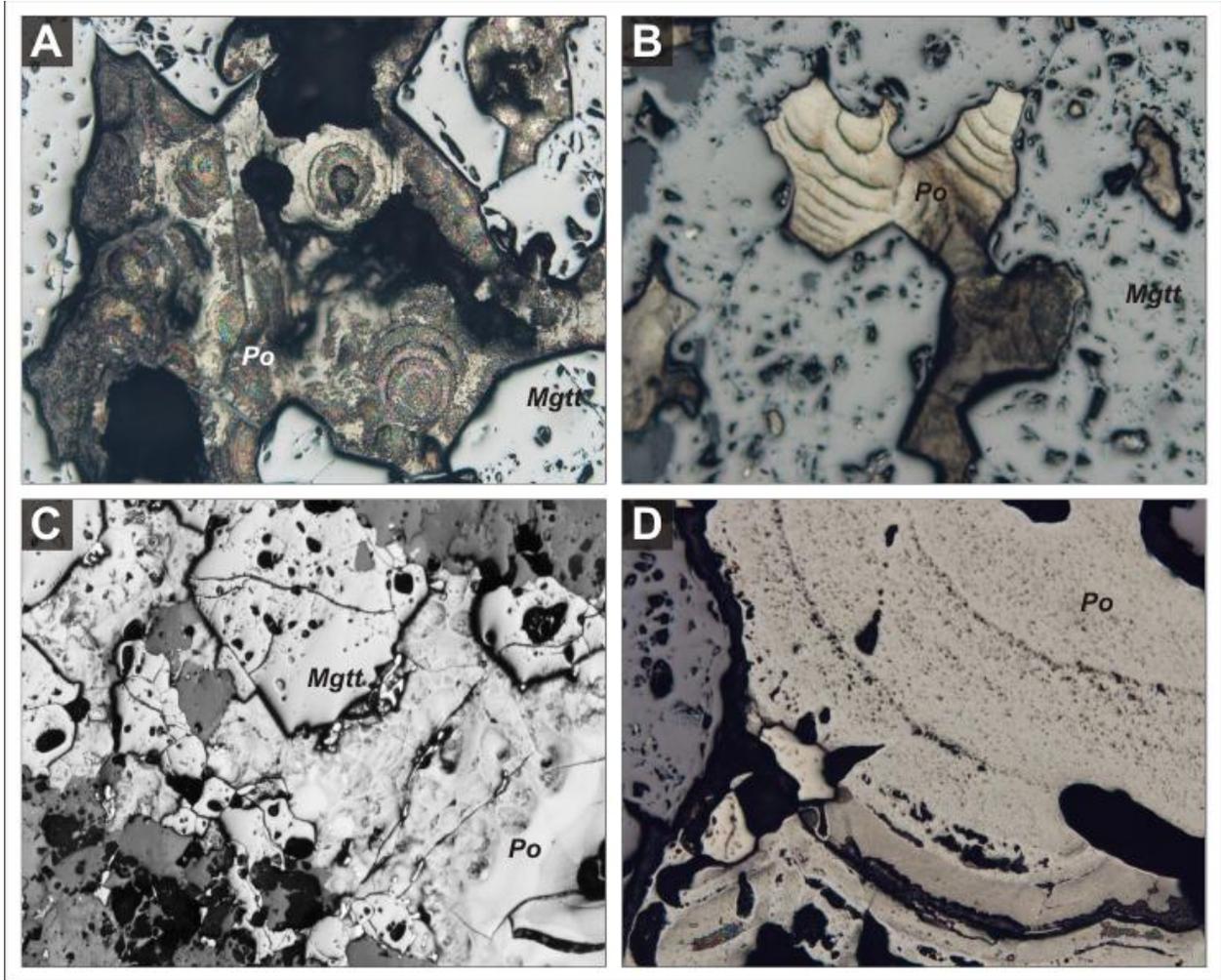


Figura 47. Microfotografías mineralógicas en nicoles paralelos: Reemplazamiento de pirrotina (Po) por pirita en textura “bird’s eye” en diferentes estadios relleno de espacios abiertos en magnetita (Mgtt) en los depósitos minerales A), B), C) El Resumidero y D) La Colomera.

9.2.4 Calcosina

Comúnmente aparece con un contenido menor al 8% en la roca relleno de espacios abiertos y rodeando a la magnetita (ejemplo, El Zapote y La Ceiba), asimismo presenta una forma granular masiva producto de alteración secundaria; se presenta con bordes cóncavos y corroídos sugiriendo un proceso de alteración continua de pirita a calcopirita y este a calcosina. En algunas fases se observan estados de oxidación final en el cual los sulfuros son destruidos y forman óxidos e hidróxidos de hierro con hematita y goethita (Figura 48).

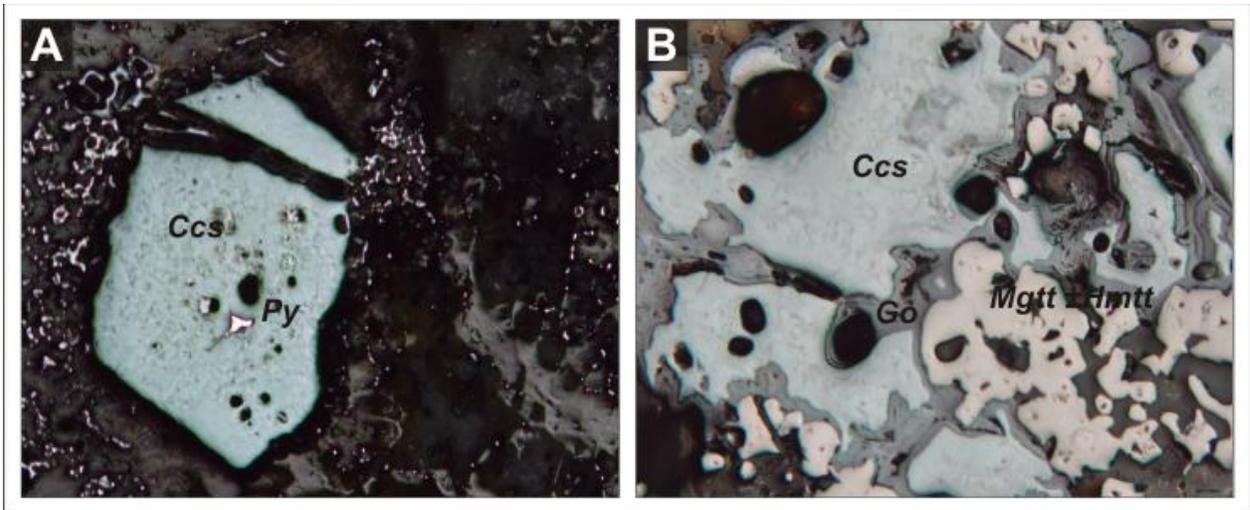


Figura 48. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos: A) Texturas de alteración supergénica continuada de pirita (Py), ± calcopirita reemplazada a calcosina (Ccs). B) obsérvese la destrucción de los sulfuros secundarios para dar paso a la formación de óxidos (hematita; Hmtt) e hidróxidos (Goethita; Go) de Fe.

9.2.5 Covelina

Esta generalmente se encuentra reemplazando a la calcopirita a través de sus bordes en reemplazamientos sucesivos en texturas de “flamas” teniendo un tamaño promedio de 5 μm (Figura 49).

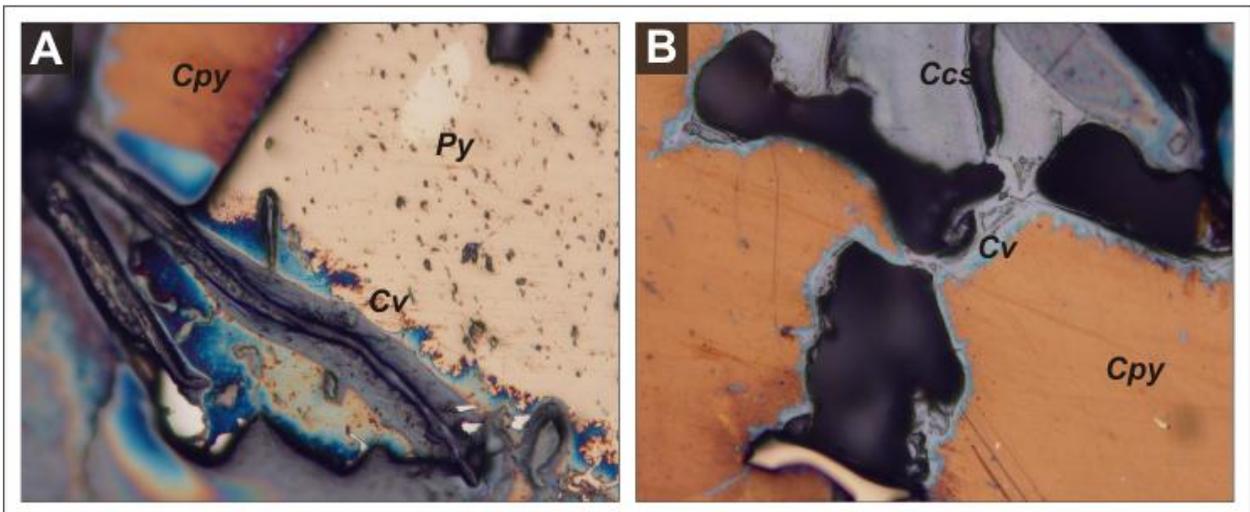


Figura 49. Microfotografías mineralógicas en nicols paralelos: Detalle de contacto de sucesión de sulfuros secundarios de covelina (Cv) y Calcosina (Ccs), formados por la alteración supergénica de pirita (Py) y calcopirita (Cpy) en muestra El Resumidero.

9.3 Petrografía de los cuerpos ígneos intrusivos y alteración hidrotermal en el BAM

Los granitoides que registran alteración hidrotermal en el área del BAM han sido caracterizadas petrográficamente, éste cuerpo presenta una composición mineralógica que va desde cuarzodiorita o cuarzogabro hasta granodiorita y granito (monzogranito). La variación composicional en las diferentes regiones en las que aflora: en la parte sur del batolito tiene una composición granodiorítica, en la parte norte se hace más granítico y en la zona norponiente es de composición cuarzodiorítica (Saucedo-González, 2011). A continuación se presenta la ubicación del muestreo petrográfico del BAM (Castro-Ornelas, 2013), una investigación que se realizó paralelamente a esta investigación (Figura 50).

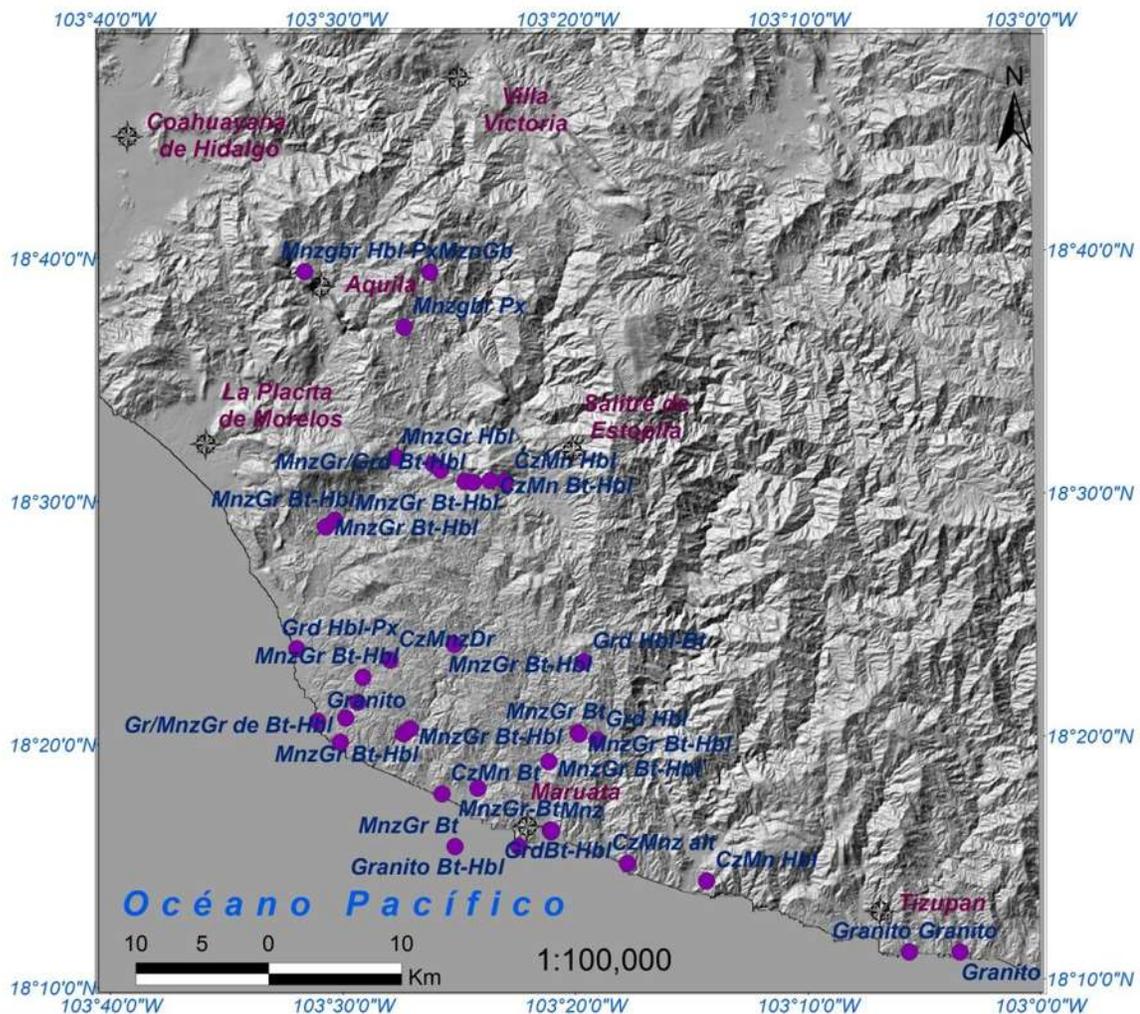


Figura 50. Localización de sitios de muestreo para análisis petrográfico del BAM (Castro-Ornelas, 2013).

Los cuerpos ígneos intrusivos asociados a la mineralización (mayormente los de la porción NO) presentan texturas y composiciones variables. La roca es de color verdusca en superficie fresca, su textura fanerítica, con abundantes cristales prismáticos de plagioclasa y piroxenos. En lámina delgada se observaron variaciones importantes en su textura y composición, en algunas zonas el tamaño de grano es pequeño (microdiorita) y en otros la roca es fanerítica con cristales grandes.

La composición también varía de granodiorita, tonalita, diorita a gabro. Los minerales primarios identificados al microscopio son: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda, enstatita, augita, biotita y abundante magnetita y pirita primarias (Figura 51A). Así mismo, presentan de manera frecuente, magnetita secundaria diseminada, vetas de magnetita, apatito y titanita.

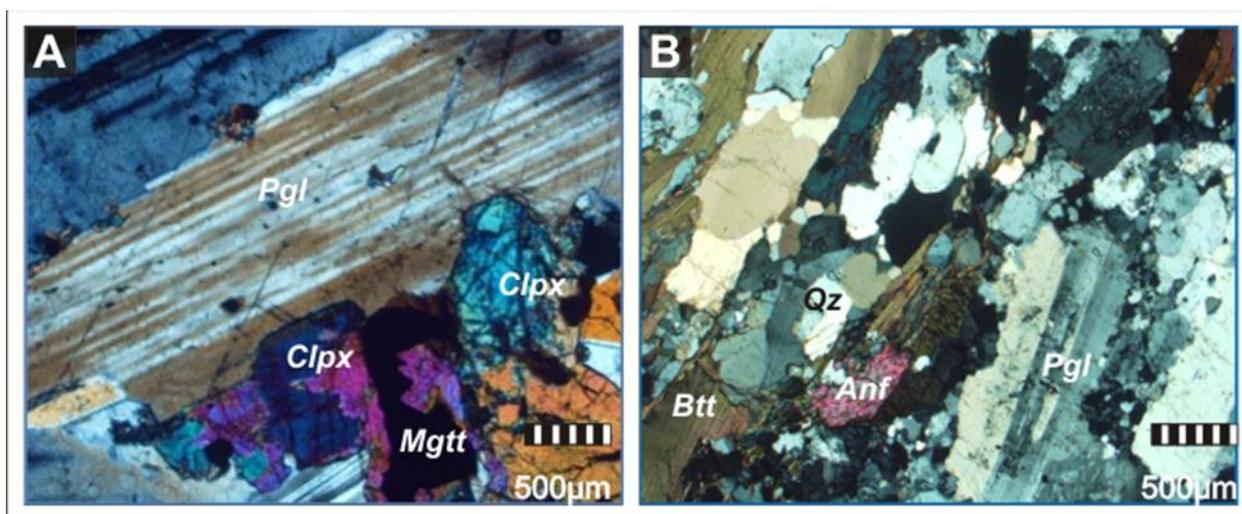


Figura 51. Microfotografías petrográficas en nicols cruzados: A) Muestra del batolito de Aquila, de textura mixta intergranular a ofítica, con cristales grandes de plagioclasa (Pgl) que se apoyan localmente entre sí, delimitando espacios intersticiales ocupados por piroxenos (Clpx) y biotita (Btt), el relativo megacrecimiento de la Pgl y los ferromagnesianos puede ser por sobreconcentraciones locales de componentes locales que han “catalizado” el crecimiento de los cristales. Las Pgl, presentan desarrollo de avance de borde de grano e intercrecimientos, indicando posiblemente dos momentos de cristalización en un mismo evento magmático. B) La muestra del batolito de Ostula, presenta texturas de bordes de reacción, la reducción de grano, las maclas de las Pgl curvadas, y la rotación de granos asociados a una orientación preferencial, indican un evento de deformación asociado a una cizalla. El euhedralismo y tamaño de las titanitas indican que la deformación sucedió cuando el cuerpo plutónico en un estado semiplástico a relativa baja temperatura (~350°C). De esta manera, la evidencia de una foliación subtectónica queda representada como una protomilonita. La abundancia de mirmequitas representa una reacción secundaria, asociadas con una deformación postmagmática.

En la parte sureste del área se presenta una composición ligeramente más félsica que el resto del intrusivo diorítico-gabróico. Se trata de una granodiorita de grano fino, ligeramente porfídica, cuyos minerales primarios son esencialmente: plagioclasa, enstatita, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y abundante pirita con incipiente magnetita (Figura 51B). Se infiere en este trabajo que pudiera representar una diferenciación muy localizada del cuerpo diorítico-gabróico de Aquila.

Todas las rocas anteriores pueden presentar diversas asociaciones minerales de alteración hidrotermal, en diferentes grados y con mineralogía diversa. A continuación se describen, desde las asociaciones de mayor a las de menor temperatura. Todas las asociaciones de alteración suelen incluir magnetita.

9.3.1 Asociaciones de alteración potásica

Estas asociaciones minerales se caracterizan por presentar feldespatos potásicos y/o biotita, titanita, magnetita, pirita, epidota y clorita, y ocasionalmente sericita. Si este tipo de alteración se encuentra escasamente desarrollada, contiene preferencialmente biotita, sericita, pirita y clorita. Las texturas primarias suelen preservarse aunque eventualmente están obliteradas por completo. Las plagioclasas se encuentran típicamente reemplazadas por feldespato potásico o, inclusive, biotita tardía y/o secundaria. Los piroxenos primarios se encuentran típicamente reemplazados por anfíbol y magnetita o por epidota y magnetita. Las asociaciones de alteración pueden encontrarse también en forma de vetillas, en que predominan feldespato potásico, magnetita y pirita. En estadios incipientes de este tipo de alteración se aprecia claramente su avance a partir de microfracturas muy penetrativas. En tales casos, aunque el desarrollo de la alteración potásica sea incipiente, llega a obliterar por completo la fábrica original de la roca sobre la cual se desarrolla. Este tipo de asociaciones de alteraciones se encuentran preponderantemente en la porción NO del área cartografiada.

9.3.2 Asociaciones de alteración fílica.

Este tipo de alteración se caracteriza por la presencia de sericita asociada con la precipitación de cuarzo, pirita \pm magnetita. La pirita y la magnetita se presentan en forma de disseminaciones en directa relación con minerales máficos primarios, mientras que la sericita y el

cuarzo se encuentran reemplazando preferencialmente feldespatos potásicos y plagioclasas, y en ocasiones piroxenos. Las asociaciones de alteración fílica son escasas en el prospecto.

9.3.3 Asociaciones de alteración propilítica

Asociaciones de este tipo están constituidas por clorita, epidota, con la precipitación de cuarzo, pirita, magnetita y calcita. La pirita y la magnetita se presentan en forma de diseminaciones en directa relación con minerales máficos primarios, mientras que la clorita y la epidota se encuentra reemplazando feldespatos potásicos, plagioclasas y piroxenos. La cantidad de magnetita diseminada en las rocas alteradas parece ser independiente de la intensidad o penetrabilidad de la alteración, pero parece ser mayor en las zonas con alteración potásica. En algunos casos se aprecia incluso que en el centro de las franjas de feldespatización es que se dispone preferencialmente la magnetita, pero en otros casos, aun cuando se trata de franjas de feldespatización muy desarrolladas, puede haber contenidos de magnetita muy bajos.

9.4 Paragénesis mineral

La secuencia paragenética generalizada para los yacimientos y localidades mineras del SO de Michoacán se puede sintetizar en 4 etapas, la cual es el resultado de las observaciones hechas de las relaciones de composición, estructura y textura observadas en campo, y en microscopía óptica.

Etapas 1: Magmática, representada por el emplazamiento de la mineralización de hierro posterior a la intrusión ígnea.

Etapas 2: Hidrotermalismo, representado por la generación simultánea de una fuerte alteración fílica y propilítica distal con sectores de alteración potásica proximales.

Etapas 3: Emplazamiento de brechas mineralizadas, que cortan a toda la serie estratigráfica.

Etapas 4: Oxidación supergénica, con el depósito de calcosina, covellina y la intensa oxidación de magnetita a hematita y ésta a goethita.

10. Química mineral y geoquímica de roca total

10.1 Química mineral de óxidos y sulfuros de Fe

Los datos de microanálisis fueron obtenidos de un total de once muestras seleccionadas (Tabla 3). Los criterios de selección se basaron en sus relaciones espaciales y las variaciones texturales de las asociaciones minerales descritas en el capítulo de análisis minerográfico y petrográfico. El objetivo principal de este capítulo consiste en ilustrar las características químicas de la mineralogía de los óxidos de hierro en minerales de mena y como fases incluidas en roca, así como de algunos minerales de ganga (pirita, pirrotina y calcopirita).

Tabla 3. Estaciones de muestreo utilizadas para la obtención de análisis de química-mineral, la ubicación puede ser consultada en el capítulo de Trabajo de campo.

Estación de muestreo	Depósito mineral
AQM-12A	El Zipimo
AQM-12G	El Zipimo
AQM-22A	El Resumidero
AQM-22F	El Resumidero
AQM-27	La Guayabera “La Eréndira”
AQM-29	El Terrero de la Estanzuela
AQM-31B	La Estanzuela I
AQM-33B	Aquila
AQM-33C	Aquila
AQM-37B	La Colomera
AQM-37D	La Colomera

El cálculo de la química mineral para los óxidos, se llevó a cabo con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967), para ello se utilizó una hoja de cálculo Excel que convierte los datos dados en óxidos a moles de cationes y luego la renormalización de estos con base en un número dado de oxígenos. Los valores obtenidos con la hoja de cálculo fueron comparados con

los resultados estándar obtenidos para una magnetita pura referenciada en The Rock-Forming Mineral (Deer *et al.*, 1992).

A partir de los resultados obtenidos por microsonda electrónica en muestras de la región SO de Michoacán, sintetizados en la tabla 4, se construyeron los diagramas que se describen a continuación.

Tabla 4. Microanálisis químicos en óxidos de Fe, de las diferentes localidades mineras; 1) El Zipimo, 2) El Resumidero, 3) La Guayabera, 4) El terrero de La Estanzuela, 5) La Estanzuela I, 6) Aquila y 7) La Colomera; El estado de oxidación del hierro esta calculado con base en tres cationes

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos de los distritos mineros del BAM											
Localidad	1	1	2	2	3	4	5	6	6	7	7
No. Análisis	34	15	40	24	78	3	19	10	46	21	8
Clave: AQM	12G	12A	22F	22A	27B	29	31b	33C	33b	37B	37D
Cr ₂ O ₃	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	83.98	80.43	94.95	96.72	92.17	98.27	100.61	94.66	95.20	95.93	95.94
SiO ₂	4.32	4.30	0.04	0.00	0.06	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
TiO ₂	0.00	0.00	0.21	0.05	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.08	0.13
Al ₂ O ₃	0.31	0.26	0.60	0.48	0.43	0.05	0.09	0.06	0.03	0.30	0.22
MgO	0.31	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.23	0.11	0.11
MnO	0.01	0.00	0.09	0.11	0.02	0.00	0.01	0.20	0.22	0.03	0.09
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	NA	NA	NA	0.00	NA	0.00	0.00	NA	NA	NA	NA
Na ₂ O	NA	NA	NA	0.02	NA	0.00	0.04	NA	NA	NA	NA
K ₂ O	NA	NA	NA	0.00	NA	0.00	0.00	NA	NA	NA	NA
Total	88.99	85.22	95.92	97.39	92.71	98.37	100.85	94.94	95.72	96.458	96.48
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.15	1.18	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.98	0.98	1.00
Fe+3	1.64	1.63	1.96	1.98	1.98	1.99	1.99	2.00	2.00	1.98	1.98
Si	0.17	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	NA	NA	NA	0.00	NA	0.00	0.00	0.00	NA	NA	NA
Na	NA	NA	NA	0.00	NA	0.00	0.00	0.00	NA	NA	NA
K	NA	NA	Na	0.00	NA	0.00	0.00	0.00	NA	NA	NA
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.98	3.00

10.1.1 El Zipimo

Como se puede observar en el capítulo de descripción de campo, en el distrito minero El Zipimo se recolectaron dos muestras con diferencias texturales entre ellas (AQM-12A y AQM-12G), de las que se piensa fueron parte de los dos tipos de mena que se explotaban en la zona.

La clasificación se elaboró con base en el diagrama para óxidos de Fe-Ti (O'Reilly, 1984). De igual forma se presentan las imágenes representativas en electrones retrodispersados donde se realizaron los análisis puntuales correspondientes (Figura 52).

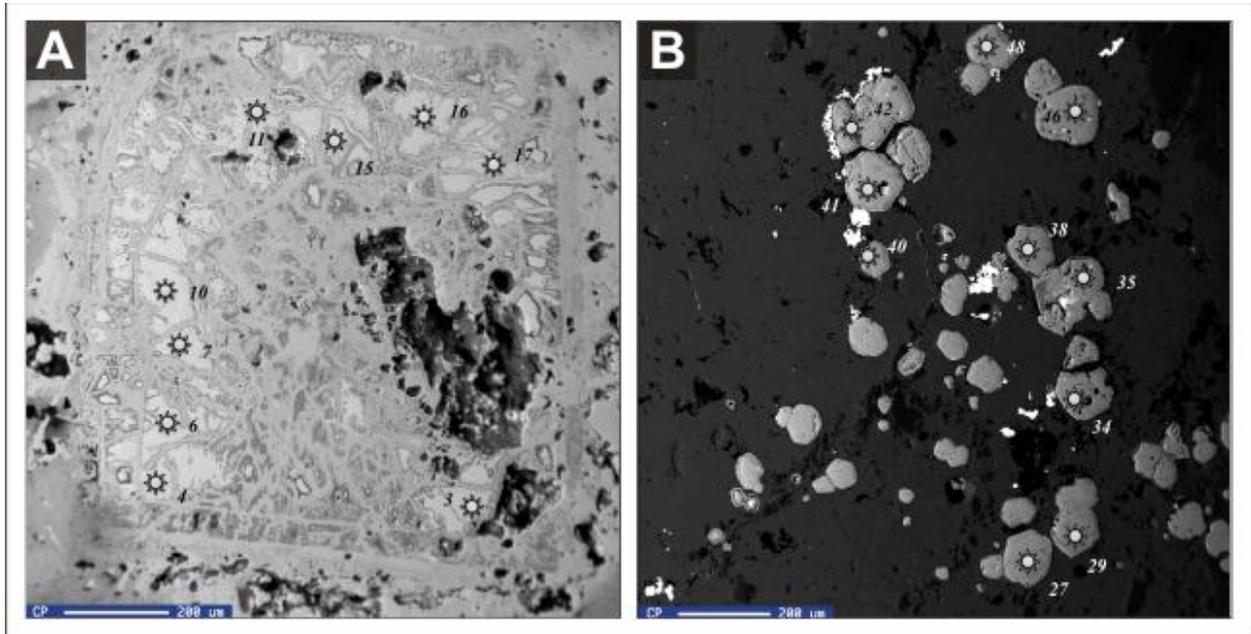


Figura 52. Imágenes en electrones retrodispersados de las muestras: A) AQM-12A, parte masiva, superficial y magnetizada B) AQM-12G, de la parte diseminado y subconcordante con el cuerpo masivo de hierro.

Como se puede observar en la muestra AQM-12G existe cierta tendencia de un predominio de magnetita (fase cúbica) sobre la hematita (fase romboedral); mostrando variaciones de hierro total de 80.07 a 83.98% peso, con variaciones subordinadas de MnO (0-0.11% peso), Al₂O₃ (0-0.31% peso), con porcentajes de TiO₂ inferiores a 0.61% peso y trazas de Cr₂O₃ (Figura 53B).

Lo contrario ocurre con la muestra AQM-12A que presenta tendencias química diferentes, con valores variables más hematíticos (Figura 53A) presentando concentraciones de hierro total de 67.87 a 80.43% peso, concentraciones subordinadas de MnO (0-0.06% peso) y Al₂O₃ (0.07-1.24% peso) con bajos porcentajes de TiO₂ y Cr₂O₃. La proporción de magnetita de las muestras AQM-12A y AQM-12G sugiere una fase de alteración hidrotermal tardía asociada con el emplazamiento del cuerpo ferromagnético, ya sea como fase secundaria o como fase de reemplazamiento.

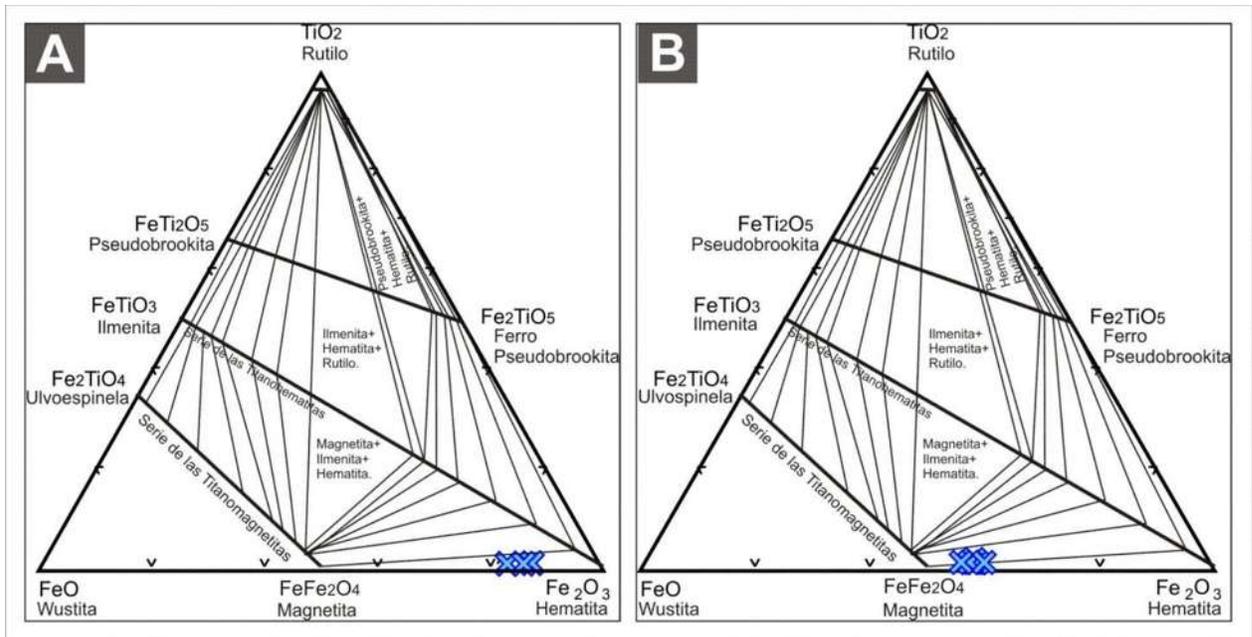


Figura 53. Composición química de los óxidos de hierro del distrito minero El Zipimo en función de los miembros Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO . A) Cuerpo masivo (AQM-12A), B) Cuerpo diseminado (AQM-12G).

10.1.2 El Resumidero

En la Figura 54 se muestran las imágenes con los óxidos analizados efectuados en la localidad minera El Resumidero, la mena principal es magnetita y se presenta de forma granular formando mosaicos granoblásticos poligonales.

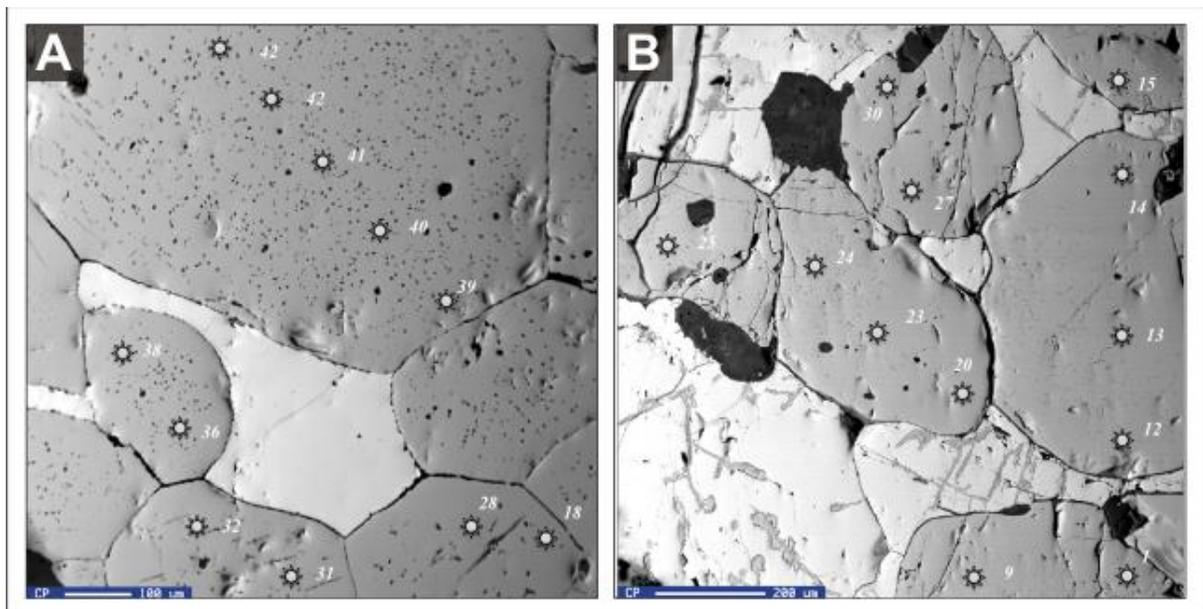


Figura 54. A) Imágenes en electrones retrodispersados de las muestras AQM-22F y B) AQM-22A, que constituyen la mena de hierro El Resumidero asociada a sulfuros formados por hidrotermalismo tardío.

Los análisis de la muestra AQM-22A (Figura 55A) reportaron una concentración invariable de hierro del 93.53 a 96.72% peso, con porcentajes subordinados de MnO (0.08-0.21% peso), MgO (0.01-0.25% peso) y Al₂O₃ (0.411-1.793% peso), asimismo contiene impurezas a nivel de trazas de TiO₂ (0.04-0.08% peso). La muestra AQM-22F presenta altas variaciones en su contenido de hierro abarcando composiciones que van de 84.36 a 94.95% peso, así como impurezas a nivel de traza (< de 0.5% peso) de Mn, Mg, Al, TiO₂ (Figura 55B).

Con los datos obtenidos mediante microsonda se observa cierta tendencia indicando un predominio de magnetita sobre la hematita congruente y consecuentemente con las observaciones mineragráficas, donde se observa a la magnetita presentando ligeros estados de oxidación con sulfuros de hierro asociados, formados posiblemente por hidrotermalismo tardío rellenando huecos y espacios. Esta proporción de magnetita-hematita sugiere una fase de alteración hidrotermal tardía asociada con el emplazamiento de incipiente hematita, ya sea como fase secundaria más que como fase de reemplazamiento. La sucesión de eventos de mineralización no es muy clara en El Resumidero sin embargo, es claro que las alteraciones hidrotermales participaron y conllevaron a la formación de este cuerpo de hierro, por analogía, se considera tentativamente que los cuerpos masivo e hidrotermal son diacrónicos, aunque pudieron no serlo. Sin embargo, es claro que en El Resumidero las mineralizaciones de hierro más tardías corresponden a la fase hidrotermal.

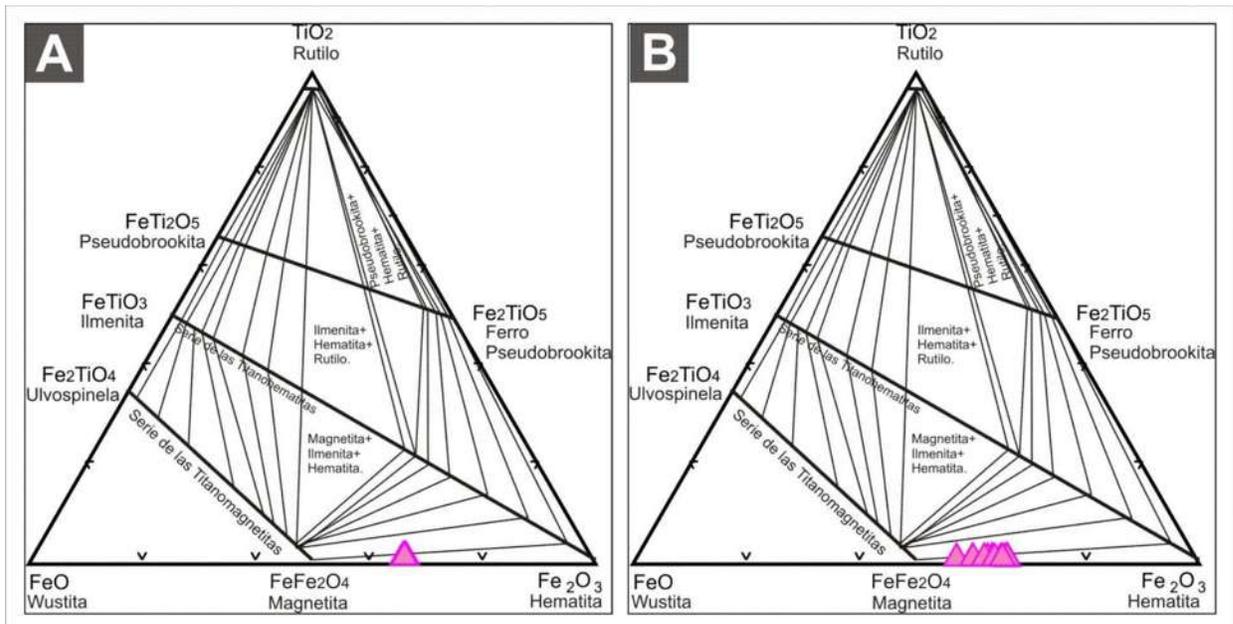


Figura 55. Composición química de los óxidos de hierro del depósito mineral El Resumidero en función de los miembros Fe₂O₃-TiO₂-FeO. A) Cuerpo masivo (AQM-22A), B) brecha hidrotermal (AQM-22F).

10.1.3 La Guayabera

Los análisis reportaron (Figura 56A) un contenido de hierro del 90.82 al 92.17% peso, así como impurezas a nivel de trazas (< de 0.5%) de MnO (0.02-0.08% peso), Al₂O₃ (0.12-0.68% peso), MgO (0-0.01% peso) y TiO₂ (0-0.45% peso). De igual forma se muestra un predominio de hematita sobre la magnetita (Figura 56B) siendo estos valores congruentes con lo reportado en el apartado de análisis minerográfico. Finalmente estos valores nos ponen en evidencia los bajos contenidos de sulfuros (pirita, calcopirita, pirrotina, calcosina) del cuerpo principal de óxidos.

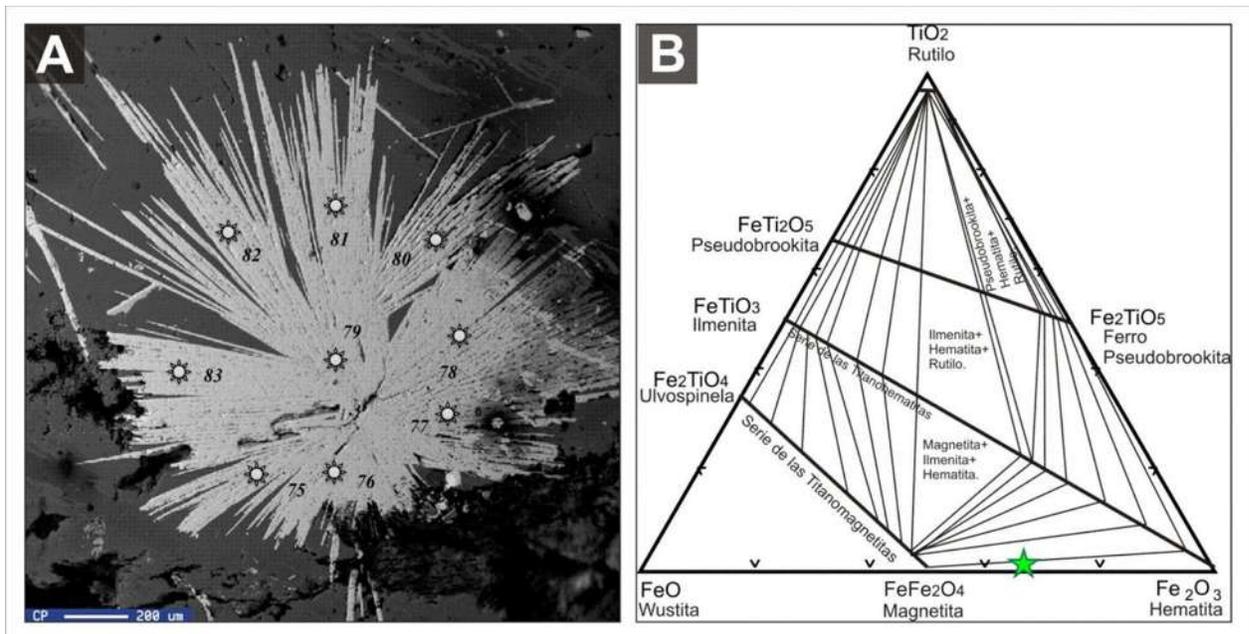


Figura 56. A) Imagen en electrones retrodispersados de la muestra AQM-27B en la cual se muestra la textura espigada de la hematita “especular”. B) Composición química de los óxidos de hierro del depósito mineral La Guayabera en función de los miembros Fe₂O₃-TiO₂-FeO.

10.1.4 El Terrero de La Estanzuela

Este depósito está caracterizado por un contenido de hierro que varía del 78.16 al 98.27% peso, indicando un predominio de magnetita sobre la hematita (Figura 57B) coherente con las observaciones minerográficas, asimismo presenta concentraciones subordinadas de Al₂O₃ (0.05-2.12% peso) y MgO (0-0.15% peso) así como impurezas a nivel de trazas (< de 0.4% peso) de MnO, TiO₂ y Cr₂O₃. De igual forma se muestra una imagen representativa de algunos puntos de análisis (Figura 57A).

Por otro lado los valores de SiO₂ que se presentan en ésta muestra varían entre 0 a 0.11% peso. Por la naturaleza del depósito, estos valores sugieren una asociación con silicatos como el

cuarzo, plagioclasa y/o feldespatos y posiblemente con otros silicatos ferromagnesianos como el piroxeno y la epidota. Esta asociación está evidenciada por los fragmentos feldespaticos centimétricos sin orientación entrecrecidos en una masa de magnetita corroyendo cristales de plagioclasa preexistentes a favor de la porosidad de la roca, ya sea en sucesión pasiva sobre el feldespato potásico, o bien corroyéndolo.

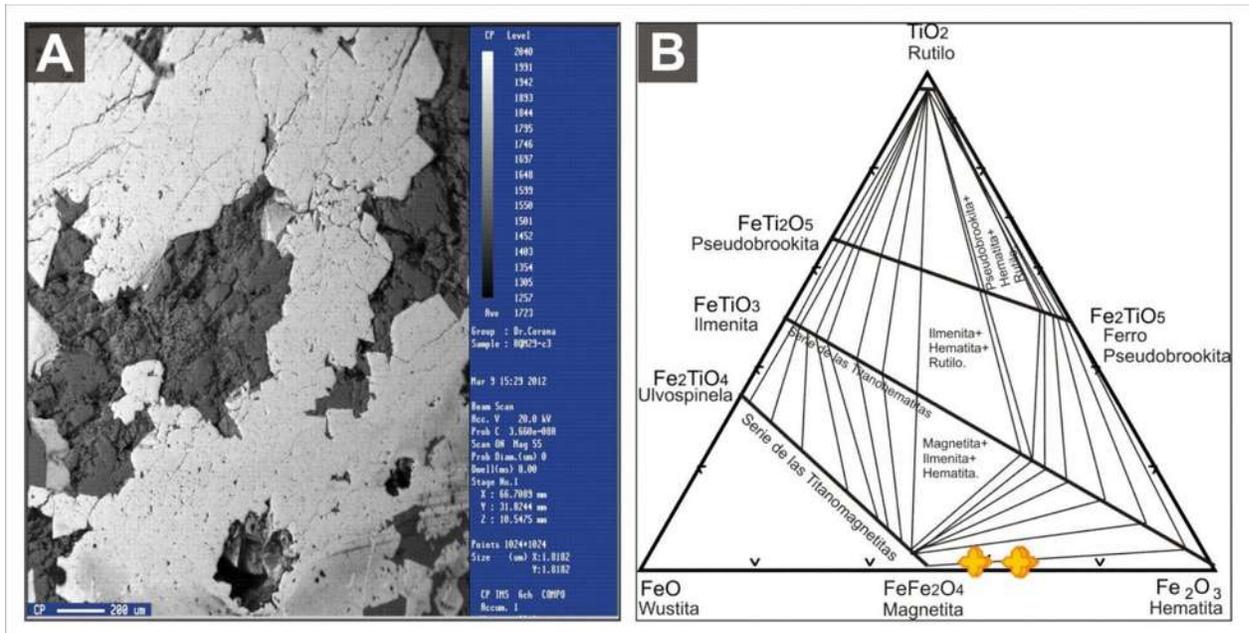


Figura 57. A) Imagen en electrones retrodispersados de la muestra AQM-29 en la cual se muestra una masa de magnetita con plagioclasas y/o feldespatos entrecrecidos., B) Composición química de los óxidos de hierro de la manifestación mineral El Terrero de la Estanzuela en función de los miembros Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO .

10.1.5 La Estanzuela I

Los análisis reportaron para esta zona un contenido de hierro del 80.24 a 100% peso, así como impurezas a nivel de trazas (< de 0.3% peso) de MnO (0-0.06% peso), Al₂O₃ (0.03-0.27% peso), MgO (0-0.22% peso) y TiO₂ (0-0.19% peso); evidenciando un predominio de magnetita sobre la hematita (Figura 58B). La presencia de fragmentos de granatita completamente pseudomorfizados incluidos en la masa de magnetita y la impregnación de las granatitas por magnetita (Figura 58A), sugiere que como mínimo, el reemplazamiento de los granates por feldespato potásico pudo ser coetáneo con el emplazamiento del cuerpo de magnetita. Asimismo, la presencia de los granates pseudomorfizados aboga por un proceso metasomático como el responsable de la formación de este cuerpo mineralizado. Es decir, como propuesto en la

paragénesis se sugiere un emplazamiento del cuerpo plutónico y de la magnetita en forma contemporánea.

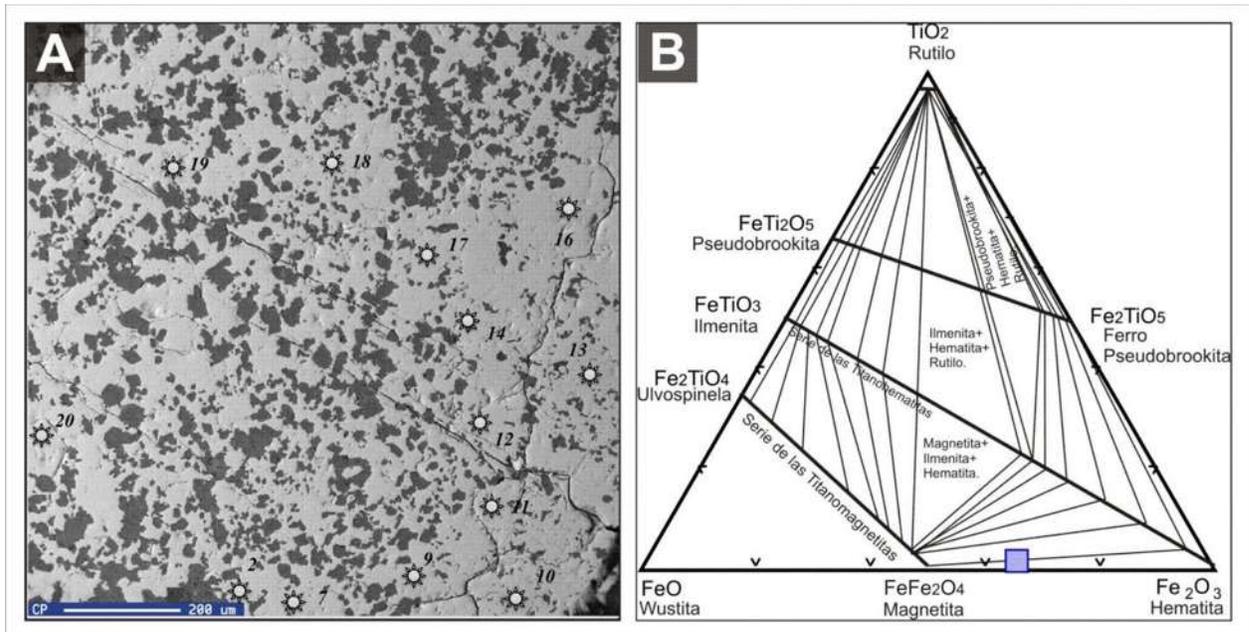


Figura 58. A) Imagen en electrones retrodispersados de la muestra AQM-31B en la cual se muestran “esférulas” de feldespato potásico agregados en una matriz ferromagnética., B) Composición química de los óxidos de hierro de la manifestación mineral La Estanzuela I en función de los miembros Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO .

10.1.6 Aquila

En la Figura 59 se muestran las imágenes con los óxidos analizados en el yacimiento mineral de Aquila, la mena principal es magnetita (cuerpo masivo) conformada por granos equidimensionales y anedrales sustituidos parcialmente por hematita (Figura 59A). No obstante aún se conservan los bordes de los antiguos granos que en muchos casos guardan morfología de puntos triples, asimismo superponiéndose a ésta se observa una etapa hidrotermal tardía (Figura 59B) asociada con la precipitación de sulfuros (pirita, calcopirita); en los dos cuerpos identificados en campo se realizaron análisis de química mineral los cuales reportaron los siguientes resultados:

Los análisis de la muestra AQM-33C reportan concentraciones variables de hierro del 88.74 a 94.66% peso, asimismo porcentajes subordinados de MnO (0.20-0.31% peso), MgO (0.01-1.21% peso) y Al₂O₃ (0.06-0.89% peso), con impurezas a nivel de trazas de TiO₂ (0-0.15% peso; Figura 60A). A diferencia de la AQM-33 B (Figura 60B) que presenta mínimas variaciones

en su contenido de hierro abarcando composiciones que van de 94.06 a 95.20% peso, así como impurezas a nivel de traza (< de 0.4% peso) de MnO, MgO, Al₂O₃, TiO₂.

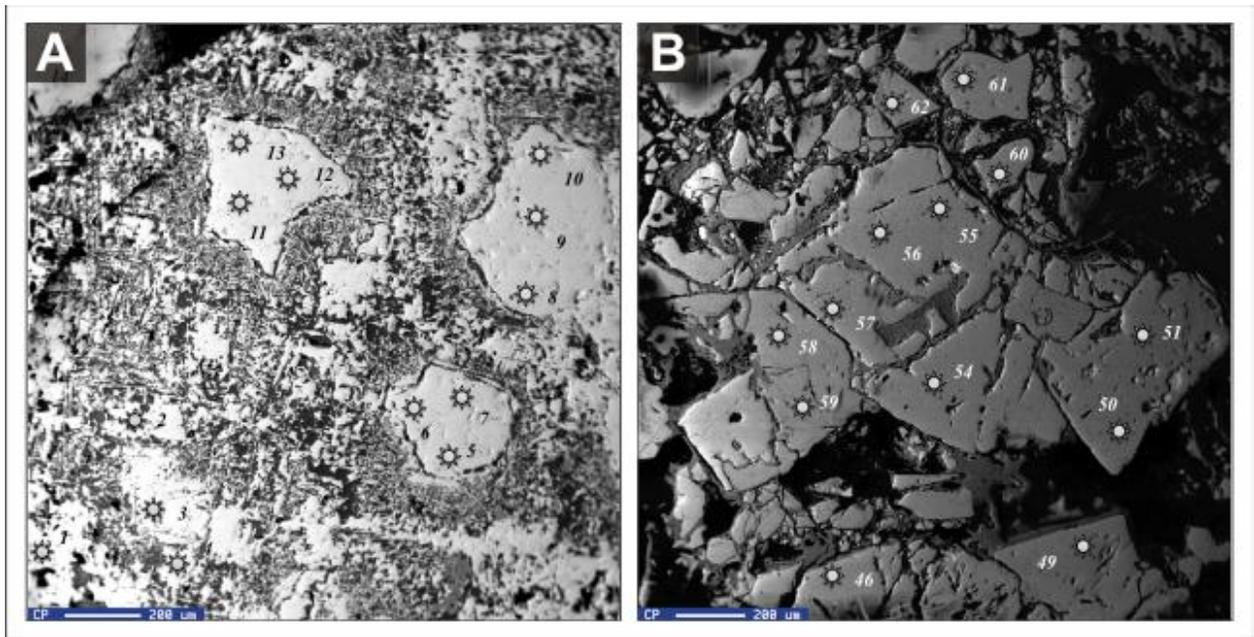


Figura 59. A) Imágenes en electrones retrodispersados de las muestras AQM-33C y B) AQM-33B, que constituyen la mena de hierro El Resumidero asociada a sulfuros formados por hidrotermalismo tardío.

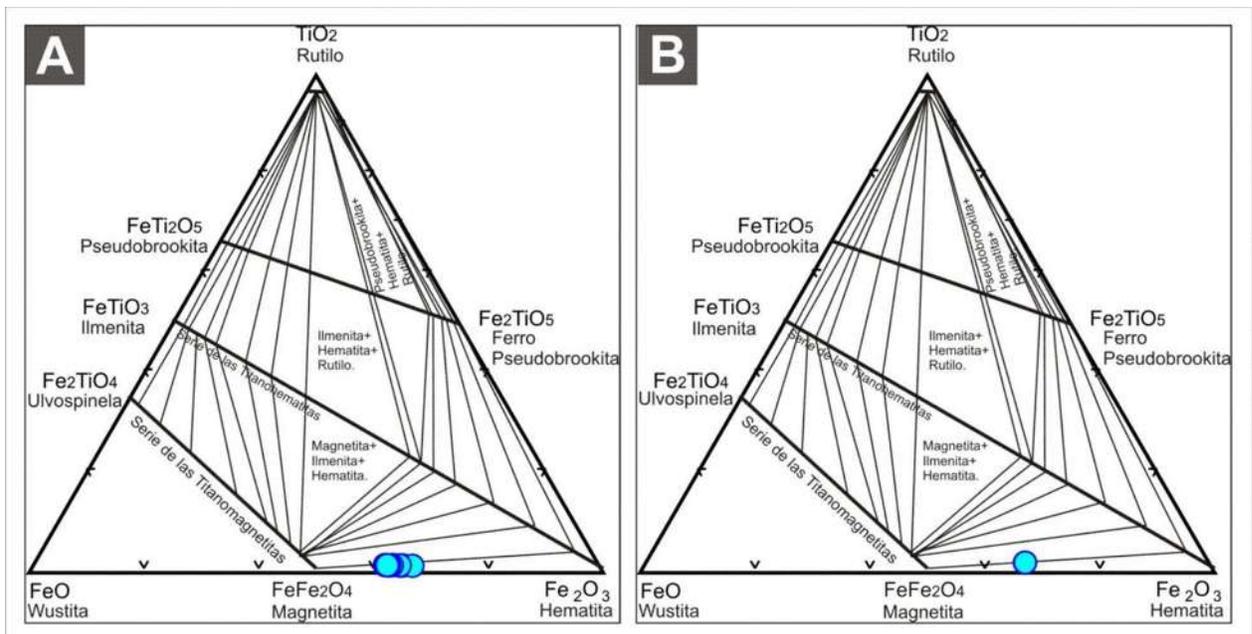


Figura 60. Composición química de los óxidos de hierro del yacimiento mineral de Aquila en función de los miembros Fe₂O₃-TiO₂-FeO. A) Cuerpo masivo (AQM-33C), B) brecha hidrotermal (AQM-33B).

Con los datos obtenidos mediante microsonda se observa una cierta tendencia indicando un predominio de magnetita sobre la hematita congruente con las observaciones minerográficas, esta proporción de magnetita-hematita sugiere una fase de alteración hidrotermal tardía asociada con el emplazamiento incipiente de hematita, ya sea como fase secundaria que como fase de reemplazamiento.

10.1.7 La Colomera

La muestra AQM-37D corresponde a los niveles mineralizados masivos de hematita (Figura 61B) situado en la parte superior del depósito y la muestra AQM-37B corresponde a la parte inmediatamente por debajo del cuerpo masivo (Figura 61A).

Los contenidos de hierro varían del 89.93 al 95.93% peso para la muestra AQM-37B; indicando el predominio de la magnetita sobre la hematita (Figura 62A), estos valores son congruentes con la abundancia de magnetita observada en la descripción minerográfica. Los análisis también presentaron concentraciones subordinadas de MnO (0.03-0.78% peso), MgO (0-1.15% peso) y Al₂O₃ (0.282-2.92% peso) con impurezas a nivel de trazas de TiO₂ (0.08-2.74% peso). La muestra AQM-37 D presenta variaciones en su contenido de hierro que van de 77.30 a 95.94% peso, así como impurezas a nivel de traza (< de 0.4% peso) de Mn, Mg, Al, TiO₂, presentando un predominio básicamente de una hematita (Figura 62B).

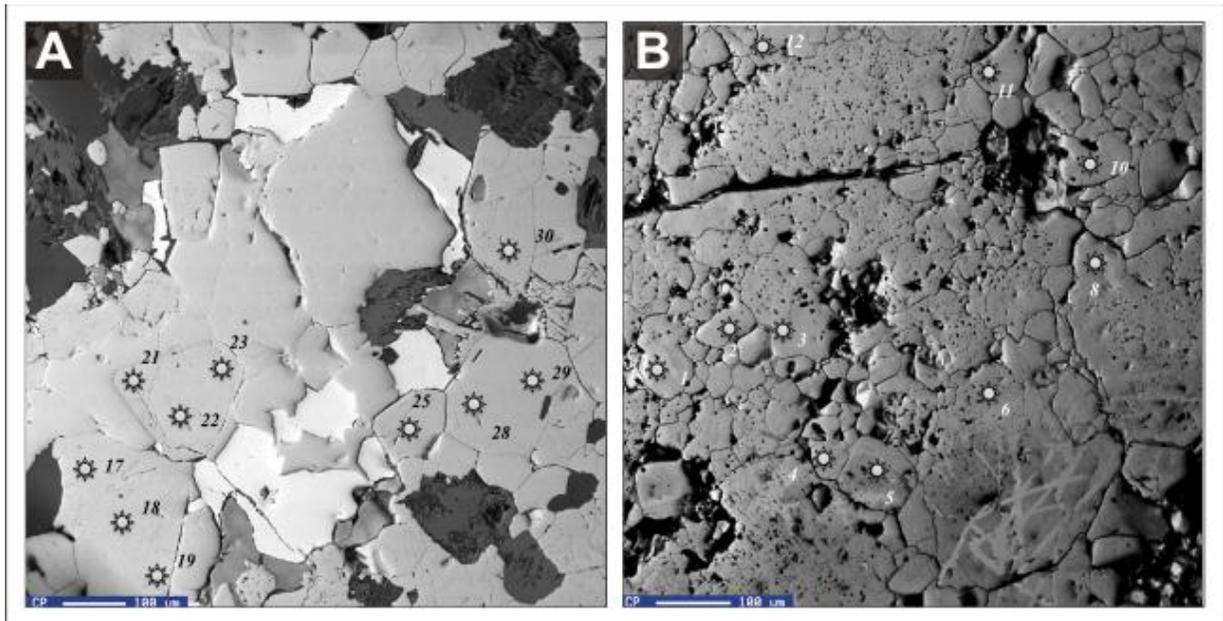


Figura 61. A) Imágenes en electrones retrodispersados de las muestras AQM-37B y B) AQM-37D, que constituyen la mena de hierro de La Colomera, magnetita y hematita, de la parte más profunda a la más somera respectivamente.

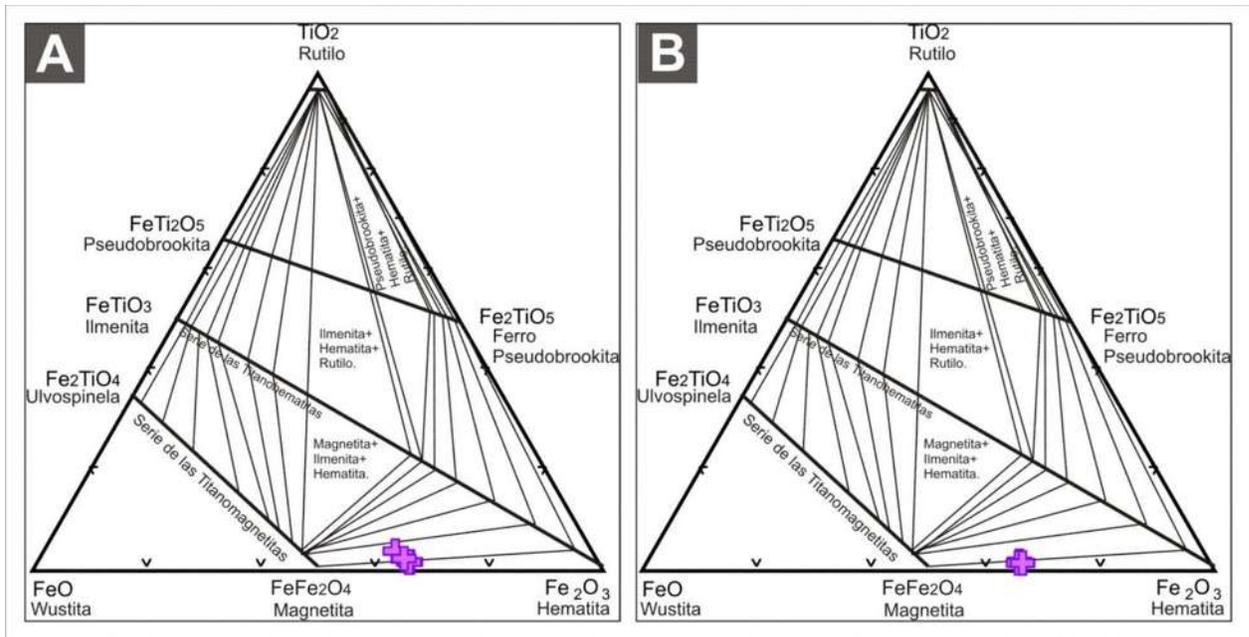


Figura 62. Composición química de los óxidos de hierro del yacimiento mineral La Colomera en función de los miembros Fe_2O_3 - TiO_2 - FeO . A) Cuerpo masivo (AQM-37B), B) Parte superficial más hematítica (AQM-37D).

10.2 Sulfuros de los depósitos minerales El Resumidero, Aquila y La Colomera

La pirita se encuentra ampliamente en casi todas las zonas mineralizadas, de igual forma presenta una amplia variedad de texturas y tamaño de grano, ya sea bajo la forma de pequeños cristales idiomórficos diseminados en la masa de magnetita, como también, bajo la forma de filones y brechas cortando los cuerpos de hierro anteriormente mencionados. La calcopirita es escasa y aparece comúnmente asociada a la pirita bajo la forma de cristales anedrales aprovechando bordes y fracturas, a continuación se muestran los análisis de química mineral de los depósitos con sulfuros de hierro (Figura 63):

Los análisis químicos nos muestran que en El Resumidero la pirita presenta variaciones de Azufre (S) del 48.446 al 53.717% peso, Fe (48.044-50.587% peso) y Cu (0-0.02% peso); mientras que para la calcopirita los análisis reportan un contenidos de S del 31.644 al 32.477% peso, Fe (33.17-33.273% peso) y Cu (33.76-33.891% peso).

En La Colomera los contenidos de pirita abarcan rangos de S del 40.169 al 53.815% peso, Fe (36.498-50.128% peso) y Cu (0-0.043% peso). La calcopirita presenta variaciones de S del 32.344 al 33.765% peso, Fe (30.04-33.541% peso) y Cu (32.773-34.032% peso).

Por su parte, en el yacimiento de Aquila para la pirita se reportan contenidos de S del 46.059 al 50.335% peso, Fe (47.938-49.582% peso) y Cu (0-0.035% peso).

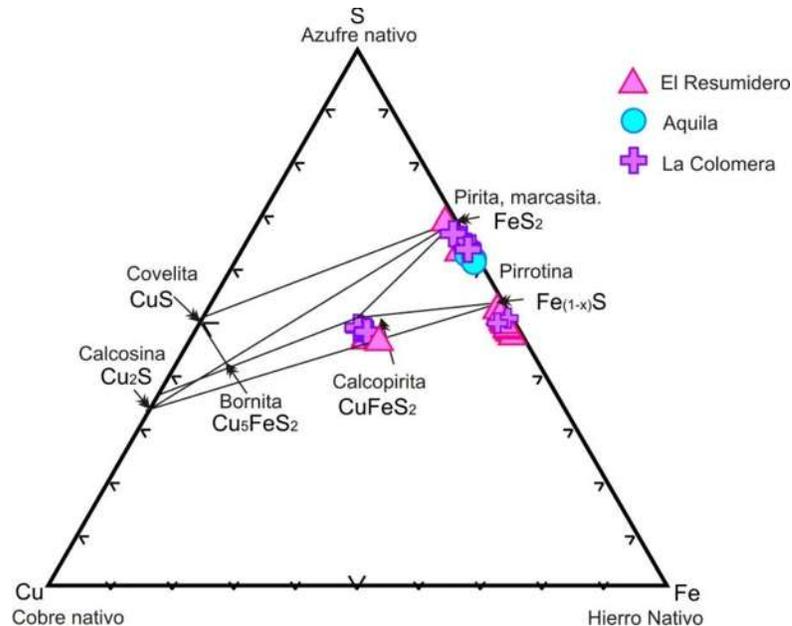


Figura 63. Composición química de los sulfuros de hierro de los yacimientos, El Resumidero, Aquila y La Colomera en función de los miembros S, Fe y Cu.

Por último, durante el presente estudio se ha podido corroborar la presencia de pirrotina formando mosaicos con bordes de grano curvilíneos en contacto y equilibrio con la magnetita, presentándose de manera particular en los depósitos de El Resumidero y La Colomera con variaciones de S del 33.821 al 39.242% peso, Fe entre los rangos de 62.152-35.231% peso, y Cu presenta contenidos subordinados de 0 al 0.087% peso.

Todos los análisis mencionados anteriormente presentan impurezas a nivel de trazas (< de 0.5% peso) de Al, Au, Pb, Ag, Zn, Ni, Mn y Si.

10.3 Química mineral de óxidos de Fe-Ti del BAM

En esta sección se presenta las principales variaciones químicas observadas en los óxidos de Fe-Ti del BAM, con el propósito de determinar cambios significativos en el comportamiento geoquímico de los intrusivos que pudieran estar relacionados con las mineralizaciones de Fe.

Su análisis permite definir rangos composicionales dentro de la serie de solución sólida correspondiente y estimar cualitativamente sus condiciones de oxidación-exsolución para deducir su correlación con los yacimientos de hierro y ciertos tipos de alteración hidrotermal.

Los análisis de los óxidos de Fe-Ti reportan contenidos de Fe del 67.52 al 93.89% peso. La magnetita presenta concentraciones subordinadas de Ti (0-14.47% peso) con una sola fase dispersa que presentan concentraciones anómalas de éste elemento (48.03% peso) además

presenta importantes concentraciones de Al_2O_3 el cual abarca rangos de 0 a 22.56% peso y Cr_2O_3 (0-3.11% peso). Asimismo presenta impurezas a nivel de trazas (< de 0.5% peso) de MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O y SiO_2 , siendo el Mn, Ca, Mg y Ti los que reemplazan el Fe^{2+} ; el Al, Cr, reemplazan al Fe^{3+} (Deer *et al.*, 1992).

En general, estos resultados indican una coexistencia de fases cúbicas (magnetita) y rombohedrales (hematita; Figura 64).

Los minerales ferromagnéticos en este diagrama corresponden a magnetita y aquellos derivados del desequilibrio de titanomagnetita primaria, cuya naturaleza se puede inferir a partir del análisis de las texturas de exsolución identificadas. Ciertos cristales evidencian martitización en los bordes del cristal, aunque cuando la oxidación es más intensa este fenómeno se relaciona a enrejados triangulares que lo afectan por completo. De igual forma existe hematitización en bordes y fracturas. Los resultados más cercanos al miembro de la ilmenita, están relacionados preferentemente a exsoluciones lamelares en pseudomorfos de titanomagnetitas evidenciando exsoluciones lamelares de hematita.

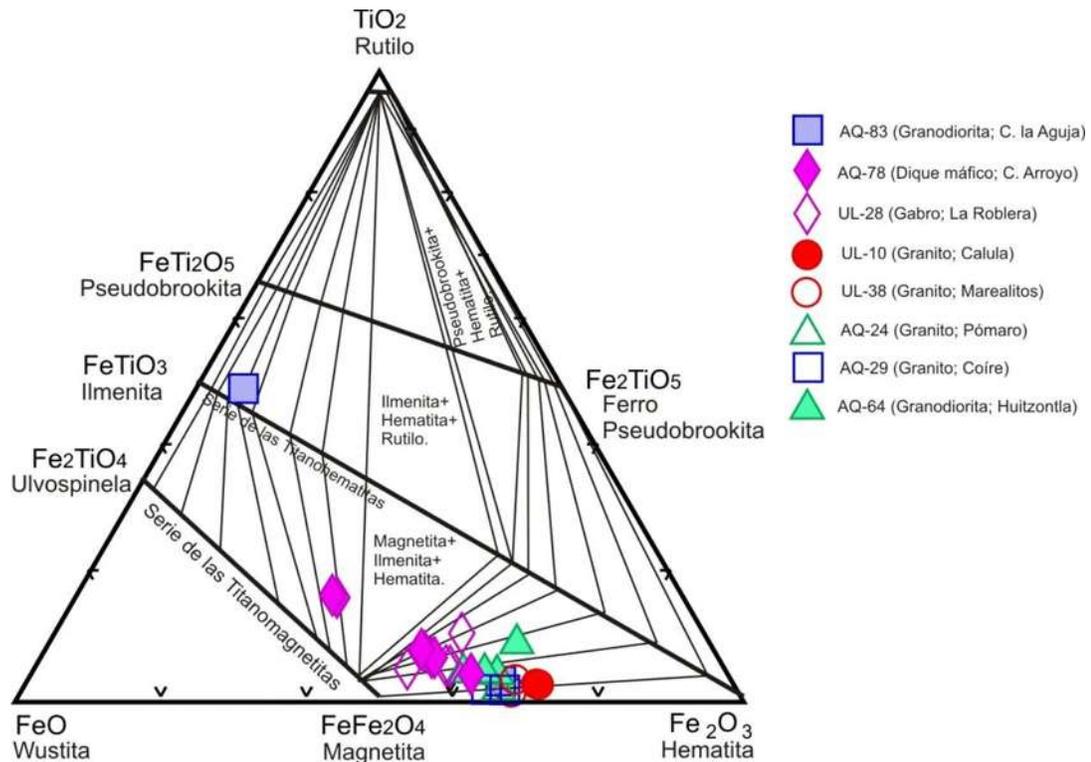


Figura 64. Composición química de los óxidos de Fe-Ti en la roca que encajona a los yacimientos de hierro de la porción SO de Michoacán.

10.4 Análisis de elementos mayores, FeO y Fe₂O₃ por fluorescencia de rayos X

Con la finalidad de comparar los resultados de FeO y Fe₂O₃ obtenidos con la microsonda electrónica, se realizaron análisis de roca total de muestras representativas por el método de Fluorescencia de rayos X (FRX), así como por titulación de FeO y Fe₂O₃ por métodos de vía húmeda y el contenido de azufres (S) por espectrometría (tabla 5). Esta comparación de métodos nos permitirá comprender mejor los estados de oxidación de los procesos de mineralización y en consecuencia su relación con procesos genéticos.

Como se puede observar en la tabla 6 los valores de hierro total (Fetotal) varían del 42 al 52%, con variaciones de hierro trivalente (Fe³⁺) relativamente altos entre 32 y >37%. Estos valores son congruentes con la abundancia de hematita reportados en los resultados mineragráficos. Esta proporción de magnetita-hematita sugiere una fase de alteración hidrotermal tardía asociada con el reemplazamiento y/o emplazamiento de la hematita como fase secundaria.

Por su parte, los valores de SiO₂ varían entre 5.14 y 23.20%. Por la naturaleza de los depósitos, estos valores están asociados con silicatos o minerales translúcidos, como el cuarzo, plagioclasa, y posiblemente con otros silicatos ferromagnesianos como piroxeno y epidota. De particular atención se muestran los resultados altos de La Ceiba (AQM-39), la cual además de tener valores altos de SiO₂, muestra también valores altos de CaO, lo cual sugiere la coexistencia de clinopiroxenos asociados y que se relacionarían con los cuerpos plutónicos máficos de la región. Sin embargo, en general la variabilidad y relaciones de SiO₂-Fetotal-Fe³⁺ sugieren que el emplazamiento de los depósitos de hierro Chocla-Tizupan así como otros depósitos de la región, están directamente asociados con el emplazamiento del sistema magmático, bajo forma de líquidos enriquecidos en hierro.

En consecuencia, los minerales de hierro como magnetita o hematita se asociarán siempre con minerales silicatados y viceversa los cuerpos graníticos podrían presentar magnetita/hematita diseminada intertextualmente en relaciones de subsolidus. Es decir, que se propone un emplazamiento del cuerpo plutónico y de la magnetita en forma contemporánea primaria o bien en algunos casos de magnetita en forma contemporánea primaria o bien en algunos casos de magnetita-hematita en forma secundaria y por alteración hidrotermal.

Finalmente, los valores de azufre en general < de 0.5% nos ponen en evidencia los bajos contenidos de sulfuros (pirita, calcopirita, calcosina) del cuerpo principal de óxidos. En consecuencia se sugiere que el líquido magmático asociado con el emplazamiento de los

depósitos de hierro no era portador de fases ricas en sulfuros, al menos en la fase de relativa alta temperatura, por lo que prevalecería la magnetita como fase primaria de óxidos de hierro. Sin embargo, como se ha mencionado, también se registró una fase de oxidación de hierro trivalente tardía.

Tabla 5. Resultados de fluorescencia de rayos X de muestras ferríferas de la región Chocla-Tizupan.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Fetotal	Fe ²⁺	Fe ³⁺	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Al ₂ O ₃
AQM-38	5.58	0.06	58.29	-	58.29	0.23	0.14	0.02	0.46	0.06	0.2	1.64
AQM-39	23.2	0.06	41.36	12.05	32.32	0.08	6.81	-	0.02	0.01	0.2	1.85
AQM-40	5.14	0.12	51.95	14.64	37.35	0.08	8.84	0.01	0.02	0.03	0.5	1.68
AQM-41	27.96	-	49.01	0.13	48.88	-	-	0.02	0.01	-	0.05	1.31

11. Difracción de rayos X

Con el fin de identificar y confirmar la presencia de fases de Fe^{2+} y Fe^{3+} , así como fases de alteración, se realizaron análisis complementarios de difracción de rayos X (DRX). Cabe mencionar que solo se realizaron análisis de localidades mineras con mayor variabilidad paragenética; asimismo la abundancia modal se obtuvo únicamente con base a las descripciones megascópica y mineragráfica.

Los patrones de DRX de las muestras de magnetita se observan a continuación. La diferencia de las intensidades de la magnetita radica principalmente en la forma y tamaño de los picos de sus reflexiones, ya que unos se observan bien definidos y otros de una forma más irregular y con una base amplia.

11.1 El Zipimo

En la zona de la localidad minera El Zipimo los análisis de DRX revelan una abundancia de la fase mineral de goethita (Figura 65), también se pueden distinguir concentraciones en proporciones bajas de montmorillonita y cristobalita como fases no identificadas en el análisis microscópico. La cristobalita se encuentra en coexistencia en algunos picos con minerales de goethita, poniendo de manifiesto una etapa tardía y/o secundaria en éste depósito, la cual generó la formación de hidróxidos de Fe (goethita) y zonas de alteración conformadas principalmente por silicatos de magnesio, fierro y aluminio (montmorillonita). Como se puede observar en patrón de difracción la magnetita no es abundante. Sin embargo, es conveniente señalar que por medio del análisis mineragráfico, es aún posible observar relictos del mineral primario.

Las especies minerales determinadas por DRX son:

<i>Especie mineral</i>	<i>Fórmula química</i>	<i>Abundancia modal</i>
Goethita	$\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$	95%
Cristobalita	(SiO_2)	4%
Montmorillonita	$(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$	1%

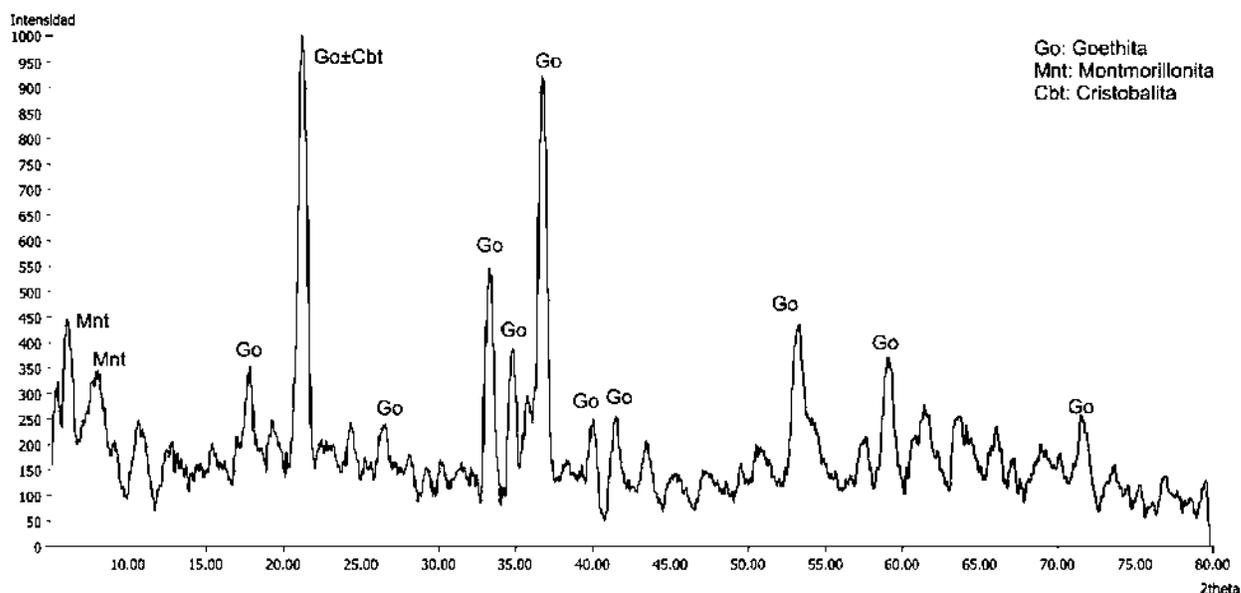


Figura 65. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-12A (El Zipimo).

11.2 El Resumidero

Para la localidad minera de El Resumidero, se pudo corroborar su variabilidad paragenética, congruente con lo descrito en el análisis minerográfico (Figura 66). El difractograma muestra fases minerales abundantes de magnetita como mineral primario en coexistencia con masas de pirrotina. Así como escasa clorita y calcopirita que generalmente se encuentran relleno de espacios y/o huecos. Durante el presente estudio no se ha podido corroborar la presencia de hematita como producto de alteración de la magnetita como ha pasado con los demás depósitos aquí estudiados, la cual por lo general se encuentra reemplazando a la magnetita a través de reemplazamientos selectivos y/o aprovechando bordes (martitización) o fracturas.

Las especies minerales determinadas por DRX son:

Especie mineral	Fórmula química	Abundancia modal
Magnetita	FeFe_2O_4	60-70%
Pirrotina	$\text{Fe}(1-x)$ ($X=0$ a ~ 0.2)	20%
Calcopirita	CuFeS_2	5-8%

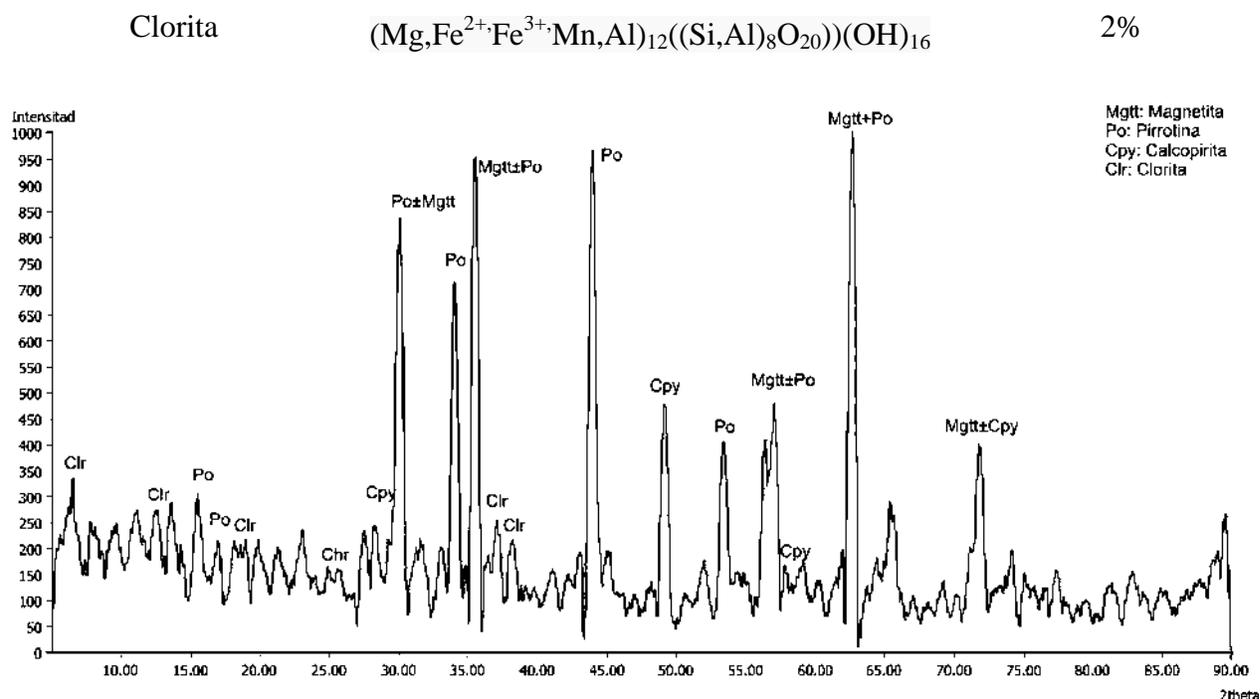


Figura 66. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-22F (El Resumidero).

11.3 El Terrero de La Estanzuela

En la localidad mineral El Terrero de la Estanzuela, los análisis de DRX revelan una abundancia de la fase mineral de magnetita con reemplazamiento a hematita (Figura 67), también se pueden distinguir concentraciones en proporciones mínimas de labradorita y cristobalita, de acuerdo con las observaciones petrográficas, en las cuales se observó presencia de fragmentos de feldespatos y/o plagioclasas impregnados por magnetita, y que mediante esta técnica fueron precisadas en cuanto a especie se refiere.

Las especies minerales determinadas por DRX son:

<i>Especie mineral</i>	<i>Fórmula química</i>	<i>Abundancia modal</i>
Magnetita	FeFe_2O_4	60%
Hematita	Fe_2O_3	10%
Labradorita	$(\text{Ca, Na}) (\text{Si, Al})_4 \text{O}_8$	20%
Cristobalita	SiO_2	10%

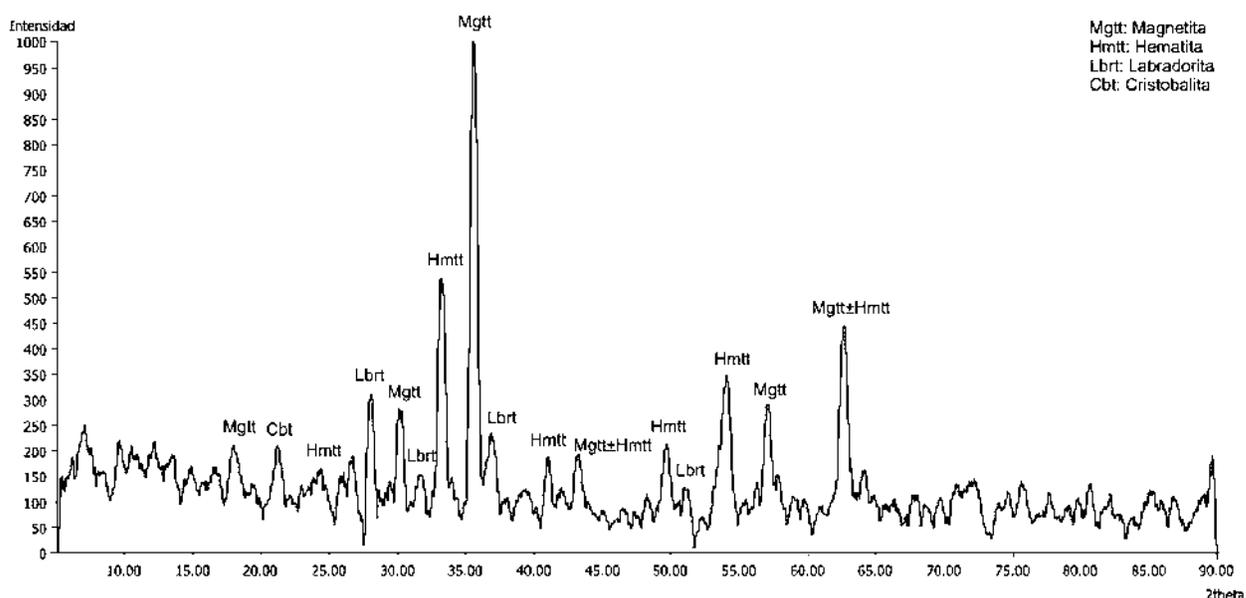


Figura 67. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-29 (El Terrero de la Estanzuela).

11.4 La Estanzuela I

En la zona de la localidad mineral La Estanzuela I los análisis de DRX revelan fases minerales de magnetita remplazándose a hematita (martitización). También se puede distinguir la presencia de albita e incipiente cuarzo (Figura 68), de acuerdo con las observaciones petrográficas, en las cuales se observó que éstas ocupan actualmente pseudomorfos de antiguos cristales de granate? en masas de magnetita ± hematita.

Las especies minerales determinadas por DRX son:

<i>Especie mineral</i>	<i>Fórmula química</i>	<i>Abundancia modal</i>
Magnetita	FeFe_2O_4	60-70%
Hematita	Fe_2O_3	10%
Albita	$\text{Na, Al, Si}_3\text{O}_8$	15%
Cuarzo	SiO_2	10%

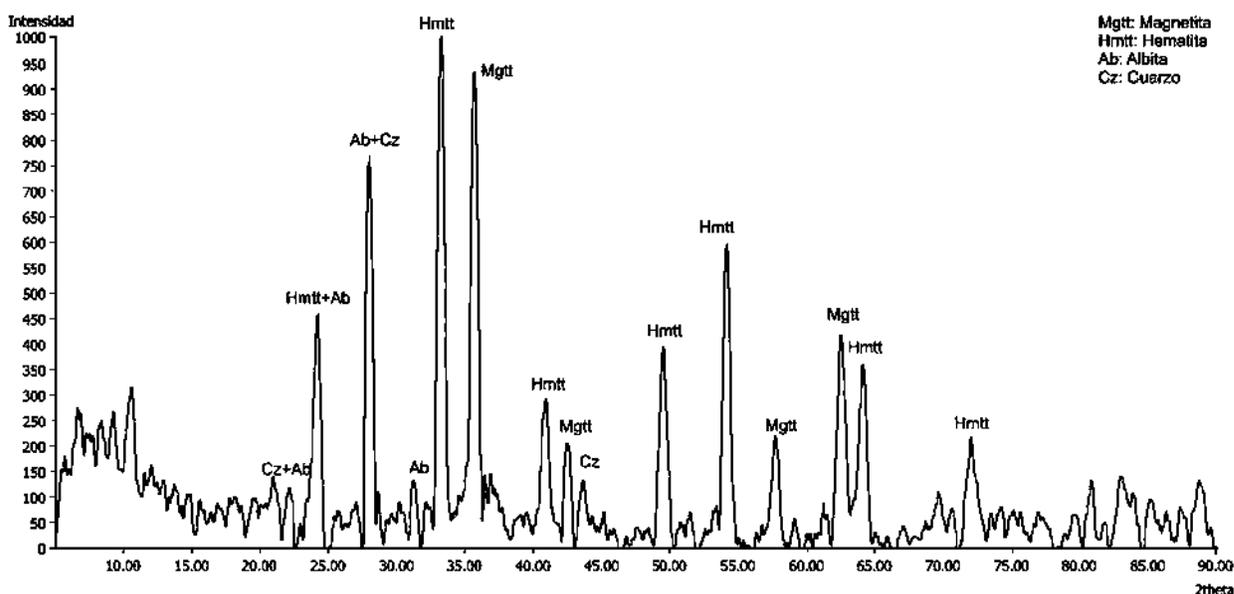


Figura 68. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-31B (La Estanzuela I).

11.5 Aquila

Para el yacimiento de Aquila se presentan dos difractogramas, considerando que el cuerpo principal de carácter masivo (Figura 69) puede presentar importantes variaciones de texturas de magnetita en coexistencia y/o reemplazamientos a hematita. El difractograma muestra patrones de alto ángulo relacionado a la chamosita, la cual está a su vez estrechamente relacionada con la mena principal, dicha fase fue corroborada a través de este análisis. Las especies minerales determinadas por DRX son:

<i>Especie mineral</i>	<i>Fórmula química</i>	<i>Abundancia modal</i>
Magnetita	FeFe_2O_4	60-70%
Hematita	Fe_2O_3	10%
Chamosita	$\text{Mg, Fe, Al}_6(\text{Al, Si})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	20%

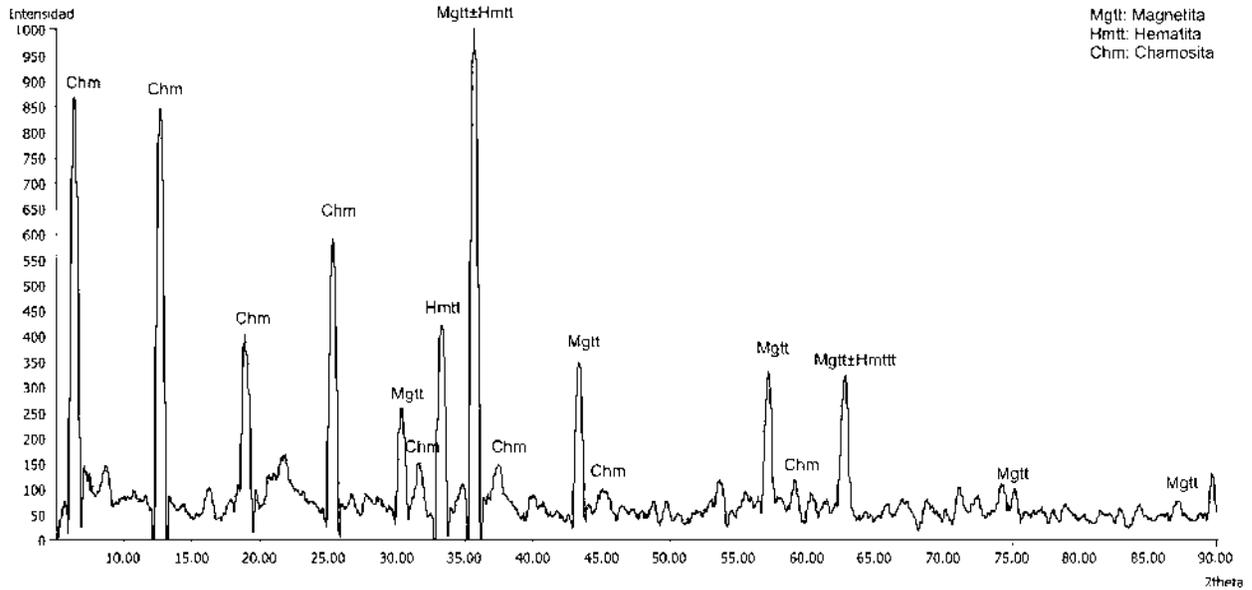


Figura 69. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-33C (Aquila).

Mientras tanto el otro difractograma (Figura 70), para otra fase mineral del yacimiento de Aquila, reporta una mayor variabilidad paragenética, revelando nuevamente fases de magnetita con presencia de hematita ± goethita. Por su parte también son revelados fases ricas en sulfuros y silicatos (pirita y cuarzo, respectivamente), confirmando lo visto en el análisis minerográfico.

Determinándose mediante la DRX las siguientes especies minerales:

Especie mineral	Fórmula química	Abundancia modal
Magnetita	FeFe_2O_4	40-50%
Hematita	Fe_2O_3	20%
Goethita	FeO (OH)	5%
Pirita	FeS_2	20%
Cuarzo	SiO_2	10%

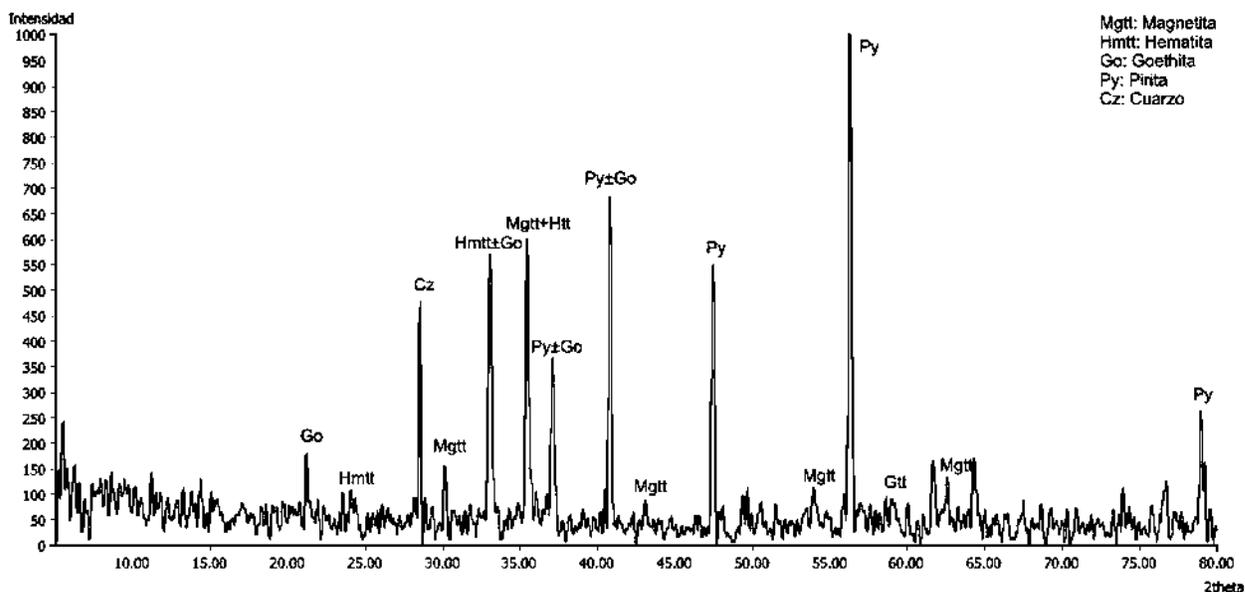


Figura 70. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-33B (Aquila).

11.6 La Colomera

En la zona del yacimiento mineral La Colomera los análisis de DRX revelan fases minerales de magnetita remplazados por hematita (Figura 71). El difractograma muestra patrones de alto ángulo relacionado a euclorina, también se distinguen fases ricas en sulfuros y silicatos (pirrotina, pirita y cuarzo, respectivamente), de acuerdo con el análisis minerográfico.

Las especies minerales determinadas por DRX son:

<i>Especie mineral</i>	<i>Fórmula química</i>	<i>Abundancia modal</i>
Magnetita	FeFe_2O_4	40-50%
Hematita	Fe_2O_3	10%
Euclorina	$\text{KNaCu}_3(\text{SO}_4)_3\text{O}$	5%
Pirrotina	$\text{Fe}(1-x)$ (X=0 a ~0.2)	20%
Cuarzo	SiO_2	10%

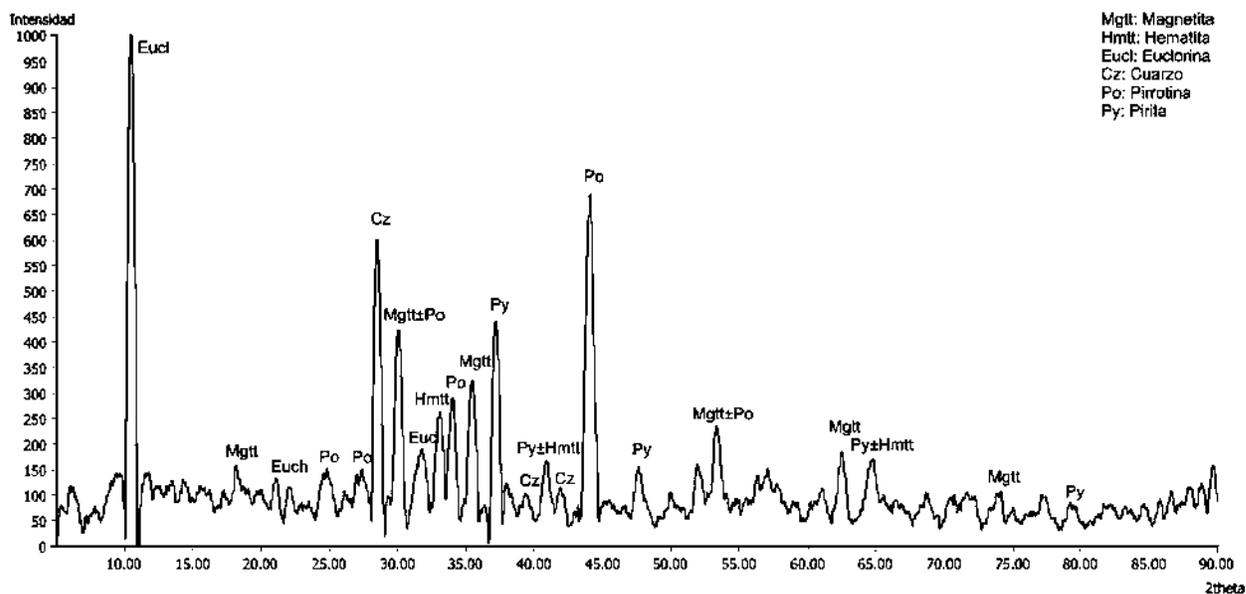


Figura 71. Difractograma que muestra los patrones de difracción de rayos X de la muestra AQM-33C (La Colomera).

A continuación, se muestra una tabla resumida sobre la mineralogía determinada a partir de los análisis de difracción de rayos X (Tabla 6). Se observan tres fases con características similares:

Tabla 6. Síntesis de resultados de los análisis de difracción de rayos X de localidades de Fe representativas: 1) El Zipimo, 2) El Resumidero, 3) El Terrero de la Estanzuela, 4) La Estanzuela I,5A)Aquila, 5B)Aquila, 6)La Colomera.

	Mgtt	Hmtt	Go	Lbrt	Cpy	Py	Po	Ab	Chm	Cl	Cbt	Mnt	Cz
1			95%								4%	1%	
2	60-70%				5-8%		20%			2%			
3	60%	10%		20%							10%		
4	60-70%	10%						15%					10%
5A	60-70%	10%							20%				
5B	40-50%	20%	5%			20%			20%				10%
6	40-50%	10%					20%			5%			10%

i) una fase intensamente oxidada que denota un ambiente reductor como lo es la goethita, donde los minerales de ganga son principalmente cristobalita y montmorillonita (1).

ii) fase rica en magnetita con abundancias modales entre el 60 y 70%, presentan contenidos subordinados de hematita en un 10%, estos valores están asociados con silicatos o

minerales translúcidos, como el cuarzo, clorita, la plagioclasa y posiblemente con otros silicatos ferromagnesianos (3, 4 y 5A).

iii) fase de magnetita con abundancia modal de 40-50%, con presencia importante de hematita en rangos del 20%, de lo que se deduce que gran parte del mineral primario era magnetita pero por procesos supergénicos de oxidación fue alterada a hematita. Los minerales de ganga principales son sulfuros de Cu y Fe, con valores subordinados de silicatos o minerales translúcidos (2, 5 y 6B).

12. Discusión

12.1 Distribución de los yacimientos de Fe en el BAM

En el sector SO de México la distribución geográfica de los yacimientos de hierro adquiere una disposición en extensas y continuas franjas paralelas a la línea de costa pacífica, controlados por una serie de estructuras internas y externas del BAM con orientaciones ONO-SSE. Los distritos mineros más importantes de esta mena son: Aquila, La Guayabera, La Colomera y otras pequeñas localidades a lo largo de la Sierra Madre del Sur y la costa michoacana. De igual forma, gran parte de los yacimientos estudiados (cerca del 90%) son pequeños, lo cual destaca la importancia de la pequeña minería en la región.

Autores como González-Partida y Torres-Rodríguez (1988), sugieren que los yacimientos ferríferos de la zona circumpacífica de México están relacionados genéticamente con la subducción de la Placa del Pacífico bajo la Placa Norteamericana, evento que tuvo su máxima intensidad entre el Cretácico superior y el Terciario inferior. La zona con potencial de hierro se extiende a lo largo de un arco magmático (cadena de plutones) formado en la porción más cercana a la trinchera. Las localidades con mineralización de hierro forman una franja de unos 700 km de largo por 110 km de ancho (Núñez y Torres, 1984).

De acuerdo a las descripciones de trabajos previos y por su mecanismo de origen, las franjas metalogénicas fueron divididas en este trabajo en i) inyección magmática; ii) magmático-metasomático; iii) magmático-hidrotermal. Sin embargo, de acuerdo a las observaciones hechas en campo se sugiere que no se puede hablar de un solo tipo de mecanismo, ya que existen varios y presentan características típicas muy similares tanto geológicas como genéticas, de manera que pueden describirse como un conjunto tipo.

Desde los estudios encaminados al esclarecimiento de la génesis de los depósitos de magnetita, se ha establecido una polémica respecto al origen de los yacimientos de hierro, lo que hace proponer los diferentes puntos de vista según diversos autores:

La presencia de rocas de magnetita y apatita en muchos de estos depósitos, y su afinidad textural y mineralógica (con excepción de los contenidos de Ti) ha hecho proponer un origen magmático por inmiscibilidad de líquidos para estos depósitos (Philpotts, 1967; Badham y Morton, 1976; Kolker, 1982; Ripley *et al.*, 1998). Estos estudios se apoyan en experimentos en

los que se demuestra que la abundancia en fósforo contribuye a la segregación y fluidificación de magmas ricos en Fe. La discusión se vió alimentada por el hallazgo de los depósitos de El Laco, Chile (Park, 1961, Frutos y Oyarzun, 1975; Henríquez y Martin, 1978), en los que aparecen rocas de magnetita pobre en Ti y apatita, con texturas y estructuras idénticas a las producidas por volcanismo extrusivo de magmas de muy baja viscosidad (lavas cordadas, bombas volcánicas, tubos de escape de gases).

Otros autores (Hildebrand, 1986; Hitzman *et al.*, 1992; Gow *et al.*, 1994; Arancibia y Clark, 1996; Barton y Johnson, 1996), por el contrario, sugieren su origen en relación con la circulación de soluciones hidrotermales en la corteza superior a temperaturas submagmáticas, si bien se desconoce si estas soluciones hidrotermales presentan una componente magmática importante o no.

Recientemente, la filiación y origen del depósito de Peña Colorada han sido también objeto de discusión. Zürcher (1994) y Zürcher *et al.* (2001), con base en un estudio geoquímico, interpretaron en parte estos depósitos como de tipo skarn de Fe “clásico”, si bien concluyen que algunos de sus resultados son de difícil explicación, dejando muchas interrogantes abiertas.

Todas las características expuestas anteriormente son corroboradas en campo, sin embargo, un punto importante para la adscripción de un depósito a la tipología IOCG es que la presencia de alguno de los tres mecanismos de emplazamiento propuestos, pueden ser parte del proceso de formación de un depósito tipo IOCG.

De acuerdo al volumen de los depósitos y su evidencia en campo, los distritos mineros de Fe se pueden dividir en dos grupos: i) yacimientos de importancia económica como los de Aquila, La Guayabera, La Colomera, El Brioso, y el ii) con depósitos minerales (pequeña minería) como San Pedro y El Resumidero, de igual forma todos los demás que no se incluyen en el grupo i (Figura 72).

La génesis de estos yacimientos es clara, están íntimamente ligados a los intrusivos graníticos, así como a los fluidos mineralizantes asociados a un evento magmático. El emplazamiento de magmas y fluidos ocasionaron procesos de metasomatismo de contacto en las rocas calcáreas preexistentes, propiciando el receptáculo adecuado para que los fluidos mineralizantes formaran segregaciones magmáticas inyectadas en los mismos intrusivos o en las rocas periféricas. Los fluidos hidrotermales produjeron vetas; siendo las más importantes las que contienen sulfuros asociados. La alteración hidrotermal es aparentemente similar para todas las

tipologías de los depósitos minerales, con alteración potásica (en diversos grados) proximal a la mineralización metálica y asociaciones de alteración fílica y propilítica de relativa alta temperatura, de carácter distal a la mineralización metálica. Descartando toda la gama y asociaciones de alteración reportada por la bibliografía, la cual no muestra un zoneamiento a nivel regional congruente con las observaciones hechas en campo (Núñez y Torres, 1984; Gámez-Ordaz *et al.*, 2002; Bustamante y Piñeiro, 2006).

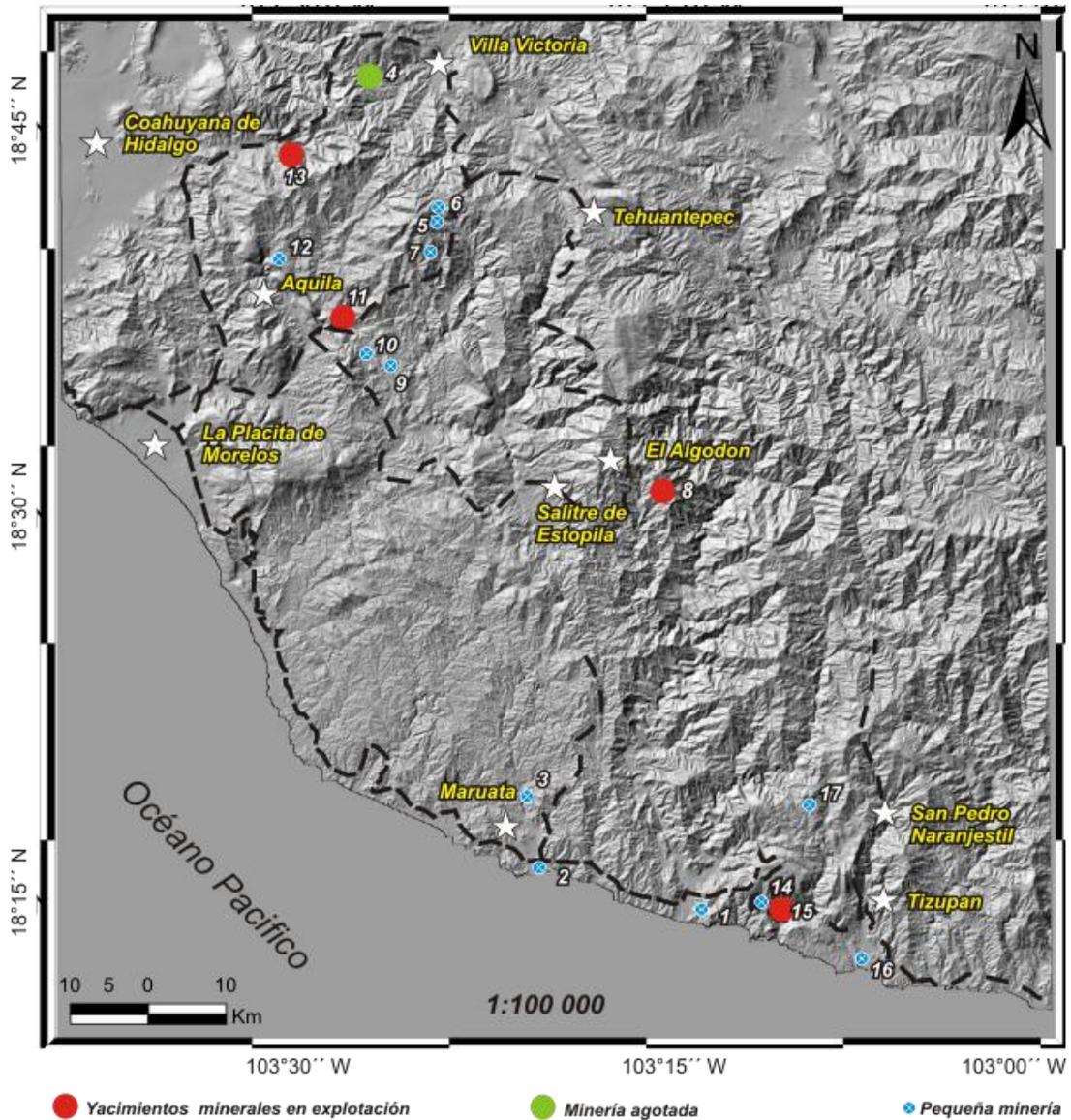


Figura 72. Yacimientos de importancia económica y pequeña minería de la región costera del Pacífico en el SO de Michoacán: 1) El Tecate, 2) Maruata, 3) Crucero Maruata-Pómaro, 4) El Zipimo, 5) Puerto del Caimán, 6) El Resumidero, 7) La Nuez, 8) La Guayabera, 9) Terrero de la Estanzuela, 10) La Estanzuela I, 11) Aquila, 12) El Otate, 13) La Colomera, 14) La Ceiba, 15) El Brioso, 16) El Zapote y 17) San Pedro.

Si bien, diversos autores demuestran la existencia de provincias o franjas metálicas a nivel regional (Núñez y Torres, 1984; González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988; Ostroumov y Corona-Chávez, 1999) con base en la mena mineralógica, cuya distribución y origen adjudican a procesos tectónicos, no es del todo aplicable para una zona más restringida. Si bien este trabajo pretendía subdividir la franja ferrífera del sur de Michoacán, que se extiende a otros estados como Jalisco, Colima y Guerrero, con base a sus elementos metalogenéticos reportados por diversos autores, y que por observaciones hechas en campo en este trabajo se pudo corroborar que mucha de la información existente no está del todo actualizada. De igual forma se propone que es muy difícil entender a esta clase de depósitos con un solo tipo de mecanismo de emplazamiento.

De todo lo anterior se rescata que los yacimientos de hierro a lo largo de la Sierra Madre del Sur y la costa michoacana, tienen una disposición espacial ONO-SSE, relacionados a una serie de cuerpos batolíticos de edad entre 57 y 43 Ma (López y Grajales, 1984, Schaaf, 1990, Corona-Chávez *et al.*, 1998), emplazados en una secuencias volcánico sedimentarias de edad cretácica (Ferrusquía *et al.*, 1978; Oviedo, 1981; González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988; Corona, 1998).

12.2 Relaciones petrológicas y mineralógicas de los yacimientos de Fe

Los cuerpos mineralizados en su mayor parte están asociados al contacto de los intrusivos con calizas y/o andesitas, formando cuerpos aislados e irregulares que en ocasiones se alinean burdamente a los sistemas de fracturamiento existentes en cada región y adoptando formas más o menos tabulares.

De los minerales de mena la hematita aflora en superficie; sin embargo, con base en estudios mineragráficos se ha corroborado que la hematita forma comúnmente pseudomorfos de la magnetita, se sugiere que el mineral primario fue en gran parte magnetita, que por procesos supergénicos de oxidación fue alterada a hematita. La magnetita aparece como el segundo mineral de abundancia en superficie llegándose a observar un relativo aumento en relación a la profundidad relativa del depósito. La specularita es muy escasa, así como los hidróxidos de hierro (limonita y goethita), los cuales tienen poca importancia económica debido a su baja cantidad y calidad.

Por otro lado, en relación con las zonas de veta asociadas al hidrotermalismo, las más importantes contienen oro y cobre asociado. Sin embargo, en este estudio no pudieron corroborarse, excepto por una localidad que presenta bajos valores de estos cationes (ej. Crucero Maruta-Pómaro).

De acuerdo a las observaciones en campo y a su mineralización los depósitos minerales pueden ser divididos en cinco grupos principales, los cuales tampoco llegan a formar franjas de distribución según los tipos de mineralización característicos de cada depósito, a continuación expuestas (Figura 73):

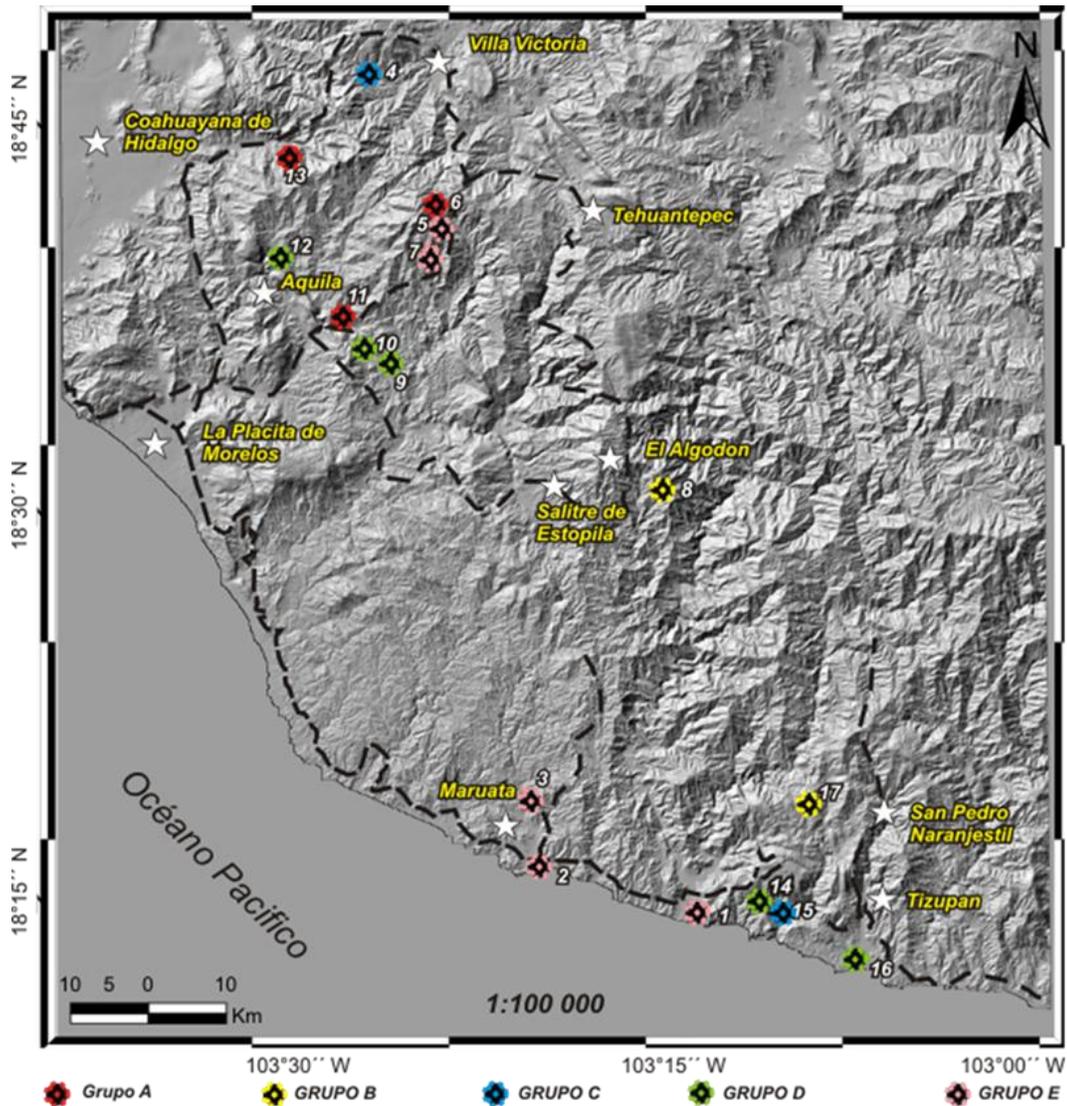


Figura 73. Yacimientos de la región costera del Pacífico en el SO de Michoacán según grupos y características típicas: 1) El Tecate, 2) Maruata, 3) Crucero Maruata-Pómaro, 4) El Zipimo, 5) Puerto del Caimán, 6) El Resumidero, 7) La Nuez, 8) La Guayabera, 9) Terrero de la Estanzuela, 10) La Estanzuela I, 11) Aquila, 12) El Oate, 13) La Colomera, 14) La Ceiba, 15) El Brioso, 16) El Zapote y 17) San Pedro.

Grupo A) Yacimientos minerales de Aquila, El Resumidero y La Colomera; las principales características de mineralización reconocidas son:

i) Un cuerpo masivo generalmente asociado a un fenómeno de alteración locamente potásico, haciéndolo comparable con los cuerpos de magnetita masiva del modelo de Hitzman *et al.* (1992),.

ii) una brecha subvertical, interpretada como una diatrema explosiva, que corta los cuerpos anteriores (Hitzman *et al.*, 1992; Tritlla *et al.*, 2003). Asimismo, este cuerpo mineralizado se encuentra alterado por un fenómeno hidrotermal tardío (epidota, clorita, calcita).

Grupo B) La Guayabera y San Pedro; la composición mineralógica de estos cuerpos es totalmente distinta a los otros yacimientos ferríferos de la costa SO de México, en los cuales el mineral esta compuesto por magnetita y hematita, en cambio en el yacimiento La Guayabera y San Pedro, el mineral está compuesto por hematita specular \pm hematita \pm magnetita y cuarzo en cantidades considerables, casi como único mineral de ganga. El cuarzo se observó con frecuencia diseminado entre el fierro, por lo que se consideran contemporáneos. Por otra parte las relaciones de contacto que existen con la roca encajonante incidan tratarse de una inyección.

Grupo C) El Brioso y El Zipimo (mina abandonada); estos yacimientos ya habían sido explotados previamente, sin embargo sólo extrajeron el nivel de exposición más superficial (El Brioso). Los cuerpos están caracterizados por nódulos, de color rojizo de aspecto terroso y vesicular compuestos por hematita botroidal con proporciones incipientes de magnetita, estos agregados suelen contener magnetita de grano fino. El cuerpo mencionado con anterioridad es cortado con claridad por una brecha “hidrotermal” (El Brioso) formada por fragmentos angulosos de andesita y granito argilizados (las rocas encajonantes predominantes de la zona) cementados en una matriz de magnetita \pm hematita de grano fino.

Grupo D) La Estanzuela I, El Otate, La Ceiba y El Zapote; presentan un escaso nivel de exposición, emplazados de manera discontinua e irregular apareciendo en pequeños brazos y/o filones de magnetita \pm hematita diseminada. Dentro de la masa de magnetita de estas manifestaciones minerales aparecen esporádicamente “esférulas” de feldespatos potásico aproximadamente poliédricas, con caras relictas, cuya forma se aproxima a la de un rombododecaedro. Asimismo, presentan una zonación concéntrica relictas, determinada por la alternancia de bandas de feldespatos potásico dominante (color rojizo) con otras de feldespatos potásico y clorita (color verdoso). Tanto su morfología externa como interna sugieren que estos

agregados poliédricos son antiguos cristales de granates pseudomorfizados por feldespatos potásico y clorita, aunque no queda rastro alguno del granate original.

La presencia de fragmentos de granatita completamente pseudomorfizados, incluidos en la masa de magnetita, sugiere que, como mínimo, el reemplazamiento de granates por feldespatos potásico pudo ser coetáneo con el emplazamiento del cuerpo de magnetita.

Grupo E: Manifestaciones minerales cuyas características vistas en campo pueden sugerir la formación de cuerpos diseminados en forma de vetillas milimétricas, estrechamente ligadas con una etapa final e incipiente de hidrotermalismo, posterior al emplazamiento del intrusivo al que se asocia la diseminación de óxidos de hierro.

Con base en las consideraciones texturales vistas en microscopio se puede inferir que las localidades mineras de San Pedro y Maruata (microbrechas encajonadas en intrusivo granítico), al menos en superficie, están relacionadas a un evento metasomático inducido por fluidos hidrotermales produciendo el reemplazamiento de una magnetita primaria (mineral preexistente) por hematita de tipo especular, mejor conocida como especularita; en cuanto existen una serie de criterios texturales que sugieren dicho reemplazamiento.

Es preciso mencionar, que debido al escaso nivel de exposición de las localidades ferríferas del BAM, no ha sido posible corroborar la presencia de un segundo cuerpo, denominado “diseminado inferior” compuesto de magnetita, por debajo del cuerpo principal, siendo la característica más sobresaliente de éste cuerpo su aspecto laminado a nivel de afloramiento, formando alternancias rítmicas discontinuas subconcordantes con la estratificación (Tritlla *et al.*, 2003).

Finalmente, la zona de brechamiento subvertical que se presenta en algunos de los cuerpos anteriores presenta variabilidades que van de magnetita a hematita, aunque existen evidencias de que la hematita está reemplazando una generación anterior de magnetita. Esta diferencia puede residir en diferentes condiciones de $f(O_2)$ se ha documentado que durante la formación de la brecha en Peña colorada, respecto a los depósitos que integran el modelo empírico de Hitzman *et al.* (1992). En Olympic Dam (Australia) o las de Wernecke Mountains (Canadá), localidades tomadas como ejemplo de brechas mineralizadas de este tipo, las estructuras brechoides llegan hasta la paleo superficie y presentan evidencias de retrabajamiento y colapso superficiales (Oreskes y Einaudi, 1990; Hitzman *et al.*, 1992) por lo que, en estos

casos, la $f(\text{O}_2)$ parece haber estado directamente controlada o afectada por fluidos oxidantes de origen meteórico.

Otra diferencia entre los depósitos tipo IOCG proterozoicos y los yacimientos de hierro al SO de México es la escala en cuanto a tonelaje y dimensiones, tomando en cuenta a Peña Colorada como el yacimiento de hierro más grande de México, el tonelaje reportado es, como mínimo, un orden de magnitud menor al de los depósitos proterozoicos. Peña Colorada tiene una dimensión vertical de unos 200 a 300 m en contraste con los depósitos de edad proterozoica. Este punto ha sido ya puesto de manifiesto por otros autores que han estudiado depósitos de tipo IOCG de edad fanerozoica (Hitzman *et al.*, 1992, Tritlla *et al.*, 2003, Corona-Esquivel *et al.*, 2007).

12.3 Geoquímica de los yacimientos de Fe del BAM

A partir del análisis químico de muestra total (WR), mineragráfico y de microanálisis los depósitos de hierro del BAM se caracterizan mineralógicamente, por un predominio de magnetita en una proporción estimada del 60 al 80%, debiéndose la diferencia en su contenido al grado de oxidación.

Los análisis de los óxidos de Fe-Ti permitieron definir rangos composicionales dentro de la serie de solución sólida correspondiente y estimar cualitativamente sus condiciones de “oxidación-exsolución” para deducir su correlación con los yacimientos de hierro y ciertos tipos de alteración hidrotermal. En general, estos resultados indican una coexistencia de fases cúbicas (magnetita) y romboedrales (hematita; Figura 74).

Los resultados obtenidos para los óxidos de Fe de las diferentes localidades mineras relacionadas al BAM, indican una composición química semejante a las de otros depósitos de la Región de la Costa Pacífica (RCP; ej. Peña Colorada y Aquila), al de Cerro de Mercado (Coahuila) y El Laco (Chile) ya antes reportados por Corona-Esquivel y Henríquez (2004). Entre las características típicas de los depósitos IOCG, autores como Hitzman *et al.* (1992) exponen que la mineralogía está dominada por óxidos de hierro, tanto hematita como magnetita pobre en Ti (Figura 74), asimismo en los distritos mineros del BAM la química mineral presentan magnetita ligeramente oxidada a hematita pobre en Ti así como la presencia de Al, Mg y Si.

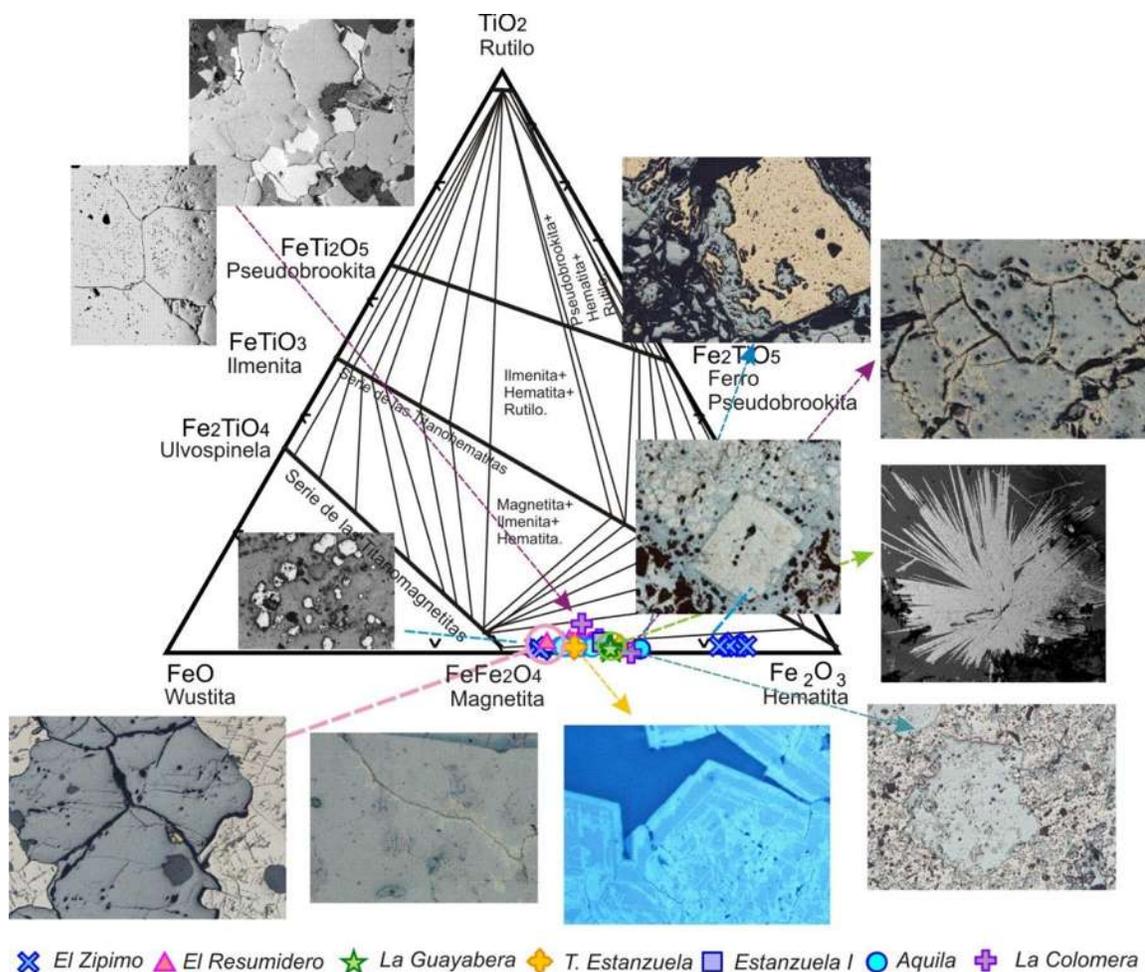


Figura 74. Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los análisis de las localidades mineras del BAM donde se observan la composición de las menas de Fe acompañada de los análisis mineralógicos, para una mejor comprensión de las características de los minerales analizados.

Bajo los supuestos anteriores, se puede interpretar una correlación entre cierta asociación mineralógica, a partir, de una magnetita primaria tomada como estado inicial y como ésta ha ido evolucionando y reequilibrándose debido a un evento de alteración hidrotermal y una familia específica de sulfuros. Esta relación se observa en muestras de El Zipimo, El Resumidero y Aquila, dichas localidades presentan composiciones iniciales de una magnetita primaria, representada por el desarrollo de texturas granulares que indican una cristalización simultánea y en equilibrio entre los diversos minerales. Estas características texturales son semejantes a las presentadas para Peña Colorada y yacimientos chilenos y de Suecia del tipo Kiruna (Nyström y Henríquez, 1994; Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

Asimismo, ciertos cristales evidencian martitización en los bordes del cristal, aunque cuando la oxidación es más intensa, este fenómeno se relaciona a enrejados triangulares que lo afectan por completo. De igual forma existe hematitización en bordes y fracturas, dicho fenómeno se observa en El Terrero de La Estanzuela, Estanzuela I, El Zipimo, y La Colomera. El desarrollo a través de bordes y fracturas de hematita se debe a procesos de oxidación posiblemente debido a procesos hidrotermales y/o exhumación.

Posteriormente, a partir de la magnetita inicial con oxidación en diferentes grados debido al nivel de exposición, se desarrollaron estructuras en vetillas de pirita y calcopirita con algo de hematita, a través de fracturas (Victoria-Morales, 1980). Esta proporción sugiere una fase de alteración hidrotermal tardía (o tardo-magmática) asociada con el emplazamiento de hematita, ya sea como fase secundaria que como fase de reemplazamiento.

Los resultados más cercanos al miembro de la ilmenita, están relacionados preferentemente a “exsoluciones” lamelares en pseudomorfos de titanomagnetitas, evidenciando lamelas de hematita. Para la oxidación tipo enrejado se asume sólo un proceso de oxidación. Además las lamelas están típicamente concentradas a lo largo de grietas, esta evidencia textural sugiere la evidencia experimental de que es la oxidación y no la exsolución la responsable de la aparición de estas “lamelas” de ilmenita en titanomagnetitas primarias. En cuanto a las titanohematitas en estas zonas de oxidación las áreas de “lamelas” se incrementan en tamaño y abundancia hacia los bordes de grano. Además se observa un incremento en las razones Fe: Ti y $Fe^{+3}: Fe^{+2}$. Esta fase está representada en la localidad de La Colomera, y dicho fenómeno está documentado como resultado de “oxidación-exsolución”, mientras que las ilmenitas de tipo sándwich y compuesta pueden ser producto ya sea de la oxidación o de cristalización primaria (Haggerty, 1991).

Los procesos de oxidación y alteración supergénica están íntimamente ligados con valores altos de hematita (Aquila y La Colomera), asimismo se ponen de manifiesto valores de azufre en general <0.5% evidenciando los bajos contenidos de sulfuros (pirita, calcopirita, calcosina). Los sulfuros secundarios que se forman por la alteración de pirita y calcopirita son principalmente covelina y calcosina. En consecuencia que el líquido magmático asociado con el emplazamiento de los depósitos de hierro no era portador de fases ricas en sulfuros, al menos en la fase de relativa alta temperatura, por lo que prevalecería la magnetita como fase primaria de óxidos de

hierro. Sin embargo como se ha mencionado de igual forma se registró una fase de oxidación de hierro trivalente tardía.

Durante el presente estudio también se ha podido corroborar la presencia de cristales de pirrotina (El Resumidero y La Colomera) interpretados por Zürcher *et al.* (2001) en Peña Colorada, como producto de la pseudomorfosis de antiguos cristales, que actualmente se presentan como cristales de piritita en forma de barril. Esta textura ha generado discusión y ha sido interpretada como una exsolución. No obstante, se ha demostrado que las inclusiones de la pirrotina se disponen en bordes de granos, planos de macla, fracturas y exfoliaciones.

Por otra parte, paralelamente a esta investigación, las rocas del BAM que alojan la mineralización de Fe según la petrografía tienen una composición granodiorítica, con la presencia de pequeños cuerpos gabróticos con abundante clinopiroxeno y ortopiroxeno, así como aplitas asociadas. Parte de los estudios realizados indican que estas granodioritas contienen biotita y hornblenda, así como magnetita, esfena, apatita y zircón como fases accesorias. Los granitoides muestran características químicas tipo I (Castro-Ornelas, 2013). Los contenidos en SiO₂ están comprendidos entre 41 y 72% en peso, y la correlación entre SiO₂ y K₂O caracteriza a estas rocas como miembros de la serie calcalcalina. Su composición en elementos traza indica afinidad tectónica como granitos de arco volcánico en el diagrama Y+Nb vs. Rb de Pearce. (1984).

Aparentemente, los tipos de rocas íntimamente asociados a los depósitos IOCG están relacionados a tipo I o tipo A (Hitzman, 2000). Por su parte Ménard (1992, 1995) propuso que la mineralización de magnetita en Chile se produjo por emplazamiento de cuerpos intrusivos profundos (>4 km), de gabros y dioritas, relacionados a subducción. Estas intrusiones máficas evolucionaron en condiciones de fugacidad de oxígeno relativamente elevadas y desarrollaron la mineralización de óxidos de hierro y alteración sódica asociada a alta temperatura (450° a 650°C). Adicionalmente, Ménard (1992) postuló la existencia de un tipo de mineralización intermedio relacionado a intrusivos poco diferenciados (dioritas de hornblenda), los cuales desarrollaron mineralización de óxidos de hierro en profundidad y de sulfuros de cobre en niveles más altos, caracterizados por una alteración sódica temprana y alteración potásica subsecuente.

12.4 Paragénesis de los depósitos ferríferos del BAM

La secuencia paragenética mineral, la cual es el resultado de las observaciones hechas de las relaciones de composición, estructura, y texturas observadas en campo y en microscopía óptica. Notar que la longitud total de cualquier línea denota un tiempo relativo sobre el cual se depositó un determinado mineral, pero no indica un tiempo absoluto; por el contrario, puede haber un traslape relativo entre las diferentes etapas. El tiempo relativo de depósito de un determinado mineral con respecto a otros minerales, queda indicado por la posición horizontal dentro de la tabla paragenética, correspondiendo las líneas de la izquierda a edades más antiguas que las líneas de la derecha.

Todos los episodios anteriores pueden ser interpretados en al menos cinco diferentes etapas de mineralización magmáticas, metamórficas e hidrotermales que produjeron mineralizaciones de hierro (magnetita ± hematita; Figura 75):

1) El emplazamiento de cuerpos intrusivos relativamente profundos de gabros, granodioritas y monzogranitos relacionados a zonas de subducción. Este episodio corresponde a la parte más profunda reconocida en la totalidad de los depósitos de hierro relacionados al BAM. Se desconoce si ésta intrusión está relacionada con los eventos de mineralización más tempranos en el depósito. Sin embargo, al no disponer de un mejor candidato para la formación del evento siguiente, se sugiere que la intrusión se produjo en primer lugar y originó la formación de skarns estériles en la zona.

2) Posteriormente al emplazamiento ocurre un fuerte fracturamiento que afecta a la roca, marcando el inicio de la etapa hidrotermal con la cloritización de la roca huésped, para continuar con la depositación metálica a través de fracturas, donde fluye nuevamente magnetita, depositándose y remplazando por espacios y fracturas en la roca huésped. En este caso la magnetita rodea a través de fracturas a la roca, provocando la generación simultánea de alteración potásica, y la formación de microbrechas ricas en magnetita, aunque es importante remarcar que la distribución de dichos diseminados no es homogénea en el área de estudio y no se hace presente en todas las localidades mineras.

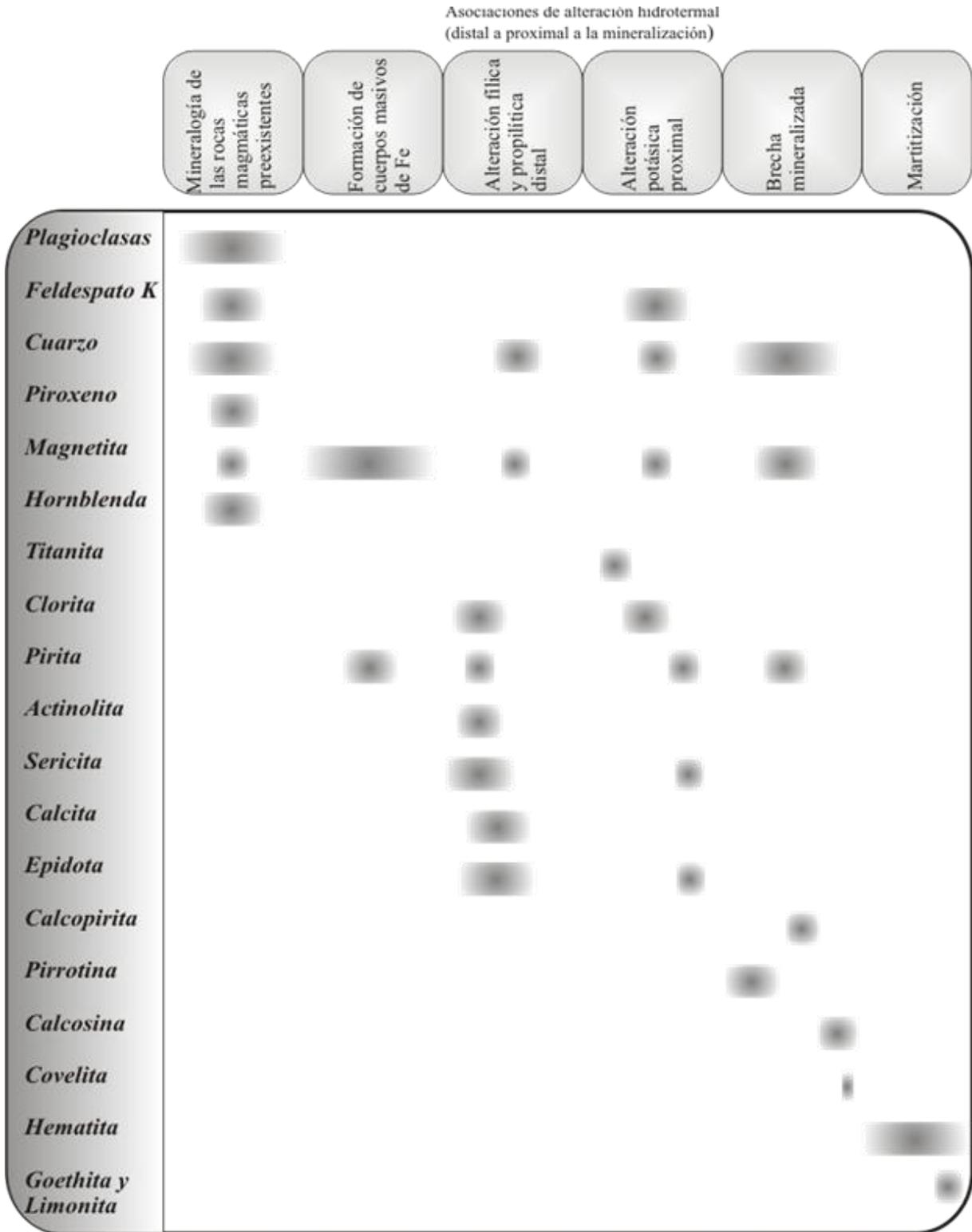


Figura 75. Secuencia paragenética generalizada para los prospectos de hierro asociados al BAM.

3) Posteriormente, en virtud de que los cuerpos de mena de hierro masivo tienen contactos nítidos no reactivos con la roca encajonante, y que se han encontrado texturas magmáticas dentro de los cuerpos de magnetita, los cuales tienen estructuras claramente intrusivas, se sugiere que el origen de los depósitos de Fe está relacionado íntimamente a la intrusión de un magma de mena de hierro, extruido por un proceso conocido como “filter pressing” (Daly, 1933) en el cual también participaron condiciones de fugacidad de oxígeno relativamente elevadas. Para dar lugar al emplazamiento de los cuerpos masivos. La magnetita presenta diferentes grados de oxidación, desde leves hasta drásticos. En los casos leves de alteración, la magnetita es reemplazada a través de fracturas por hematita. Al aumentar el grado de alteración, aumentan drásticamente el contenido de hematita y aparece goethita.

4) La disminución de las condiciones de presión y temperatura, se asocia con la última fase de depositación y alteración hidrotermal indicada por la presencia de sulfuros relleno de espacios abiertos en la magnetita, con la siguiente secuencia de depositación: pirrotina, pirita y calcopirita. Por efectos de oxidación se formó la calcosina y covelina a partir de calcopirita, así como una fase fina e incipiente, donde los sulfuros se oxidan a hematita y ésta a goethita.

5) finalmente el último episodio de formación de estos depósitos minerales está marcado por el emplazamiento de una brecha “hidrotermal”, con evidencias de fracturación hidráulica, que corta eventualmente en algunos depósitos de Fe la serie estratigráfica local, dicha brecha incluye fragmentos de otros cuerpos mineralizados, así como de la roca encajonante correspondiente de cada depósito, todo cementado en magnetita ± hematita.

Por analogía, se considera tentativamente que los cuerpos masivo e hidrotermal son diacrónicos. Sin embargo, es claro que en las mineralizaciones de hierro más tardías se relacionan con una fase hidrotermal. No obstante, en Aquila el mineral se emplazó en el intrusivo bajo un control estructural, donde los fluidos magmático-hidrotermales posteriores pudieron concentrar al hierro, manteniéndolo estable en exsolución de un líquido rico en óxidos de hierro. Posteriormente, la liberación de presión permitió la precipitación del depósito mineral en las zonas de permeabilidad disponible.

En consecuencia, se sugiere que el líquido magmático asociado con el emplazamiento del depósito de hierro en algunas localidades (La Guayabera, San Pedro, La Estanzuela I, El Terrero de la Estanzuela y Maruata) no era portador de fases ricas en sulfuros. Sin embargo, creó las condiciones adecuadas para dar paso a un evento metasomático inducido por los mismos fluidos

hidrotermales produciendo el reemplazamiento de una magnetita primaria (mineral preexistente) por hematita especular. Dicha mineralización expuesta en crestones en La Guayabera pudiera ser equivalente a una hipotética mineralización somera en los demás depósitos estudiados (a excepción de San Pedro y Maruata) no hallada hasta el momento posiblemente por procesos de exhumación e intemperización.

12.5 Yacimientos ferríferos del BAM y su comparación con los yacimientos tipo IOCG

De acuerdo a la bibliografía, los yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México han sido descritos como tipo skarn clásicos, comparados con otros como Mezcala (Jalisco) o Cerro Náhuatl (Colima). Sin embargo, muchas de las características de los depósitos presentan características que no son congruentes con tal filiación y, en consecuencia su modelo deposicional se encuentra actualmente en discusión (Tritlla *et al.*, 2003; Corona-Esquivel y Henríquez, 2004; Camprubí, 2009).

Considerando la estructura geológica, los rasgos mineralógico-texturales y su variación composicional ninguna de las evidencias de la geología regional ni la estructura o mineralogía de los yacimientos apoya un modelo de Depósito Sedimentario Exhalativo (SEDEX). La extrusión de magmas de hierro tampoco aparece consistente. La mineralización de magnetita está emplazada en secuencias vulcanosedimentarias submarinas y presentan evidencias de constituir una mineralización epigenética y no singenética (Ver Zürcher *et al.*, 2001; Tritlla *et al.*, 2003; Camprubí y Canet, 2009). Por otro lado, aunque existen asociaciones minerales (esencialmente, granatitas) que indican la existencia de metamorfismo de contacto de tipo skarn, el contexto geológico y mineralógico indica que estos yacimientos no pueden comprenderse en su totalidad mediante un modelo simple tipo skarn.

Al mismo tiempo, en este trabajo se propone un modelo perteneciente al modelo tipo IOCG, en la línea de lo expuesto por Tritlla *et al.* (2003), Corona-Esquivel *et al.* (2007) y Camprubí (2009). Dicho modelo se basa en las características expuestas por Hitzman *et al.*, (1992) y Sillitoe (2003), entre otros autores. Específicamente, Sillitoe (2003) expuso las características de los yacimientos IOCG de la costa andina por tratarse del cinturón de este tipo de yacimientos más reciente conocido y que, por lo tanto, permite exponer características metalogenéticas difíciles de obtener en provincias metalogenéticas del Proterozoico.

Por ello, a continuación se ofrece una síntesis de las características comparables, en la medida de lo posible, entre éstos y los depósitos de la RCP que engloba a los depósitos de Fe caso de estudio de esta investigación:

La mayoría de los IOCG en la Cordillera de la Costa de los Andes (CCA) se formaron cuando la corteza sufría extensión y se encontraba atenuada y con un gradiente geotérmico elevado. En consecuencia, el magmatismo en la región era relativamente primitivo. El arco Andino contiene extensos complejos plutónicos tholeíuticos a calcialcalinos, entre gabros y granodioritas (ricos en hornblenda), asimismo composiciones mantélicas y de arco primitivo (Figura 76).

Por otro lado, en la zona de la RCP se encuentran granodioritas, gabros y granitos coetáneos a las mineralizaciones, de afinidad tholeíticas y calcialcalinas, y con patrones de REE compatibles con un arco primitivo (Zürcher *et al.*, 2002; Corona-Esquivel y Henríquez, 2004). Tritlla *et al.* (2003) reportaron edades conocidas de las rocas intrusivas del SO de México en un rango de edades entre ~100 y ~55 Ma. Estas rocas comprenden litologías variadas entre granitos, granodioritas, monzogranitos, gabros, dioritas y tonalitas, aparentemente no existen rangos de tiempo preferenciales para el emplazamiento, lo que revela una compleja historia magmática cuya contexto geotectónico no está bien definido.

La morfología de los IOCG de la CCA se presenta en forma de vetas, brechas hidrotermales, mantos de reemplazamiento, skarns cálcicos. Depósitos de estas características es lo que se llega a observar en la zona del BAM.

Los IOCG de la CCA en vetas tienden a estar encajonados por rocas intrusivas, especialmente gabrodioritas o dioritas, si bien los depósitos de mayor tamaño son de carácter compuesto y se presentan en secuencias vulcanosedimentarias relativamente permeables, con presencia de rocas plutónicas hasta con 2 km de distancia del contacto, e íntimamente asociados con sistemas de fallas paralelos al orógeno. Los magmas máficos pueden formar plutones completos o bien superponerse a intrusiones más félsicas (Figura 77).

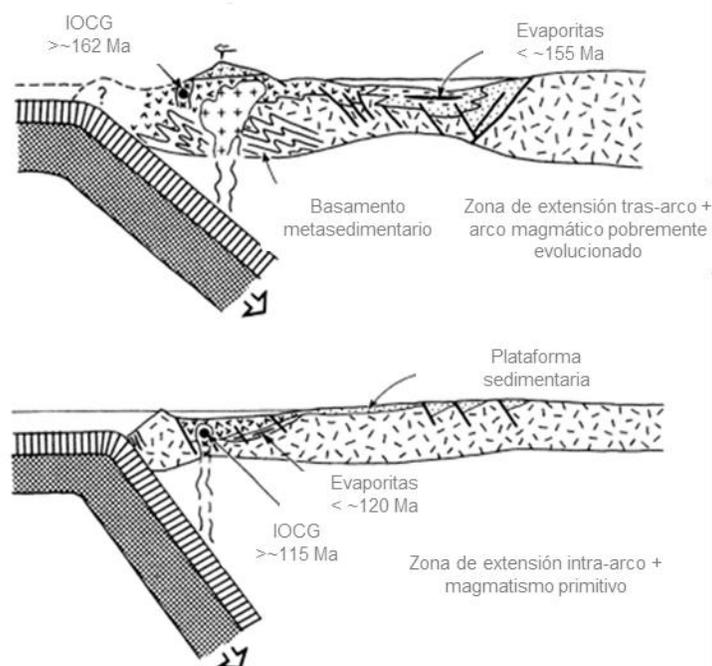


Figura 76. Sección esquemática de la tectónica de subducción en la margen andina asociada a la formación de depósitos IOCG.

En la zona mineralizada del BAM, las mineralizaciones son básicamente vetas emplazadas en gabros, granodioritas y granitos en contactos nítidos con secuencias vulcanosedimentarias.

Los IOCG de la CCA se formaron asociados a alteración sódica-cálcica y/o potásica, individualmente o en combinación, con una zonación vertical hacia arriba, y lateralmente de magnetita + actinolita + apatita a hematita especular + clorita + sericita. La alteración en los depósitos del BAM, es mayoritariamente potásica (principalmente feldespatos potásicos, titanita, clorita, biotita), con menor alteración cálcico-sódica, que afecta a todas las rocas magmáticas de la zona, e incluso a las granatitas.

Los IOCG de la CCA están asociados a procesos magmáticos derivados del emplazamiento de magmas dioríticos en un contexto de ambiente extensional. Estos aspectos deben de ser caracterizados regionalmente y con mayor atención en lo que respecta a la RCP.

El emplazamiento de los cuerpos masivos de magnetita en los IOCG de la CCA, es todavía incierto. Algunos autores explican su formación por reemplazamiento hidrotermal, mientras otros la explican por medio de intrusiones de fundidos ricos en óxidos de hierro.

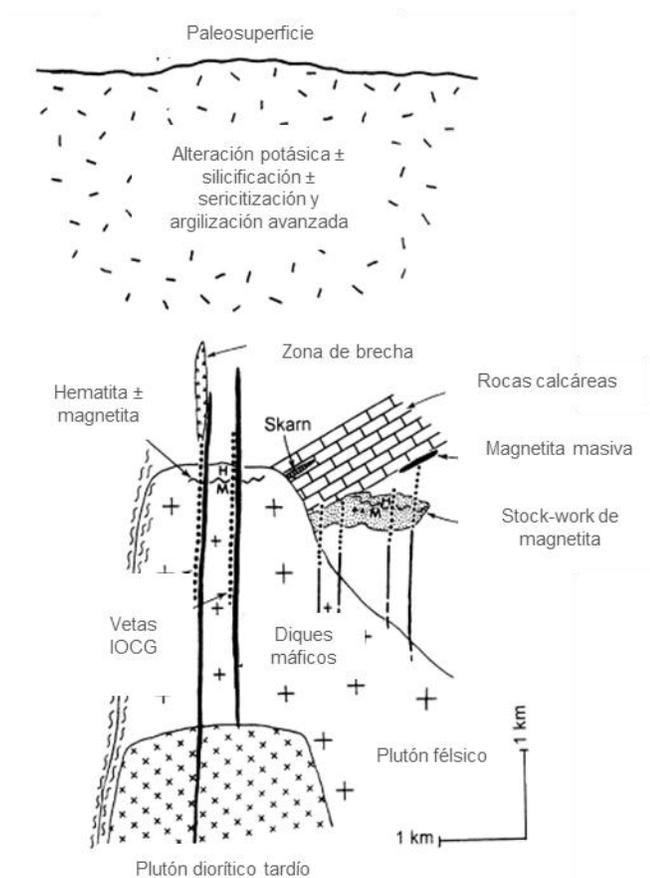


Figura 77. Esquema de los estilos de mineralización en depósitos IOCG en la CCA

En los depósitos asociados al BAM, es clara la existencia de episodios hidrotermales, evidenciados por zonas de alteración potásica y la existencia de asociaciones de alteración propilítica y fílica. En el caso de Peña Colorada (depósito tipo más estudiado en la RCP) no puede descartarse todavía ni el emplazamiento de un fundido de óxidos de hierro ni el emplazamiento hidrotermal como mecanismos de mineralización. Lo que es descartable es el supuesto carácter extrusivo, ya que la mineralización es enteramente de carácter epigenético y parcialmente estratoligado.

De todas las características expuestas sobre los yacimientos IOCG de la CCA, y sobre los que se encuentran en Peña Colorada y Arrayanes, se sugiere que un modelo de tipo IOCG similar a los depósitos andinos es el más congruente para los yacimientos de hierro de la RCP. Si bien persisten numerosas interrogantes a nivel regional, así como sobre la metalogenia de los yacimientos IOCG en México y en general (Camprubí, 2009), un modelo de este tipo parece ser

la hipótesis de partida más adecuada para explicar la génesis de estos yacimientos mediante nuevos estudios.

Por otro parte, durante el reconocimiento de campo de los depósitos de Fe del BAM, se ha logrado confirmar la presencia, en parte, de algunos cuerpos que conforman el conjunto de tipos de mineralización característicos de un modelo IOCG (Figura 78) propuesto por Hitzman *et al.* (1992). Aunque, la sucesión de eventos de mineralización no llegan a ser tan claras como en el yacimiento de Peña Colorada, Colima.

Los datos disponibles sugieren que las mineralizaciones en Aquila, La Colomera y La Guayabera y pequeños distritos mineros como El Resumidero, El Brioso, La Ceiba y El Zapote se formaron a menor profundidad que las de Peña Colorada y Las Truchas. El estado comparativamente incipiente de la alteración potásica en Aquila, La Colomera, La Guayabera y por consiguiente en los otros pequeños distritos mineros, el escaso desarrollo de alteración hidrotermal en general y en base a los modelos existentes de yacimientos tipo IOCG, apoya tal idea. Sin embargo, tal consideración debe de entenderse todavía como prematura y los datos son aún insuficientes como para guiar la exploración en tal sentido. Todo esto sin poner de manifiesto que el BAM presenta diferencias en composición mineralógica así como diferentes edades reportadas, lo cual puede interpretarse como que estos cuerpos se deben a varios pulsos magmáticos de diferentes volúmenes, emplazados a diferentes profundidades, que pueden representar diferenciación de una gran cámara magmática entre los 63 Ma y 56 Ma.

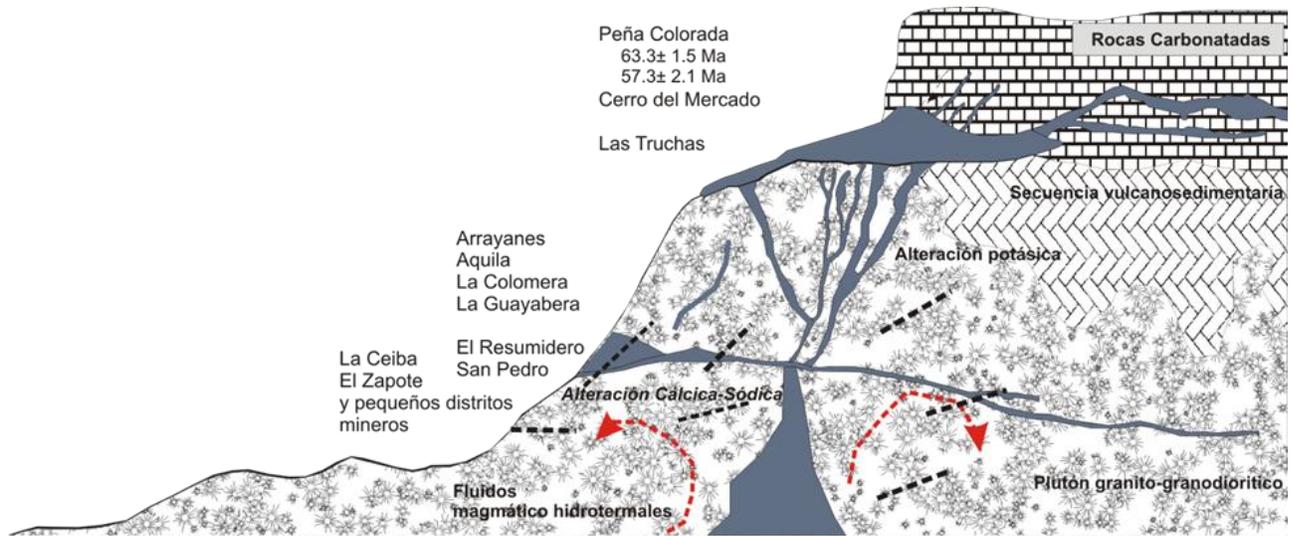


Figura 78. Características de algunos yacimientos de Fe, más importantes que afloran en México, geología compuesta por un cuerpo plutónico de composición granodiorítica y que se encuentra en contacto con secuencias vulcanosedimentarias, presentando segregaciones de hierro, las características que presentan los yacimientos de Fe de Aquila y la Colomera, asimismo se observan una serie de fracturas y fisuras que son producto del efecto tectónico donde el mineral es inyectado y posteriormente segregado para los yacimientos de Peña Colorada y Las Truchas, por último el flujo de la segregación se localiza entre el contacto con rocas calcáreas y graníticas producción skarns estériles (en: dc182.4shared.com/doc/HoCp8H6B/preview.htm; sin referencia).

13. Conclusiones y recomendaciones

Los depósitos de hierro del SO de Michoacán están formados en su mayoría por dos cuerpos mineralizados con características propias y diferenciadas. A partir del reconocimiento de estos cuerpos, puede establecerse una secuencia de eventos en la formación de los depósitos: (i) Intrusión de un granitoide; (ii) generación de un skarn estéril; (iii) emplazamiento de un cuerpo masivo de magnetita; (iv) hidrotermalismo, representado por la generación simultánea de una fuerte alteración fílica y propilítica distal con sectores de alteración potásica proximales y (v) emplazamiento de brechas mineralizadas que cortan a toda la serie estratigráfica.

Más del 90% de los yacimientos estudiados son pequeños; lo cual destaca la importancia de la pequeña minería en la región. Por otro lado, la alteración, es mayoritariamente potásica (principalmente feldespatos potásicos, titanita, clorita, biotita), con menor alteración cálcico-sódica, que afecta a todas las rocas magmáticas de la zona, e incluso a las granatitas.

De los diversos sistemas de fracturas internas relacionados al BAM el emplazamiento de las mineralizaciones está asociado sólo al sistema ONO-SSE.

Si bien a nivel regional específicamente en el Estado de Michoacán, el zoneamiento de los diferentes depósitos minerales o franjas metalogenéticas, responde directamente a variaciones espacio temporales del magmatismo y a su relación con los sistemas estructurales que están relacionados con su definitivo emplazamiento en la corteza. No es del todo congruente hacer un análisis de este tipo para una zona de menores dimensiones, debido a que los elementos metalogenéticos se traslapan entre sí y no siguen direcciones preferenciales. Sin embargo los depósitos ferríferos se pueden clasificar como un conjunto tipo de yacimientos tipo IOCG.

Las características de los yacimientos apoyan un modelo genético de tipo IOCG en sentido amplio, pudiéndose caracterizar como yacimientos magmático-hidrotermales epigenéticos polifásicos de relativa alta temperatura (todavía indeterminada), íntimamente asociados a alteración potásica.

Tanto en los IOCG andinos (Sillitoe, 2003) como en los IOCG en general (Hitzman *et al.*, 1992), como en el yacimiento de Peña Colorada (Zürcher *et al.*, 2001) y los de la CCA, el contenido de Ti de los óxidos de hierro es relativamente bajo.

Los datos disponibles sugieren que las mineralizaciones en Aquila, La Colomera y La Guayabera y pequeños distritos mineros como El Resumidero, El Brioso, La Ceiba y El Zapote se formaron a menor profundidad que las de Peña Colorada y Las Truchas. El estado comparativamente incipiente de la alteración potásica en Aquila, La Colomera, La Guayabera y por consiguiente en los otros pequeños distritos mineros, el escaso desarrollo de alteración hidrotermal en general y en base a los modelos existentes de yacimientos tipo IOCG, apoya tal idea. Sin embargo, tal consideración debe de entenderse todavía como prematura y los datos son aún insuficientes como para guiar la exploración en tal sentido. Todo esto sin poner de manifiesto que el BAM no está representando por un sólo pulso magmático, sino por varios emplazados a diferentes profundidades con lapsos de tiempo entre ellos

Además, la localización de cuerpos dioríticos y gabróticos entre el Cretácico terminal y el Eoceno (especialmente durante el Eoceno) puede constituir un elemento fundamental en la exploración regional. Como se observa de especial atención en la zona de Aquila, La Guayabera, El Brioso y La Colomera, el contacto y la relación entre ambos cuerpos es compleja y puede constituir un ejemplo de diferenciación magmática al que la segregación de fluidos en hierro (tanto fluidos hidrotermales como magmas silicatados ricos en magnetita) está íntimamente relacionada.

De las características expuestas sobre los yacimientos pertenecientes al modelo IOCG de los Andes, y sobre los que encuentran en Peña Colorada y Arrayanes, se desprende que un modelo de tipo IOCG similar a los depósitos andino es el más lógico para los yacimientos de hierro del SO de México. Si bien persisten numerosas interrogantes a nivel regional y sobre la metalogenia de los yacimientos del “clan” IOCG en México y en general (ej. Camprubí, 2009), un modelo de este tipo parece ser la hipótesis de partida más adecuada para explicar la génesis de estos yacimientos mediante nuevos estudios. Por lo que se recomienda profundizar en el estudio de los yacimientos y generar nuevos modelos de acuerdo a la evolución metalogenética de México. Para esto es necesario pensar en un proyecto encaminado a elaborar el mapa metalogenético de nacional.

Anexo I: Génesis de los depósitos de hierro tipo IOCG

Definición del elemento hierro (Fe), como elemento químico en la naturaleza

En relación al proceso de nucleosíntesis o proceso de formación de elementos durante la evolución cosmogénica de los elementos, el hierro es el elemento más pesado que se produce exotérmicamente por fusión, y a su vez el más ligero que se produce a través de un proceso de fisión, debido a que su núcleo tiene la más alta energía de enlace por nucleón (energía necesaria para separar del núcleo un neutrón o un protón). Por lo tanto, el átomo que contiene un núcleo más estable es el del hierro-56 (con 30 neutrones; Figura A1) (Torres-Rodríguez y González-Partida, 1989).

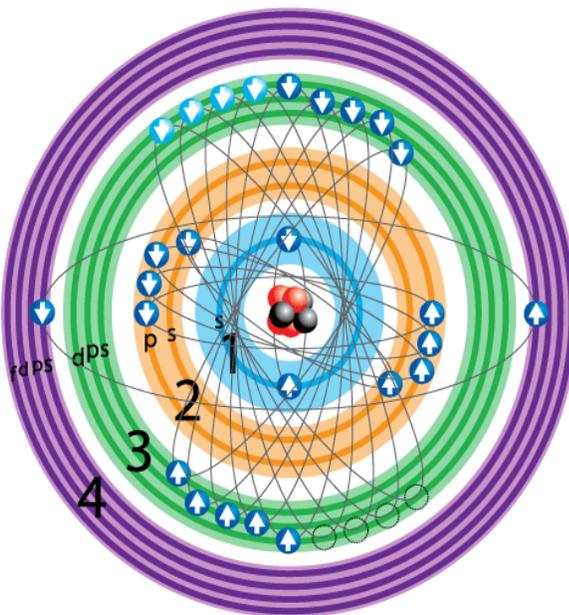


Figura A1. Átomo de hierro, su núcleo está compuesto por 26 protones y 30 neutrones, los seis electrones del átomo están distribuidos en 4 capas orbitales.

En la naturaleza se presenta como una mezcla de 4 isótopos estables, ^{54}Fe , ^{56}Fe , ^{57}Fe y ^{58}Fe con abundancias totales en sistema solar de 5.85%, 94.75%, 2.12% y 0.28% respectivamente. Pudiendo existir en una gama de estados de oxidación, desde Fe^{2-} hasta Fe^{6+} , pero los estados de oxidación más comunes son Fe (II) y Fe (III) (Johnson *et al.*, 2008, Taylor y Konhauser, 2011).

Es el elemento más abundante de la Tierra, es refractario y siderófilo (según Goldschmidt 1937). Los elementos siderófilos son aquellos que tienen una cierta afinidad con el Fe, en contraste, su afinidad con el oxígeno es menor.

El Fe es elemento más abundante del núcleo; tanto en el núcleo interno sólido como en el núcleo externo líquido, en el cual por el proceso de convección se ha interpretado que se genera el campo magnético terrestre. En contraste con el núcleo donde el Fe se presenta en su forma metálica y más reducida Fe^0 , en el manto, el hierro está esencialmente en su forma Fe^{2+} . El hierro ferroso (Fe^{2+}) substituye al Mg^{2+} en la mayoría de las fases minerales silicatadas. El Fe es, después del Si y Mg, el tercer catión más abundante en el manto. En el manto superior, el hierro ferroso se encuentra en olivino, piroxeno, granate y anfíbol. En el manto profundo se integra junto con el Mg en la estructura de la perovskita de la ringwoodita, pero también en la estructura de un mineral del tipo wüstita-magnésica (Fe,Mg)O (Johnson *et al.*, 2008).

En la corteza en general, el Fe se incorpora en las rocas ígneas en fases como el anfíbol y la biotita pero también, junto con Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} y Ti^{4+} , en los minerales de óxidos (magnetita, ilmenita). El hierro férrico se substituye fácilmente en el sitio tetraédrico de los feldespatos alcalinos, este hecho explica el porqué muchos granitos se vuelven rojizos bajo una meteorización incipiente. Cuando está expuesto a la atmósfera o al agua de mar a baja temperatura, el Fe se oxida normalmente a Fe^{3+} y se encuentra en diversas formas de hidróxido del hierro (tal como goethita y limonita) que dominan los suelos, sedimentos, así como también los nódulos Fe-Mn e incrustaciones del fondo marino (Torres-Rodríguez y González-Partida, 1989).

Tipos de yacimientos minerales de hierro

Los minerales de mena más importantes para la obtención de hierro provienen de los depósitos de magnetita y hematita, aunque en menor grado también son importantes los depósitos de limonita y siderita. Estos minerales se encuentran en concentraciones económicas en varias tipologías de yacimientos: i) sedimentarios estratiformes, ii) hidrotermales, iii) asociados con cuerpos intrusivos y extrusivos de magnetita-apatita, y iv) en cuerpos de reemplazamiento principalmente en calizas. Los últimos dos tipos se asocian con procesos magmáticos y metasomáticos (Corona-Esquivel y Henríquez, 2004).

A continuación, y con objeto de familiarizar al lector con los principales yacimientos de Fe y los procesos geológicos que los originan, se definirán brevemente algunas de las tipologías desde este punto de vista.

Yacimientos de tipo “skarn”

Los skarns constituyen una tipología de yacimientos minerales cuya formación se relaciona generalmente con el emplazamiento de magmas graníticos. La principal condición para la formación de estos depósitos es que se pongan en contacto dos tipos de rocas con un gran contraste químico entre ellas, siendo uno de ellas ígnea y que aporte el calor necesario para que se produzca una reacción entre ambas. Durante el enfriamiento de las intrusiones se liberan soluciones hidrotermales que aportan diversos metales y penetran el encajonante, reaccionando con él (Park, 1972; Einaudi y Burt, 1982).

Los skarns se definen por la presencia de asociaciones de calcosilicatos (o silicatos de calcio, principalmente granates y piroxenos), que se desarrollan preferencialmente en rocas carbonatadas adyacentes a intrusiones ígneas mediante procesos de reemplazamiento mineral. En relación con las asociaciones de calcosilicatos suele haber mineralizaciones metálicas de composición muy variada (Einaudi y Burt, 1982; Figura A2).

Los yacimientos de tipo skarn son relativamente abundantes y se encuentran en todo el mundo, en rocas de casi todas las edades. Los principales ejemplos en México de skarn de hierro se encuentran en el distrito minero de Mezcala (Guerrero) y Cerro Náhualt (Colima).

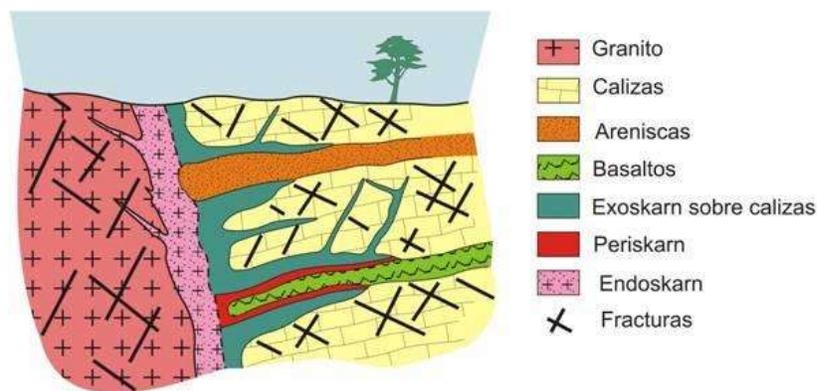


Figura A2. Zonación que sucede en la mayoría de los skarn, la cual copia la geometría del contacto del plutón y los flujos de fluidos. Los skarn son zonados y la zona de endoskarn y exoskarn proximal posee un alto contenido de granate.

Yacimientos sedimentarios de hierro

Los procesos sedimentarios por si mismos pueden generar importantes mineralizaciones metalíferas. El hierro, por ejemplo, se obtiene en su mayor parte de yacimientos sedimentarios, especialmente de los llamados hierros bandeados o Banded Iron Formations (BIF). Éstos consisten en rocas ferruginosas finamente bandeadas, en las que se intercalan capas de minerales ricos en hierro (carbonatos, óxidos o silicatos) con capas de cuarzo microcristalino (Marsden, 1967; Figura A3).

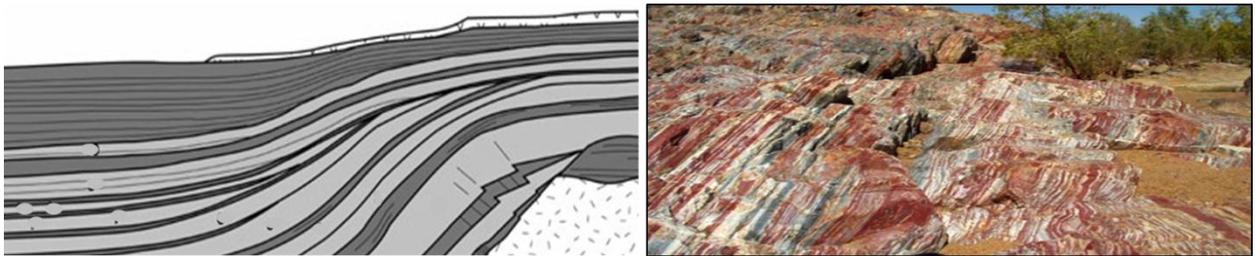


Figura A3. Esquema de los yacimientos sedimentarios de hierro tipo BIF.

Estas rocas son muy antiguas, con edades entre el Proterozoico y el Arqueano (570 a >2500 Ma). Su formación como sedimentos químicos se atribuye al aumento en la cantidad de oxígeno en la atmósfera que tuvo lugar durante el transcurso de esos periodos, como consecuencia de la aparición en la Tierra de los organismos fotosintéticos. En las nuevas condiciones, el hierro de los océanos primitivos se oxidó a su forma trivalente (de valencia +2 a valencia +3), que es muy insoluble, y precipitó en el lecho marino dando lugar a formaciones de hierro bandeadas (Klein, 2005., Bekker *et al*, 2010). Los principales ejemplos de este tipo de yacimientos se encuentran en la región de los Grandes Lagos, entre los EUA y Canadá, y también en Rusia, Australia, Sudáfrica y Brasil. Esta tipología se encuentra específicamente asociada a un periodo geológico determinado, como se ha dicho entre el Proterozoico y el Arqueano, y no existe en formaciones de periodos posteriores.

Aunque menos espectacular que las formaciones de BIF, en el periodo Fanerozoico también se depositaron sedimentos ricos en hierro. Estas unidades sedimentarias están generalmente bajo forma de “ironstones” de hierro oolítico (se refiere a una roca sedimentaria constituida por un agregado de oolitos, los que son pequeños cuerpos esféricos formados por acreción, parecidos a huevos de pescado, con diámetro de 0.5 a 2 mm), formados en aguas poco profundas en cuencas marinas particularmente del Ordovícico. La mineralogía está dominada por

silicatos de hierro (berthierina y chamosita) cementados por siderita y hematita. A diferencia de las Formaciones de Hierro Bandeado, los depósitos oolíticos no muestran separación de facies de óxidos, carbonatos y silicatos, sino que los minerales están íntimamente mezclados, frecuentemente en una misma oolita (Taylor y Konhauser, 2011).

Yacimientos magmáticos de hierro

Los yacimientos de origen magmático son muy importantes en cuanto a reservas de hierro. Estos se forman por procesos de inmiscibilidad o desmezcla, estos es, cuando se separan dos líquidos magmáticos diferentes a partir de un líquido magmático inicialmente homogéneo. A partir de uno de esos magmas desmezclados puede producirse la formación, por ejemplo, de carbonatitas, yacimientos de sulfuros de cobre-níquel y yacimientos de óxidos de hierro tipo IOCG (Philpotts, 1967; Kolker, 1982; Figura A4); en éste último nos enfocaremos más adelante.

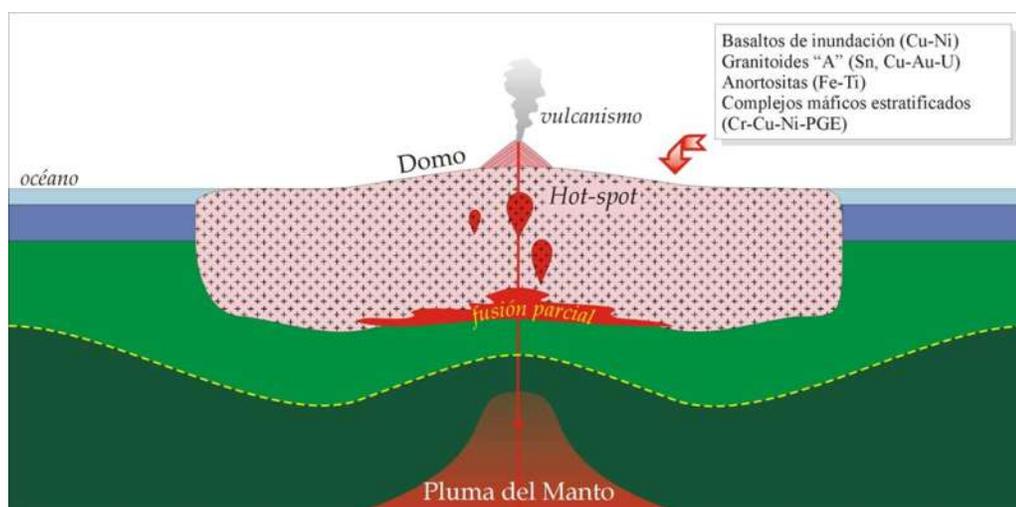


Figura A4. Superficie donde se origina un hot-spot. Como resultado se forma un domo e inicia un magmatismo bimodal, al cual se asocian numerosos yacimientos minerales de interés económico.

Otros yacimientos de origen magmático pueden producirse por cristalización fraccionada o, lo que es lo mismo, mediante la producción de magmas nuevos debido a la cristalización paulatina de determinados minerales en un orden determinado según condiciones de concentración, presión y temperatura cambiantes. De este modo se generan, por ejemplo, los yacimientos de cromita. En el caso de las pegmatitas, se trata de una cristalización fraccionada que involucra tanto fundidos magmáticos como soluciones acuosas producto del enfriamiento final del magma. Tanto la inmiscibilidad como la cristalización fraccionada son procesos de

segregación o separación del líquido magmático generador de yacimientos minerales, de otro líquido o de sólidos, respectivamente (Canet y Camprubí, 2006).

El mecanismo exacto por el que se forman niveles ricos en óxidos de hierro no es del todo conocido. Aunque se sugiere que las grandes cantidades de precipitación de minerales ricos en óxidos de hierro es provocada por el aumento de fO_2 , el proceso que da paso a su concentración en realidad tampoco se ha determinado (Nyström y Henríquez, 1994).

En suma, se sugiere que los depósitos magmáticos ricos en óxidos de hierro pueden ser producto de uno o varios mecanismos:

- i) separación de un magma inmisible rico en hierro de un magma rico en silicio durante su enfriamiento,
- ii) fusión parcial o completa de rocas de la corteza ricas en hierro,
- iii) metamorfismo de contacto y/o remplazamiento de rocas de contacto por fluidos ricos en óxidos en hierro,
- iv) hidrotermalismo,

Donde los procesos i) y ii) implican el transporte de hierro al interior de un magma y se diferencian entre ellos por el proceso magmático asociado, mientras que iii) y iv) involucran el transporte de hierro como un componente disuelto esencialmente en el fluido, diferenciándose entre ellos en la forma y enriquecimiento de los fluidos con la roca huésped y la forma de liberación de las disoluciones de hierro.

Estudios experimentales (Philpotts, 1967; Naslund, 1977, 1983) sugieren que el hierro se disuelve fácilmente en magmas ricos en silicio a altas temperaturas, pero durante el proceso de enfriamiento el hierro tiende a separarse del sistema magmático. Un estudio experimental del efecto de fO_2 en el desarrollo de magmas ricos en óxidos de hierro sugiere que la composición más rica en óxidos de hierro, se producirá en magmas formados en equilibrio con magnetita, hematita a altas temperaturas (Naslund, 1977, 1978, 1983). Experimentalmente se ha demostrado que los líquidos con un exceso $\geq 78\%$ de óxidos de hierro se han producido a temperaturas de ~ 1465 °C. Sin embargo, la adición de volátiles como CO_2 , H_2O , Cl, F o SO_4 pueden disminuir la temperatura de estabilidad de óxidos de hierro en estos magmas, obteniendo valores geológicamente más razonables de aproximadamente 800-1200 °C.

Si un magma parcialmente cristalizado está sujeto a esfuerzos, la fracción fluida es expulsada fuera de la mezcla residual cristalina. Este proceso es conocido como *filter pressing*

(Daly, 1933), en los magmas minerales, donde el producto resultante es un mineral de mena relativamente puro (e.g. magnetita de El Laco, Chile). Los minerales fundidos no pueden haber asimilado la mayoría de las rocas encajonantes, en consecuencia los fluidos no pueden haber migrado por disolución. Parece probable que la mayoría de los magmas minerales se mueven en profundidad después de la diferenciación y que posteriormente las presiones tectónicas dirigidas hacen que sean inyectados en las rocas adyacentes. Este proceso se conoce como *inyección magmática*.

Definición y problemas de nomenclatura de los yacimientos de óxidos de hierro con cobre y oro (IOCG)

El modelo de yacimiento ferrífero tipo IOCG surgió a partir del descubrimiento y estudio del depósito gigante de Olympic Dam (sur de Australia) en 1975 por la compañía Western Mining Corporation, que más que un modelo geológico estrictamente definido, alude a la asociación de mineralización de cobre y oro con óxidos de hierro, magnetita y hematita; también a la idea de que estos yacimientos pueden ser ricos en uranio y Elementos de Tierras Raras (3800 millones de t, con 1% de cobre, 0.5 g/t de oro, 400 g/t de uranio más tierras raras; Williams *et al.*, 2005).

De acuerdo a la idea de varios autores (Hitzman *et al.*, 1992; Zürcher *et al.*, 2001; Tritlla *et al.*, 2003; Corriveau, 2005; Camprubí y Canet, 2009; Camprubí, 2009), con base en las consideraciones anteriores y desde el punto de vista de contenidos metálicos económicamente asociados, a nivel de síntesis los depósitos del tipo IOCG presentan características singulares.

i) Edad. Este tipo de depósitos poseen edades muy variadas, que comprenden desde el Proterozoico inferior hasta el Cenozoico, aunque la mayoría, esencialmente los de mayor tonelaje (Kiruna; Suecia, OlympicDam; Australia, BayanObo; China), se formaron durante el Proterozoico inferior-medio (1.1 a 1.8 Ga).

ii) Ambiente tectónico. Se localizan en áreas que fueron márgenes continentales o cratónicos durante el Proterozoico y, en ocasiones, están espacial y temporalmente asociados con fenómenos de tectónica extensional. Los depósitos fanerozoicos aparecen primeramente ligados a ambientes de arco continental así como áreas de extensión trasarco.

iii) Roca encajonante. Las rocas encajonantes pueden ser tanto ígneas como sedimentarias, indistintamente. En todos los depósitos estudiados hasta la fecha, el análisis de

evidencias apoya una relación directa entre éstos y actividad ígnea intrusiva genéticamente relacionada con magmatismo calcoalcalino a toleítico.

vi) Morfoestructura. Respecto a la morfología de los cuerpos mineralizados, éstos son extremadamente variables; desde cuerpos masivos de Fe concordantes con la estratificación a filones y brechas fuertemente discordante que cortan las estructuras regionales y, en algunos casos, también cortan cuerpos mineralizados concordantes formados con anterioridad, lo que indica que estructuralmente de forma general se localizan en fallas y fracturas en donde se han emplazado diques máficos, normalmente de composición diorítica, lo cual muestra nuevamente la estrecha relación con el magmatismo máfico. Esto parece indicar que tanto la morfología como el volumen o continuidad de los cuerpos están fuertemente controlados por la permeabilidad de las estructuras regionales, como estratificaciones, discontinuidades, fallas, zonas de cizalla, y hasta contactos intrusivos. Estos sistemas pueden llegar a tener dimensiones verticales de entre 3 a 5 km, por lo que la presencia en el afloramiento de todos los estadios mineralizados depende del nivel de erosión.

v) Mineralogía y textura. Tanto la distribución de los depósitos, como su mineralogía y textura están fuertemente controladas por el quimismo de la roca encajonante, cambios en la P y T, y el control de la fugacidad de oxígeno en relación con la profundidad de formación del depósito. La mineralogía está relacionada por óxidos de hierro, tanto hematita como magnetita pobre en Ti (generalmente < 0.1%), esta última asociada eventualmente a apatita. La magnetita siempre aparece en los niveles más profundos mientras que la hematita se sitúa en los más someros, denotando cambios substanciales en la fugacidad de oxígeno en función del nivel estructural. Suelen contener minerales de B, F, P y carbonatos, a veces muy abundantes, así como calcopirita, bornita, covellina, calcosina. Contienen cantidades de REE, desde anómalas hasta potencialmente explotables, tanto bajo la forma de minerales de tierras raras (únicamente los depósitos Proterozoicos), como contenidos en apatita (depósitos tanto Proterozoicos como Fanerozoicos).

Es importante que estos depósitos estén caracterizados por más de un 20% de dicha sustancia (mineral de mena bajo la forma de hematita, specularita, martita, goethita, y magnetita). Presentando contenidos subordinados de minerales de ganga como pirita, calcopirita, calcosina, pirrotina, carbonatos y silicatos.

vi) Alteración. Finalmente las rocas encajonantes están fuertemente alteradas. La tipología de la alteración depende esencialmente del tipo de roca encajonante y de la profundidad de formación. La trayectoria general está asociada con alteración sódica, cálcica y potásica, ya sea sola o en combinación (Figura A5). Estas revelan la existencia de una zonación que va de magnetita-actinolita-apatita a hematita \pm hematita specular-clorita-sericita, con contenidos de \pm Cu \pm Au y de \pm Ni \pm As \pm Mo \pm U \pm REE. Análisis de evidencias sugieren que las vetas de calcita, son menos profundas, mientras que las extensas zonas de alteración feldespato-pirita pueden ser indicadores de depósitos IOCG ocultos.

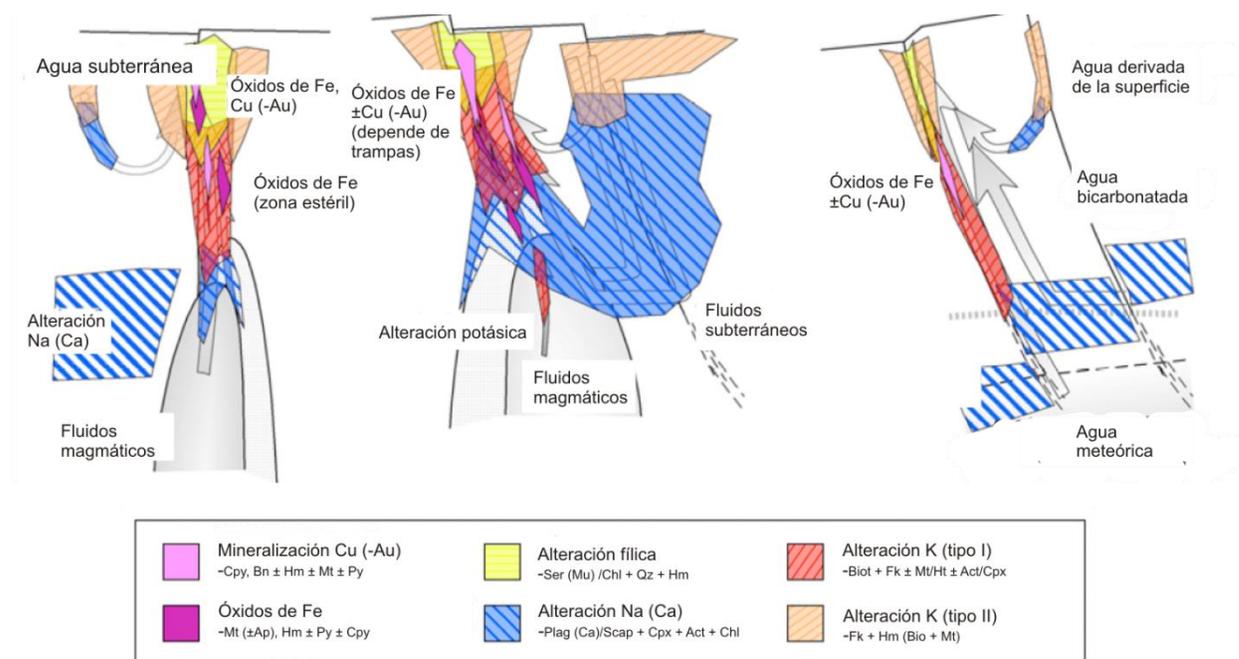


Figura A5. Modelo alternativo de depósitos tipo y sus relaciones de flujo hidrotermal (Según Barton y Johnson, 2004).

Problemas de nomenclatura de los yacimientos IOCG

Considerando el breve lapso de conocimiento que se tiene desde la definición de este tipo de depósitos, existen opiniones divergentes sobre su génesis y clasificación. En principio una clasificación simple se basa en estilos de mineralización desde el ámbito magmático o “porfídico” hasta el “epitermal”, por lo que a grandes rasgos puede hablarse de dos tipos principales de IOCG:

i) depósitos relativamente someros con hematita dominante y ricos en Cu, Au, U y REE (elementos de tierra raras REE, por sus siglas en inglés), o “tipo Olympic Dam”, y

ii) depósitos relativamente profundos de magnetita \pm apatita y deficientes en Cu, o tipo “tipo Kiruna y/o El Laco”.

En ambos casos la variedad de ambientes, mineralogía, asociaciones metálicas, etc., es muy diversa. Sin embargo la mayoría de los investigadores concuerdan en que los depósitos IOCG comparten cierta relación con los yacimientos hidrotermales. Dentro de las particularidades distintivas resaltan las siguientes características: i) zonación de alteración cálcico-sódica (distal) y potásica (proximal), ii) magnetita y/o hematita masiva baja en Ti, iii) valores subordinados de elementos menores (REE, Co, Ag, \pm U, P), iv) un control estructural y v) finalmente están asociados a un magmatismo contemporáneo a la mineralización, aunque pueden no serlo. Varios grupos han argumentado que las características de las asociaciones magmáticas distintivas (granitoides ricos en K, magmatismo alcalino, fluidos evaporíticos y salmueras; Pollard 2000, Barton y Johnson, 2004), así como su ambiente tectónico (compresivo y/o extensional; Hitzman, 2000) son las pistas para descifrar la tipología IOCG.

Desafortunadamente, ningún conjunto de características geológicas distingue fácilmente sistemas económicos de Cu (-Au), para esta tipología, a excepción del tipo Olympic Dam o Candelaria, poniendo de manifiesto que existen diferencias fundamentales entre las mismas tipologías o sólo sea la falta de trampas eficientes.

Por otro lado, la clasificación elaborada por Gandhi (2003, 2004) se basa en seis subtipos de depósitos de clase mundial, donde cuatro de ellos están genéticamente relacionados con magmatismo calcoalcalino y los otros dos están relacionados con magmatismo alcalino (Tabla A1).

i) Subtipo Olympic Dam (al sur de Australia). Consiste de granitos asociados con la mineralización hospedada en brechas hidrotermales en forma de embudo ricas en hematita. El complejo de la brecha se comprende un núcleo de cuarzo-hematita, en la periferia granito-hematita y un halo de granito débilmente alterado donde la asociación de minerales está espacial y temporalmente ligada con alteraciones de óxidos de hierro. Alteraciones potásica con hematita, sericita, clorita, carbonatos \pm sulfuros de Fe-Cu \pm uraninita, pechblenda y REE son algunos de los minerales que prevalecen. Este tipo de depósitos están relacionados a un ambiente volcánico-plutónico extensional interpretado como un arco intracontinental, asociado a un cratón de edad Arcaico.

ii) Subtipo Cloncurry (al noreste de Australia). Estos comprenden depósitos hidrotermales con mineralizaciones de Cu±Au. Aunque la roca encajonante juega un papel importante, este depósito está controlado principalmente por fracturas y fallas. Las mineralizaciones son posteriores al metamorfismo y es sincrónica a la intrusión del granito, donde la mineralización de magnetita-apatita está asociada a alteración sódico-cálcica, seguidas de una brecha controlada por fallas a la que se sobrepone una mineralización de Cu-Au.

iii) Subtipo Kiruna (al norte de Suecia). Estos comprenden a depósitos de magnetita-apatita deficientes en Ti y V con poco o nada de Cu y Au. Estos depósitos son por lo general coetáneos y generalmente están relacionados a rocas encajonantes de origen ígneo. Sus estructuras están representadas por vetas masivas, tabulares o cuerpos irregulares los cuales están asociados a alteraciones sódicas y sódico-cálcicas.

A este subtipo se relacionan los yacimientos de magnetita-apatita chilenos, sin embargo, existe una controversia clásica y no concluyente respecto al origen de los depósitos de El Laco en Chile. Nyström y Henríquez (1994) los interpretan como derivados de la cristalización de magmas, mientras otros indican que son depósitos de reemplazo hidrotermal (Hitzman *et al.*, 1992; Bookstrom, 1995). El análisis de evidencias geológicas y geoquímicas indican que son fundidos ricos en óxidos de magmas silicatados inmiscibles. Las evidencias más consistentes para este origen incluyen las texturas magmáticas, la mineralogía, la presencia de inclusiones vítreas, y las texturas de tipo magmático-pegmatítico. Sin embargo, estos magmas se encontraban saturados en volátiles y han dado lugar a una alteración hidrotermal intensa.

iv) Subtipo Phalaborwa (en Sudáfrica). Consiste de depósitos ricos en magnetita formados con y proximalmente a intrusiones alcalino-carbonatíticas. Las principales características son la presencia de apatita, el fuerte enriquecimiento de REE, F y P, los elementos de tierras raras contenidos en la apatita. Las cantidades de zirconio pueden ser elevadas y concentrarse en baddeleyita. El contenido de titanio en la magnetita es variable (<1 a 4 wt% TiO₂) y es mayor que en la mayoría de otros depósitos IOCG. El yacimiento se divide en zonas, con sulfuros de cobre concentrados en el centro y magnetita hacia los márgenes del depósito. Los sulfuros de cobre (calcopirita, bornita y calcosina) son posteriores a la mineralización de hierro. No existe un control estructural bien documentado, pero se relaciona al margen de un cratón de edad Arcaica que es visto como un elemento clave en el desarrollo del yacimiento.

Tabla A1. Clasificación de los depósitos de hierro magmático-hidrotermal y la relación con el Cu-Au (modificado de Gandhí, 2003, 2004a)

	Skarn de hierro	Tipo Kiruna
	<i>Magma calcoalcalino</i>	
<i>Textura y/o estructura de mena</i>	Magnetita masiva+granate+piroxeno	Magnetita masiva+apatita+actinolita
<i>Estructuras</i>	Lentes estratoligados y cuerpos irregulares en contacto con el intrusivo	Tabular, cuerpos irregulares, diques y vetas
<i>Variabilidad mineralógica</i>	Depósitos de Fe relacionados con Cu y Au	Depósitos porfídicos de Fe, relacionados con Cu
<i>Alteración</i>	Sódica	Sódica
<i>Depósito Tipo</i>	Magnitogorsk; Rusia	Kiirunavaara; Suecia, El Laco; Chile
	Tipo Olympic Dam	Tipo Conclurry
	Brechas con matriz de magnetita y hematita	Vetas y diseminados hidrotermales encajonados en "Ironstones"
	Cuerpos irregulares, tabulares y vetas controladas por fallas	Cuerpos estratoligados, y vetas controladas por fallas
	Fe, Cu, Au, Ag, RRE	Cu, Au, Ag, Bi, Co, W
	Pótasica	Pótasica
	Olympic Dam; Australia	Osborne y Starra; Australia
	Tipo Palaborwa	Tipo Bayan-Obo
	<i>Magma alcalino-carbonatítico</i>	
<i>Textura y/o estructura de mena</i>	Mineralización dentro o fuera de la intrusión	Mineralización alojada en la roca encajonante
<i>Estructuras</i>	Vetas, capas, agregados y diseminados en una fase intrusiva tardía	Lentes estratoligados, vetas, capas y agregados
<i>Variabilidad mineralógica</i>	Magnetita pobre en Ti, apatita, flogopita, carbonatos, fluorita, sulfuros de Cu, pirita, Au, Ag y baddeleyite	Magnetita, hematita, flogopita, óxidos de Fe-Ti-Cr-Nb, fluorita, monazita y carbonatos
<i>Alteración</i>	Sódica y pótasica	Sódica y pótasica
<i>Depósito Tipo</i>	Phalaborwa, Africa del Sur	Bayan Obo, China

v) Subtipo Bayan Obo (al norte de China). Se caracteriza por enriquecimiento en magnetita y REE, es deficiente en Cu-Au y está relacionado a una fuente plutónica de composición alcalina-carbonatítica. En este depósito la mineralización es de forma masiva, disseminada y bandeada, asociado a un margen de edad Arcaico al norte del cratón de china. En las inmediaciones del depósito la única relación expuesta con tal presencia de magmatismo es la presencia de algunos diques carbonatíticos.

vi) Subtipo skarn de hierro. Este subtipo se incluye en el clan IOCG, debido a que el granate y el piroxeno son típicos de alteración progradada temprana en depósitos de skarn y en relación con la mineralización, también se encuentran en depósitos de hierro atípico.

Localidades tipo importantes de los yacimientos IOCG en México

En México los depósitos de Fe se distribuyen en dos cinturones mineralizados principales: i) el cinturón de Fe del noreste (NE) de México, de supuesta edad terciaria, que comprende los depósitos de La Perla; Chihuahua, Cerro de Mercado; Durango y Hércules; Coahuila y ii) el cinturón de Fe del suroeste (SO) de México, paralelo a la margen del Pacífico, que incluye los depósitos de Aquila, La Colomera, La Guayabera y Las Truchas; Michoacán, El Encino; Jalisco, Tibor y El Plutón; Guerrero, Cerro Náhuatl, Arrayanes y Peña Colorada; Colima.

Aunque los depósitos de Fe en México se conocen y explotaban desde épocas prehispanicas, no existe una clara definición sobre su tipología y generalmente habían sido considerados de tipo magmáticos o de tipo skarn.

La presencia de depósitos IOCG fue reconocida formalmente hace poco tiempo en México (Tritlla *et al.*, 2003). Sin embargo, persisten numerosas interrogantes sobre la introducción de tal filiación, así como sobre la metalogenia de éstos. Sólo se ha podido confirmar la presencia de dos depósitos tipo IOCG en México, Cerro del Mercado y Peña Colorada. Por ello, y porque son los mejores documentados en su tipo, a continuación se ofrece una síntesis de las características generales de éstos y una relación de las características comparables.

Los depósitos de hierro de Cerro de Mercado fueron formados por un proceso volcánico subaéreo durante un hiato entre dos ciclos eruptivos mayores emanados de la caldera Chupaderos, cuya edad es de 30 Ma. La primera erupción de la caldera produjo una corriente de tobas riolítico-hematíticas de la Formación Aquila, de tal manera que durante la formación del domo resurgente, la Formación Cacaria rellenó el sistema intrusivo alimentador central de la

caldera Chupaderos. La parte inferior de la formación Cacaria (miembro Leona), consiste en extensos flujos dómicos y tobas volcanoclásticas. Las diferentes facies de la mineralización de hierro fueron depositadas en la superficie del miembro Leona y el domo resurgente de la Formación Aquila. Una actividad extrusiva menor de composición cuarzolática fue simultánea con las erupciones ricas en hierro. Ambos eventos precedieron la erupción de un segundo depósito de toba soldada (Formación Santuario), la cual incorporó fragmentos de óxidos de hierro en su base.

El depósito de hierro de Cerro de Mercado consiste de cuatro facies: i) una fase de martita masiva a burdamente estratificada de cristales grandes de martita en la base, ii) una fase de magnetita arenosa no consolidada y magnetita arenosa laminada de grano fino sobre la martita, iii) una fase de bloques en matriz de magnetita arenosa no laminada, mezclada con bloques de cuarzolática, y iv) una fase con mezcla de óxido de hierro y cuerpos tabulares en forma de diques de hematita-magnetita de grano fino. Henríquez y Corona-Esquivel (2000) describen, la gran similitud que existe entre el yacimiento de Cerro de Mercado, los de Kiirunavaara en Suecia y el de El Laco en Chile, así mismo, mencionan que en Cerro de Mercado es posible observar diferentes cuerpos de mena, de los cuales los de mayor volumen corresponden a brechas hidrotermales, derrames de lava, diques, tobas estratiformes de magnetita, *stockworks* y cuerpos de rodados semiconsolidados.

Por su parte, Peña Colorada se encuentra encajonado en secuencias volcanosedimentarias de las formaciones Tepalcatepec y Cerro de la Vieja. La mineralización se encuentra encajonada en gabrodioritas y granodioritas coetáneas a las mineralizaciones, de afinidad tholeítica y calcoalcalina, respectivamente y con patrones de REE compatibles con un arco primitivo (Zürcher *et al.*, 2001; Corona-Esquivel y Henríquez, 2004). Tritlla *et al.*, (2003) reportan las edades conocidas hasta ese momento de las rocas intrusivas del suroeste de México, las cuales abarcan un rango de edades entre ~100 y ~55 Ma. Estas rocas comprenden litologías variadas entre granitos, granodioritas y monzogranitos, gabros, dioritas y tonalitas, aparentemente sin que haya rangos de tiempo preferenciales para el emplazamiento de unas u otras, lo que revela una compleja historia magmática cuyo contexto geotectónico no es bien conocido.

Peña Colorada es un depósito polifásico complejo. Consta de diversas etapas de mineralización magmática, metamórfica e hidrotermal que produjeron mineralizaciones de hierro (magnetita y hematita), granatitas como parte de skarn; diques y fallas tardías que seccionan el

conjunto. Los principales eventos de mineralización reconocidos son: i) cuerpo mineralizado masivo, ii) cuerpo diseminado, iii) exoskarn laminado estéril, iv) brecha polimíctica, v) conglomerados mineralizados, y vi) diques andesíticos tardíos que seccionan el conjunto (Zürcher *et al.*, 2001; Tritlla *et al.*, 2003). Por último, el emplazamiento de los cuerpos masivos de magnetita en los IOCG es aún motivo de discusión. Mientras algunos autores abogan por una formación por reemplazamientos hidrotermal, otros la explican mediante intrusiones (y algunas extrusiones) de fundidos ricos en óxidos de hierro.

Anexo II: Principales grupos de rocas graníticas (Chappell y White, 2001)

Pese a su gran diversidad composicional, las rocas ígneas y los magmas de los que se forman, pueden clasificarse grosso modo en función de sus proporciones de minerales oscuros y claros. Cerca de uno de los extremos se encuentran las rocas compuestas fundamentalmente por silicatos de colores claros: cuarzo y feldespatos. Las rocas ígneas en las que éstos son los minerales dominantes tienen una composición granítica o félsica. Además del cuarzo y el feldespato, la mayoría de las rocas ígneas contienen alrededor del 10% de silicatos oscuros normalmente anfíbol, biotita y piroxeno. Las rocas graníticas son ricas en sílice (aproximadamente el 70%) y son constituyentes principales de la corteza continental.

Los granitos se encuentran en todos los tipos de masas plutónicas e hipabisales, formando batolitos, stocks y plutones de diversas formas y tamaños, pudiéndose distinguir dos tipos distintos: i) Un tipo de composición bastante variable, de estructura gnéssica, con numerosos xenolitos orientados, contactos generalmente concordantes y aureolas migmatíticas y ii) un tipo de composición más uniforme, con estructura poco o nada foliada, con contactos bien marcados e interpenetrados y una aureola metamórfica de contacto.

Desde el punto de vista de la asociación, los granitoides pueden presentarse: i) por si solos, ii) con cuarzosenitas y cuarzomonzonitas subordinadas, iii) con cuarzosenitas y alcalisienitas, vi) como fases accesorias en batolitos complejos constituidos principalmente por tonalita y granodiorita y vi) rara vez con sienitas y sienitas nefelínicas.

Las rocas que contienen cantidades sustanciales de silicatos oscuros y plagioclasa rica en calcio (pero no cuarzo) se dice que tienen una composición gabrónica o máfica, dichas rocas contienen un elevado porcentaje de minerales ferromagnesianos. Debido a su contenido en hierro, las rocas máficas son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas. Estas rocas constituyen el suelo oceánico, así como muchas de las islas volcánicas localizadas dentro de las cuencas oceánicas.

Los sistemas gabróticos se presentan: i) como fases marginales subordinadas de batolitos, ii) como masas antiguas en batolitos complejos y como plutones individuales que pueden estar estratificados

De acuerdo con el índice de alúmina los intrusivos también se pueden clasificar en dos grupos: peraluminosos, con índice de alúmina mayor que 1.1, y metaluminosos, con índice de alúmina menor que 1.1. Conforme a este criterio Chappell y White (1974) separan aquellos intrusivos con índice de alúmina menor que 1.1 ($A/CKN < 1.1$) como pertenecientes al tipo "I", que se derivan de magmas basálticos. Aquellos con índice mayor que 1.1 pertenecen al tipo "S", los cuales son producto de contaminación por fusión parcial de la corteza principalmente sedimentaria. Conforme a este criterio, Chappell y White (2001) separan los intrusivos de la siguiente manera (Figura A7):

i) Tipo I de protolito ígneo: Es metaluminoso, débilmente peraluminoso, relativamente sódico y tiene una amplia gama de contenidos de sílice (56-67 wt% SiO_2). Se infiere que se formó a partir de la diferenciación de un magma máfico, origen meta ígneo. Caracterizados por altos contenidos de Na/K, y baja relación $Al/(Na+K+Ca/2)$, plagioclasas más cálcicas, presencia de hornblenda y restitas (más abundantes en términos básicos que en ácidos) de magmas más básicos, sin xenocristales ni plagioclasas de zonación y maclados complejos (White y Chappell, 1997). Chappell y White (1974) señalaron que los granitos tipo I, tienen un espectro amplio de composiciones félsicas a máficas.

ii) Tipo S de protolito sedimentario: Es fuertemente peraluminoso, relativamente potásico, restringido a composiciones más altas de sílice (64-77 wt %), Chappell y White en 1974 los llamaron granitoides tipo S, sugiriendo que estos se han formado a partir de la fusión parcial de rocas sedimentarias. Tienen relaciones diferentes a las aludidas y mayores contenidos de Fe, Mg, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, Rb, Th, La, Ce, Y, para valores análogos de SiO_2 en relación a los tipo I, así como cristales (xenocristales) de cordierita, andalucita, granate, muscovita, sillimanita, restitas metasedimentarias y composición más irregular y variable que los anteriores. Los granitos tipo S están empobrecidos en Na, Ca y Sr, en relación a los tipo I, porque estos tres elementos se pierden en la solución cuando los feldespatos son desgastados a minerales de arcilla. También contiene cantidades algo mayores de K, Rb y Pb, estos tres elementos que son incorporados en los minerales de arcilla, ya sea durante la intemperie o por las reacciones posteriores de arcillas con agua salada. Una diferencia composicional importante entre los dos tipos, es que como

grupo, los granitos tipo S son más reducidos con respecto a la fugacidad de oxígeno. Como una consecuencia de los bajos contenidos de Na y Ca, los granitos tipo S siempre son sobresaturados en Al, o peraluminosos.

iii) Tipo M derivado del manto: Las rocas graníticas tipo M, se cree que se derivan del manto, específicamente en los arcos de islas. Las características de las rocas graníticas tipo M, pueden ser originadas del manto, o de la fusión parcial de la corteza joven, (técnicamente tipo I), además un origen del manto de un magma granítico, puede tener pequeñas influencias en la composición del magma. Por eso se ha argumentado que las rocas tan variadas como las tonalitas, granito de fayalita y granito peralcalino, son derivados del manto.

iv) Tipo C magmas charnockíticos (magmas enriquecidos en magnesio): Se definió al tipo C como granitoides charnockíticos, derivados de un magma enriquecido en magnesio. A pesar de su popularidad la clasificación alfabética tiene inconvenientes, las dos clases menos usadas comúnmente son (tipo M y tipo C) son imprecisas. Las charnockitas no están restringidas a volúmenes ricos en hierro, son encontrados en granitoides magnésicos. La presencia de ortopiroxenos, pigeonita o fayalita está en función de la composición del fluido el momento de cristalizar el magma y la biotita es estable en relación al olivino y piroxenos en rocas enriquecidas en Mg.

v) Tipo A o anorogénicos: Formados sobre la actividad de un "punto caliente" con mineralogía y química especial. Son formados por la fusión de la corteza superior en condiciones extremadamente secas. Es un granitoide, relativamente potásico que tiene alto contenido de FeO / (FeO+MgO), y tiene alto contenido de Zr y otros elementos HFSE (elementos de alto potencial iónico). Fueron llamados tipo A debido a su alcalinidad, características anhidras y presunta posición tectónica anorogénica. En particular hay una considerable disputa sobre el significado del término *anorogénico*, aunque la mayoría de los trabajos consideran que tales granitoides están relacionados con algún tipo de extensión continental.

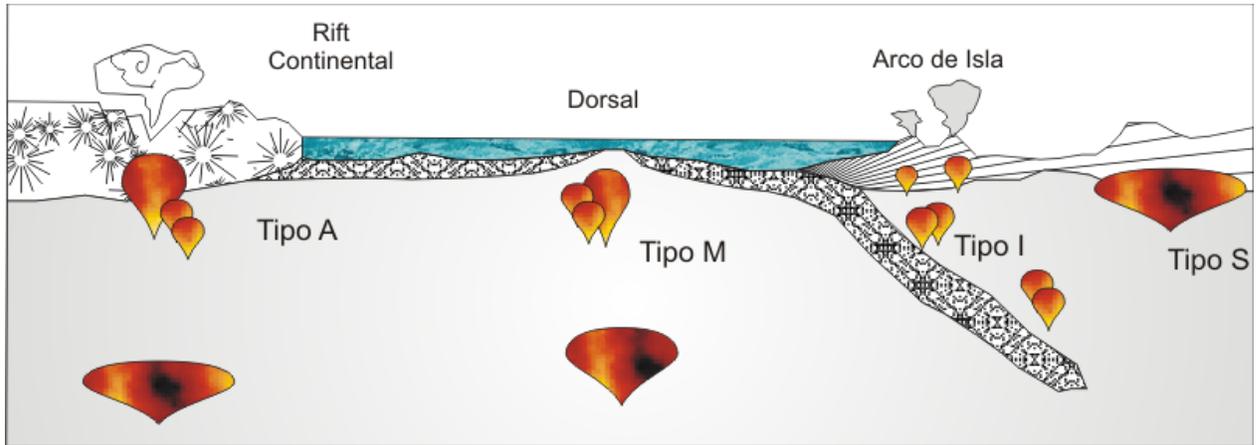


Figura A7. Clasificación alfabética de los granitos según esquema de Chappell y White (2001).

Anexo III: Descripción de ejemplares de mano de las localidades mineras del suroccidente de Michoacán

**Ejemplar
de Mano**

Descripción

Localidad: El Tecate



AQM-3A: Roca Leucocrática con intercalaciones de horizontes de lutita y lentes de caliza (estructura tipo Flysch), la muestra se encuentra fuertemente silicificada, se observa una mineralización diseminada, en forma lenticular con un núcleo de cuarzo y sub-paralela a la estratificación, con sulfuros de pirita, calcopirita y óxidos de hierro. Presenta además una argilización incipiente.



AQM-3B: Roca leucocrática correspondiente a la zona de aureola de metamorfismo. Presenta pátinas de oxidación en afloramiento y muestra de mano. Se observa una textura fanerítica equigranular, una abundancia y crecimiento de biotita. La mineralogía esencialmente esta constituida por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clinopiroxeno, anfíbol. Presenta una mineralización secundaria de pirita y calcopirita en forma fina y diseminada. La muestra se encuentra argilizada con presencia esporádica de minerales de epidota.



AQM-3C: Espécimen de mano perteneciente a la parte del granito que se encuentra más fresco y sin alterar. Clasificada como una roca leucocrática de textura fanerítica equigranular, con cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, piroxeno, biotita y anfíbol, se observan sulfuros de pirita en forma fina y diseminada, como asocian de alteración se observa unas moderada argilización.

Localidad: Maruata



AQM-6: Roca leucocrática de textura fanerítica de grano medio, los minerales presentes son feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, anfíboles, biotita.

Clasificada como una granodiorita, la roca se encuentra albergando un dique aplítico-granítico de forma tabular de grano medio a fino, la muestra presenta vetillas de magnetita y cuarzo, sensiblemente paralelas al rumbo del dique. Las vetillas son delgadas de un centímetro a un milímetro emplazándose en forma irregular, aunque en una dirección preferencial formando zonas en enrejado y de microbrecha con cristales de cuarzo incluidos en la matriz de magnetita. La muestra está argilizada.

Localidad: Crucero Maruata-Pómaro



AQM-7: Roca leucocrática de textura fanerítica de grano fino, la mineralogía está representada por cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y feldespato potásico, la muestra presenta oxidación difusa en manchas dispersas de minerales de cobre posiblemente malaquita, De coloraciones azul-verdosa. Presenta alteración argílica.

Localidad: El Zipimo



AQM-12G: Roca calcárea en finas laminaciones de milímetro a algunos centímetros que varían de color de gris a crema observándose entre las laminaciones hilillos de óxido de Fe (limonita y Magnetita). La muestra de mano presenta vetillas de manera perpendicular y oblicua a las laminaciones de caliza, las vetillas se encuentran compuestas de cuarzo, calcita, y minerales de color oscuro (posiblemente óxidos de Fe) como alteración se observa una incipiente argilización.



AQM-12A: Muestra de color rojizo, de aspecto terroso y vesicular, con un hábito masivo y zonas escoriáceas y en formas de bandas con diferencias composicionales. Presenta texturas coloidales y en forma de enrejado. Los minerales primarios identificables son hematita, magnetita y esporádica pirita, la muestra presenta incipiente alteración a limonita (Roja y amarilla). Dicha muestra puede ser característica de las menas de fierro presentes en la zona.

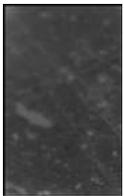
Localidad: Puerto del Caimán



AQM-20A: Roca leucocrática de estructura tabular y textura bandeada de grano fino, de centímetros a milímetros de espesor, con coloraciones de gris a blanco observándose hilillos, paralelos a las bandas, de sulfuros y óxidos hierro. Las bandas pueden ser de cuarzo, de óxidos, de sulfuros y de minerales máficos sin identificar. Entre los minerales que se presentan se puede mencionar a la limonita. Entre los sulfuros distinguibles pirita, la muestra en general se encuentra muy silicificada y posiblemente sericitizada (ya que se observan minerales de muscovita y plagioclasa tipo albita), presenta epidota de manera esporádica.



AQM-20B: Roca de color verde claro de forma tabular, de composición ácida granodiorítica o tonalítica de grano fino equigranular, la cual puede estar ligeramente cloritizada. La textura es bandeada y sugiere transporte de fluidos hidrotermales; se observan vetillas rítmicas de cuarzo y pirita de forma fina y diseminada.

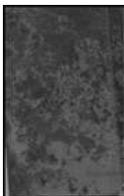


AQM-20C: Roca melanocrática de textura de grano fino. Se pueden observar vetillas milimétricas dispuestas de manera desordenada compuestas de calcita. La pirita y calcopirita se observan de manera diseminada

Localidad: El Resumidero



AQM-22D: Muestra de mineralización de óxidos de Fe, color café ocre con hábito cristalino acicular con morfología coloidal, en rejilla y vesicular. Aparente goethita y se pueden apreciar incipiente hematita. No se observan relictos de magnetita. Presenta oxidación y pequeños nódulos de epidota.



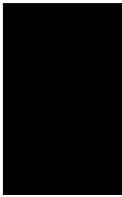
AQM-22A: Cuerpo lenticular o nodular compuesto principalmente de magnetita y hematita con cantidades sustanciales de pirita y calcopirita en forma de lentes y diseminados de cobre. La muestra en general presenta una textura de grano medio. Como alteraciones se encuentra cantidades sustanciales de oxidación y epidotización.

Localidad: La Nuez



AQM-23B: Roca de textura cristalina de grano grueso, con bandas difusas y de intercrecimiento irregular sin límites netos entre sí, de zonas cuarzo feldespáticas y otras melanocráticas de posible composición gabrodiorítica. Se presentan sulfuros de hierro en forma de lentes y diseminada homogéneamente sobre toda la muestra. Las alteraciones que se observan son oxidación y epidotización.

Localidad: La Guayabera



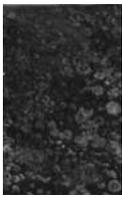
AQM-27: Cuerpo nodular compuesto principalmente de hematita de la variedad especular de textura enrejillada y/o “boxwork”, presenta un color gris plateado de brillo metálico a submetálico. Se ve como pequeños espejos, se presenta en hábito hojoso y tabular, o como cristales anhedrales. En general la hematita se encuentra distribuida de manera muy homogénea a simple vista no se observan más asociaciones minerales.

Localidad: Terrero de La Estanzuela



AQM-29: Cuerpo mineralizado rico en óxidos de fierro de textura granular y tamaño de grano muy fino, en algunos sectores la muestra presenta aspecto de basalto vesicular, el cuerpo está constituido principalmente por magnetita y en menor grado hematita, también se distinguen agregados de feldespatos en la matriz de magnetita que llegan a constituir parte importante de la muestra con alteraciones de oxidación.

Localidad: La Estanzuela I

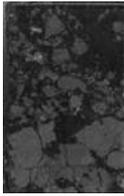


AQM-31B: Cuerpo mineralizado, con aspecto de basalto vesicular. El cuerpo esta constituido principalmente por magnetita de textura granular y tamaño de grano fino y en menor grado de hematita, también se distingue un agregado de cristales euhedrales a subhedrales de feldespatos potásicos y/o plagioclasas, dando como conjunto una textura equigranular con envolvimientos e interpenetraciones en forma de atolones e islas.

Localidad: Aquila

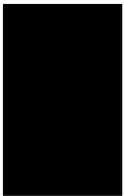


AQM-33C: Cuerpo mineralizado de hierro macizo ligeramente magnético, hematitizado y de color negro con tonos rojizos. Está conformada por granos de magnetita equidimensionales y anhedrales sustituidos parcialmente por hematita. También se observa una fase más tardía constituida por pirita y calcopirita relleno los huecos dejados por la cristalización de la magnetita.



AQM-33D: Cuerpo mineralizado de hierro macizo ligeramente magnético, hematitizado de color negro con tonos rojizos con microcavidades que dan aspecto escoriáceo. Está formada por granos de magnetita equidimensionales y anhedrales. También, se observa una fase más tardía constituida por una zona de brecha formada por fragmentos subangulosos de origen ígneo, pirita, calcopirita y cuarzo cementados en una matriz de magnetita de grano fino a medio.

Localidad: El Oate



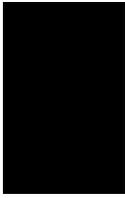
AQM-34: Cuerpo lenticular o nodular compuesto principalmente de magnetita fina y diseminada de manera homogénea sobre toda la muestra, la cual presenta de manera intergranular feldespatos relleno de manera intergranular al cuerpo masivo de hierro. La magnetita es de grano fino y se presenta bajo cristales subhedrales a euhedrales, bien desarrollados. La pirita es el sulfuro más abundante presentándose normalmente bajo la forma de pequeños cristales idiomórficos diseminados en la masa de la magnetita.

Localidad: La Colomera



AQM-37A: Cuerpo lenticular o nodular, de color rojizo de aspecto terroso y vesicular, con hábito masivo y zonas escoriáceas en bandas difusas de manera irregular. Este cuerpo está constituido principalmente por hematita con proporciones incipientes de magnetita como posibles relictos debidos a un proceso por martitización. Respecto a los minerales secundarios la muestra se caracteriza por presentar limonita (oxidación roja y amarilla) y fases finas de diseminados

dispersos de pirita y/o calcopirita. Las principales alteraciones observables son potásica, propilítica ± argílica seccionan el conjunto.



AQM-37B: Mineralógicamente, esta muestra es representativa del cuerpo “principal” masivo. Está dominada por magnetita en un 80% y, en menor proporción, hematita y feldespatos potásicos. La magnetita es de grano medio y se presenta bajo la forma de cristales subhedrales a euhedrales. La pirita es el sulfuro más abundante en conjunto con la pirrotina presentándose normalmente bajo la forma de cristales idiomórficos diseminados en la masa de magnetita. La calcopirita es escasa y aparece comúnmente asociada a la pirita bajo la forma de cristales anhedrales.

Localidad: La Ceiba



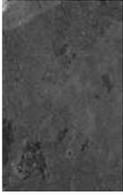
AQM-39: Cuerpo lenticular o nodular compuesto principalmente de magnetita y hematita con cantidades sustanciales de sulfuros de Fe, pirita de grano fino diseminada de manera muy esporádica. La muestra en general presenta una textura de grano medio, otra característica visible es la relación de microbrechamiento de feldespatos y/o calcita relacionado a fracturas y huecos en la roca. Como alteraciones presentes se observa la ±potásica y propilítica.

Localidad: El Brioso



AQM-38: Cuerpo lenticular o nodular, de color rojizo de aspecto terroso y vesicular, con un hábito masivo y zonas escoriáceas en bandas difusas de manera irregular. Compuesto principalmente de hematita botroidal con proporciones incipientes de magnetita, aparentemente diseminada de manera muy fina, asociada muy posiblemente a fracturas y huecos en la roca. Respecto a los minerales secundarios la muestra se caracteriza por presentar limonita (oxidación roja y amarilla) y posibles fases muy finas de diseminados dispersos de pirita y/o calcopirita. Las principales alteraciones observables son ±potásica ±propilítica ±argílica.

Localidad: El Zapote



AQM-40: Cuerpo lenticular compuesto principalmente de magnetita fina y diseminada de manera homogénea sobre toda la roca. Mineralógicamente está dominada por magnetita (>70%) y, en menor proporción hematita, goethita. La magnetita es de grano fino y se presenta bajo la forma de cristales subhedrales, bien desarrollados. De manera intergranular y en forma de lentes presenta feldespatos y/o plagioclasas relleno de espacios abiertos en cuerpo mineralizado en fases aisladas, en algunos sectores se observan minerales secundarios de goethita disponiéndose en botroides y/o esférulas, probablemente formadas por una última etapa de alteración hidrotermal incipiente. También se observan minerales de pirita, calcosina y calcopirita de manera fina y diseminada. Como asociaciones de alteración hidrotermal se distingue la potásica y propilítica.

Localidad: San Pedro



AQM-41: Cuerpo nodular compuesto principalmente de hematita de la variedad especular de textura enrejillada y/o “Boxwork”. Presenta un color gris a plateado de brillo metálico a submetálico. Se ve como pequeños espejos, Se presenta en hábito hojoso o tabular, o como cristales anhedrales. En general la hematita se encuentra distribuida de manera muy homogénea; a simple vista no se observan más asociaciones minerales.

Anexo IV: Composición y fórmula química de los depósitos de hierro del suroccidente de Michoacán (procesamiento de datos)

IV. 1 El Zipimo

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito El Zipimo (AQM-12A)									
Clave No.	3	4	6	7	10	11	15	16	17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	74.03	76.73	67.87	72.80	74.43	76.03	80.43	77.51	70.91
SiO ₂	4.20	3.27	7.66	6.14	3.43	4.71	4.30	4.01	7.21
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.17	0.07	1.24	0.26	0.10	0.25	0.26	0.17	0.75
MgO	0.05	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06	0.03	0.24	0.07
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.06
NiO	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	78.84	80.66	77.54	79.62	78.66	81.61	85.22	82.29	79.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	1.19	1.14	1.34	1.27	1.15	1.20	1.18	1.16	1.31
Fe ⁺³	1.61	1.71	1.23	1.44	1.68	1.58	1.63	1.64	1.32
Si	0.19	0.15	0.35	0.27	0.16	0.21	0.18	0.17	0.32
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.00	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A2. Composición y fórmula química de la magnetita del Zipimo con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo masivo superficial sumamente alterado.

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito El Zipimo (AQM-12G)										
Clave No.	27	29	34	35	38	40	41	42	46	48
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	83.12	80.35	83.98	83.33	81.21	82.09	83.14	82.57	81.80	80.07
SiO ₂	4.64	3.30	4.32	4.08	5.56	4.77	3.60	4.82	5.18	5.01
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.61	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.06	0.05	0.31	0.29	0.24	0.04	0.04	0.00	0.03	0.08
MgO	0.17	0.18	0.31	0.25	0.22	0.12	0.13	0.15	0.20	0.18
MnO	0.11	0.02	0.01	0.06	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	88.23	84.06	88.99	88.77	87.44	87.15	87.17	87.72	87.42	85.47
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	1.17	1.13	1.15	1.16	1.21	1.19	1.14	1.19	1.20	1.20
Fe ⁺³	1.62	1.72	1.64	1.62	1.54	1.61	1.70	1.61	1.58	1.58
Si	0.19	0.14	0.17	0.16	0.22	0.19	0.15	0.20	0.21	0.21
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A3. Composición y fórmula química de la magnetita del Zipimo con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo diseminado.

IV. 2 El Resumidero

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito El Resumidero (AQM-22A)												
Clave No.	1	9	12	13	14	15	20	23	24	25	27	30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	95.07	94.44	95.60	95.54	96.42	96.56	95.91	96.27	96.72	93.53	95.41	95.87
SiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01
TiO ₂	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	1.01	0.86	0.70	0.72	0.65	0.41	0.47	0.64	0.48	1.79	0.60	0.68
MgO	0.25	0.15	0.11	0.01	0.17	0.10	0.15	0.06	0.02	0.20	0.02	0.02
MnO	0.19	0.12	0.13	0.12	0.13	0.11	0.13	0.11	0.11	0.21	0.10	0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.03	0.05	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	96.59	95.66	96.64	96.46	97.51	97.23	96.79	97.14	97.39	95.84	96.25	96.74
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.98	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00
Fe+3	1.95	1.96	1.97	1.96	1.97	1.98	1.97	1.97	1.98	1.91	1.97	1.97
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.08	0.03	0.03
Mg	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A4. Composición y fórmula química de la magnetita El Resumidero con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo masivo.

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito El Resumidero (AQM-22F)											
Clave No.	18	28	31	32	36	38	39	40	41	42	43
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	88.40	87.75	89.34	94.80	84.36	94.62	94.39	94.95	94.03	94.11	94.40
SiO ₂	0.05	3.00	0.05	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03
TiO ₂	0.12	0.17	0.24	0.18	0.19	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.20
Al ₂ O ₃	7.42	1.93	7.10	0.57	10.02	0.65	0.65	0.60	0.55	0.61	0.56
MgO	1.77	0.09	0.60	0.00	1.24	0.05	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
MnO	0.18	0.07	0.24	0.07	0.31	0.09	0.08	0.09	0.07	0.10	0.09
NiO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Total:	97.95	93.03	97.59	95.65	96.17	95.67	95.42	95.92	94.96	95.11	95.32
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.91	1.11	0.97	1.00	0.93	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe+3	1.68	1.68	1.69	1.96	1.57	1.96	1.95	1.96	1.96	1.96	1.96
Si	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.31	0.09	0.30	0.03	0.42	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Mg	0.09	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A5. Composición y fórmula química de la magnetita El Resumidero con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) de la brecha hidrotermal.

IV. 3 La Guayabera

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito La Guayabera (AQM-27B)									
Clave No.	75	76	77	78	79	80	81	82	83
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	91.33	91.91	92.15	92.17	91.64	91.35	91.76	91.27	90.82
SiO ₂	0.06	0.02	0.04	0.06	0.11	0.00	0.00	0.01	0.08
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.02	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	0.68	0.55	0.23	0.43	0.12	0.17	0.58	0.53	0.54
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	0.08	0.05	0.06	0.02	0.02	0.06	0.04	0.04	0.04
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	92.17	92.53	92.51	92.71	91.89	92.05	92.42	91.93	91.56
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00
Fe+3	1.96	1.97	1.99	1.98	1.99	1.97	1.97	1.97	1.97
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A6. Composición y fórmula química de la magnetita de La Guayabera con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967).

IV. 4 El Terrero de La Estanzuela

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito El Terrero de La Estanzuela (AQM-29)										
No.	1	3	4	5	6	7	8	11	13	15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	92.30	98.27	95.89	94.59	78.76	78.16	95.86	95.64	95.78	96.82
SiO ₂	0.15	0.04	0.25	0.35	3.57	3.77	0.18	0.29	0.06	0.10
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.03	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.17	0.05	0.13	0.25	1.75	2.12	0.13	0.17	0.08	0.09
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.15	0.00	0.00	0.02	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.16	0.06	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total:	92.65	98.37	96.45	95.28	84.31	84.29	96.16	96.15	95.96	97.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.01	1.00	1.01	1.01	1.14	1.15	1.01	1.01	1.00	1.00
Fe+3	1.98	1.99	1.97	1.96	1.61	1.58	1.98	1.97	1.99	1.99
Si	0.01	0.00	0.01	0.01	0.15	0.16	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.00	0.01	0.01	0.09	0.10	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:	3.00	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A7. Composición y fórmula química de la magnetita del Terrero de La Estanzuela con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo masivo.

IV. 5 La Estanzuela

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito La Estanzuela I (AQM-31B)													
Clave No	2	7	9	10	11	12	13	14	16	17	18	19	20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	96.36	86.97	85.15	83.52	80.24	92.85	94.46	94.84	93.28	99.57	99.25	100.61	98.73
SiO ₂	0.76	0.36	0.19	0.17	0.50	0.00	0.23	0.18	0.79	0.96	0.30	0.03	0.52
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.04	0.06	0.09	0.19	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	0.13	0.12	0.27	0.03	0.06	0.05	0.08	0.18	0.08	0.19	0.07	0.09	0.13
MgO	0.22	0.14	0.02	0.00	0.12	0.00	0.07	0.03	0.06	0.09	0.00	0.02	0.00
MnO	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.01	0.08	0.08	0.02	0.00	0.02	0.10	0.06	0.05	0.02	0.04	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.55	87.61	85.75	83.82	80.98	92.92	94.90	95.42	94.37	100.96	99.83	100.85	99.46
Si	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02
Fe+2	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.00	1.00	1.00	1.03	1.03	1.02	1.00	1.02
Fe+3	1.94	1.96	1.97	1.98	1.95	2.00	1.98	1.97	1.93	1.92	1.96	1.99	1.96
Si	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.03	3.02	3.01	3.01	3.02	3.00	3.01	3.01	3.03	3.04	3.01	3.00	3.02

Tabla A8. Composición y fórmula química de la magnetita La Estanzuela I con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo masivo.

IV.6 Aquila

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito Aquila (AQM-33B)													
No.	46	49	50	51	54	55	56	57	58	59	60	61	62
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	95.20	94.37	94.06	94.52	94.19	94.84	94.75	94.38	94.74	95.07	94.52	94.22	94.17
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.03	0.11	0.08	0.04	0.08	0.07	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.02	0.06
MgO	0.23	0.35	0.39	0.31	0.34	0.35	0.21	0.29	0.10	0.21	0.17	0.21	0.31
MnO	0.22	0.21	0.21	0.18	0.18	0.10	0.16	0.16	0.19	0.18	0.23	0.20	0.18
NiO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
Total	95.72	95.06	94.79	95.05	94.82	95.36	95.22	94.92	95.14	95.58	94.99	94.79	94.88
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.98	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98
Fe+3	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A9. Composición y fórmula química de la magnetita de Aquila con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) de la brecha hidrotermal.

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito Aquila (AQM-33C)														
Clave No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	89.41	89.64	90.79	91.14	90.06	91.67	91.13	90.77	90.65	94.66	91.16	88.74	89.76	88.87
SiO ₂	3.25	3.14	2.10	1.49	1.81	1.41	1.55	1.79	1.57	0.00	1.70	2.39	2.84	2.94
TiO ₂	0.14	0.12	0.15	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02	0.06	0.00	0.10	0.12	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	0.76	0.83	0.89	0.30	0.34	0.21	0.28	0.32	0.26	0.06	0.44	0.69	0.58	0.80
MgO	1.21	1.20	0.69	0.78	0.91	0.74	0.81	0.85	0.74	0.01	0.80	0.91	1.09	1.09
MnO	0.27	0.27	0.28	0.27	0.28	0.26	0.27	0.30	0.23	0.20	0.31	0.29	0.27	0.23
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	95.05	95.22	94.96	94.03	93.50	94.35	94.10	94.06	93.50	94.94	94.51	93.15	94.67	94.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.05	1.04	1.03	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	0.99	1.01	1.03	1.04	1.04
Fe+3	1.72	1.72	1.80	1.87	1.84	1.88	1.87	1.85	1.87	2.00	1.85	1.78	1.76	1.74
Si	0.12	0.12	0.08	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.00	0.06	0.09	0.11	0.11
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.03	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.04
Mg	0.07	0.07	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.00	0.04	0.05	0.06	0.06
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A10. Composición y fórmula química de la magnetita de Aquila con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo principal.

IV. 7 La Colomera

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito La Colomera (AQM-37B)										
Clave No.	17	18	19	21	22	23	25	28	29	30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	94.51	94.46	95.58	95.93	93.94	94.40	94.52	95.15	94.63	89.93
SiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
TiO ₂	0.21	0.27	0.14	0.08	0.36	0.13	0.11	0.14	0.13	2.74
Al ₂ O ₃	0.28	0.37	0.34	0.30	0.41	0.37	0.31	0.31	0.32	2.92
MgO	0.02	0.02	0.10	0.11	0.06	0.03	0.00	0.08	0.09	1.15
MnO	0.08	0.10	0.12	0.03	0.20	0.13	0.09	0.04	0.06	0.78
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.10	95.22	96.30	96.46	94.96	95.07	95.03	95.72	95.27	97.54
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	1.00	1.00	1.00	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.97
Fe+3	1.98	1.97	1.98	1.98	1.96	1.98	1.98	1.98	1.98	1.73
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Al	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.12
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	2.98	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.98

Tabla A11. Composición y fórmula química de la magnetita de La Colomera con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) de cuerpo masivo.

Microanálisis químicos en óxidos de Fe representativos del depósito La Colomera (AQM-37D)											
Clave No.	1	2	3	4	5	6	8	10	11	12	13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	94.41	95.14	95.14	95.61	95.03	95.34	95.94	82.01	92.51	91.28	77.30
SiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.13	0.16	0.00	0.03
TiO ₂	0.08	0.07	0.10	0.12	0.10	0.09	0.13	0.14	0.15	0.21	0.14
Al ₂ O ₃	0.10	0.13	0.18	0.16	0.14	0.14	0.22	0.35	0.41	0.44	0.40
MgO	0.12	0.12	0.12	0.09	0.11	0.11	0.11	0.08	0.10	0.14	0.20
MnO	0.05	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.09	0.07	0.13	0.13	0.12
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	94.76	95.59	95.67	96.11	95.46	95.77	96.48	82.79	93.50	92.22	78.25
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99
Fe ⁺³	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.96	1.96	1.97	1.96
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

Tabla A12. Composición y fórmula química de la magnetita de La Colomera con base en 4 oxígenos y 3 cationes (Carmichael, 1967) del cuerpo hematítico superficial.

Referencias consultadas

Alva-Valdivia, L.M., Dunlop, D., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Rock magnetic properties of iron ores and host rocks from the Peña Colorada mining district, western Mexico. *J. Applied Geophys.*, 36, 105-22.

Alva-Valdivia, L.M., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., y Dunlop, D., 2000. Magnetic mineralogy and properties of the Peña Colorada iron ore deposits, Guerrero Terrane: implications for magnetic modeling. *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 415-428.

Andersen, D. J. y Lindsley, D. H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxide. *American Mineralogist*, 73, 714-726.

Arancibia, O.N., y Clark, A.H., 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia: *Economic Geology* 91, 402-438.

Badham, J.P.N y Morton, R.D., 1976. Magnetite-apatite intrusions and calc-alkaline magmatism. Camsell River, NWT: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 348-354.

Barton M.D., y Johnson D.A., 1996. Evaporitic source model for igneous related Fe oxide – (REE – Cu – Au – U) mineralization, *Geology*, 24, 259-262.

Barton M.D., y Johnson D.A., 2004. Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) Systems. In: *SEG 2004: Predictive mineral discovery under cover*. Centre for Global Metallog., Spec. Publ. 33, 112-116.

Bekker A., Slack J.F., Planavsky H., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K.O., y Rouxel O.J., 2010. Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology* 105, 467-808.

Bermúdez-Santana, J. C., 1994. Estratigrafía de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Inferior de la región de Tepalcatepec-Coalcomán, Michoacán, integrando métodos bioestratigráficos y radiométricos: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis de Maestría en Ciencias, 103 (inédita).

Bookstrom A.A., 1995. Magmatic features of iron ores of the Kiruna Type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry – A discussion: *Economic Geology*. 90. No 2. 469-473.

Buddington, A. F., y Lindsley, D. H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, 5: 310-357.

Burton, B., 1982. Thermodynamic analysis of the systems $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$, varies as Fe_2O_3 , and $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$. Stony Brook University, Stony Brook, NY, United states, Doctoral thesis. 187.

- Burton, B., 1984.** Thermodynamic analysis of the system $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$. *Physics and chemistry of minerals*. 11(3): 132-139.
- Bustamante, G.D., y Piñeiro, R.F., 2006.** Inventario físico de los recursos minerales del municipio Aquila, Mich: Servicio Geológico Mexicano, 1-101.
- Butler, R. F., 1992.** *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes* Blackwell Scientific Publications, Boston, MA. 319.
- Campa, M.F., Ramirez, V., Flores, R., y Coney, P., 1980.** Conjuntos estratotectónicos del occidente de Guerrero y oriente de Mich, Vol. Conv. Geol. Nal. Resúmenes.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983.** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, 20, 1040-1051.
- Camprubí C.A., 2009.** Major Metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25. 1-21.
- Camprubí, C.A., y Canet M.C., 2009.** Comment to “Berthierine and chamosite hydrothermal: genetic guides in the Peña Colorada magnetite-bearing ore deposit, Mexico”. *Earth Planets and Space* 61, 291-295.
- Canet, M.C. y Camprubí C.A., 2006.** Yacimientos minerales: Los tesoros de la Tierra. *La Ciencia Para Todos* 214. 83-98.
- Carmichael, I.S.E., 1967.** The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 36-64.
- Castro-Ornelas, E., 2013.** Petrogénesis de rocas graníticas de la porción suroccidente del estado de Michoacán. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo: Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Depto. De Geología y Mineralogía. (Tesis de Maestría Inédita).
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriando, A., 2003.** Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane-A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México: en *Geologic Transects across Cordilleran México, Guidebook for Field Trips of the 99th GSA Cordilleran Section Meeting*, UNAM Institute de Geología, Publicación Especial no.1, 201-228.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P., Patchett, I. P., y Ortega, G. F., 1993a.** Guerrero Terrane Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.
- Centeno-García, E., 1994.** Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western, Mexico (Tesis doctoral); University of Arizona, 220.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui M., y Talavera O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and Subsequent Rifting in Supra-subduction Zone: Geological Society Of America, Special paper 436, 279-308.

Chappell, B.W. y White A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

Chappell, B.W., y White A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.

Clark, D.A., Foster, C.T., y Damon, P.E., 1982. Cenozoic minerals deposits and subduction-related magmatic arcs in México. *Geological Society of America Bulletin* 93, 533-544.

Coffin, M. F., M.S. Pringle., R. A. Duncan., T.P. Gladczenko., M. Storey, R.D., Müller y L.A. Gahagan., 2000. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal Of Petrology*. 43 (7): 1121-1137.

Coloma-Bozzo, 2010. Mineralogía y propiedades magnéticas del Complejo ofiolítico Tortuga, Tierra del Fuego, Chile. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas: Departamento de Geología. 1-87.

Corona-Chávez, P., 1999. El basamento litológico y tectónico del estado de Michoacán. Carta geológica de Michoacán escala 1:250 000. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía. 10-22.

Corona-Chávez, P., Bigioggero, B. y Schaaf, P. 1988. “El geobarómetro de aluminio total en anfíboles cálcicos: una revisión y una aplicación en los cuerpos batolíticos del Estado de Michoacán y regiones colindantes de Guerrero, Jalisco y Colima”:. IV Coloquio de Mineralogía Sociedad Mexicana de Mineralogía, Palacio de Minería, México. Memorias con resúmenes, 3.

Corona-Esquivel, R., y Henríquez, F., 2004. Modelo magmático del yacimiento de hierro Peña Colorada, Colima, y su relación con la exploración de otros yacimientos de hierro en México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 113, 3-88.

Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Levresse, G., y Henríquez, F., 2007. Presence of two Phanerozoic IOCG in México: geological framework and general characteristics. Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin, 1343-1346.

Corriveau L. Iron Oxide Copper-Gold (\pm AG \pm NB \pm P \pm REE \pm U) Deposits: A Canadian Perspective. Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada.

Daly R.A., 1933. Igneous rocks and the depths of the Earth, New York: McGraw-Hill.

Damon, P.E., Shafiqullah, M., y Clark, K.F., 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista del Instituto de Geología UNAM*. 5, 131-139.

De Cserna, A., 1978. Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México: Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la Excursión Geológica a Tierra Caliente, 1-25.

Deer, W.A., Howie, R.A., y Zussman, J., 1992. An introduction to The Rock-Forming Minerals. Pearson Prentice Hall: 2ND Edition. 532-605.

Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160.

Einaudi, M.T., y Burt, D.M., 1982. Introduction terminology, classification, and composition of skarn deposits: Economic Geology, 77, núm. 4, A special issue devoted to skarn deposits. 745-754.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zabala, J. L., y Macías-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco área, Southern México: New constraints on its tectonic interpretation: Journal of South America Earth Sciences, 13, 355-375.

Ferrusquía, V.M., Applegate, S.P., y Espinoza, A., 1978. Rocas vulcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: Rev. Inst. Geol. (UNAM). 2, No2.

Frost, B.R., 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. Reviews in mineralogy and geochemistry. 25: 1-9.

Frost, B.R., y Lindsley, D. H, 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 25: 433-468.

Frutos, J., y Oyarzun, M., 1975. Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile: Economic Geology, 70, 988-990.

Gámez-Ordaz, V., García, R. J. M., y Vázquez, T.R., 2002. Carta geológico-minera el ranchito, e13-b65, escala 1:50, 000 estado de Michoacán. Consejo de Recursos Minerales. 1-45.

Ghandi, S.S., 2003. An overview of the Fe oxide Cu-Au deposits and related deposit types: CIM Montreal 2003 Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining, Technical Paper.

Ghandi, S.S., 2004. Magmatic-hydrothermal Fe oxides±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts: IAVCEI General Assembly 2004, Pucón, Chile. Abstracts01a_o_169.

González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988. Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados. Geof. Int., 27-4, 543-581.

González-Partida y Torres-Rodríguez, 1989. Geoquímica Termodinámica. UNAM. Facultad de Ingeniería. División de estudios de posgrado. Departamento de recursos energéticos y minerales. 16-37.

González-Reyna, J., 1956. Riqueza Minera y Yacimientos Minerales de México, Banco de México, Departamento de Investigaciones Industriales, 3ª ed, 497, 15 planos.

Gow, P.A., Wall, V.d., Olivier, N.S., Valenta, R.K., 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits; further evidence of hydrothermal origins: *Geology*, 22, 633-636.

Grajales-Nishimura, J., y López-Infanzón, M., 1984. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán, Guerrero-Jalisco: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1160, Informe técnico, 69.

Guzmán-Hernández, C.B., 2008. Petrología magnética: Aplicación integrada de magnetismo y técnicas petrológicas para la interpretación de estudios paleomagnéticos en basaltos de las Shetlands del Sur, Antártica. Universidad de Chile: Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas: Departamento de Geología, Memoria (inérita). 7-71.

Haggerty, E. S., 1991. Oxide textures – A mini – Atlas. Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. *REVIEWS in MINERALOGY*, 25. Chapter 5, 130-218.

Henríquez, R., Martin, R.F., 1978. Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile: *Canadian Mineralogist*, 16, 581-589.

Hernández, G.J.F., Torres-Rodríguez, V., y Santamaría, D., 1986. Criterios metalogenéticos para la prospección por mineral de hierro, estados de Michoacán, Colima y Guerrero. *Soc. Geol. Mex.*, VIII Convención Geológica, Resúmenes.

Herrmann, U.R., Nelson, B.K., y Rotschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern México): *Tectonic*, 13, 455-474.

Hildebrand, R.S., 1986. Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, northwest Canada *Economic Geology*, 81, 640-659.

Hill, R. y Roeder, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, 82 (6): 709-729.

Hitzman M.C., 2000. Iron oxide Cu-Au deposits: What, where, when and why?, in Porter T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*: PGC Publishing, Adelaide, 1, 9-25 .

Hitzman W.H., Oreskes N., y Einaudi M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241-287.

Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., y SGM., 2004. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating studies of minerals and rocks in various areas in México: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II) USGS – Open – File Report 04-1444- on – line edition.

Johnson C.M., Beard B.L. y Roden E.E., 2008. The iron isotope fingerprints of redox and biogeochemical cycling in modern and ancient Earth. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences* 36: 457-493.

Klein C., (2005). Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist* 90: 1473-1499.

Kolker, A., 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis: *Economic Geology*, 77, 1146-1157.

Kress, C.V y Carmichael L.S.E., 1991. The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108 (1-2): 82-92.

Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., y Zimmermann, J. L., 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc-the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, Central Mexico: *Earth Planetary Science Letters*, 108, 61-77.

Levi, F., y Hodges, 1992. Magnetic property zonation in a thick lava flow. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 97, 4349-4360.

Lindsley, D.H., 1991. Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Reviews in mineralogy*, 25.

López, I.M., y Grajales, N.M., 1984. Edades K-Ar de rocas ígneas y metamórficas del Estado de Guerrero y Michoacán, Informe interno del IMP.

López, M.H., Castañeda, A., y Salgado, U.B., 1970. Estudio geológico – magnetométrico del yacimiento ferrífero la guayabera, municipio de villa victoria, Michoacán. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Boletín 72. 3-46.

Marsden, R.W., 1968. Geology of the iron ores the Lake Superior región in the United States, in Ridge, J.D. ed., *Ore deposits of the United States, 1933-1967, Vol. I: Nueva York, American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers.* 489-506.

Ménard, J.J., 1992. Comparaison entre les roches plutoniques associées a la ceinture de Fer du Chili et aux porphyres cuprifères: arguments pétrologiques. Paris, *Comptes Rendus Académie Sciences*, 315, 725-731.

Ménard, J.J., 1995. Relationship between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean Iron Belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits (Atacama Region, Chile). *Mineralium Deposita*, 30, 268-274.

Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., y Solís-Pichardo, G., 1999. Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, México, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12. 513-535.

Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.C., y Schaaf, P., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín*, LIII. 27-58.

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., y Keppie, J.D., 2005. La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín* V. LVII, Núm. 3, 319-341.

Naslund, H.R., 1977. Mineralogical variations in the upper part of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 76: 640-644.

Naslund, H.R., 1978. An investigation of liquid immiscibility in the system FeO-Fe₂O₃-SiO₂-Al₂O₃-K₂O-CaO. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 77, 407-410.

Naslund, H.R., 1983. Skeletal ilmenite, magnetite and apatite crystals in the upper Border Series of the Skaergaard intrusion. *Geol. Soc. Amer. Abst. With. Prog.* 15, 650.

Neél, L., 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 191-242.

Núñez, M.A., y Torres, R.V., 1984. Análisis metalogenético regional de la porción suroccidental de la república mexicana. UNAM: Facultad de Ingeniería. Tesis inédita. 1-172.

Nyström, J.L., y Henríquez F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*. 89. 820-839.

Nyström, J.L., y Henríquez F., 1995. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry – A reply. *Economic Geology*, 90, 473-457.

Oreskes, N., y Einaudi, M.T., 1990. Origin of REE-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia: *Economic Geology*, 85, 1-28.

Ortega-Gutiérrez; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Aranda-Gómez, J.J.; Morán-Zenteno, Dante; Alaniz-Álvarez, S.A.; y Nieto-Samaniego. Á.F., 1992. Carta geológica de La República Mexicana, escala 1:2'000,000, 5a. edición: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo de 74.

- Ostroumov, M., y Corona-Chávez, P., 1999.** Ensayo metalogenético del estado de Michoacán: Carta Geológica de Michoacán Escala 1:250 000. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Departamento de Geología y Mineralogía. 91-104.
- Ostroumov, M., 2007.** Fundamentos de mineralogía para ingenieros. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, IMM, Depto, De Geología y Mineralogía, 192-193.
- Oviedo, P.A.E., 1981.** Geología de la porción sur-central de la cuenca Jalisco-Colima, Estados de Jalisco y Michoacán: ESIA. IPN. Tesis inédita.
- O'Reilly, W., 1984.** Rock and mineral magnetism. Blackie, Glasgow, United Kingdom, 220.
- Panseri, M., 2007.** Il Batolite di Manzanillo (Messico-Sud-Occidentale): Analisi Strutturale, Petrologia, Geochimica e Geocronologia: Tesis Doctoral, Università degli studi di Milano-Bicocca. Dottorato di Ricerca XX Ciclo Scienze della Terra, 122.
- Pantoja-Alor, J., 1983.** Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 44. 1-20.
- Pantoja-Alor, J., y Estrada-Barraza, S., 1986.** Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro de El Encino, Jalisco: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47, núm. 1, 1-16.
- Parga, M. J. A., 1977.** Estudio geológico del Prospecto Manzanillo, estado de Colima: México, D.F., Petróleos Mexicanos, IGPR-153, informe técnico (inédito).
- Park, C.F., Jr., 1961.** A magnetite “flow” in northern Chile: Economic Geology, 56, 431-436.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., y Tindle, A.G., 1984.** Trace elements discriminations diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Peralta-Romero, A., 1985.** Análisis de variabilidad para la explotación de los cuerpos principal y mirador del yacimiento ferrífero de Aquila, Mich. Tesis inédita. Facultad de Minas Metalurgia y Geología. Universidad de Guanajuato. 1-45.
- Philpotts, A.R., 1967.** Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks; Economic Geology, 62, 303-315.
- Philpotts, A.R., 1982.** Compositions of immiscible liquids in volcanic rock. Contribution to Mineralogy and Petrology, 80, 201-218.
- Pimentel, R. A., 1980.** Prospecto Soyatlán de Adentro, Petróleos Mexicanos, IGPR-191, reporte interno (no publicado). Porción SW de Edo. De Michoacán y SE de Edo. De Jalisco mediante imágenes de satélite: Tesis profesional, Instituto Politécnico Nacional.

Pinena-Ramírez, A., López-Mendoza, H., y Peña-Buendía, A., 1969. Estudio geológico-magnetométrico de los yacimientos ferríferos de Peña Colorada, municipio de Minatitlán, Colima. Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), Boletín 77, 44.

Pollard, P.J., 2000. Evidence of a magmatic fluid source for iron oxide-Cu-Au mineralization, in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposit: A global perspective: PGC Publishing, Adelaide, 1, 27-41.

Ripley, E.M., Severson, M.H., y Hauck, S.A., 1998. Evidence for sulfide and Fe-Ti-P-rich liquid immiscibility in the Duluth. Complex, Minnesota: Economic Geology, 93, 1052-1062.

Rivas-Sánchez, M.L., 2002. Caracterización mineralógica y físico-química del mineral de hierro “Normal” y “Amorfo”. Del yacimiento de Peña Colorada, Colima. Instituto de Geofísica, Universidad Autónoma de México. Tesis de Maestría. (inédita).

Rhodes, A.L., y Oreskes, N., 1999. Oxygen isotope composition of magnetite deposit of El Laco, Chile, evidence of formation from isotopically heavy fluids in: Skinner, B.J (editor), Geology and Ore deposits of the central Andes, SEG, Special Publication Number 7. 333-351.

Salas, G.P., 1975a. Mapa Metalogénico de La República Mexicana: Consejo de Recursos Minerales, Escala 1:3, 500, 000.

Salas, G.P., 1975b. Carta y Provincias Metalogénicas de la República Mexicana: Consejo de Recursos Minerales, Publicación, 21E, 242.

Salas, G.P., (ed), 1988. Geología Económica de México: México, D.F., Impresores Cuadración y Medio, S.A de C.V. 544.

Salas, G.P., (ed), 1991. Economic Geology, Mexico. Geological Society of America, Geology of North America, P-3, 438.

Schaaf, P., 1990. Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen in den aktiven kontinentalen Rändern Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Dissertation, Ludwig-Maximilians Universität, München, 202.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in Southwestern Mexico; Geochronological evidence: Tectonics, 14, 1339-1350.

Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita, 38, 787-812.

Spry, G.P., y Gedlinske, L.B., 1987. Tables for determination of common opaque minerals. The Economic Geology Publishing Company. Department of Earth Sciences, 253 Science Hall I. 1-52.

Saucedo-González, Y., 2011. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Ostula-Maruaata-Aquila, Estado de Michoacán, Méx. Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro. (Tesis de Licenciatura Inédita). 7-45.

Talavera-Mendoza, O., Elías-Herrera, M., García-Díaz J.L., 2009. Libro guía de la excursión geológica al sector sur-oriental del Terreno Guerrero en las regiones de Tejupilco-Palmar Chico, Estado de México y Arcelia-Teloloapan, Guerrero: Simposio Geo Guerrero, 16-21 de Febrero 2009, Taxco, Guerrero, México (No publicado).

Tardy, M., Lapierre, H., Freyrier, C., Ortiz, E., Talavera, O., Coulon, C., Guill, J.B., Martínez, J., Stein, G., Bourdier, J.L., e Yta, M., 1992. An intra-oceanic environment for the Mesozoic arc rocks of the Guerrero terrane (Western Mexico). *Geology*.

Tardy, M., Lapierre, H., Freyrier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay., Beck, C., Martínez, j., Talavera, M., Ortiz, E., Stern, G., Bourdier, J. L., e Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western cordillera of Colombia) a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 234, No.4, 49-73.

Taylor, G.K. y Konhauser O.K., 2011. Iron in Earth surface systems: a major player in chemical and biological processes. *Elements An International Magazine Of Mineralogy, Geochemistry An Petrology*. 7, Num. 2, 83-88.

Tolson, G., Camprubí, A., Romero., M. F., y Centeno-García, E., 2009. Cartografía geológica y estructural, y modelo de los yacimientos de hierro, de las áreas mineralizadas de Peña Colorada y Arrayanes, Colima. Informe del estudio realizado para la compañía Consorcio Minero Benito Juárez-Peña Colorada S.A. de C.V. 3-73pp (No publicado).

Tritlla, J., Camprubí, A., Corona-Esquivel, R., Centeno-García, E., Iriondo, A., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A. A., Cienfuegos-Alvarado, E., y Morales-Puente, P., 2003. Estructura y edad del depósito de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente Fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 182-201.

Velasco, H.J., 1977. Exploración de yacimientos minerales en el Estado de Michoacán, México: Consejo de Recursos Minerales VI Seminario interno sobre exploración geológico-minero.

Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fonboté, Lluís, De Haller, Antoine, Mark, Geordie, Olivier., N.H.S., and Marschik, Robert., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origen, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.D.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100 th anniversary volume, 1902-2005*, 371-405.

Victoria-Morales, A., 1980. Estudio paragenético de tres muestras de mineral de fierro procedentes del yacimiento Aquila, Michoacán: México, D.F., Comisión de Fomento Minero, informe técnico, 29 (inédito).

White, A.J.R., y Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

Whittier, D.A., 1963. Character and distribution of mineralization associated with magnetite bodies northeast of Aquila, Michoacán, Mexico: Tucson, University of Arizona, disertación doctoral, 123.

Zürcher, L., 1994. Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico: Tucson, University of Arizona, tesis de Maestría en ciencias, 54 (inédita).

Zürcher, L., Ruiz J., y Barton, M., 2001. Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron Skarn, Colima, México: *Economic Geology*, 96, 535-557.