

00383
1



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**GEOLOGIA REGIONAL Y MODELO GENETICO DE LOS YACIMIENTOS DE
HIERRO DE LA PORCION SUROCCIDENTAL DE MEXICO.**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGIA)
P R E S E N T A:
RODOLFO JOSE DE JESUS CORONA ESQUIVEL

MEXICO, D. F.

278389

2000



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RECONOCIMIENTOS

El presente proyecto de investigación se realizó con el apoyo económico y logístico proporcionado por el Instituto de Geología de la U.N.A.M., y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología a través del proyecto número 1318-T9206.

Muy especialmente deseo agradecer a: Dr. Fernando Henríquez, Dr. Zoltan de Cserna, Dr. Fernando Ortega y Dr. Jordi Tritlla por su invaluable apoyo, sus valiosos comentarios e intensa revisión durante el desarrollo de este trabajo de investigación.

Agradezco también a los integrantes del jurado, enunciados abajo, por sus comentarios y revisión crítica del manuscrito:

Dr. Zoltan de Cserna
Dra. Gloria Alencaster
Dr. Luis Alva Valdivia
Dr. Jordi Tritlla
Dr. Fernando Ortega
Dr. Miguel Angel Miranda
Dr. Fernando Henríquez

Asimismo, deseo hacer un merecido reconocimiento a las siguientes personas que de una u otra forma contribuyeron a la realización de este estudio:

Dante Morán, Anthony Camprubi, Ma. Isabel Ponce, Joaquín Ruiz, Ricardo Chávez, Azucena Morales, Silvia Castañeda, Lukas Zurcher, Margarita Reyes, Rufino Lozano, Sol Hernández, Arturo Gómez, Ma. Elena Benavides, Mark Marikos, Ismael Ferrusquia, Elena Centeno, Roberto Villalobos y Carlos Zarate.

Finalmente, expreso mi agradecimiento al Instituto Politécnico Nacional por las facilidades otorgadas durante la elaboración de mi tesis.

CONTENIDO

Página

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
I INTRODUCCION.	4
I 1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.	4
I 2. ALCANCE DEL TRABAJO Y OBJETIVOS	5
I 3. METODO DE CAMPO Y TECNICAS ANALITICAS	7
II ANTECEDENTES:	9
II.1 TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL MUNDO	9
II.1.1 Yacimientos sedimentarios.	9
II.1.2 Hierros oolíticos.	11
II.1.3 Yacimientos tipo magnetita-apatita.	11
II.1.4 Yacimientos tipo skarn.	13
II.1.5 Diagenéticos en series carbonatadas.	14
II.2 YACIMIENTOS MAGMATICOS DEL TIPO KIRUNA	15
II.2.1 Kiruna, Suecia.	15
II.2. 2 El Lago, Chile.	15
II.2. 3 Missouri, Estados Unidos de Norteamérica.	16
II.2.4 Cerro de Mercado, Durango, México.	17
III YACIMIENTOS DE HIERRO DE LA REGION SUROCCIDENTAL DE MEXICO.	20
III.1 ESTUDIOS PREVIOS.	20
III.2 MARCO GEOLOGICO.	20
III.3 ESTRATIGRAFIA	21
Pre-Cretácico.	21
a) Complejo Arteaga.	22
Cretácico Inferior.	22
a) Formación Alberca.	22
b) Formación Tecalitlán.	23
Cretácico medio.	24
a) Formación Madrid.	24
b) Formación Tepalcatepec.	25
c) Formación Encino.	26

d) Formación Vallecitos.	28
e) Formación Cerro de la Vieja.	28
Cretácico Tardío-Terciario Temprano.	29
a) Rocas Intrusivas.	29
Cuaternario.	30
a) Formación Colima.	30
b) Lavas y brechas andesíticas del Volcán de Colima.	30
c) Aluvión y depósitos de talud.	31
III.4 YACIMIENTOS DE HIERRO.	32
III.4.1 Distrito de Peña Colorada.	33
III.4.1.1 Geología y geoquímica del área Minatitlán - Peña Colorada	34
Geología	34
a) Unidad de limolitas y calizas arcillosas.	35
b) Unidad de caliza.	35
c) Unidad de tobas y brechas.	36
d) Unidad de conglomerados.	36
e) Rocas intrusivas.	37
Geoquímica de los intrusivos.	40
a) Elementos mayores	40
b) Diagramas de Harker.	43
c) Gráficas de Miyashiro and Shido.	45
d) Discusión de la geoquímica de los elementos mayores .	45
e) Elementos traza.	47
III.4.1.2 Yacimiento de Peña Colorada.	50
Descripción de terreno.	50
a) Mineralización de Fe.	50
a.1) Cuerpo inferior bandeado o segundo cuerpo de mineral diseminado.	50
a.2) Filones de magnetita	52
a.3) Cuerpos laterales.	53
a.4) Cuerpo central de mena o "Masivo"	53
a.5) Cuerpo de brecha.	55
b) Diques de andesita.	57
Estudios petrográficos y mineragráficos.	57

	Génesis y evolución del yacimiento	59
	III.4.2 Otros Yacimientos de Hierro en el SW de México	61
	1 El Encino, Jalisco	61
	2 Cerro Náhuatl, Colima	67
	3 Aquila, Michoacán.	68
	4 La Huerta, Jalisco.	71
	5 Chanquehahuil, Jalisco.	71
	6 Sierra del Alo, Jalisco.	71
	7 Las Pesadas, Colima.	72
	8 La Guayabera, Michoacán.	72
	9 Los Pozos, Michoacán.	73
	10 Las Truchas, Michoacán.	74
	11 Plutón, Guerrero.	74
	12 El Tibor, Guerrero.	75
	13 La Hueca, Distrito de la Minita, Michoacán	76
IV	COMPARACION CON OTROS YACIMIENTOS.	78
	IV.1 REGION NORTE DE MEXICO.	78
	Cerro de Mercado Durango. (Nuevas aportaciones)	78
	Brechas.	78
	a) Brechas ígneas.	78
	b) Brechas hidrotermales.	79
	Coladas de lava y magnetita.	79
	Diques de magnetita.	79
	Toba estratiforme de magnetita.	80
	Stockwork de magnetita.	80
	Cuerpo de rodados semi-consolidados.	80
	La Perla, Chihuahua.	83
	Hércules, Coahuila.	84
	IV.2. EL LACO, CHILE.	85
V	DISCUSION.	87
VI	CONCLUSIONES.	91

INVESTIGACIONES DESEABLES A FUTURO..... 94

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS..... 95

ANEXOS

I. ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y MINERAGRÁFICOS

II. FIGURAS

III. TABLAS

IV. FOTOGRAFIAS

RESUMEN

En el presente estudio se define la estratigrafía regional de la porción suroccidental de México, se estudian los yacimientos de hierro de Peña Colorada, El Encino, Cerro Nahuatl y Aquila ubicados en dicha región y se reinterpreta su génesis en base a su comparación con los yacimientos de Cerro de Mercado en Durango, México, Kiruna, Suecia y El Laco, Chile, clásicamente considerados de origen magmático.

El área, ubicada entre las coordenadas 18°45'-19°30'N y 102°45'-104°45'W, forma parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. Geológicamente se localiza en la provincia del Complejo Orogénico de Guerrero-Colima, que consiste esencialmente en un conjunto de formaciones volcano-sedimentarias deformadas del Triásico Tardío-Cretácico. Los estudios geoquímicos realizados en la presente investigación, indican un carácter calciocalino para la mayoría de las rocas volcánicas e intrusivas analizadas, lo cual confirma su ambiente tectónico de arco magmático.

Los yacimientos de hierro de esta región, habían sido descritos como skarns y se les había asignado un origen metasomático e hidrotermal de reemplazo, por estar en su mayoría asociados a calizas y porque en algunas de ellas se encuentra granate y wolastonita. Asimismo, se les había propuesto una edad terciaria temprana debido a que su origen se había relacionado a los cuerpos graníticos de esa edad los cuales intrusieron a la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico en la que se encuentran.

Sin embargo, del presente estudio se concluye que:

1) Las características morfológicas, estructurales y texturales, señalan una gran similitud entre los yacimientos de Fe de la porción sur occidental de México, con las de Cerro de Mercado, El Laco y Kiruna, en los que ha sido demostrado un origen relacionado a la extrusión de magmas de mena de hierro.

2) En el depósito de Peña colorada, y en base a las relaciones de corte que presentan en el campo, se han definido tres etapas de mineralización. El primer episodio corresponde a un depósito de caída de cenizas, posiblemente sub-aereo, formado por magnetita, augita diopsídica y microclina. Este depósito está cubierto concordantemente por la secuencia volcano-sedimentaria. Con posterioridad se dió la intrusión de un magma de hierro en forma de filones verticales que fueron los alimentadores del cuerpo sub-horizontal que se presentan a manera de diquestrato. Estos cuerpos intrusivos presentan acumulaciones de apatito y clinopiroxeno, con texturas claramente magmáticas y evidencias de haber crecido en un medio fluido. El tercer episodio se halla representado por una brecha explosiva que contiene

fragmentos de ambos cuerpos de magnetita anteriormente mencionados, en una matriz de magnetita de grano fino. En todos los casos, los contactos entre los cuerpos de magnetita y la roca encajante son netos y no se han encontrado evidencias de reemplazamiento metasomático de la roca encajante.

3) Con base en las relaciones de contacto entre los cuerpos de mineral y las rocas encajonantes, se definen que la edad de mineralización en la región estudiada va desde el cretácico Temprano al Terciario temprano.

ABSTRACT

The area of study is located in the south occidental part of Mexico ($18^{\circ}45'-19^{\circ}30'N$ y $102^{\circ}45'-104^{\circ}45'W$) and is a part of the Sierra Madre del Sur province. From the geological point of view, it is a part of the Guerrero-Colima Orogenic Complex, made up of sedimentary and volcanic formations that were deformed during the Triassic Late-Cretacic times.

Whole rock analyses showed that the major part of volcanic and intrusive rocks have a calc-alkaline affinity, with the only exception of those which are close to the magmatic iron ore deposits, displaying high Na and K contents.

In the SW part of Mexico iron ore deposits are common, among whom the most important from the economic point of view are: Peña Colorada, El Encino, Cerro Nahuatl, Aquila, La Huerta, Chanquehahuil, Sierra del Ato, Las Pesadas, La Guayabera, Los Pozos, Truchas, Plutón and El Tibor.

All these deposits have been classically described as skarns and, consequently, a metasomatic-hydrothermal origin has been invoked. The fact that these deposits are usually enclosed in limestones and that some calcosilicate minerals are seldom found is not enough to ascribe those deposits to the metasomatic type. Moreover, an early tertiary age have been implied for those deposits based on the ages found for the granite intrusions of this area.

In this study we propose a magmatic origin for most of these deposits based on:

- 1) The morphologic, structural and textural characteristics observed in situ, in hand samples and in thins and polished sections. Some mexican deposits have close characteristics with iron deposits classically interpreted as formed from iron-bearing magmas: Cerro del Mercado (Durango, Mexico), El Laco (Chile) and Kirunavaara (Sweden).

2) In detail, at Peña Colorada, three different mineralization episodes are recognized based on crosscutting field relations. The early episode is represented by a sub-aerial ash fall deposit of magnetite-Di-augite-microcline. This deposit is covered by the volcanic-sedimentary sequence. The second episode is represented by intrusive iron-bearing magma bodies (vertical veins and sills) with clear magmatic textures (apatite-pyroxene euhedral crystals growing within an iron-rich magma). The third episode is represented by an explosive breccia that crosscuts both the sub-aerial and intrusive ore bodies. In all the cases, we haven't found any metasomatic replacement of the enclosing rock whatsoever.

3) With base in the relations of contact between the bodies of mineral and the wall rocks of deposits of Peña Colorada, it can be said that in part the mineralization was contemporary to the deposit of the volcanic-sedimentary sequence and in part posterior to it., for which the age of the mineralization goes from the Cretacic to early Tertiary.

I INTRODUCCION

I.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El hierro (5.6%) después del silicio (28%) y el aluminio (8.2%) es uno de los metales más abundantes en la corteza terrestre (Dott and Lyman, 1988). En concentraciones económicas se encuentra en una gran variedad de depósitos: en forma de diferentes cuerpos intrusivos y extrusivos; vetas; cuerpos de reemplazamiento principalmente en calizas; y en depósitos estratiformes, los cuales se relacionan a procesos magmáticos, metasomáticos y sedimentarios, respectivamente. Los yacimientos más grandes del mundo se hospedan en rocas precámbricas como los hierros sedimentarios de Itabira en Brasil (Dorr, 1969), el Olympic Dam en Australia (Hauck, 1990), (a pesar de ser un yacimiento de Cu, Au y tierras raras, tiene sobre un 20% de Fe), o el de origen magmático de Kiruna en Suecia (Frietsch, 1978).

En México, a diferencia de los anteriores, los depósitos de hierro son mas jóvenes y relativamente pequeños, apenas suficientes para cubrir la demanda del país en los próximos 10 años (Benavides-García, 1987).

De acuerdo a su edad y situación geográfica los yacimientos de hierro en México pueden clasificarse en dos grupos principales: los de edad terciaria asociados a rocas volcánicas félsicas localizadas en el NE del país, como La Perla, Chihuahua (Roy, 1978); Cerro del Mercado, Durango (Lyons, 1988); y el de Hércules en Coahuila (Velasco-Hernández, 1964), y los de la porción suroccidental de México (Corona *et al.*, 1992) ubicados en una franja paralela a la costa pacífica que comprenden parte de los Estados de Baja California, Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero formando parte de la secuencia volcanosedimentaria del Jurásico-Cretácico definida por Campa y Coney (1983) como terreno Guerrero.

En cuanto a su génesis y basado en el presente estudio se concluye que ambos grupos se originan a partir de la evolución de un magma de mena de hierro con un alto contenido en volátiles (P, F, Cl), los cuales al disminuir el punto de fusión y densidad, permiten una mayor movilidad y un emplazamiento como cuerpos intrusivos y extrusivos; este es el caso de Cerro del Mercado, Dgo. (Lyons, 1988) y la Perla, Chih. (Ramírez-Lara, 1973; Van Allen, 1978); así como también, Peña Colorada, El Encino, Cerro Nahuatl y Aquila (descritos en este estudio).

El origen de otros yacimientos de hierro, sin importancia económica actual en México, son los sedimentarios bandeados asociados a volcanismo submarino, como La Prosperidad en Baja California Norte (Jacobson, 1982) y La Hueca en Michoacán (Ortigoza-Cruz *et al.*, 1994; Corona *et al.*, en prensa).

En el presente estudio se define la estratigrafía regional de la porción suroccidental de México en donde se encuentran ubicados los principales yacimientos de hierro, se presenta la geoquímica de las rocas encajonantes de los depósitos de Peña Colorada y El Encino, y se analiza la mineralogía, petrografía y composición química de las menas de los principales depósitos de hierro de esta región, cuyas características estructurales, morfológicas, texturales, mineralógicas y geoquímicas son muy similares entre sí y se comparan con los yacimientos de Cerro de Mercado, Durango, Kiruna Suecia y El Laco, Chile que han sido objeto de numerosos estudios.

Con los datos anteriores se define el origen de los yacimientos de la región suroccidental de México y se propone un modelo genético para explicar el mecanismo de su formación, el cual aporta una nueva visión para la exploración de nuevos yacimientos de hierro y mineralización de Cu, Au, U y tierras raras en México.

1.2 ALCANCE DEL ESTUDIO Y OBJETIVOS

Los yacimientos de magnetita-apatita son yacimientos importantes en muchas partes del mundo y estos pueden ser clasificados en dos grupos principales:

a) Yacimientos de magnetita-apatita-ilmenita (menas de Fe-Ti), que están asociados con anortositas; y b) Depósitos de magnetita-apatita sin Ti, los cuales están asociados principalmente con rocas volcánicas y que son llamados también Yacimientos de Tipo Kiruna. El origen de este primer tipo ha sido establecido casi sin discusión como magmático con diferentes puntos de vista acerca de los mecanismos de formación de las menas magmáticas, la teoría más aceptada ha sido un origen por inmiscibilidad de líquidos.

El origen de los yacimientos tipo Kiruna, sin embargo, ha sido tema de controversia desde hace mucho tiempo y en los últimos años se ha vuelto a poner de moda. El depósito de El Laco en Chile, ha jugado un papel importante en esta discusión, pues desde el primer reporte de coladas de lava de magnetita en El Laco en los Andes chilenos (Park, 1961), éste estaba considerado como un fenómeno único. Sin embargo, descubrimientos y reinterpretaciones durante los últimos años, sugieren que los magmas de hierro existen en

muchas provincias de óxidos de hierro en yacimientos tipo Kiruna, en diferentes continentes con edades desde el Proterozoico Temprano hasta el Terciario tardío. Estos yacimientos parecen haber sido formados de líquidos ricos en hierro y fósforo de composiciones extremas los cuales han sido inyectados a profundidad o expulsados sobre la superficie terrestre.

El reciente descubrimiento de los enormes recursos de Cu-Au-U-tierras raras y hematita en brechas del yacimiento de Olympic Dam en Australia, de edad Proterozoica, ha hecho que los yacimientos de óxido de Fe del tipo Kiruna sean de considerable interés económico por los minerales asociados al hierro. Este interés ha estimulado los estudios del origen de la mineralización de hierro y minerales asociados, que para algunos yacimientos de este tipo se les había propuesto un origen diferente asociado a procesos hidrotermales o de metasomatismo en lugar de magmático.

Muchos de estos yacimientos contienen unidades estratificadas de óxido de hierro ricas en apatita, originalmente horizontales y lateralmente extensas. (De aquí que se llamen “yacimientos estratificados de óxidos de hierro-apatita”, aunque ellos no sean yacimientos económicos en todos los casos). Estos yacimientos estratificados de óxidos de hierro-apatita no parecen haberse formado por el mismo mecanismo en todas las localidades; además, puede haber una variedad de mecanismos que podrían dar como resultado una apariencia similar para estas unidades. Tales mecanismos podrían incluir: (1) ignimbritas magmáticas, depósitos de cenizas de caída libre, lavas y diquestratos; (2) depósitos sedimentarios exhalativos, lateríticos y detríticos, y (3) reemplazamiento hidrotermal y formación en vetas. Cada uno de estos tipos de depósitos presentarán diferentes características de relaciones de campo, texturales y de la composición de elementos traza de acuerdo con el mecanismo de su formación.

De lo anterior se desprende el primer objetivo que es explicar el por qué en esta región de México existe una alta concentración de yacimientos de hierro. Un segundo objetivo se deriva en parte del primero y será la propuesta de un modelo metalogenético que indique la fuente de origen del hierro y mediante qué procesos y mecanismos se formaron los yacimientos actuales como el de Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl y Aquila, entre otros. Un último objetivo es contribuir al desarrollo de nuevos modelos de exploración que puedan incrementar los recursos metalíferos de México.

Para alcanzar estos objetivos primeramente se describe la geología y estratigrafía regionales del área basada en un análisis exhaustivo de la información existente así como en la cartografía, levantamiento de secciones estratigráficas y determinaciones paleontológicas en las localidades de las minas principales. En seguida se determina la distribución de los yacimientos de hierro, ubicando con precisión el nivel estratigráfico de las rocas que los contienen y estableciendo sus edades de mineralización.

Luego se estudia la geología y mineralogía de estos yacimientos con el propósito de conocer sus características de formación, asimismo se interpretan los análisis químicos por elementos mayores, menores y trazas de las rocas encajonantes, intrusivos y yacimientos de la región obtenidos en este estudio, comparándolos entre sí y con los de otras regiones semejantes y mejor conocidas del Circumpacífico (Roberts and Irving, 1957; Park, 1972; Barton and Johnson, 1996; Nystrom and Henríquez, 1994; Travisany *et al.*, 1995; Henríquez and Nystrom, 1998; Vivallo *et al.*, 1995).

De esta manera y con base en la integración de los estudios estratigráficos, mineralógicos y geoquímicos hechos en esta investigación, se pretende contribuir al conocimiento y comprensión de la evolución geológica de la región y su relación con la formación de los yacimientos minerales, principalmente de hierro, que en ella existen.

1.3 METODO DE CAMPO Y TECNICAS ANALITICAS.

Para el trabajo geológico se usaron fotografías aéreas verticales escala 1: 50 000, mapas base topográficos escalas de 1: 250, 000 y 1: 50, 000, así como varios perfiles topográficos que se construyeron a partir de estos mapas.

El mapa base escala 1: 250, 000 es una versión simplificada por el autor a partir de las cartas topográficas Manzanillo E-13-2-5, Colima E 13-3 y Lázaro Cárdenas E 13-6-9 publicadas en 1977 a la misma escala por la Dirección General de Estudios del Territorio Nacional (INEGI); y para el estudio del área Minatitlán Peña Colorada se utilizó como base topográfica una ampliación de la carta Minatitlán publicada también en 1977 a escala 1: 50, 000 por INEGI.

Para la región entre Pihuamo y la Mina de El Encino se utilizaron los mapas de Pantoja y Estrada (1986), y para el área de La Minita de los De La Garza (1979), De La Campa (1988) y Ortigoza-Cruz *et al.* (1994).

Las fotografías aéreas del vuelo 22A de 1975 realizado por INEGI fueron utilizadas exclusivamente en las áreas de Peña Colorada en el Estado de Colima y de La Minita en el Estado de Michoacán.

Los trabajos de campo se realizaron durante unos 80 días entre enero de 1991 y junio de 1994. Posteriormente, en noviembre de 1998, en compañía del Dr. Fernando Henríquez se recorrieron los principales yacimientos de hierro de esta región suroccidental de México, además del de Cerro de Mercado en el Estado de Durango.

Para los estudios petrográficos y mineragráficos se obtuvieron las muestras más representativas de cada uno de los yacimientos visitados, siendo en total 59 de las cuales 11 corresponde a Cerro de Mercado, 20 a Peña Colorada, 6 al Encino, 10 a Cerro Nahuatl y 12 al yacimiento de Aquila (Anexo I).

Todas las muestras fueron descritas macroscópicamente y al microscopio petrográfico con luz incidente y reflejada, describiéndose texturas, estructuras, mineralogía y paragenesis. Asimismo, se midió con precisión el tamaño, hábito y textura tanto de los cristales de magnetita como de otros minerales presentes. También fueron determinadas las formas y dimensiones de oquedades y bandeamientos que aparecen en las muestras.

Las muestras fueron estudiadas en los laboratorios de geoquímica del Instituto de Geología UNAM, por microscopía electrónica de barrido (SEM) CAMBRIDGE S 120 con sistema de rayos X Tractor Northen serie II, microanálisis por energía dispersiva de rayos X (EDX) con sistema adaptado a un equipo JEOL jsm 35c en condiciones de operación de 15 Kv de voltaje de aceleración y 100 segundos de tiempo de lectura.

Los análisis químicos por óxidos mayores se realizaron por vía húmeda y por fluorescencia de rayos X en los laboratorios del Instituto de Geología, UNAM por los químicos Anastacio Lozano, Irma Aguilera y Rufino Lozano, mientras que las tierras raras y elementos traza se analizaron en el laboratorio del Dr. Joaquín Ruiz de la Universidad de Arizona con un equipo SOLA ICP/GD-MS Multi-Element Analyser.

Las determinaciones paleontológicas de los fósiles colectados por el autor fueron hechas por el Dr. Enrique Martínez y las Dras. Gloria Alencaster y Blanca Estela Buitrón del Departamento de Paleontología del propio Instituto de Geología, UNAM.

II ANTECEDENTES

II.1 TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL MUNDO

El hierro es uno de los elementos más abundantes en la Tierra, considerando todo el globo, incluido el núcleo, conforma aproximadamente el 35% en peso (Press and Siever 1998) y, si se toma en cuenta únicamente la corteza terrestre, constituye el 5.6% (Dott and Lyman 1988). Desde la revolución industrial hasta la actualidad el hierro en aleación con otros metales como el níquel, cromo, tungsteno, vanadio, etc., ha sido un elemento estratégico para el desarrollo industrial.

Los minerales de mena más importantes para la obtención del hierro provienen de los depósitos de magnetita y hematita, y en menor grado también son aprovechados los depósitos de limonita y siderita. Estos minerales se encuentran en concentraciones económicas en varios tipos de yacimientos, en forma de cuerpos intrusivos y extrusivos de magnetita-apatita, cuerpos de reemplazamiento principalmente en calizas y en yacimientos sedimentarios estratiformes, los cuales se relacionan a procesos magmáticos, metasomáticos y sedimentarios, respectivamente. Los yacimientos más grandes del mundo se hospedan en rocas de edad precámbrica como son los hierros sedimentarios del Lago Superior en Estados Unidos y Canadá; los de Itabira en Brasil (Dorr 1969), o los de origen magmático como ocurre en Kirunavaara en Suecia (Frietsch 1978).

II.1.1 Yacimientos sedimentarios

En orden de importancia, de acuerdo a las reservas de mineral de hierro, los que ocupan el primer lugar son los de tipo sedimentario. Estos contienen las mayores reservas de

Las determinaciones paleontológicas de los fósiles colectados por el autor fueron hechas por el Dr. Enrique Martínez y las Dras. Gloria Alencaster y Blanca Estela Buitrón del Departamento de Paleontología del propio Instituto de Geología, UNAM.

II ANTECEDENTES

II.1 TIPOS DE YACIMIENTOS DE HIERRO EN EL MUNDO

El hierro es uno de los elementos más abundantes en la Tierra, considerando todo el globo, incluido el núcleo, conforma aproximadamente el 35% en peso (Press and Siever 1998) y, si se toma en cuenta únicamente la corteza terrestre, constituye el 5.6% (Dott and Lyman 1988). Desde la revolución industrial hasta la actualidad el hierro en aleación con otros metales como el níquel, cromo, tungsteno, vanadio, etc., ha sido un elemento estratégico para el desarrollo industrial.

Los minerales de mena más importantes para la obtención del hierro provienen de los depósitos de magnetita y hematita, y en menor grado también son aprovechados los depósitos de limonita y siderita. Estos minerales se encuentran en concentraciones económicas en varios tipos de yacimientos, en forma de cuerpos intrusivos y extrusivos de magnetita-apatita, cuerpos de reemplazamiento principalmente en calizas y en yacimientos sedimentarios estratiformes, los cuales se relacionan a procesos magmáticos, metasomáticos y sedimentarios, respectivamente. Los yacimientos más grandes del mundo se hospedan en rocas de edad precámbrica como son los hierros sedimentarios del Lago Superior en Estados Unidos y Canadá; los de Itabira en Brasil (Dorr 1969), o los de origen magmático como ocurre en Kirunavaara en Suecia (Frietsch 1978).

II.1.1 Yacimientos sedimentarios

En orden de importancia, de acuerdo a las reservas de mineral de hierro, los que ocupan el primer lugar son los de tipo sedimentario. Estos contienen las mayores reservas de

hierro en el mundo, están constituidos principalmente por magnetita y hematita, siendo casi en su totalidad de edad precámbrica ($\pm 2\ 500$ Ma), formando los *banded iron formations* (BIF). Los yacimientos más grandes dentro de este tipo encontrados hasta el momento son los de la región del Lago Superior en la frontera entre Estados Unidos y Canadá. Esta región comprende parte de los estados de Wisconsin y Minnesota en el norte de los Estados Unidos de Norteamérica y la Provincia de Ontario en el sur de Canadá, y es importante por haber surtido mineral a las plantas de acero de los Estados Unidos por más de 100 años (Marsden 1968). El yacimiento más grande de la región es Mesabi. Otros yacimientos importantes son: Cuyuna, Vermilión, Gunflint, Gogebic, Marquette y Menominee.

Del mismo tipo y de magnitud similar a los del distrito del Lago Superior son los de la región de Itabira en la porción oriental de Brasil, también conocidos como *Cuadrilátero Ferrífero*. Este es un distrito metalogenético con depósitos de oro, hierro y manganeso localizado en el sur del Cratón Sao Francisco en la porción oriental de Brasil. El distrito está compuesto por secuencias de granitoides, gneises y cinturones de rocas verdes (*Greenstone Belts*) de edad Arqueana (Supergrupo Río das Velhas). Sobreyacen a estas rocas una secuencia sedimentaria del Proterozoico la cual contiene a los depósitos de hierro bandeado tipo Lago Superior (Supergrupo Minas), (Machado *et al.*, 1992). A esta litología, Dorr (1963), la denominó "Itabirita" cuyo término se refiere a formaciones laminares metamorfoseadas de óxidos en las cuales las bandas originales de cuarzo o jaspe han sido recrystalizadas a cuarzo granular y el hierro está presente como hematita, magnetita o martita. Las bandas de cuarzo pueden contener pequeñas cantidades de óxidos de hierro y las bandas de óxidos de hierro pueden tener también, algo de cuarzo.

El origen de los BIF ha sido materia de controversia por parte de diversos autores, sin ponerse de acuerdo sobre la fuente del sílice y el origen del hierro, en el medio ambiente ni en el modo de depositación. Sin embargo, en términos generales se ha llegado a la conclusión de que el sílice y el hierro de los *banded iron formations* son de origen sedimentario químicos o biológicos en donde estos elementos fueron derivados del intemperismo de rocas o de fuentes volcánicas (Marsden 1968).

De acuerdo con Gross (1991 y 1993), los yacimientos de hierro sedimentario (BIF), representan un significado metalogenético especial debido a que una gran cantidad de los

recursos conocidos de manganeso, cobre, zinc, plomo, oro y elementos de tierras raras en el mundo, se encuentran en formaciones de hierro y facies sedimentarias asociadas. Sin embargo, los minerales ligados directamente a este tipo de yacimiento son el cuarzo, con contenidos que varían entre el 9 y el 48%, y minerales de manganeso que presentan concentraciones de hasta el 18% en algunos depósitos. Existen además varios elementos asociados pero que por sus bajas concentraciones no son de interés económico tal es el caso del Ti 0.07%, MgO 1.6%, P₂O₅ 0.2%, V 0.006%, Cr 0.008%, Co 0.004%, Ni 0.008%, Cu 0.005%, Zn 0.006% y Sr 0.007% (Gross, 1993).

II.1.2. Hierros oolíticos

Otros yacimientos de tipo sedimentario son los denominados “hierros oolíticos”. Estos alcanzan volúmenes considerables y están constituidos por acumulaciones de hematita con texturas oolíticas a pisolíticas. Estos yacimientos representan niveles de concentración sedimentaria o “hard grounds” que se generan en zonas de altos sedimentarios (horsts) en donde predomina la precipitación química bajo un ambiente de alta energía (mareas, olas, etc.). Ejemplos de este tipo son los que se localizan en la cuenca de Alsacia-Lorena entre Alemania y Francia, las capas de mineral de hierro de Clinton que afloran en Wisconsin y Nueva York hasta Alabama en Estados Unidos de América, los de Tindouf en Algeria en la porción sur occidental de la plataforma del Sahara (Guerrak, 1989), los de la Formación Cleveland en el nor oriente de Inglaterra (Myers, 1989) y los de la sucesión sedimentaria de Zanskar en la porción norte de la india (Garzanti *et al.*, 1989).

II.1.3. Yacimientos tipo magnetita-apatita

Le siguen en importancia en cuanto a reservas de hierro los del tipo magnetita-apatita. A su vez estos yacimientos se clasifican en dos grupos, de acuerdo al tipo de roca ígnea asociada y contenidos mineralógicos y metálicos. El primero corresponde a los yacimientos de magnetita-apatita asociados a anortositas. Estos se caracterizan por una gran abundancia de apatita (la relación magnetita/apatita es generalmente 3/1) y alto contenido de titanio. El origen magmático de ellos no ha sido cuestionado y en la

actualidad su formación se explica a través de procesos de inmiscibilidad de magmas (Philpotts, 1967; Kolker, 1982).

El segundo grupo de yacimientos de magnetita-apatita es el más importante en cuanto a recursos. Ellos se conocen como yacimientos tipo Kiruna en base al yacimiento Kirunavaara en Suecia. Estos tienen una amplia distribución en espacio y tiempo, desde el Proterozoico hasta el Terciario. En ellos la cantidad de apatita es menor que en los asociados a anortositas y tienen alto contenido en vanadio (Frietsch, 1978).

Una de las características más notable de estos yacimientos es la alteración que se asocia a ellos (halos de actinolitización o de clinopiroxenos y silicificación intensa). Por lo general son de gran volumen > 500 millones de toneladas y se caracterizan por sus valores altos de tierras raras en apatita; presentan texturas de enfriamiento rápido similares a las de las rocas volcánicas, son pobres en Cr. (>10 ppm), ricos en V (>1000 ppm) y tienen bajo contenido de Ti (100 -1000 ppm). Valores comunes en otros elementos son: Al 200 - 1500, Mg 500 - 2000, Mn 200 - 900, Ni 100 - 250, Co 20 - 140, Zn 50 - 120 y Cu 10 - 50. (Hildebran Robert S., 1986).

El origen de los yacimientos de magnetita-apatita *tipo Kiruna*, a partir de un magma de mena, se ha establecido en base al yacimiento volcánico de El Laco, en Chile (Nyström y Henríquez, 1994). Para que exista un magma de hierro, el cual originará a este tipo de yacimiento, es necesario un proceso de inmiscibilidad de líquidos, con la separación de un líquido silicatado, el cual formará a las rocas ígneas asociadas, y otro de óxido de hierro. Para que se produzca esta inmiscibilidad de líquidos es necesaria la presencia de abundantes volátiles como P, F, CO₂, H₂O y Cl, y condiciones específicas de fugacidad de oxígeno. Con todas o parte de estas variables se logra reducir el punto de fusión y además la gran cantidad de volátiles permite reducir el peso específico del magma de mena y darle una gran movilidad para su emplazamiento en la superficie o muy cerca de la superficie. Por otra parte, la desgasificación de este magma, por disminución de presión litostática y disminución de temperatura, permite el desarrollo de fases neumatolíticas e hidrotermales muy activas, las que darán lugar a metasomatismo, alteración hidrotermal y formación de otros yacimientos de Cu, Au, Ag, U, y elementos de tierras raras de valor económico.

En base a las consideraciones anteriores y desde el punto de vista de contenidos metálicos económicos asociados, los yacimientos tipo Kiruna son los de mayor interés, puesto que hay que tener presente que a partir de un magma de hierro se pueden generar, además de las fases ortomagmáticas propiamente tales, como coladas de lava, diques, domos y piroclastos, etapas pegmatíticas-neumatolíticas e hidrotermales. De esta forma se pueden presentar en el entorno yacimientos que se presenten con características de metamorfismo de contacto, metasomatismo o hidrotermales, todos ellos como producto de la evolución de ese magma de mena de hierro.

II.1.4. Yacimientos tipo skarn

En esta categoría algunos autores incluyen una gran cantidad de yacimientos de magnetita apatita del tipo Kiruna. Los skarns de hierro, están estrechamente ligados a los de tipo magmático; sin embargo, algunos autores los consideran como un grupo separado por lo que se describen a continuación.

En general los yacimientos de tipo "skarn" se presentan en ambientes geológicos variados que van desde edades Precámbricas a Terciarias tardías. La mayoría de los depósitos de importancia económica son relativamente jóvenes y están relacionados con actividad magmática-hidrotermal asociada con plutonismo diorítico a granodiorítico en cinturones orogénicos (Park, 1972; Einaudi y Burt, 1982). La característica de los skarns a diferencia de otros tipos de depósitos minerales es la presencia de una ganga de grano grueso generalmente rica en hierro, así como la presencia de una mezcla de silicatos de Ca-Mg-Fe-Al formados por procesos metasomáticos a temperatura relativamente alta. Los minerales económicos asociados pueden ser oro, plata, cobre y zinc, principalmente.

Los términos *exo-skarn* y *endo-skarn* se emplean al reemplazamiento de carbonatos e intrusivo, respectivamente, aunque algunos autores utilizan el término *endo-skarn* a los skarns formados en cualquier roca aluminosa incluyendo lutitas y rocas volcánicas. Otros autores emplean el término skarn silícico para referirse a cualquier reemplazamiento metasomático. En terrenos profundos donde los plutones están menos fracturados y la circulación de fluidos es más restringida el skarn solo desarrolla una zona estrecha muy próxima al intrusivo. En los casos en donde el skarn esta bien desarrollado

la mena se encuentra, por lo general, en el exoeskarn; sin embargo, en ausencia de calizas, la mena puede encontrarse en el endoeskarn.

La clasificación del exoeskarn puede hacerse en base a la mineralogía dominante, la cual en la mayoría de los casos refleja la composición de la roca carbonatada reemplazada. Los skarns magnésicos contienen un componente importante de silicatos de magnesio, tales como forsterita o sus productos de alteración, serpentina comúnmente asociada con diopsida calcita y espinela. Los skarns cálcicos contienen abundantes silicatos de Ca o Ca-Fe tales como andradita y hedenbergita.

Una mejor clasificación de los skarns se basa en el contenido principal del metal económico (Fe, W, Cu, Zn-Pb, Mo y Sn). De acuerdo con Einaudi y Burt (1982) los skarns de hierro se relacionan con ambientes tectónicos de arcos de islas en donde predominan las dioritas-andesitas; los skarns de W, Cu y Pb-Zn a las granodioritas y cuarzomonzonitas de los márgenes continentales y el Sn-W a los granitos post-orogénicos o anorogénicos.

II.1.5. Diagenéticos en series carbonatadas

Otra tipología de yacimientos menores explotados por hierro son los diagenéticos en series carbonatadas, a menudo dolomitizadas, por carbonatos de hierro. Estos yacimientos guardan gran similitud con los de tipo Mississippi Valley y a menudo aparecen asociados a ellos. Su mineralogía es muy sencilla, estando constituidos por siderita/ankerita y una mezcla de textura terrosa de óxidos de hierro (hematita, goethita y fases amorfas -limonitas-). Los carbonatos suelen presentarse bajo la forma de cristales “en silla de montar” (*baroque dolomite*) de tamaño diverso, desde micro a mesocristalinos constituyendo texturas ritmíticas, hasta grandes cristales de varios centímetros de diámetro dispuestos en cavidades primarias o de disolución a favor de un karst hidrotermal. El intemperismo provoca la disolución por aguas meteóricas ácidas (cargadas con CO₂ atmosférico) de los carbonatos, y el relleno de los óxidos residuales en las cavidades existentes. Estas bolsadas, a menudo de forma irregular, son las que presentan mayor interés para su explotación como mena de hierro.

II.2 YACIMIENTOS MAGMATICOS DEL TIPO KIRUNA

II.2.1 Kiruna, Suecia.

El distrito minero Kiruna y las áreas alrededor en el norte de Suecia constituyen la mayor concentración de menas de magnetita-apatita en el mundo. El yacimiento se presenta como un cuerpo tabular dentro de una gruesa secuencia compuesta principalmente por rocas volcánicas de composición intermedia a ácida. El grupo del pórfido, el cual contiene ignimbritas en las partes inferiores, ha sido interpretado como un relleno de caldera. Los depósitos de la parte superior del pórfido (Rektorn, Henry, Nukutusvaara y Haulivaara), conjuntamente referidos como yacimientos de Per Geijer, son diferentes al los de Kirunavaara y Loussavaara por tener un contenido mayor de apatita y hematita y la presencia de cuarzo y/o carbonato en cantidades significativas. Un hecho relevante de estos depósitos es la presencia de abundante actinolita (por alteración del piroxeno?). Su edad ha sido determinada como Proterozoico temprano (Romer *et al.*, 1994).

La existencia de vetas con yeso y pirita en la mena son expresiones de actividad hidrotermal. Las menas estan localmente deformadas por fallamiento y presentan recristalización; sin embargo, reliquias de estructuras y texturas primarias pueden observarse, especialmente en Kirunavaara. Esto es consistente con la naturaleza no deformacional de las facies de metamorfismo regional de esquistos verdes que caracterizan a estas rocas en el campo.

II.2.2 El Laco, Chile

(Tomado de Nystrom and Henríquez, 1994)

Los yacimientos pliocénicos de El Laco en la cordillera de los Andes del norte de Chile están entre los ejemplos mejor preservados de un depósito de hierro magnetita-apatita del tipo Kiruna. Estos están situados en los flancos de un volcán de composición andesítica-riodacítica, a una altitud entre 4 700 y 5 300 m.

Dentro de un área de 30 km² se encuentran siete yacimientos con un total de recursos del orden de 500 millones de toneladas de mena de hierro de alta ley.

La mena está compuesta principalmente de magnetita primaria y se presenta en cuatro yacimientos de tamaño grande a mediano: Laco Norte, Laco Sur, San Vicente Alto y San Vicente Bajo. Morfológica y estructuralmente los tres primeros se presentan como coladas de lava, con diques y material piroclástico asociado y San

Vicente Bajo con la forma de un domo intrusivo que ha sido emplazado muy cerca de la superficie. Además existen tres yacimientos pequeños: Laquito, Rodados Grandes y Cristales Grandes. Laquito y Rodados Grandes corresponden a diques. Cristales Grandes es el más pequeño y de más baja temperatura de formación, la que se infiere a partir de la presencia de abundantes evidencias hidrotermales (numerosas vetas de cuarzo y yeso exhalativo). Este último depósito más bien parece una veta, con mucho más espacios abiertos que un dique.

La apatita es localmente abundante en los cuerpos con forma de diques, pero sólo es una fase accesoria en los depósitos extrusivos. La mena contiene cantidades muy variables de piroxeno el que está parcial a totalmente alterado a talco, ópalo, goethita y smectita. Hematita se presenta como un producto de oxidación de la magnetita de mena maciza y fragmental.

Los cuerpos de mena están rodeados por una aureola metasomática angosta en la cual la roca huésped andesítica se ha transformado a piroxeno, escapolita, cuarzo y granate. Todo el complejo volcánico, incluyendo los cuerpos de mena, está afectado por una alteración hidrotermal, localmente muy intensa, la que incluye silicificación (cristobalita, tridimita y sílice amorfa), argilitización (jarosita y alunita), desarrollo de yeso y depositación de azufre fumarólico. No existen evidencias de metamorfismo en el distrito.

II.2. 3 Missouri, Estados Unidos de América

Las montañas San Francis de Missouri exponen una ventana dentro del Proterozoico en el centro de Norte América, la cual en general, esta cubierta por sedimentos posteriores del Paleozoico. Dentro de esta ventana quedan expuestas rocas ígneas volcánicas e intrusivas no deformadas de 1.45 a 1.48 Ga las cuales incluyen lavas riolíticas y tobas de caída libre, granitos alcalinos, intrusiones traquíticas a traquiandesíticas, granitos de dos micas, diques tardíos de diabasa e intrusiones gabroicas. (Bickford et al 1986; Kisvarsanyi, 1990; Hauck, 1990; y Sims, 1990) Dentro de esta secuencia volcánica intrusiva hay mas de 30 cuerpos minerales de hierro-apatita (Kisvarsanyi, 1990), los cuales hay ocho yacimientos principales (Iron Mountain, cuerpo superior de Pilot Knob, cuerpo inferior de Pilot Knob, Pea Ridge, Bourbon, Kratz Springs, Boss-Bixby, and Camels Hump) los cuales juntos pueden contener reservas de mas de un billon de toneladas de mena de hierro (Hauck, 1990).

De estos, solamente los yacimientos Iron Mountain, el cuerpo superior Pilot Knob, el cuerpo inferior Pilot Knob y Pea Ridge han sido minados y únicamente el yacimiento

de Pea Ridge estuvo en producción hasta 1990 (Hauck 1990; Kisvarsanyi, 1990). Iron Mountain y el cuerpo superior de Pilot Knob afloran en la superficie, los otros yacimientos fueron encontrados por perforación y por anomalías magnéticas y gravimétricas. También hay un número de cuerpos pequeños de hierro expuestos en el distrito (Kisvarsanyi and Proctor, 1967). El principal cuerpo mineral el cual parece estar espacialmente asociado con características volcano-tectónicas, tales como anillos de calderas, tiene una variedad de relaciones de contacto las cuales incluyen diques, cuerpos estratiformes, y menas de brecha caracterizadas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas cementadas por minerales de mena (Kisvarsanyi 1990).

El cuerpo mineral superior de Pilot Knob, el cual varía de 5.8 a 8.8 m de espesor, consiste de hematita finamente bandeada, cuarzo, sericita y barita, intercalada con tobas de caída libre y brechas (Panno and Hood, 1983; Hauck, 1990) Este ha sido interpretado como un reemplazamiento de toba volcánica (Snyder, 1969; Ridge, 1972; Panno y Hood, 1983) o como una toba hematítica producida por un sistema fumarolico dentro de un lago (Nold, 1988, Hauck, 1990).

II.2.4 Cerro de Mercado, Durango, México

El yacimiento se localiza en la parte norte de la ciudad de Durango, habiendo iniciado su explotación en el año de 1828 para abastecer a la fundición que se encontraba en el lugar que posteriormente se llamaría Ferrería de Flores a orillas del Rio El Tunal, a 12 km de Durango (Labarthe *et al.*, 1990).

El yacimiento de mineral de hierro se emplaza dentro de una secuencia de rocas volcánicas del Terciario y ha sido estudiado por varios autores (Salazar-Salinas *et al.*, 1923; Foshag, 1928; Naeser and Fleischer, 1975; Young *et al.*, 1969; Lyons, 1988; y Labarhte *et al.*, 1990. A continuacion se describe en forma resumida el trabajo de Lyons (op cit.) que es el que describe con mas detalle la estructura, texturas y geoquímica del depósito:

(Tomado de Lyons, 1988)

Los depositos de hierro del area de la ciudad de Durango, fueron formados por un proceso volcanico subaero durante un hiatus entre dos ciclos eruptivos mayores emanados de la caldera Chupaderos cuya edad es de 30 Ma. La primera gran erupción de la caldera de Chupaderos produjo una corriente de tobas riolitico

hematíticas de la Formación Aquila. Durante la formación del domo resurgente, la Formación Cacaria relleno el foso alrededor del domo central de la caldera Chupaderos.

La parte inferior de la Formación Cacaria (miembro Leona), consiste de extensos flujos domicos y tobas volcanoclásticas. Las diferentes facies del miembro "Iron Mercado" fueron depositadas en la superficie del miembro Leona así como también en el domo resurgente de la Formación Aquila. Una actividad extrusiva menor de composición cuarzolítica fue simultánea con la erupción del miembro "Iron Mercado". Ambas unidades 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 del Cerro de Mercado consiste de 4 facies: (1) una facie de magnetita masiva a burdamente estratificada de cristales grandes de magnetita en la base, (2) facie de magnetita arenosa no consolidada y magnetita arenosa laminada de grano fino sobre la magnetita, (3) facie de bloques en matriz de magnetita arenosa no laminada, mezclada con bloques de cuarzolita y (4) facies mezcladas de óxido de hierro y cuerpos tabulares en forma de diques de hematita-magnetita de grano fino.

Las relaciones geológicas sugieren que los depósitos de hierro fueron formados como resultado de una variedad de procesos volcánicos subaéreos. El principal depósito de Cerro del Mercado aparentemente fue el producto de una erupción de un magma de hierro rico en fluor, cloro, dióxido de carbono y agua. Coladas y flujos de brechas formaron un domo volcánico sobre un sistema intrusivo alimentador. Los óxidos de hierro cristalizaron como magnetita, con abundantes cristales limpios de apatita de color amarillo-verdoso. Grandes volúmenes de gases ricos en halógenos salieron hacia la superficie a través de los flujos de óxido de hierro y oxidaron la magnetita a hematita (martita) y redepusieron el hierro como magnetita arenosa laminada en una área extensa.

Durante las etapas posteriores, en el proceso de enfriamiento, un dique cuarzolítico intrusión y fluyó en el yacimiento, y en las áreas adyacentes al Cerro de Mercado grandes volúmenes de hierro ricos en vapores fueron esparcidos en la atmósfera y cristalizaron como hematita pulvulenta de grano fino formando un manto de ceniza que cubrió un área mayor a 300 Km². La naturaleza rica en volátiles del sistema en el Cerro de Mercado propicio un reemplazamiento premineralización extensivo de las riolitas subyacentes. Tobas post-mineralización sobreyacen la mena de hierro conteniendo fragmentos de óxido de hierro en sus bases sin alteración.

Se cree que una fase volátil rica en hierro inmiscible fue emitida desde un magma riolítico debido a la introducción de CO₂ de los carbonatos de las paredes de la roca encajonante. Esta fase rica en volátiles subió hasta la parte superior de la cámara magmática. El agua se disociaría y el oxígeno se combinaría con el hierro en la fase líquida para formar un magma volátil rico en óxido de hierro el cual fue llevado a la superficie por una corriente continua de gases. El hidrógeno escapado en la fase de vapor junto con los cloruros y fluoruros, formó un ambiente intensamente ácido capaz de llevar volúmenes significativos de hierro en forma de vapores de cloruro de hierro hasta que alcanzó la atmósfera donde se formó la hematita pulverulenta microcristalina.

III YACIMIENTOS DE HIERRO DE LA REGION SUROCCIDENTAL DE MEXICO

III.1 ESTUDIOS PREVIOS

La región aquí designada como ferrífera del suroeste de México se encuentra entre los 18°45'-19°30' N y 102° 45'-104° 45' W. Comprende parte de los estados de Jalisco, Colima y Michoacán y cubre una superficie de forma rectangular de aproximadamente 15, 550 km.². Queda limitada al norte por la población de Tecalitlán, al sur por Coalcomán, al oriente por Tepalcatepec y al poniente por la Huerta y Barra de Navidad (Figura 1).

El área ha sido estudiada con anterioridad por varios autores: algunos de estos estudios fueron realizados con fines mineros como son los de Urquiza (1882), De Anda (1883), Flores (1951), Gerónimo-Godoy (1968), López-Mendoza *et al.*, (1970), Meave y Echegoyen (1961), Naciones Unidas (1969), Pineda-Ramírez *et al.*, (1969), De la Garza (1979), Gaytán-Rueda (1979), Mérida-Cruz (1980), Llano-Zamora (1986), Pantoja-Alor y Estrada-Barraza (1986), Estrada-Barraza (1988), De la Campa (1988), Corona-Esquivel *et al.* (1991), Corona-Esquivel *et al.* (1992), Corona-Esquivel y Ruiz (1992), Corona-Esquivel (1993), López-López (1993), Consejo de Recursos Minerales (1994), Bustamante-Bermejo (1994), Ortigoza-Cruz *et al.* (1994) y Miranda-Gasca (1995).

Otros estudios de carácter paleontológico y estratigráfico son los que realizaron Aguilera y Ordóñez (1893), Boese (1910), Vivar (1923), Burckhardt (1904), Fries (1962), Pano (1975), Mújica (1978), Pimentel (1979), Rodríguez (1980), Cuevas (1981), Govela y Ordóñez (1981), Sánchez (1983), Salazar (1983), Pantoja-Alor (1983), Bermúdez-Santana (1994).

Durante 1974 a 1984 Petróleos Mexicanos perforó los pozos Colima y Tepames los cuales aportaron abundante información para definir la columna estratigráfica de la región.

Recientemente se han efectuado estudios regionales que incluyen el área de estudio encaminados a entender la evolución tectónica de México, tales como los de Campa y Coney (1983), Campa y Ramírez (1979), Guerrero-Suástegui *et al.* (1991), Talavera-Mendoza (1993), Centeno-García *et al.* (1993), Sedlock *et al.* (1993) y Ortega-Gutiérrez *et al.* (1994).

III.2 MARCO GEOLOGICO

Ante la necesidad de establecer la posición estratigráfica de los yacimientos de la región y en virtud de que las mismas unidades litoestratigráficas recibían nombres diferentes en áreas contiguas y, por otra parte, en algunas localidades mineras la litología solo fue descrita sin determinar su edad ni referirla a una formación, fue preciso revisar la estratigrafía de la región estudiada dando por resultado las 13 columnas de la Figura 2. La secuencia estratigráfica aceptada en este estudio se muestra en la Figura 3.

El área comprende parte de las subprovincias denominadas por Raisz (1959) Cordilleras Costeras del Sur y Planicie Costera, las cuales forman parte de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur.

La morfología de la región se caracteriza por sierras abruptas que conforman las partes orográficas más elevadas, así como lomeríos de pendientes suaves y, finalmente, zonas planas como el valle de Colima y una franja angosta paralela a la costa.

Las sierras y valles tienen una orientación predominante NNW-SSE, con excepción de las áreas de Peña Colorada y Tepalcatepec en donde es NE-SW.

Todas las corrientes fluviales drenan hacia el Océano Pacífico a través de los ríos Marabasco, Armería, Coahuayana y Tepalcatepec.

Geológicamente el área se ubica en la provincia del Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), que consiste esencialmente en un conjunto de formaciones volcanosedimentarias deformadas del Triásico Tardío-Cretácico.

III.3 ESTRATIGRAFIA

Pre-Cretácico

La estratigrafía de la región suroccidental de México comprende rocas ígneas intrusivas, volcánicas marinas, sedimentarias marinas, sedimentos continentales y rocas metamórficas, cuyas edades tienen un alcance amplio desde el Mesozoico Temprano al Cuaternario (Figura 3).

Las rocas más antiguas afloran en el SE del Estado de Michoacán, fuera del área de estudio, correspondiendo a los Esquistos Arteaga (Gutiérrez 1975; Mújica 1978; Campa *et al.*,

1982; Grajales y López 1984; Barba *et al.*, 1989) o Complejo Arteaga (Centeno *et al.*, 1992).

a) Complejo Arteaga

El Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 1993), está constituido principalmente por una alternancia de lutitas, areniscas de grano fino, grauvacas y algunos paquetes delgados de pedernal; además contiene basaltos en forma de lavas almohadilladas, pedernales de color verde claro, capas delgadas de calizas alternadas con tobas y cuerpos graníticos y dioríticos foliados; toda la unidad está intensamente deformada y en partes metamorfoseada en la facies de esquisto verde o más bajas. Su localidad tipo se sitúa entre las poblaciones de Arteaga y Tumbiscatio en el Estado de Michoacán, tiene un espesor de más de 1200 m e incluye a las formaciones Varales, Jaltomate, Charapo y a la Diorita las Juntas.

Campa-Uranga *et al.* (1982), reportaron radiolaritas del Triásico Medio y Tardío, y en las inmediaciones del Rancho Cerro Prieto, Municipio de Aguililla, Michoacán, Guzmán (1975) propuso informalmente el nombre de Formación "Cerro Prieto" para describir a una secuencia de metasedimentos a los cuales por su posición estratigráfica ubicó en el Jurásico. Posteriormente, Centeno (1994) tomando en cuenta los fechamientos por K-Ar realizados (Grajales y López, 1984; Torres com. personal) asume que las edades Jurásico Temprano-Jurásico Medio obtenidas, se relacionan probablemente a la deformación y metamorfismo del Complejo Arteaga. Dicho complejo no aflora en el área de estudio.

Cretácico Inferior.

a) Formación Alberca

Fue nombrada informalmente por Pimentel (1980) para referirse a las lutitas negras, calizas arcillosas, areniscas de grano fino y tobas del Cretácico Temprano que afloran en la Ranchería La Alberca a 20 km al norte de Contla, Jalisco.

Dicho autor dividió la formación en dos miembros: El inferior, constituido por lutitas, calizas arcillosas, tobas y areniscas, con abundante macrofauna, y el miembro superior, constituido principalmente por calizas y lutitas negras silicificadas, abundantes tobas, escasos derrames andesíticos y areniscas de grano fino a medio.

Bermúdez-Santana (1994) menciona que la base de la Formación Alberca en la sección Cahuinga-Estanzuela, al poniente de Tepalcatepec, la constituye una unidad volcanosedimentaria con estratos pelíticos, que en algunos casos contienen amonitas 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 Jicotlán a lo largo de una extensa zona de contacto que aflora sobre el cauce del Río San Juan de Dios.

En trabajos de geología superficial efectuados al noroeste de Tepalcatepec, Michoacán, por Petróleos Mexicanos, Cuevas (1981) describe afloramientos de la Formación Alberca con amonitas de los géneros Neocomites sp. y Subthurmania sp., que señalan una edad valanginiana.

En el área de la Ranchería La Alberca, Pimentel (1980) reporta los siguientes fósiles: Subthurmania sp., Berriasela sp., Thurmaniceras sp., Mexicanoceras sp. y neocomítidos. Con base en esta asociación considera un alcance general para la Formación Alberca del Berriasiano al Hauteriviano inferior.

Bermúdez-Santana (1994) en la sección de Cahuinga -Estanzuela con un espesor de 1,290 m, colectó amonitas que fueron identificadas como Neocomites del Valanginiano superior-Hauteriviano Inferior y Acanthodiscus que señala una edad probable del Hauteriviano temprano.

Dentro del área de estudio, Cuevas (1981) reportó un espesor de 1,500 m para esta formación al oeste de Tepalcatepec, Michoacán, definiendo un miembro intermedio constituido por tobas y andesitas.

Su base no está expuesta en el área y está cubierta en forma concordante por la Formación Tecalitlán.

b) Formación Tecalitlán

Rodríguez (1980) propuso informalmente el nombre de Formación Tecalitlán para designar a una secuencia de piroclásticos constituidos por tobas, areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas líticas, derrames andesíticos e intercalaciones aisladas de limolitas de probable edad barremiana-aptiana, considerando como localidad tipo a los afloramientos situados sobre la Carretera Federal 110 entre Tecalitlán y la Ranchería de Carrizalillo, en el Estado de Jalisco. Pantoja y Estrada (1986) extendieron y nombraron formalmente a la Formación Tecalitlán incluyendo a las rocas volcánicas que afloran al

poniente de la Mina de El Encino, cuya posición estratigráfica y composición es similar a las rocas expuestas en los alrededores de Tecalitlán.

Dentro del área de estudio (Figura 1), la formación se encuentra ampliamente distribuida al occidente y sureste de Tecalitlán, al oeste de Tepalcatepec, en los alrededores de la mina de El Encino y en el Cerro de las Fundiciones al oriente de La Minita; su espesor varía de 1,200 a más de 2,000 m. Se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Formación Alberca y subyace en aparente concordancia a la Formación Tepalcatepec. Estas relaciones estratigráficas sitúan a la Formación Tecalitlán del Hauteriviano al Aptiano.

En el área de la mina El Encino, la secuencia consiste en derrames porfídicos de composición riolítica a dacítica con intercalaciones de tobas, y la cima de la formación en la parte alta del Cerro de Jilotlancillo se encuentra constituida por una roca ígnea de grano fino probablemente basáltica, con vesículas rellenas de calcita (Pantoja y Estrada 1986).

En una localidad 4 km al oriente de La Minita se observaron además estratos bandeados alternantes de hematita y jaspe interestratificadas con tobas félsicas, sugiriendo un origen sedimentario del hierro durante el volcanismo marino (veáse La Hueca, Distrito de La Minita, Michoacán).

En la sección de Cahuinga-Estanzuela, Bermúdez-Santana (1994) menciona que el espesor de la Formación Tecalitlán es de 870 m, se caracteriza por carecer de estratos pelíticos y por la ausencia de micro y macrofauna por tener un carácter eminentemente volcánico. Dicho autor obtuvo una edad K-Ar de 118.5 ± 2.5 Ma a partir de un concentrado de hornblenda de una andesita porfídica colectada en la parte superior de la Formación Tecalitlán. Esta edad radiométrica corresponde al Aptiano temprano y es congruente con la edad por posición estratigráfica obtenida para la formación.

Cretácico Medio

a) Formación Madrid

Pano (1975) propuso el nombre de Formación Madrid para designar las rocas constituidas por calizas arcillosas y lutitas carbonosas que cambian lateralmente a yesos y que afloran en las cercanías de la estación de ferrocarril Madrid en el Estado de Colima.

La constituyen dos miembros bien diferenciados: el inferior, formado por paquetes de 20 a 30 m de espesor de caliza arcillosa, interestratificados con paquetes de 5 a 10 m de espesor de lutitas carbonosas con gran abundancia de plantas asociadas con amonitas. El miembro superior está constituido por yesos en estratos de espesor medio. Razo-Rojas (1986 en Bustamante-Bermejo 1994) identificó Colomiella recta, Favusella hiltermani e Histeróceras sp. que sitúa la edad de la formación en el Albiano.

La formación aflora en áreas muy restringidas al norte y occidente de Coquimatlán y al SE de Ixtlahuacán en el Estado de Colima; al SE de Pihuamo, Jalisco y en el área de Paso de Arrieros en el Estado de Michoacán. El espesor total de la formación se estima en 800 m (Pano, 1975). Sobreyace en aparente concordancia a la Formación Tecalitlán y su contacto con la Formación Tepalcatepec es transicional mediante un cambio de facies.

b) Formación Tepalcatepec

Pimentel (1980) la definió informalmente en el área de Tepalcatepec, Estado de Michoacán. Consiste en una secuencia volcanosedimentaria de capas gruesas a masivas de calizas, calizas arcillosas, lutitas, calizas arenoarcillosas, areniscas, limolitas, tobas, conglomerados y derrames andesíticos. Su edad albiano-cenomaniana se basa en su contenido de rudistas.

Esta formación es la más ampliamente distribuida en el área de estudio. Su espesor es de 2,500 a 3,000 m y ha sido dividida en facies de banco y facies volcanosedimentaria. Ambas facies inician con una alternancia de areniscas, conglomerados, lutitas y limolitas.

La facies de banco está constituida por capas gruesas a masivas de calizas de plataforma. Incluye también potentes espesores de conglomerados gruesos de matriz calcárea. La facies volcanosedimentaria la forman brechas andesíticas a latíticas con intercalaciones de delgados estratos calcáreos.

En el área de Coalcomán, donde los espesores de rocas volcánicas son mayores, abundan intervalos de andesitas de color gris a gris verdoso con gran cantidad de magnetita. En el

camino entre La Minita y Trojes el presente autor colectó rudistas del género Immanitas sp. Palmer (1928) y ostréidos del género Rastellum sp. (Corona y Alencaster, 1993), que indican un ambiente de aguas cálidas y someras y confirman una edad albiana. En el área de Peña Colorada la Formación Tepalcatepec aflora ampliamente conteniendo en las unidades calcáreas gran variedad de rudistas entre ellas Texicaprina vivari, Immanitas sp., Mexicaprina sp., ? Ichthyosarcolites sp., y Kimbleia sp.

La Formación Tepalcatepec sobreyace en concordancia a la Formación Tecalitlán, se interdigita con las formaciones Madrid y Cerro de la Vieja, y subyace en discordancia a la Formación Colima. Sus relaciones estratigráficas con las formaciones Encino y Vallecitos no fueron observadas en campo. Sin embargo, por ser de la misma edad se considera como un cambio de facies en el cual las rocas volcánicas predominaron sobre las detríticas y carbonatadas de la Formación Tepalcatepec.

En la sección de Cahuinga-Estanzuela al poniente de Tepalcatepec, Bermúdez-Santana (1994) menciona que en los afloramientos observados en el Puerto Gallardo, la base de la Formación Tepalcatepec esta constituida por tobas y limolitas que se hacen más calcáreas hacia la cima y en la que petrográficamente se observa una marcada influencia volcánica. Hacia la cima se observa un desarrollo carbonatado más franco representado por un banco de caliza de unos 240 m de espesor que se extiende lateralmente varios kilómetros. Este último nivel contiene abundante fauna de rudistas y microfósiles.

Hacia la parte media y superior de la columna Cahuinga-Estanzuela se observaron derrames volcánicos, tobas, brechas y conglomerados volcánicos con intercalaciones de niveles calcáreos de extensión lateral limitada. La cima de la Formación Tepalcatepec se observa cubierta por depósitos recientes en el valle del mismo nombre.

El espesor máximo registrado para la Formación Tepalcatepec es de 3,750 m en la sección Puerto las Cruces-Pinolapa, y de 2,660 m en la Sección Cahuinga-Estanzuela (Bermúdez-Santana 1994).

c) Formación Encino

Fue descrita por Pantoja y Estrada (1986) como un conjunto de rocas volcanoclásticas marinas que consisten en conglomerados, tobas epiclásticas e intercalaciones lenticulares

de caliza que sobreyacen en discordancia a la Formación Tecalitlán e infrayacen en discordancia angular a rocas volcánicas, derrames subaéreos y calizas de la Formación Vallecitos. Como localidad tipo se escogió a la barranca del Arroyo de la Navidad localizada dentro de los fundos de la empresa minera Las Encinas, S.A., en terrenos del antiguo rancho de El Encino.

La Formación Encino se divide en dos miembros: El Miembro Inferior consiste en una secuencia de más de 230 m de rocas volcánicas y sedimentarias marinas formadas por conglomerados de fragmentos volcánicos en matriz tobácea limo-arenosa, arenisca y limolita calcárea, toba epiclástica y capas de caliza arrecifal. En este miembro (Pantoja y Estrada 1986) reportan la presencia de Cassiope sp. Nerinea sp. Radiolites sp. y Orbitolina sp.

En el camino de la mina El Encino a Vallecitos, El Miembro Superior consiste en unos 185 m de una secuencia tobácea, lodolita, limolita y arenisca calcárea, con intercalaciones de lentes de caliza y conglomerado calizo, conteniendo los fósiles Coalcomana ramosa, Chondrodonta sp. y Toucasia sp. Pantoja y Estrada (1986). Sobre el mismo camino y ubicadas hacia la base de la formación, el autor observó capas muy resistentes de más de 1 m de espesor de color verde olivo de composición vítrea con cristales pequeños de albita y vetillas de calcita que se clasificaron como hialoclastitas.

Hacia la parte superior la secuencia incluye capas de espesor medio de traquitas, capas muy gruesas a masivas de toba con fragmentos brechoides de andesita y capas delgadas de caliza arenosa, caliza y limolitas calcáreas. Asimismo, la formación está cortada por diques de composición andesítica que desarrollan intemperismo esferoidal.

El contenido faunístico de la formación indica una edad aptiana tardía-albiana temprana (Pantoja y Estrada 1986).

Dentro del área del presente estudio se considera que la Formación Encino corresponde a una área en la cual el volcanismo marino del arco magmático del Cretácico se desarrolló en mayor grado, pudiendo pertenecer por lo tanto esta formación a un cambio de facies dentro de la Formación Tepalcatepec.

d) Formación Vallecitos

La primera descripción de estas rocas fue realizada por Piñeiro (1972 en Pantoja y Estrada 1986). Posteriormente Pantoja y Estrada (*op.cit.*) la nombraron Formación Vallecitos para referirse a una secuencia de más de 350 m de derrames andesíticos, toba ignimbrítica, caliza arrecifal y rocas volcánicas de ambiente marino y edad albiense temprana que afloran en el área de la mina El Encino y en los alrededores de la ranchería de Vallecitos en el Estado de Jalisco.

Esta formación comprende dos miembros: El tobáceo y el calcáreo. El miembro tobáceo cubre con marcada discordancia angular a la Formación Encino y el miembro calcáreo descansa concordantemente sobre el miembro tobáceo.

Su edad albiense temprana se basa en la presencia de Coalcomana ramosa (Boehm) y Chondrodonta sp. (Pantoja y Estrada 1986).

e) Formación Cerro de la Vieja

Parga (1977) la definió informalmente en el Cerro de la Vieja a 7 km al S70W de Coquimatlán, Colima como una secuencia de conglomerados calcáreos con cantos de 2 a 10 cm de diámetro, pobremente clasificados en una matriz limolítica de lodo calcáreo y estratos de 0.5 a 1.5 m de espesor, asignándole una edad cretácica tardía con base a su posición estratigráfica.

Los estudios de campo realizados en la presente investigación revelan que tanto la Formación Madrid como la Formación Cerro de La Vieja forman parte de la misma estructura anticlinal orientada NNW-SSE, que fue afectada por emplazamientos de intrusivos, como el de Cerro Náhuatl, diapirismo de yesos y fallamiento normal. Asimismo en las muestras de arenisca, colectadas en la parte superior de la secuencia y estudiadas por el Dr. Enrique Martínez, se determinó dentro del conjunto palinológico a *Retimonocolpites* sp. y *Tricolpites* sp., así como una gran abundancia de fitoclastos (*Traquidas* y *fusinita*). Estos granos de polen representan las primeras angiospermas del Cretácico Temprano de edad albiense/aptiense.

Los datos anteriores permitieron concluir que la formación Cerro de la Vieja es en realidad de edad albiense y corresponde a la parte superior de la Formación Madrid y que la presencia de abundantes fitoclastos indican un ambiente fluvial deltaico con oxidación

de materia vegetal proveniente de una región continental cercana, expuesta a la erosión durante el Cretácico Temprano (Corona et al., 1996).

Cretácico Tardío-Terciario temprano

a) Rocas intrusivas

Estas rocas comprenden a los intrusivos del Cretácico Tardío-Terciario temprano, constituidos por una serie de grandes plutones distribuidos en toda la costa suroccidental de México, como son: 1. El batolito de Tomatlán (Grajales y López 1984), el cual aflora en varias áreas desde el sur del Estado de Nayarit hasta el Estado de Colima; 2. El batolito o tronco cuarzomonzonítico de Pihuamo con edad (K/Ar en roca entera) de 65 ± 3 Ma (Pantoja 1983), el cual se encuentra íntimamente relacionado con la mineralización de fierro de la mina El Encino (Pantoja y Estrada 1986); 3. El batolito de Aquila, Michoacán, fechado en 63 ± 1 Ma por el método K/Ar utilizando hornblenda y 61 ± 1 Ma utilizando biotita (Pantoja 1983); 4. El batolito de Ostutla, Michoacán, con 57 ± 1 Ma y 56 ± 1 Ma (K/Ar) en hornblenda y biotita respectivamente, y 5. Los cuerpos intrusivos que afloran en el área de Peña Colorada cuya composición varía de gabro a granito, descritos por Pineda *et al.* (1969); Corona *et al.* (1991); y Zurcher (1994), los cuales el Instituto Mexicano del Petróleo (1987) fechó por el método de K/Ar en 72 ± 6 Ma (La Loma), 58 ± 2 Ma (La Sidra), y 62 ± 2.5 Ma (El Mixcoate).

De acuerdo con Sedlock *et al.* (1993), los afloramientos graníticos constituyen una tercera parte del Terreno Guerrero y presentan una edad de cristalización decreciente del oeste al este, desde el Cretácico medio en el sur de Nayarit, Jalisco, Colima y poniente de Michoacán hasta el Terciario en el este de Michoacán y Guerrero (Damon y Coney, 1983; Bohnel *et al.*, 1989; Guerrero-García, 1989; Schaaf *et al.*, 1996).

Estudios isotópicos de Nd de los plutones en la región granítica de Jalisco implican una derivación parcial de una fuente Proterozoica (?) con un grado variable de contaminación de la corteza, mientras que los plutones localizados al SE dan una edad modelo de Nd (modelo de manto empobrecido) del Paleozoico medio a tardío y no muestran evidencia de contaminación cortical (Schaaf *et al.*, 1991). Sin embargo, no se han llevado a cabo estudios isotópicos de los intrusivos del área de estudio.

Cuaternario

a) Formación Colima

Pano (1979) propuso informalmente el nombre de formación Colima, para designar a un conjunto de rocas clásticas formadas por conglomerados de fragmentos volcánicos, arenas, areniscas mal cementadas, tobas y derrames ígneos, que afloran en el Valle de Colima.

De acuerdo con Luhr y Carmichael (1990) esos depósitos son el resultado del colapso del Volcán de Colima ancestral (4,300 años A.P.), que produjo una caldera en forma de herradura de 5 km de diámetro y una avalancha de detritos volcánicos que cubrió una superficie profundamente erosionada con un área mayor que 1,500 km² y llegó a una distancia de 70 km desde la antigua cima del volcán, alcanzando en algunos lugares, como en el cañón del Río Armería, un espesor de más de 200 m.

Este depósito cubre indistintamente a las Formaciones Tepalcatepec y Madrid del Cretácico, tiene un volumen estimado de 10 km³ (Luhr y Carmichael *op.cit.*; Rodríguez-Elizarraras, 1995) y está caracterizado por una topografía ondulada (*hummocky*) con depresiones cerradas y cantos abundantes cubriendo la superficie, como puede observarse claramente al sur de Alzada y al poniente de Quesería.

b) Lavas y brechas andesíticas del Volcan de Colima

Afloran a 27 km al norte de la ciudad de Colima y son el producto de la actividad de los últimos 400 años del Volcán de Colima, la cual de acuerdo con Luhr y Carmichael (1990) se puede dividir en cuatro ciclos históricos bien definidos cuyas erupciones culminantes ocurrieron en 1690, 1818 y 1913, y los flujos de lava de 1961-62, 1975-76, y 1981-82 representan la fase activa del cuarto ciclo.

Las lavas y brechas del Volcán de Colima son andesitas calcialcalinas y se cree (Luhr y Carmichael, *op.cit.*) que fueron derivadas por cristalización fraccionada de un magma primario basáltico asociado a la zona actual de subducción en el pacífico mexicano.

c) Aluvión y depósitos de talud

Estan formados principalmente por arenas, gravas, limos y arcillas que se acumulan en las márgenes de los ríos principales. Se incluyen también a los suelos residuales los cuales en las zonas mineralizadas son de color rojizo.

Los depósitos de talud se forman al pie de las pendientes de las cordilleras y en los escarpes de falla y los constituyen bloques de tamaño y composición diferentes.

Las características principales de las formaciones de la región de Peña Colorada-La Minita se resumen en la Tabla 1.

Con base en la litología de las formaciones descritas se puede concluir que los yacimientos de esta provincia ferrífera de la Sierra Madre del Sur, ubicada principalmente en los estados de Jalisco, Colima y Michoacán, se encuentran en un arco de islas volcánicas de edad mesozoica. Las rocas expuestas en el área indican un ambiente de depósito de importantes volúmenes de material volcánico y volcanoclástico asociado al desarrollo de grandes estructuras volcánicas marinas las cuales a diferentes niveles tienen intercalaciones de horizontes calcáreos y sedimentos clásticos marinos.

III.4 YACIMIENTOS DE HIERRO

En el borde fuertemente deformado de la cuenca del Océano Pacífico existen varios yacimientos de magnetita-hematita distribuidos en forma dispersa por todas partes, tal es el caso de Nahuelbuta, Cemento Melón, Romeral, Algarrobo y El Laco en Chile (Flores Williams 1949; Park 1961); Acari, Cerro Casco y Marcona en Perú (Atachley 1956; Concha 1956); Peña Colorada (Zurcher 1994), El Encino (Pantoja y Estrada 1986), Cerro Náhuatl, Aquila (Ruvalcaba-Ruiz 198) y Las Truchas (Mapes 1959) en México; Eagle Mountains, y Shasta Iron en Estados Unidos (Lamey 1961); Power River, Vancouver Island y Texada Island en Canadá (Eastwood 1965); Península de Kansas en Alaska (Warner 1961); Corea del Sur (Kato 1939); Kamaishi en Japón (Mitsuchi 1952); Landayao y Larap en las Islas Filipinas (Frost 1965); Shih-Lu e Isla Hainan en China (Park 1972); y Península de Cape York, Cadia y Savage River en Australia (Hughes 1965) (Figura 4).

Previamente se ha propuesto un origen por reemplazamiento metasomático (skarns) para la mayoría de estos yacimientos aunque también se encuentran otros que se les ha clasificado como magmáticos, de metamorfismo de contacto y de flujo de magnetita. Para todos ellos Nyström y Henríquez (1994) han propuesto que su génesis está relacionada a la evolución de un arco magmático. Por otra parte, Park (1972) ha señalado que su origen se relaciona con una movilización parcial de hierro proveniente de diversos tipos de rocas del subsuelo, en donde los procesos de formación se asociaron directamente con el cinturón móvil a lo largo de los márgenes continentales (Park, 1972; Battles and Barton 1995).

A diferencia de los yacimientos de la Cuenca del Pacífico, los bordes de las cuencas oceánicas del Atlántico y la India están subyacidas por hierros sedimentarios, *itabiritas* o *tacónitas*, de edad precámbrica y por capas de hierro sedimentario de edad geológica más reciente, tal como las bien conocidas formaciones Clinton y Minette.

La mayoría de los yacimientos de hierro del circumpacífico se encuentran próximos a cuerpos intrusivos, de composición por lo general intermedia, que forman parte del arco magmático. Otro yacimiento claramente de origen magmático es El Laco, ubicado en el norte de Chile, el que está emplazado como diques, domo, coladas de lava y depósitos piroclásticos en derrames andesíticos de edad terciaria (Park 1961; Rogers 1968; Nyström and Henríquez 1994).

Como una parte fundamental para entender el origen y las condiciones de emplazamiento de los depósitos de hierro en la porción suroccidental de México, así como para establecer correlaciones mineralógicas, estratigráficas y geoquímicas entre los yacimientos de Peña Colorada, El Encino, Cerro Náhuatl y Aquila ubicados en el subterreno Zihuatanejo, se estudió la geología de las áreas en las que se ubica cada uno de ellos, obteniéndose datos referentes a su mineralogía particular, rocas encajonantes en las que se emplazaron, edad de formación, relación con rocas intrusivas, nivel estratigráfico del emplazamiento y alteraciones causadas durante su formación.

III.4.1 Distrito de Peña Colorada

Peña Colorada se localiza al NW del Estado de Colima en el Municipio de Minatitlán, y al S del Estado de Jalisco en el Municipio de Cuautitlán. Se considera que el yacimiento contiene el 38.6% de las reservas de mineral de hierro de México, actualmente produce 3 000 000 de Tn de pellets al año con lo cual satisface el 40% de la demanda de hierro para la industria siderúrgica nacional (Estrada-Barraza, 1987).

Fisiográficamente, el yacimiento de Peña Colorada forma parte de la Sierra del Mamey la cual se encuentra en la subprovincia de las cordilleras de la Sierra Madre del Sur. Las formas orográficas que se observan en el área están principalmente representadas por topografías muy abruptas, sobresaliendo por sus elevaciones los cerros de Copales, La Piedra Colorada, El Peón, El Chino, El Zapote y parte de La Sierra de Manantlán (Figura 5). La altitud dentro del área de estudio va de los 680 m snm en el piso del Valle de Minatitlán y se eleva hasta los 1400 m snm y 1500 m snm en La Sierra del Mamey al NW de Minatitlán y los 1800 m snm en El Cerro Copales, situado al SE de Minatitlán.

Los primeros trabajos de Peña Colorada (formalmente conocidos como prospecto El Mamey) fueron mencionados por González-Reyna (1946, 1952) quien describe la geología del área a nivel de reconocimiento. En los años de 1956 y 1957 la compañía Impulsora de Industrias Básicas S.A., realizó estudios geológicos y de perforación en los cuerpos de fierro de Peña Colorada.

El área quedó incluida dentro de los estudios geológicos y geofísicos realizados durante 1962 a 1967 por el Gobierno de México y las Naciones Unidas (UNDP, United Nations Development Program), el cual condujo a la realización del estudio geológico-magnetométrico del yacimiento de Peña Colorada por Pineda *et al.* (1969).

Posteriormente, el Consorcio Minero Benito Juárez Peña Colorada S.A. (fundado el 8 de diciembre de 1967) realizó estudios para la ejecución del proyecto de explotación; publicándose en 1970 el libro "Investigaciones Fundamentales para el Desarrollo del Proyecto".

La estratigrafía regional fue estudiada por Salazar (1983). La geología local y estudios geofísicos fueron llevados a cabo por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987), Sánchez-Quiroz y Juárez (1988) y Corona-Esquivel (1993). Estudios por Alva-Valdivia *et al.* (1991), Corona-Esquivel *et al.* (1991), Rivas-Sánchez (1988, 1989, 1991), y Olivos-Rojas (1992) trataron aspectos de paleomagnetismo y mineralogía, y Zürcher (1994) realizó estudios geoquímicos.

Otros trabajos relacionados con la explotación del yacimiento son aquellos del Plan de Minado 1990-1994 y 1993-1997 que han sido llevados a cabo por el Consorcio Minero Benito Juárez Peña Colorada S.A., y la evaluación de reservas por Chávez-Gaytán (1993).

III.4.1.1 Geología y geoquímica del área Minatitlán-Peña Colorada

Geología

El área estudiada comprende 141 km², queda limitada por las poblaciones siguientes: al norte por Chanquehahuil, al sur por Las Guasimas al oriente por San Antonio y al poniente por Cerro Prieto (figura 5).

Dentro del área quedan expuestas rocas de origen sedimentario-marino, volcanogénico-marino y sedimentario continental del Cretácico medio que forman parte de la secuencia descrita en la región como Formación Tepalcatepec. Además de estas rocas afloran profusamente intrusivos cuya composición varía de diorita a sienita del Maestrichtiano al Paleoceno.

La estructura del área la conforman bloques de las secuencias sedimentarias levantados y basculados por los intrusivos definiéndose un patrón principal de fallamiento y fracturación NE-SW y otro menor NW-SE. Las rocas sedimentarias han sido cartografiadas en cuatro unidades (Figura 6), que de inferior a superior son las siguientes:

a) Unidad de limolitas y calizas arcillosas

Aflora en un área de forma irregular de aprox. 5 km² al sur del valle de Minatitlán. La secuencia consiste en una alternancia de capas de 20 a 25 cm de espesor de limolitas de color rojizo de origen volcánico, capas de 8 a 12 cm de limolita laminar color rojizo que intemperizan en forma nodular y calizas arcillosas de color gris oscuro.

Su contacto inferior no está expuesto, la cubren concordantemente tobas y brechas de la siguiente unidad y su espesor se estima en más de 200 m. Por su posición estratigráfica concordante bajo horizontes de calizas fosilíferas fechadas, se le considera una edad albiana.

b) Unidad de caliza

Esta unidad fue descrita como caliza silicificada y fosilífera por Pineda *et al.* (1969), como parte de la formación Tepalcatepec descrita informalmente por Pimentel (1980), y como facies pertenecientes a la formación Tepalcatepec por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987), para referirse a las capas gruesas masivas de caliza de plataforma que se ubican hacia la parte inferior del depósito de hierro de Peña Colorada.

Dentro del área cartografiada afloran también al SW de San Antonio y al poniente del yacimiento de las Pesadas (Figura 5). En Peña Colorada la unidad consiste en capas gruesas (40 cm) de caliza silicificada, muy compacta de color gris oscuro; hacia la cima el espesor de las capas se reduce y se presentan intercalaciones delgadas de caliza arcillosa. En lámina delgada se observa que la caliza está recristalizada y contiene abundantes bioclastos (moluscos) rodeados de hematita. Su espesor en el área de la mina es del orden de los 40 m y corresponde a un depósito somero de plataforma.

Su contacto inferior es con el intrusivo granodiorítico el cual la afecta, y hacia la cima pasa transicionalmente a la unidad de tobas y brechas. Su edad con base en los fósiles determinados (Texicaprina vivari, Immanitas sp., Ichthyosarcolite sp., Kimblela sp.)

es albiano-cenomaniana (Corona y Alencaster, 1993). En el presente estudio se considera a esta unidad como parte de la formación Tepalcatepec y se correlaciona con la Formación Morelos que aflora en los Estados de Morelos y Guerrero (Fries, 1960).

c) Unidad de tobas y brechas.

Esta es la unidad mayormente expuesta, constituye gran parte de la Sierra El Mamey y aflora también a lo largo de una franja orientada NE-SW al oriente de Minatitlán (Figura 5). Fue descrita en el área como perteneciente a la formación Tecalitlán por Llano (1986), y como unidad de tobas y microbrechas por Corona *et al.* (1991), para referirse a las capas de espesor variable de tobas y rocas detríticas de origen volcánico.

En el área de la mina de Peña Colorada la constituyen 200 m de capas de espesor variable de 5 cm a más de 2 m de brechas volcánicas y tobas de composición andesítica; en su parte media superior incluye lentes de caliza fosilífera y hacia la cima se encuentran horizontes de brechas constituidas por fragmentos angulosos de rocas volcánicas y magnetita cementados por la toba. Estos fragmentos de magnetita fueron incluidos contemporáneamente al depósito volcánico y previamente al depósito del conglomerado que le sobreyace.

Al SE de Minatitlán sobre el camino que conduce a Llanitos, la parte inferior de la sección incluye capas de 30 a 35 cm de arenisca de grano medio y color rojizo, areniscas conglomeráticas con fragmentos de andesita de 1 a 3 cm de diámetro y muy escasos fragmentos de caliza gris, limolitas calcáreas de color rojizo, capas delgadas de caliza y horizontes de coquinas, y hacia la parte superior de la sección afloran tobas y brechas andesíticas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa.

En uno de los horizontes fosilíferos ubicado hacia la parte inferior de la sección se identificaron los rudistas Texicaprina vivari (Palmer), Immanitas sp., Mexicaprina sp., y el Ostreido Rastellum sp. Este grupo faunístico es característico del Cretácico medio. La base de la unidad es transicional con las unidades de caliza, y limolitas y calizas arcillosas; hacia la cima pasa también en forma transicional a la unidad de conglomerado cretácico que le sobreyace.

d) Unidad de conglomerado

Dentro del área cartografiada el conglomerado aflora exclusivamente en la porción occidental. Fue descrito como conglomerado Terciario por Pineda *et al.* (1969), y como formación Punta Negra, del Terciario temprano por el Instituto Mexicano del Petróleo (1987). Sus mejores afloramientos quedan expuestos al poniente de Minatitlán, el primero forma unos lomeríos en el valle y el segundo y de mayor espesor constituye a los cerros de La Astilla y Cerro Prieto, alcanzando un espesor de unos 200 m.

En el área de la mina de Peña Colorada consiste en 120 m de capas que hacia la base son muy gruesas y contienen principalmente cantos de andesita y en menor proporción de caliza gris. Su contacto inferior es transicional con la unidad de tobas y brechas y su contacto superior no esta cubierto.

En una zona justo arriba de la parte central del yacimiento, el conglomerado presenta alteración hidrotermal (epidotización), vetas angostas de magnetita y tambien esta cortado por los diques andesíticos que afectan a toda la secuencia.

e) Rocas intrusivas

La superficie ocupada por afloramientos de cuerpos intrusivos dentro del área de estudio es aproximadamente de 85 km² (Figura 7).

Tomando parámetros de textura y mineralogía, es posible definir macroscópicamente tres grandes cuerpos intrusivos diferentes con sus respectivas peculiaridades cada uno de ellos, a los cuales se les ha denominado como :

- a) Diorita de Llanitos
- b) Diorita de cuarzo de Peña Colorada
- c) Sienita de cuarzo de Los Cerros Pelones

En la Figura 7, se observa la distribución de los cuerpos delimitados, sus relaciones de contacto con las rocas preintrusivas y cuaternarias, y la localización de los sitios de muestreo.

La edad maastrichtiano-paleocena asignada a estos cuerpos se basa en las relaciones con las unidades estratigráficas que intrusionan y en comparaciones de fechamientos isotópicos en cuerpos cercanos de composición similar, como los fechados por el IMP (1987) por el método de K/Ar en 72 ± 6 Ma (La Loma), 58 ± 2 Ma (La Sidra), y 62 ± 2.5 Ma (El Mixcoate).

Descripción petrográfica

La diorita de Llanitos localizada en la porción oriental (muestras R-29 y R-30) presenta una textura equigranular con cristales euhedrales de plagioclasa más abundantes que los de ortoclasa y hornblenda. Como accesorios contiene biotita. El tamaño del grano varía de 1 a 5 mm. Su color es verde oscuro y desarrolla intemperismo esferoidal.

Al microscopio petrográfico se identificó plagioclasa-hiperstena-opacos-augita-biotita-apatita (clorita-sericita-tremolita). La plagioclasa ocupa el 70% de la superficie de la lámina, presenta foliación magmática y un zoneamiento de moderado a débil. La hiperstena es débilmente pleocroica en colores rosa, verdoso o amarillento, y en sus bordes presenta alteración a granos finos de clorita. Constituye aproximadamente el 5% de la superficie de la lámina.

La augita (15%), es poiquilítica con abundantes inclusiones de ortopiroxeno alterado, opacos y biotita. El 10% constituido por opacos está representado probablemente por magnetita. Petrográficamente la roca puede ser clasificada como un gabro anhidro de dos piroxenos.

La diorita de cuarzo de Peña Colorada es el intrusivo de mayor tamaño. En el arroyo La Encantada (muestras R-39 y R-43) está constituido por cristales euhedrales de 1 a 2 mm de plagioclasa y ortoclasa, escaso cuarzo y hornblenda y como accesorios tiene magnetita.

En la proximidad al yacimiento de hierro (muestra 967), su textura es ligeramente más fina, y presenta diaclasas subhorizontales y verticales en varias direcciones dando lugar a la formación de bloques romboidales.

Hacia la porción oriental bajo el yacimiento de Peña Colorada (muestra 971) conserva las mismas características, difiriendo en la presencia de clorita intersticial entre los cristales de plagioclasa y ortoclasa, y que tiene como mineral accesorio magnetita. En esta localidad al igual que la anterior las diaclasas son subhorizontales y subverticales.

Al NE de Minatitlán, la diorita de cuarzo intrusiona a la secuencia de tobas y brechas andesíticas y la cubren en su parte occidental el aluvión del Valle de Minatitlán. Aquí, su textura es porfídica con fenocristales de 2 a 4 mm de plagioclasa (muestra 973). La roca es de color gris claro, no presenta foliación, es muy compacta, carece de xenolitos y diques aplíticos y las diaclasas definen bloques en forma de cubos y rombohedros.

Al sur del poblado de San Antonio la diorita de cuarzo afecta a la unidad de caliza; la constituyen cristales euhedrales de 1 a 2 mm principalmente de plagioclasa y

hornblenda, tiene poco cuarzo, y epidota como accesorio. Su color es verde claro e intemperiza a café claro, y las diaclasas forman bloques cúbicos de 40 a 80 cm por lado; también se desarrolla en este intrusivo un intemperismo esferoidal (muestras 976 y 976 B). Presenta muy escasos enclaves de aproximadamente 5 cm de diámetro con cristales de plagioclasa y cuarzo. Ocasionalmente tiene diques de textura aplítica de 4 a 6 cm de espesor constituidos por cristales de plagioclasa, piroxenos y hornblenda.

Al norte del área de estudio, en las inmediaciones de la población de Agua Salada, la diorita de cuarzo la constituyen principalmente cristales euhedrales de 2 a 3 mm de plagioclasa y ortoclasa, hornblenda subhedral en menor cantidad y como accesorios epidota y magnetita.

La muestra R-39 tomada en el arroyo La Encantada al sur del yacimiento de Peña Colorada, vista al microscopio petrográfico presenta los siguientes minerales primarios: plagioclasa-clinopiroxeno-feldespato potásico, y epidota-sericita-esfenatremolita y clorita como secundarios. La plagioclasa constituye más del 80% de la superficie de la lámina. En forma preliminar la roca puede clasificarse petrográficamente como una monzonita con fuerte alteración hidrotermal.

La muestra R-43 localizada también en el arroyo La Encantada más próxima al yacimiento de hierro, está constituida por plagioclasa-augita-minerales opacos y esfena. Este mineral fue obviamente producto de la descomposición de augita titanífera a alta temperatura durante el enfriamiento de la roca pero bajo condiciones anhidras. La plagioclasa está impura y llena de inclusiones de epidota.

La "sienita" aflora en dos áreas distintivas morfológicamente por sus elevaciones que sobresalen a los intrusivos que las rodean, sus pendientes más abruptas y otra característica es su escasa vegetación (Figura 7).

En ocasiones se aprecian estructuras de flujo irregular. En la localidad de El Salto (muestra X- 4), sus diaclasas principales son subhorizontales y un segundo sistema es subvertical con varios rumbos dando lugar a la formación de bloques de forma rombohedral. Su color es beige a blanco. En lámina delgada la muestra X-4 (R-122B) proveniente del Cerro Pelón del Sur se observa que la plagioclasa se presenta en grupos o con cuarzo grueso, sugiriendo que esto constituye xenocristales

provenientes de plutones graníticos. La muestra R21 de Cerro Pelón del Norte esta compuesta principalmente de plagioclasa con textura aplítica, y la muestra R108B proveniente del SE de Minatitlán corresponde a un dique aplítico con moscovita primaria.

A 10 km al sur, fuera del área Minatitlán-Peña Colorada, en la localidad de Canoas (Figura 8), la muestra R51 está constituida por plagioclasa-biotita-hornblenda-opacos-cuarzo-feldespatos potásico y apatita como minerales primarios, y clorita-sausurita y sericita como secundarios.

Los cristales de plagioclasa constituyen aproximadamente el 60% de la lámina son euhedrales, presentan zoneamiento intenso e inclusiones de hornblenda. El cuarzo es anhedral y está presente en aproximadamente 5%, la biotita ($\pm 5\%$) forma cristales euhedrales de color amarillo y café oscuro, la hornblenda forma cristales euhedrales elongados de color verdoso a café, parcialmente alterados a uralita.

La magnetita es en parte un producto de la alteración de la hornblenda la cual está presente como inclusiones. El feldespatos potásico ocasionalmente desarrolla textura mirmequítica y está alterado a sericita y zonas impuras ocupando el 20% de la lámina. La roca fue clasificada petrográficamente como una cuarzomonzonita de hornblenda y biotita con la paragénesis hor-biot-plag-fel k-cuarzo.

Geoquímica de los intrusivos.

Con el propósito de determinar cambios significativos en el comportamiento geoquímico entre los intrusivos que de alguna manera pudiesen estar relacionados con la mineralización de Peña Colorada, así como de comparar su geoquímica con la de otros yacimientos de hierro similares, se realizaron los estudios siguientes:

a) Elementos mayores

En el laboratorio del Instituto de Geología se analizaron ocho muestras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y tres de intrusivos en la periferia al área de estudio (Figuras 7 y 8). Los métodos analíticos empleados (Tabla 2) fueron los tradicionales por vía húmeda usando gravimetría, flamometría, volumetría y colorimetría con una precisión de $\pm 0.50\%$, humedad a 100°C y pérdida por

calcinación a 1000°C. Se incluyeron además cuatro análisis de los intrusivos asociados con la mineralización y postmineralización obtenidos de Zurcher (1994).

La Tabla 2 muestra los análisis por óxidos mayores y la Tabla 3 los minerales obtenidos en el cálculo de la norma CIPW.

Los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada están representados en la Figura 9 en el diagrama de clasificación normativa de Streckeisen y Le Maitre (1979) con los datos calculados a partir de la norma CIPW de la Tabla 3, donde puede advertirse que las muestras del área de estudio van desde la diorita hasta el granito alcalino.

La Figura 10 muestra los puntos correspondientes a los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en la gráfica A/CKN (mol%) vs SiO₂%, de Harker (1909), que de acuerdo al índice de alúmina los clasifica en dos grupos: peraluminosos, con índice de alúmina mayor que 1, y metaluminosos, con índice de alúmina menor a 1.

Conforme a este criterio Chappell and White (1974), separan aquellos intrusivos con índice de alúmina menor a 1.1 ($A / CKN < 1.1$) como pertenecientes al tipo "I", es decir, que derivan de magmas basálticos principalmente del manto. Aquellos con índice mayor a 1.1 pertenecen a los tipos "S" los cuales son producto de contaminación por fusión parcial de la corteza principalmente sedimentaria.

De las muestras analizadas en la presente investigación, con excepción de la R 108B que corresponde a un dique aplítico que intrusión a rocas volcanosedimentarias del Cretácico, todas las del área Minatitlán-Peña Colorada pertenecen al tipo "I". Sus valores de sodio (Na₂O) son mayores que 3.2 y su composición varía de félsica a máfica en forma similar a los batolitos de Tasmania estudiados por Chappell and White (1974). Asimismo, es notorio que todos los intrusivos relacionados con la mineralización del yacimiento de Peña Colorada quedan dentro del campo "metaluminoso" (Figura 10).

A diferencia de los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada, la muestra R 51 localizada al sur en la población de Canoas y la CN 1 localizada en el yacimiento de Cerro Náhuatl, pertenecen al tipo "S", indicando que fueron contaminadas con

material de la corteza, probablemente de la misma secuencia volcanosedimentaria del Cretácico (Figura 10).

La Figura 11 indica la ubicación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica de Irvine and Baragar (1971), observándose que las muestras H-20 (Las Pesadas), R-39 y R-43 (Arroyo la Encantada), la R-21 (Cerro Pelón del Norte), el dique andesítico y la diorita del yacimiento quedan dentro del campo alcalino es decir ricas en sodio y potasio. De acuerdo con lo anterior los intrusivos cercanos a la mineralización quedan dentro de este campo, pudiendo deberse su comportamiento anómalo a efecto de alteración.

Las muestras R-29 y R30 (Llanitos), X-4 (Cerro Pelón del Sur) R-108B (SE de Minatitlán), Mixcoate, CN I (Cerro Náhuatl), R 51 (Canoas), el dique de diorita y la aplita del yacimiento caen en el campo subalcalino, lo cual es característico de los intrusivos tipo "I" derivados de magmas basálticos que no sufrieron contaminación cortical importante. Este último grupo de rocas subalcalinas puede ser graficado en el diagrama AFM para diferenciar entre los campos toleítico y calcialcalino, observándose que la mayoría de ellas cae francamente en el campo calcialcalino con excepción de las del intrusivo de Llanitos y el dique de diorita de Peña Colorada que quedan en el límite de dicho campo (Figura 12).

La sienita de Cerro Pelón del Sur y las aplitas del yacimiento y del SE de Minatitlán, extremadamente ricas en sodio y potasio pueden pertenecer a cualquiera de los trenes, toleítico o calcialcalino (Figura 12).

El aumento paralelo y progresivo de los contenidos de sílice y álcalis y la ausencia de enriquecimiento de hierro, siguiendo el tren de Bowen en esta serie de rocas, confirma su carácter calcialcalino.

De acuerdo al diagrama Ab-An-Or los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada cercanos al yacimiento de hierro y el intrusivo del yacimiento también ferrífero de Cerro Náhuatl caen en el campo de la trondjemita (Figura 13), indicando un comportamiento anómalo y coincide con dos de las muestras de la Sierra Madre del Sur, clasificadas por Negendank *et al.* (1987) como pertenecientes al complejo K6-

Arteaga y Punta San Telmo. Así mismo, los intrusivos de Llanitos (R-30) y Canoas (R-51), distantes del yacimiento de Peña Colorada, quedan en el campo de la tonalita y granodiorita, respectivamente, en igual forma que varias de las muestras del complejo K-7 Manzanillo, estudiado por Negendank *et al.* (1987). Por otra parte, ninguno de los intrusivos dentro del área mineralizada de Peña Colorada califican dentro del diagrama Ab-An-Or, lo que sugiere que este resultado puede estar reflejando la presencia de alteración hidrotermal.

b) Diagramas de Harker

La Figura 14 muestra la variación de elementos mayores de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y plutones cercanos en los diagramas de Harker. Véase la ubicación de los intrusivos en los mapas de las Figuras 7 y 8.

Para interpretar el comportamiento de estos intrusivos fueron separados en tres grupos principales:

- a) Intrusivos tempranos dentro del área de mineralización de Peña Colorada
- b) Intrusivos tardíos posiblemente relacionados con la mineralización y
- c) Intrusivos lejanos al yacimiento de Peña Colorada que no tienen relación con la mineralización.

TiO_2/SiO_2 , presenta una tendencia muy definida en la cual conforme aumenta el SiO_2 disminuye el TiO_2 . El coeficiente de correlación lineal tomando en cuenta a todos los intrusivos del área es de 0.914; considerando únicamente a los intrusivos tempranos dentro del área de mineralización es 0.907, mientras que tanto a los intrusivos tempranos como tardíos relacionados posiblemente con la mineralización es 0.913. Esta correlación negativa constante sugiere precipitación temprana de ilmenita.

Al_2O_3/SiO_2 , no se aprecia correlación alguna para todo el conjunto; sin embargo, si se omiten el dique diorítico y las muestras R 29, R 30 y R 51, Mixcoate y CN 1 por ser intrusivos lejanos al yacimiento de Peña Colorada, se define un tren negativo, con correlación lineal de 0.872, que probablemente indica fraccionación de plagioclasa cálcica (cristalización fraccionada de baja presión).

$\text{FeO}^*/\text{SiO}_2$, la tendencia a disminuir el FeO^* al aumentar el SiO_2 es muy definida, más aún si se excluyen las muestras R 29, R 30, R 51, CN 1 y Mixcoate que pertenecen a intrusivos lejanos al yacimiento. De esta manera la gráfica muestra correlación negativa (.945), hasta llegar a 60% de SiO_2 en donde a partir de este punto el contenido de FeO^* se mantiene constante hasta el 67% de SiO_2 para luego disminuir nuevamente conforme aumenta el SiO_2 . Lo anterior puede explicarse por mezcla de dos magmas o bien un enriquecimiento de sílice por metasomatismo en las fases finales de cristalización.

MgO/SiO_2 , se define similar al hierro, un tren lineal de correlación negativa con coeficiente de 0.945, si se evita a los intrusivos que no están dentro del área del yacimiento (R 29, R 30, Dique And, CN 1, R 51 y Mixcoate) y a la diorita la cual queda completamente fuera porque su relación FeO/MgO es anómalamente baja. El hiatus entre 60 y 67% de SiO_2 puede ser debido a un muestreo insuficiente o bien a causas petrogenéticas que quedan fuera del alcance de este estudio.

CaO/SiO_2 , el tren de correlación negativa es casi lineal con un coeficiente de 0.904, excluyendo tanto a los plutones lejanos al yacimiento de Peña Colorada (R 29, R 30, R 51, CN 1 y Mixcoate), como al dique andesítico que es posterior a los intrusivos y a la mineralización. Al igual que las gráficas anteriores, el hiatus entre 60 y 67% de SiO_2 puede deberse a un muestreo insuficiente.

$\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, excluyendo a los intrusivos fuera del área de mineralización, se define un tren con correlación lineal positiva de 0.901 entre el dique diorítico y la muestra R 43, y otro tren con correlación lineal negativa de 0.710 entre la R 21 y 108B debido posiblemente este último a un empobrecimiento de Na_2O por metasomatismo de los intrusivos tardíos.

$\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$, no existe correlación lineal en ninguno de los grupos de intrusivos, sin embargo, se observan valores altos en K_2O para los intrusivos tardíos lo que probablemente se deba a removilización del feldespató potásico de los propios intrusivos.

P₂O₅/SiO₂, excluyendo los intrusivos no relacionados con la mineralización se observa una ligera correlación negativa con coeficiente de 0.494 lo cual implica la formación de apatita como fase temprana de cristalización.

c) Gráficas de Miyashiro and Shido

De acuerdo con Miyashiro and Shido (1975), en series típicas toleíticas de rocas volcánicas, los contenidos de FeO_(Tot), TiO₂ y V, aumentan primero y luego pasando de un máximo, comienzan a decrecer conforme avanza la cristalización fraccionada; mientras que en series típicamente calcialcalinas, los contenidos de FeO, TiO₂ y V, decrecen monótona y rápidamente con el avance de la cristalización. Siguiendo este criterio resulta que en las series calcialcalinas los contenidos de FeO_(Tot) y TiO₂ son bajos cuando las relaciones FeO_(Tot)/MgO son mayores a 2.5, mientras que en las series toleíticas estos contenidos de FeO_(Tot) y TiO₂ pueden ser altos.

En las Figuras 15a y 15b, en donde se ubica a los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en las gráficas FeO_(Tot)% vs FeO_(Tot)/MgO y TiO₂% vs FeO_(Tot)/MgO, respectivamente, se observa que únicamente los intrusivos del área de Llanitos retirados del yacimiento, un dique de diorita en el yacimiento de hierro y la muestra H 20 cercana al depósito de Las Pesadas, presentan tendencia toleítica de acuerdo a lo propuesto por Miyashiro and Shido (1975).

d) Discusión de la geoquímica de los elementos mayores

Los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada varían en composición desde la diorita hasta el granito alcalino (Figura 9) y su contenido de SiO₂ varía de 50.0 en el dique diorítico del yacimiento a 74.03% en la aplita al SE de Minatitlán (Tabla 3). Según su ubicación en la gráfica A/CKN (mol%) vs. SiO₂ de Harker (1909) y Chappell and White (1974), (Fig. 10), la gran mayoría cae en el campo metaluminoso y pertenece al tipo "I", es decir, que derivan fundamentalmente de la fusión de rocas del manto, con excepción de tres de ellos que probablemente muestran abundante contaminación de material cortical (Tipo "S") y que no tienen relación con la formación del yacimiento de Peña Colorada.

De acuerdo con el diagrama de Irvine y Baragar (1971), aquellos intrusivos lejanos al área de la mineralización muestran composiciones típicas de asociaciones magmáticas subalcalinas mientras que los cercanos con la mineralización son alcalinos (Fig. 11). Así mismo se observa que en la gráfica AFM de Irvine y Baragar (1971), la mayoría de los intrusivos del área Minatitlán Peña Colorada, es calcialcalina con excepción de tres de ellos que se ubican en el límite del campo toleítico (Figura 12).

La composición alcalina de los intrusivos cercanos a la mineralización puede explicarse por la adición de Na y K por procesos hidrotermales, así mismo la ubicación dentro del campo toleítico de tres de estos puede deberse a un proceso de diferenciación en el magma o también a enriquecimiento posterior en hierro durante alguna de las etapas de mineralización. Esto último podría explicar también los valores altos en FeO (Tot) TiO₂ para las mismas muestras en las gráficas de Miyashiro and Shido, (1975) (Fig. 15 a y b).

Lo anterior hace congruente el hecho de que ninguno de estos intrusivos cercanos a la mineralización califique dentro del diagrama Ab-An-Or (O'Connor, 1955; Barker, 1979) (Fig. 13) en el que se ubica la gran mayoría de los intrusivos de la costa suroccidental estudiada por Negendank *et. al.* (1987) y Shaaf (1990).

En la Figura 14 (diagramas de Harker), se presentan los porcentajes de los óxidos mayores en donde se observa la variación de los mismos con una tendencia lineal negativa para el caso de TiO₂, Al₂O₃, FeO_(tot), MgO, CaO y P₂O₅ mientras que el K₂O y Na₂O muestran una menor variación vertical.

Los intrusivos tardíos son los que muestran menos variación en los valores de sus óxidos y los intrusivos tempranos, los cercanos a la mineralización y aquellos lejanos al yacimiento evidencian mayor evolución composicional.

Si sólo se toman en cuenta aquellos intrusivos tempranos y tardíos ubicados dentro del área del yacimiento ferrífero, indican un solo tren con diferenciación fraccionada que en su última etapa de cristalización, en el intervalo entre 60 y 67% de SiO₂, sufrió un enriquecimiento de sílice debido probablemente a un proceso hidrotermal, o bien este intervalo pudo ser originado por una densidad del muestreo no homogéneo. Asimismo, todo lo extraño que aparece (sienitas, carácter alcalino y toleítico) puede

ser solamente el efecto de adición o substración de elementos por efectos de procesos de alteración hidrotermal.

Por otra parte, tomando en cuenta a todo el conjunto de rocas, éstas se comportan muy semejantemente a los intrusivos de tipo "I", teniendo probablemente una fuente de origen similar, es decir, que la roca parental puede ser la misma y los magmas diferentes.

e) Elementos traza

Para el área de estudio se obtuvieron datos de elementos traza principalmente del grupo de las tierras raras de los intrusivos de Minatitlán-Peña Colorada, incluyendo aquellos adjuntos a la mineralización (Tabla 4), y del grupo de los metales de transición solo de los intrusivos cercanos al yacimiento de Peña Colorada (Tabla 5).

En la Figura 16, Gráfica de tierras raras (REE) de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y cuerpos adyacentes, se observa que los patrones de tierras raras de los diferentes intrusivos de esta región muestran por lo común un enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE) $(La/Lu)_{CN} = 6.47$, patrón plano de HREE, y no presentan anomalía de Europio.

El intrusivo diorítico de Llanitos debido a su composición máfica presenta los valores más bajos (< 10 ppm) de REE a diferencia de los intrusivos cercanos con la mineralización y la sienita de Cerro Pelón del Sur cuyos valores de Lantano alcanzan 77 ppm normalizados por condrita.

El cuerpo granodiorítico de El Mixcoate ubicado a 9 km al SE del área de estudio, tiene un comportamiento muy semejante a la sienita de Cerro Pelón del Sur y a la aplita ubicada al SE de Minatitlán (muestra R-108B") con valores de 37.86 ppm de La, y 5.51 ppm de Lu. Por otra parte, la granodiorita de Canoas (muestra R-51) se comporta muy similarmente a la tonalita de Cerro Náhuatl (muestra CN-1) mostrando valores de 31.07 ppm de La y menos de 2 ppm de Lutecio dando como resultado una relación mayor de 20 entre LREE / HREE. Los valores de tierras raras de los intrusivos del área de Minatitlán-Peña Colorada son semejantes a la granodiorita de Manzanillo (Schaaf, 1990) y a los intrusivos de Jamiltepec, Río Verde y Río Grande

en la costa de los estados de Oaxaca y Guerrero estudiados por Hernández-Bernal (1995), con excepción de los gabros de Llanitos (R-29 y R-30) cuyos valores son aún menores que los del gabro de Jilotlán y Manzanillo descritos por Schaaf (1990).

En términos generales, las tierras raras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y zonas adyacentes indican que su origen se relaciona con una fuente derivada de la fusión parcial de la cuña del manto equivalente al tipo "I" en un ambiente de arco magmático.

La ausencia de anomalía de Eu no permite apoyar la hipótesis de una intensa diferenciación magmática con remoción de plagioclasas, indicando fraccionación a niveles no someros de la corteza o manto superior.

El comportamiento de las tierras raras de los intrusivos del área de estudio sugiere que estos forman parte de los intrusivos del complejo Manzanillo, el cual es de los más primitivos de la Cuenca Pacífica de México según ha sido documentado con datos isotópicos de Sr y Nd (Schaaf 1990), o bien ese comportamiento también puede deberse al efecto de movilización por soluciones hidrotermales.

Según Pearce *et al.* (1984), los granitos pueden ser subdivididos de acuerdo a su ambiente tectónico en cuatro grupos principales: granitos de rift oceánico (ORG, Ocean ridge granites), granitos de arcos volcánicos (VAG, Volcanic arc granites), granitos de intraplaca (WPG, Within plate granites) y granitos de colisión (COLG, Collision granites) y los granitos dentro de cada grupo pueden posteriormente ser subdivididos de acuerdo a su ambiente y características petrológicas precisas. Utilizando un banco de datos conteniendo más de 600 análisis de alta calidad de granitos de ambientes tectónicos conocidos, Pearce (*op. cit.*) pudo demostrar que normalizando a los elementos traza contra ORG y graficando con SiO₂ la mayoría de estos grupos de granitos presenta características distintivas. De ellos los granitos de colisión son los que presentan mayor problema para su clasificación tectónica debido a que sus características dependen del espesor y composición de la litósfera involucrada en el evento de colisión y el tiempo preciso y ubicación del magmatismo.

Dentro del área de estudio y aprovechando los análisis de elementos traza disponibles de los intrusivos del área del yacimiento de Peña Colorada se elaboró una gráfica que

compara a estos con otros intrusivos de los arcos volcánicos de Oman, Little Port, Jamaica y Chile estudiados por Pearce *et al.* (1984), observándose que los elementos traza de los intrusivos de Peña Colorada siguen un patrón de comportamiento muy semejante a los de los arcos volcánicos mencionados, difiriendo únicamente en los valores constantemente más altos de Ta para los intrusivos de Peña Colorada (Figura 17). Lo anterior puede deberse a un enriquecimiento de Ta durante los procesos de mineralización debido a su mayor incompatibilidad (Wilson (1989), o bien a un error analítico.

Por otra parte se graficaron los valores de Nd versus Y de los intrusivos de Peña Colorada en el diagrama de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce et al 1984, quedando estos dentro del campo de los arcos volcánicos o de colisión (Figura 18a), y en la gráfica Rb versus Y+Nb quedan dentro del campo de los arcos volcánicos (Figura 18b). Estos resultados son congruentes con los modelos tectónicos de arcos magmáticos propuestos para la región de estudio por Campa y Coney, 1983; Schaaf et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1993.

III.4.1.2. Yacimiento de Peña Colorada

Descripción de terreno

El yacimiento de Peña Colorada, ubicado al poniente del Estado de Colima es la mina de hierro más grande de la región, las reservas totales de este yacimiento antes de su explotación, se estiman entre 250 y 300 millones de toneladas, con una ley media de Fe de 50-60 %. Las impurezas que se analizan son S (pirita y pirrotita), P (apatita), K (¿ortoclasa?) y SiO₂. La producción en 1997 fue de 3,3 millones de toneladas (Foto 1).

La geología del distrito está caracterizada por una secuencia del Cretácico compuesta por calizas marinas con algunas intercalaciones de coladas de lavas andesíticas y tobas. En la parte superior de la secuencia se encuentran brechas sedimentarias verdes (cloritizadas y epidotizadas), tobas y conglomerados terrígenos (Figura 19). Esta secuencia sedimentaria-volcánica tiene una disposición sub-horizontal excepto por un bloque tectónico, limitado por fallas, donde las calizas tienen un buzamiento con un ángulo casi de 45°. Diques sub-verticales, de composición andesítica a dacítica, cortan toda la secuencia, incluyendo los cuerpos de mena. Una roca intrusiva, en la base de la secuencia, observada en núcleo de sondeos perforados, ha sido correlacionada, por su similitud petrográfica, con un cuerpo intrusivo del terciario, que aflora a alrededor de 7 km del área de la mina.

a) Mineralización de Fe

Existen varios cuerpos de mena de hierro los que en su mayoría tienen una posición sub-horizontal. Los cuerpos observados en el campo son:

a.1) Cuerpo inferior bandeado o segundo cuerpo de "Mineral diseminado" (como lo denominan en la mina).

Corresponde al cuerpo de magnetita concordante con la estratificación ubicado hacia la base de la secuencia volcanosedimentaria y muy próximo al contacto con el intrusivo que infrayace a toda el área del yacimiento. Este cuerpo de mineral diseminado se encuentra a unos 100 m abajo del masivo principal presentando el mismo rumbo y buzamiento, su espesor es mayor a los 20 m con una anchura superior a los 400 m y 2000 m de longitud (Foto 14).

Este cuerpo bandeado de mena, sub-horizontal, con calizas en la parte superior, es el de mayor extensión en la mina pero de baja ley. El bandeamiento corresponde a una alternancia de lentes de magnetita (fiammes?) con cristales prismáticos de piroxeno. Pirita "blanca" y feldespato potásico son abundantes en algunos lugares dispuestos paralelos a las bandas y en otro cortando a la magnetita. Es posible observar esferulitas de alrededor de 10 cm de tamaño compuestas de dendritas prismáticas de magnetita creciendo en forma radial desde un núcleo de material muy alterado. También es posible observar estratificación cruzada (Foto 15), y estructuras de calcos de presión (Foto 16).

En la parte más inferior del cuerpo, en el área de Chinfo Sur, se observan acumulaciones de feldespato potásico que se presentan bajo la forma de cuerpos irregulares (¿xenolitos?) que aparecen flotando en la masa (piroclastos) constituida por un agregado de augita diopsídica y magnetita. Al microscopio petrográfico, el feldespato potásico forma más del 85% de estos xenolitos. Se presenta bajo la forma de cristales euhedrales, comunmente zonados, con abundantes maclas polisintéticas "en parrilla" y gran cantidad de pertitas. La presencia de estas maclas "en parrilla", junto con las pertitas, nos indica que dicho feldespato presenta un proceso de microclinización avanzado. Asimismo, estos cristales comunmente presentan pequeñas inclusiones de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita.

Visto en detalle en la muestra PC-98-16 (ver anexo I), se distingue un bandeamiento irregular cuya anchura varía de 0.5 a 2 cm de espesor, y los colores de estas bandas son negro pardo (magnetita); verde oscuro (toba con magnetita); y verde claro (toba con feldespato potásico?, pirita y menos magnetita). Las bandas oscuras están compuestas por cristales octaédricos muy finos de magnetita (>0.2 mm); las bandas verde oscuro se conforman de una mezcla de piroxeno y cristales muy finos octaédricos de magnetita (> 0.3 mm) y las bandas verde claro son de toba ? con menor contenido de cristales de magnetita y algunos de microclina. La muestra contiene además vetillas de pirita que cortan al bandeamiento.

En otra de las muestras de la misma localidad, PC-98-17, se distingue en forma más clara el bandeamiento y los cristales de microclina, además se observa una gradación en el tamaño del grano tanto de la magnetita en las bandas oscuras como del feldespato en las bandas claras.

La base de la banda de magnetita se caracteriza por presentar grandes cristales anhedrales a subhedrales de pirita poiquilitica que engloba a cristales euhedrales a subhedrales de magnetita. La siguiente banda es similar a la primera; toba lítica de feldespato potásico (microclina con plagioclasa), se observa también la arena de piroxeno entre los fragmentos líticos cementándolo, y en la parte alta de esta banda en el contacto con la banda de opacos, los ferrmagnesianos (augita diopsídica) se altera a epidota. La siguiente banda de opacos es similar a la primera; hacia la base pirita para dar paso a un nivel rico en magnetita con numerosos fragmentos líticos de feldespato potásico (microclina) y plagioclasa más abundantes que en la primera banda. La magnetita es euhedral a subhedral en todas las bandas.

Al microscopio se identificaron magnetita y pirita como minerales opacos y como translúcidos, feldespato potásico (microclina) con pertitas, augita diopsidicia, plagioclasa y apatita. Los minerales secundarios son: epidota, clorita y calcita, cuya mineralogía y texturas, indican que es una toba lítica formada por fragmentos de una roca plutónica o hipabisal.

a.2) Filones de magnetita (Fotos 16 b y 16 c)

Este cuerpo de mena de hierro, queda expuesto en el área de la Chula, en el extremo SW del yacimiento y en la parte más inferior. Corresponde a un cuerpo tabular vertical de aproximadamente 10 m de potencia, emplazado a favor de un dique de aplita, que a su vez corta a la granodiorita que infrayace al yacimiento.

La magnetita es de grano variable, de tamaño medio a grueso, y en una brecha que corta a este filón, la cual será descrita posteriormente, se encontraron fragmentos angulosos del mismo filón con texturas claramente magmáticas las que presentan crecimientos de cristales euhedrales de apatita que están zonados y que contienen

inclusiones de cristales de magnetita y cristales de piroxeno de tamaños entre 2 y 6 cm.

a.3) Cuerpos laterales.

En el bloque inclinado de calizas (manteando 45°) se presentan tres cuerpos de mena de hierro, cada uno de ellos tiene 3-5 m de anchura y 30-50 m de longitud, paralelos entre si y con una disposición sub-horizontal (Figuras 20 y 21; Fotos 6 y 7). Estos cuerpos están discordantes con la estratificación de las calizas y los contactos mena-caliza son bien definidos y nítidos. Alrededor de los contactos, las calizas muestran un delgado halo de recristalización, sin llegar a transformarse a mármol. Todas estas características sugieren contactos intrusivos con lo que cada cuerpo parecen ser apófisis de un intrusivo de mena de hierro. En la parte superior de los cuerpos de mena se observan abundantes cavidades (vesículas) alineadas en forma paralela a los contactos. Estas cavidades están cubiertas en sus partes interiores por dendritas de magnetita prismáticas y en placas, de tamaño milimétrico, las que están distribuidas al azar. También se encuentra pirita en vetillas y diseminada. Hay algunas manchas de clorita que probablemente está reemplazando actinolita ya que en algunas partes se puede identificar reliquias de este mineral. Lateralmente los tres cuerpos están conectados llegando a formar uno solo.

a.4) Cuerpo central de mena, o cuerpo 1 masivo (Foto 1).

Este cuerpo que es el de principal interés económico, se presenta con una disposición sub-horizontal concordante con las andesitas y la estratificación de calizas. Tiene un espesor promedio de unos 30 m, una longitud mayor a un kilómetro y unos 300m en su parte más ancha. Su forma tabular con rumbo N50°W y buzamiento 7° al SW, aproximadamente, comienza en el extremo NE en el banco 1206, se ensancha en su parte central y se bifurca hacia los extremos poniente y sur, terminando en el banco 730.

El tipo más común de mena corresponde a magnetita maciza, de grano fino, con algo de sílice secundaria y pirita diseminada y en vetillas de un color blanco

anómalo (¿rica en Co?) (Foto 2). Esta mineralogía se mantiene constante con excepción de dos zonas con pirrotita y calcopirita localizadas en la áreas de Chinforinazo sur y la Primorosa en las que se hallaron valores asociados hasta de 0.4g/Tn de Au (Com. Per. R. Chávez 1995).

El cuerpo presenta contactos laterales nítidos y bien definidos, de apariencia intrusiva (Foto 3). No existen evidencias de contactos tectónicos. Las calizas y andesitas (estas últimas llamadas hornfels en la mina) sólo muestran una débil recristalización (¿debido a aporte de calor?) en los contactos laterales con el cuerpo de mena. No se observan características evidentes de metasomatismo o reemplazo. Los contactos superior e inferior del cuerpo están caracterizados por la presencia de magnetita diseminada y en vetillas con abundante pirita y feldespatos potásico, asimismo, En una localidad hacia la base del cuerpo de hierro se observaron lentes delgadas de andradita dentro de una roca volcánica de color oscuro. La parte más profunda del cuerpo es más angosta, sugiriendo ser un dique alimentador.

En el área de Chinforinazo Norte piso 1122, se encuentra un cuerpo sub-horizontal, compuesto de magnetita de grano fino y muy disgregable. A la lupa se observa que la mena está compuesta de octaedros de magnetita con un tamaño de alrededor de 1 mm, con una textura sacaroidal, y en mucha menor proporción se observa pirita y calcita. Este cuerpo es de alta ley y en la mina le denominan masivo de baja dureza.

El cuerpo central de mena visto en detalle (muestra PC-98-12), tiene un aspecto de basalto vesicular, con las vesículas dispuestas en forma alineada, en donde el cuerpo está constituido principalmente por magnetita y en menor proporción por pirita, su textura es granular y el tamaño del grano muy fino (Foto 4). Al microscopio, se distingue un agregado de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita con escasa pirita y minerales translúcidos, entre ellos cuarzo y filosilicatos, posiblemente clorita. Estos agregados dejan en su cristalización una gran cantidad de porosidad que a veces se encuentra rellenada posteriormente por cuarzo y magnetita con desarrollo euhedral. La pirita se presenta como cristales subhedrales a anhedrales con distribución irregular en la muestra.

En Chinforinazo Norte, Nivel 1122 (muestra PC-98-14), se presentan dentro del cuerpo principal lentes aproximadamente 3 x 2 cm, constituidos por un núcleo de cristales principalmente octaedros de magnetita menores a 0.3 mm y, en menor proporción, intersticios con calcita color verde claro a blanca translúcida. Alrededor de estos núcleos y en forma radial existen cristales en forma de dendritas prismáticas de magnetita de 3 a 0.5 mm de longitud y menos de 1 mm de anchura; estos hacia su parte exterior terminan en plaquitas muy delgadas (como naipes) dispuestas en forma perpendicular al cristal (Foto 5).

Vista al microscopio se observa un núcleo de cristales granulares de 0.5 mm de tamaño de magnetita euhedral. Este núcleo está rodeado por cristales columnares de magnetita dispuestos en forma radial. En otra zona de la lamina se observa una acumulación de cristales de apatita cementados por magnetita. Las apatitas contienen abundantes inclusiones fluidas las cuales están alineadas.

a.5) Cuerpo de brecha.

Corresponde a un cuerpo sub-vertical que aflora en forma continua desde La Chula hasta el nivel del cuerpo de hierro macizo principal (Foto 8). La brecha está constituida por fragmentos angulosos de tamaños muy variables que van desde menos de un centímetro hasta 50 cm de diámetro, principalmente de andesita, granodiorita, aplitas, acumulado de feldespato potásico y magnetita maciza generalmente de textura gruesa, todo en una matriz de magnetita de textura fina con pirita "blanca". La mena tiene en parte apariencia hidrotermal y en parte magmática (Fotos 9, 10, 11 y 12).

En la parte más baja del yacimiento, en el área de La Chula, la brecha incluye grandes fragmentos de magnetita de cristalización gruesa intercrecidos con cristales euedrales de apatita hasta de 4 cm de longitud y cristales de piroxeno de 3 cm de longitud (Foto 13).

Vista al microscopio, muestra PC-98-18-2-1, se observa que tiene una textura granular homogénea constituida por seis minerales diferentes que son epidota,

clorita, calcita, cuarzo, calcedonia y magnetita. La paragénesis de esta muestra es la siguiente: 1 magnetita más piroxenos, 2 etapa hidrotermal con la formación de clorita, epidota, calcita, cuarzo y calcedonia. 3 formación de vetillas de calcita.

Otras observaciones importantes son la presencia de cristales de epidota dentro de la magnetita, agregados de calcedonia con bordes regulares sugiriendo que la textura original fue ígnea. La epidota amarillenta se encuentra preferencialmente asociada a las vetillas de calcita lo que indica dos generaciones de epidota; una más verde asociada a la alteración hidrotermal temprana que alteró a la roca original y una segunda epidota menos férrica de color amarillo asociada a las vetillas de calcita que podría ser evidencia de un segundo evento hidrotermal.

En la muestra PC-98-18-2-2, la brecha esta constituida por fragmentos de roca ígnea cementados por magnetita, y al microscopio se observa una textura de brecha, con cristales de magnetita fracturados y corroídos.

La muestra PC 98-18-2-3 corresponde a una masa con predominio de magnetita en la que se observan dos tipos de agregados, uno de tamaño de grano más fino, máximo 2 mm, constituido por magnetita y pirita, y otro, de grano más grueso, máximo 4 mm, en la que sigue predominando la magnetita pero además contiene pirita y feldespatos potásico bastante equigranular. En este último los cristales de magnetita son más euhedrales. Se observa una epidotización posterior a los feldespatos.

En lámina delgada de la misma muestra, se observa una diseminación de cristales euhedrales pero corroídos de magnetita que están cementados por una mezcla de piroxeno, calcedonia, apatita, epidota y calcita. Los cristales de epidota al igual que los de apatita son euhedrales. Lo que no esta muy claro es si esta mezcla sustituye a una roca anterior o sencillamente es un cemento de esta magnetita y lo que si queda claro es el origen hidrotermal de la calcedonia, epidota y calcita. Las apatitas tienen abundantes inclusiones fluidas polifásicas constituidas por una burbuja de vapor, solución salina y sólidos atrapados.

En la muestra PC 98-18-3, los fragmentos volcánicos de la brecha son cuarzo-feldespáticos de textura afanítica y color rosa claro, tienen forma subangulosa y varían de tamaño de 0.5 a 4 cm de diámetro, presentan un borde de alteración de color verde claro y están cementados por una matriz de grano medio formada por pequeños fragmentos de la roca de color rosa con clorita, magnetita y cristales de pirita.

b) Diques de andesita.

Una serie de diques de andesita post mineralización corta todo el yacimiento alcanzando los estratos más superiores del conglomerado. Estos diques tienen un echado cercano a la vertical y fueron emplazados en fracturas de dirección principal N y NW. Su espesor varía de centímetros hasta 10 m. pero el espesor más común no sobrepasa a los 2 m. El contacto con la roca encajonante es bien definido, observándose una zona de unos cuantos milímetros de color más oscuro respecto al resto del dique debido a su textura más fina como consecuencia de su enfriamiento rápido al contacto con la roca encajonante. Estos diques carecen de mineralización económica de hierro y están afectados por una cloritización incipiente.

Estudios petrográficos y minerográficos.

En Peña Colorada existen varios cuerpos de mena de hierro con características petrográficas diferentes para cada uno de ellos, mismas que se describen a continuación:

a) Cuerpo inferior bandeado

En este cuerpo el bandeamiento corresponde a una alternancia de capas delgadas de magnetita y capas de tobas andesíticas con cristales de piroxeno, alterados a clorita. Pirita y ortoclasa son abundantes en algunos lugares dispuestos paralelos a las bandas. Los lentes de magnetita son de color oscuro y están compuestos por cristales octaédricos muy finos de magnetita (>0.2 mm). Al microscopio se observan cristales euedrales a subedrales de magnetita diseminados o bien agregados, de tamaño homogéneo con algo de pirita anhedral que puede estar englobando a los cristales de magnetita. Las bandas de color claro están formadas en un 80% de feldespato, principalmente microclina más plagioclasa.

b) Cuerpo central de mena

El tipo de mena más común de este cuerpo corresponde a magnetita maciza, de grano fino, con algo de sílice secundaria y pirita diseminada y en vetillas.

Visto con detalle, presenta una textura granular con el tamaño del grano muy fino compuesta por cristales de magnetita, algunos de ellos de forma octaédrica y otros angulosos de forma irregular. La pirita se observa en agregados de cristales cúbicos hasta de 5 mm de longitud por 2.0 mm de anchura. Hay algunas manchas de clorita que probablemente esté reemplazando a actinolita.

Se observan también abundantes oquedades vesiculares dispuestas en forma alineada. El tamaño de las oquedades varía desde 1.0 mm, las más pequeñas, hasta 2.0 cm las más grandes; su forma, por lo general, es oval y contienen en su interior principalmente cristales octaédricos de magnetita menores a 5 mm, cristales de apatita muy escasos, y algunas de ellas contienen un relleno de cuarzo blanco microcristalino y cristales de calcita hasta 2 mm.

Dentro del cuerpo, al igual que en Cerro de Mercado, se encuentran lentejones de forma semicircular de aproximadamente 2 x 3 cm constituidos por un núcleo de cristales octaédricos de magnetita menores a 0.3 mm, en cuyo alrededor y dispuestos en forma radial existen cristales de magnetita en dendritas prismáticas de 3 a 0.5 mm de longitud.

En estos lentejones se observa de manera muy escasa acumulaciones de cristales de apatita cementados por magnetita y en algunos puntos se distinguen antiguos cristales de feldespatos con bandas concéntricas de magnetita.

c) Cuerpo de brecha

Las características petrográficas de este cuerpo varían de acuerdo a la localidad.

En el área de La Chula, el cuerpo de brecha está constituido por fragmentos angulosos de una roca volcánica félsica, fragmentos de granodiorita y fragmentos de magnetita, todo dentro de una matriz de magnetita de grano fino. Esta localidad se caracteriza por encontrarse entre los bloques de magnetita grandes cristales euédricos de apatita y piroxeno intercrecidos con la magnetita.

En el área de Chinforinazo Sur-Centro, la brecha está constituida por fragmentos de roca ígnea cementados o flotando en una matriz de magnetita en donde al microscopio se observa una textura de brecha, con cristales de magnetita fracturados y corroidos. La roca magmática está formada por cristales de plagioclasa y esta muy alterada a una asociación de epidota más calcita.

En la magnetita se observan dos tipos de agregados, uno de tamaño más fino, máximo 2 mm, constituido por magnetita y pirita y otro de grano más grueso, máximo 4 mm, en la que aparte de la magnetita contiene pirita y feldespato potásico bastante equigranular. Al microscopio se observa una disseminación de cristales euedrales pero corroidos de magnetita que están cementados por una mezcla de piroxeno, apatita, epidota, calcita y calcedonia. Los cristales de epidota y los de apatita son euedrales.

Génesis y evolución del yacimiento

En virtud de que no existe un metasomatismo evidente, de que los cuerpos de mena tienen contactos nítidos no reactivos con la roca de caja, y que se han encontrado texturas magmáticas dentro de los cuerpos de magnetita los cuales tienen estructuras claramente intrusivas, se deduce que el origen del yacimiento de Peña Colorada está relacionado íntimamente a la extrusión de un magma de mena de hierro que tuvo un largo período de actividad, dando lugar a la formación de los diferentes cuerpos principales del yacimiento mismos que han sido descritos como: Cuerpo inferior bandeado, filones de magnetita, cuerpos laterales, cuerpo central de mena, y cuerpo de brecha.

Dentro de esta actividad magmática el primer depósito de mineral de hierro económico que se formó fue el cuerpo inferior bandeado denominado "diseminado" el cual se ubica hacia la parte inferior del yacimiento y es concordante con la estratificación de la secuencia volcánico-sedimentaria.

El fundamento para pensar que este cuerpo fue el primero en formarse se basa en su posición estratigráfica hacia la base de la secuencia. Su estructura consistente en una alternancia de capas finamente bandeadas de cristales de magnetita y silicatos, así como texturas de estratificación cruzada y gradada indican su carácter piroclástico asociado a un volcanismo de un magma extremadamente rico en hierro que dio lugar al depósito de este cuerpo cuyo espesor alcanza los 70 m.

La efusión piroclástica pobre en hierro debió continuar para formar el intervalo de tobas andesíticas de aproximadamente 60 m de espesor que se encuentran entre el cuerpo diseminado y el masivo principal, aunque es posible, como ocurre en El Laco, que hubiesen existido alimentadores diferentes para los magmas de mena y los silicatados, con actividad volcánica simultánea o alternada.

Una siguiente reactivación del magmatismo hizo posible el ascenso del magma de mena de hierro, aprovechando probablemente, como conducto de salida alguna falla principal (La Chula?), dando lugar al emplazamiento del cuerpo central de mena, a manera de un gran diquestrato que aprovecho, en parte, el contraste litológico entre una colada de andesita competente e impermeable, al bajo (Foto 17), y la toba también de composición andesítica menos competente, al alto. Hacia el extremo nororiental el cuerpo reduce su espesor hasta acuñarse, conservando sus contactos nítidos con la roca encajonante (Foto 3), y hacia el extremo suroriental su terminación coincide con la mineralización descrita como “cuerpos laterales” de forma lenticular emplazados entre calizas, también con contactos nítidos. La ausencia del desarrollo de un skarn entre el cuerpo de mena y la roca encajonante confirman su emplazamiento intrusivo.

Una etapa explosiva final, sumamente violenta, formó los “cuerpos de brecha” de mineral de hierro descritos en el área de La Chula y en Chinfo Sur, y es probable que esta explosión terminal haya alcanzado la superficie arrojando los fragmentos de magnetita entre la brecha descrita en la parte superior del yacimiento muy próximo al contacto con la unidad de conglomerado. Este carácter explosivo podría haber sido inducido por el acceso de agua freática al magma de mena.

Fallamiento posterior de tipo normal, con un salto vertical de unos 200m, desplazo hacia abajo al bloque sur, quedando expuesto el “cuerpo central de mena”, mas no el “cuerpo inferior bandeado”. En parte la erosión, pero principalmente las obras de minado a tajo abierto, permiten en la actualidad la exposición de todos los cuerpos descritos.

III.4.2 Otros yacimientos de hierro en el SW de México

En la porción suroccidental de México en los estados de Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero, además de Peña Colorada, se localizan varios yacimientos con ciertas características comunes en cuanto a su mineralogía edad y rocas que los hospedan, todos ellos quedan ubicados dentro del subterreno tectonoestratigráfico Zihuatanejo de Campa y Coney (1983). A continuación se describen brevemente los más importantes conocidos hasta ahora.

1. El Encino, Jalisco

El yacimiento de El Encino se localiza en el extremo suroccidental del Estado de Jalisco, dentro del municipio de Pihuamo, a 12.5 km al sur de la población del mismo nombre y a 40 km al SE en línea recta de la Ciudad de Colima. Su acceso es por la Carretera Federal (110 Jiquilpan-Manzanillo) y en el Km 188 del tramo Colima-Pihuamo se toma una terracería que con una longitud de 22 km conduce al yacimiento.

a) Trabajos previos

El área ha sido objeto de estudios mineros, paleontológicos, estratigráficos y paleomagnéticos:

Labarthe y Rodríguez (1959) realizaron un estudio geológico de la zona ferrífera de Pihuamo, Jal.; Meave y Echegoyen (1961) describen los yacimientos ferríferos de Tecalitlán y Pihuamo. En 1972 Piñeiro describe las unidades litológicas de la formación Tobas Encino. Estrada (1972), elabora un informe técnico sobre la geología de la mina El Encino. Posteriormente, Pantoja (1974) realiza un estudio de la geología y estructura del Tajo San Pascual. Cutchill y Zárate (1979) presentan un trabajo sobre los yacimientos de óxidos masivos de Fe en México. En 1986, Pantoja y Estrada publican los resultados de investigaciones relacionadas con la estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro El Encino, Buitrón (1986) sobre los gasterópodos del Cerro de Tuxpan, Alencaster y Pantoja (1986) describen la rudista Coalcomana ramosa del Cerro de Tuxpan y Alencaster (1986) describe un nuevo rudista proveniente de Pihuamo, Jal. Estrada y Villarreal (1990) publican un trabajo sobre la geología y desarrollo minero de El Encino y Cerro Náhuatl; Alva-Valdivia y

colaboradores, (1993) estudian el magnetismo de rocas del distrito ferrífero El Encino, y en 1995 Alva-Valdivia y Urrutia Fucugauchi publican un estudio sobre el magnetismo del yacimiento de hierro de El Encino. Existen además varios informes técnicos inéditos elaborados por los ingenieros de Las Encinas, S.A. los cuales se encuentran en los archivos de dicha empresa, destacando los realizados por Labarthe, Jiménez y Martínez-Bermúdez, Cabrera Fernando, y Juárez Alfonso.

b) Geología

La estratigrafía del área fue estudiada en forma detallada por Pantoja y Estrada (1986) quedando de la siguiente manera: La Formación Tecalitlán es la unidad más antigua que aflora en los alrededores de la mina de El Encino. Consiste de una gruesa secuencia de rocas volcánicas continentales de composición félsica a intermedia del Cretácico Temprano. Le sobreyacen con marcada discordancia angular los depósitos volcanoclásticos marinos de la Formación Encino, la cual ha sido dividida en dos miembros; el miembro inferior es del Aptiano tardío y el miembro superior es del Albiano temprano.

Una discordancia angular separa a la Formación Encino de la unidad suprayacente, que es la Formación Vallecitos. Su parte inferior denominada miembro tobáceo, consiste de tobas, derrames lávicos y conglomerados con abundante celadonita, todo depositado en un ambiente marino. A la parte superior de la Formación Vallecitos se le denominó miembro calcáreo y consiste de caliza arrecifal dolomitizada, con abundantes rudistas y bivalvos, entre los que destacan Coalcomana ramosa (Boehm) y Chondrodonta sp. de edad albiana. Inmediatamente al oriente y fuera del área estudiada, al miembro calcáreo le sobreyace concordantemente una gruesa secuencia de rocas volcánicas marinas y continentales cuya edad posiblemente alcance hasta el Cenomaniano.

Intrusionan a la secuencia del Cretácico un gabro de color gris oscuro, textura fanerítica, con abundantes cristales de plagioclasa cálcica y máficos intersticiales que presentan abundante magnetita diseminada y en vetillas, cuya edad fue fechada por el método K/Ar en 93.1 ± 4.7 Ma (Com. per. Alfonso Juárez 1996), y una granodiorita color rosa de textura porfídica con fenocristales de ortoclasa y cuarzo la cual aflora en el área del yacimiento en forma de diques cuya edad, también por K/Ar, es 65 ± 3.3 Ma (com. per. Alfonso Juárez 1996). Atravesando a toda la secuencia y a la

granodiorita existen escasos diques angostos de andesita color gris oscuro, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa cuya edad podría ser terciaria.

c) Estructura

De acuerdo con la información de los geólogos de Las Encinas (1991), en el área de la mina se registran dos sistemas de pliegues, el más importante fue generado por el emplazamiento del intrusivo granodiorítico que aflora en Pihuamo, Jal., el cual basculó y comprimió a las rocas cretácicas hacia el SW, desarrollándose en consecuencia pliegues de orientación N60°W. El segundo, más local, se relaciona con el emplazamiento de los intrusivos del área de la mina y con fallamiento, produciendo pliegues orientados N70°E.

Asimismo han sido reconocidos tres sistemas de fallas: el principal es de tipo inverso y de forma semicircular orientado N20-70°E con buzamientos entre 15-45° hacia el SE, se infiere que su origen se relaciona con el emplazamiento del intrusivo granodiorítico de Pihuamo.

El segundo sistema de importancia está orientado N60°-70°E, es de tipo normal con desplazamientos verticales hasta de 60 m; y el tercero de menor importancia está orientado N40W.

d) Geoquímica

Análisis geoquímicos realizados en el presente estudio de las rocas volcánicas encajonantes de la mineralización de El Encino indican valores anómalamente altos en Na₂O+K₂O y bajos en SiO₂, diferentes a los valores obtenidos para dos muestras traquiandesíticas colectadas fuera del área mineralizada en la Formación Tecalitlán, quedando de esta manera dentro del campo de la serie alcalina las primeras y en el campo de la serie subalcalina las segundas (Figura 23).

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) se observa que tanto las rocas volcánicas de la Formación Encino como las de la Formación Vallecitos caen en el campo calcialcalino indicando un ambiente tectónico de arco magmático (Figura 24).

Los análisis hasta ahora disponibles no permiten establecer una relación clara entre las variaciones de los óxidos mayores respecto al SiO₂ en los diagramas de Harker.

La gráfica de tierras raras normalizadas contra condrita para todo el conjunto de las rocas volcánicas del área de El Encino (Figura 25), indican valores de 20 a 50 ppm para el La y de 6 a 11 ppm para el Lu, enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE) sobre las pesadas (HREE) ($La/Lu = 4.11$), patrón plano de HREE y anomalía de Europio lo cual es característico de secuencias de arcos de islas.

e) Mineralización

La mineralización en la mina de El Encino está emplazada siempre en el mismo nivel estratigráfico, esto es en la parte superior del miembro inferior de la Formación Encino.

En el distrito minero existen tres cuerpos importantes: El Cuerpo San Pascual, el Cuerpo Número Uno y el Cuerpo San Ramón.

El primero presenta una forma de lacolito sin raíz con un radio de 150 m y 70 m de espesor promedio. Este cuerpo se limita al poniente por una falla normal del tercer sistema conocida como la falla de La Nariz que pone en contacto a la mineralización y a la Formación Encino con la Formación Vallecitos. Al norte la mineralización es afectada por una serie de fallas escalonadas que la desplaza en saltos de 10 m con una resultante en la vertical de 60 m; hacia el oriente y sur el cuerpo se adelgaza lenticularmente contra las calizas del miembro inferior de la Formación Encino. Este cuerpo con unos 35 millones de toneladas y una ley de 62.5% de Fe actualmente se encuentra agotado.

El Cuerpo Número Uno, al igual que el San Pascual, presenta una forma tabular lenticular, acuñaándose hacia el SE. Las terminaciones en sus extremos son adelgazamientos graduales y concordantes a la estratificación. Las dimensiones de este cuerpo son de 250 m x 250 m y 50 m de espesor. Este yacimiento con un aproximado de 10 millones de toneladas de una ley del 62.5% de Fe se encuentra en proceso de explotación.

El Cuerpo San Ramón, recientemente descubierto mediante perforación de sondeos, se localiza al NW de los otros dos, en el mismo nivel estratigráfico: es de forma lenticular y se le han cubicado 6 millones de toneladas con una ley de magnetita muy semejante a los anteriores. Debido al encape que presenta, se ha diseñado un sistema de explotación subterránea para su extracción.

f) Mineralogía

Los cuerpos consisten de magnetita masiva con una ley promedio de 62.5%. Las características que el mineral de fierro presenta megascópicamente son: color negro o pardo con estructura que puede ser compacta, masiva, bandeada o diseminada, ésta última representa la baja ley en los cuerpos y se le encuentra distribuida en finas laminaciones de 1 a 3 mm de espesor de magnetita, intercalada con epidota y clorita, así como en forma diseminada, dicha mineralización se aloja en la unidad de composición tobácea calcárea de la Formación Encino Inferior. Este tipo de mineral diseminado cubre al mineral masivo con un espesor promedio de 25 m y leyes del 18 al 20% de hierro total.

Como minerales accesorios se pueden observar pirita, calcita, clorita, epidota, cuarzo, andradita, grosularita, apatita, encontrándose escasamente distribuidos en la masa mineral, con excepción de apatita donde se advierte que sus concentraciones mayores se encuentran cerca del contacto con la caliza recristalizada cuyos valores oscilan entre 0.35 a 2% de contenido de fósforo; este mineral también se presenta en agregados cristalinos de color rosa relleno de fracturas o espacios abiertos.

Por último la magnetita constituye entre el 80 y el 90% del total de los minerales y la hematita se encuentra en menor proporción con un promedio del 4% observándose principalmente en los límites exteriores de los cuerpos, en contacto con la caliza y en forma de vetas de especularita.

En una visita reciente realizada en noviembre de 1998, en compañía del Dr. F. Henriquez, se encontró inaccesible al yacimiento en donde aún quedan algunas reservas que se explotarán en forma subterránea. En desmontes de la mina se encontraron trozos de mena de magnetita con vesículas alineadas lo cual sugiere que el cuerpo de mena explotado pudo haber sido o incluido un flujo de lava de mena. También se encontraron en los desmontes mena maciza con magnetita dendrítica en placas y prismática. Además se observa la presencia de apatita, actinolita y feldespatos potásicos.

Estudios petrográficos y minerográficos de estas muestras llevados a cabo durante la presente investigación indican lo siguiente:

El Cuerpo Número Uno, estuvo constituido en parte por magnetita maciza de textura granuda gruesa con cristales de magnetita en forma de laminas o dendritas laminares hasta de 3 mm de longitud, dispuestos en forma perpendicular a la orientación de las

capas o bandas de magnetita, en donde también se encuentran escasos cristales de magnetita en forma octaédrica.

Otro tipo de mena que fue explotado en el Cuerpo Número Uno fue una magnetita muy pura y altamente magnética, de cristalización fina (octaédrica) entre 0.2 a menos de 0.1 mm, la cual presenta algunas oquedades de forma irregular, las cuales en parte están rellenas de cuarzo. La pirita es sumamente escasa y se encuentra en cristales euhedrales a subhedrales de tamaño submilimétrico.

El Cuerpo San Pascual, también ya explotado, estuvo constituido por magnetita muy maciza con abundantes vesículas alineadas, lo cual sugiere que pudo haber sido en parte una colada de lava de mena. Del mismo cuerpo se extrajo mena constituida por un agregado de puros cristales octaédricos de magnetita de tamaños aproximados entre 0.6 y 0.1 mm, la cual contiene abundantes oquedades de forma alargada y de distribución sensiblemente alineada. Se observan además entre la magnetita y a veces relleno huecos, cristales de pirita cuyos tamaños varían de 1 a 9 mm.

Además se encontraron en el distrito alternancias de capas delgadas de 3 a 10 mm de espesor de areniscas y arcosas de grano medio a fino con intercalaciones de capas delgadas de magnetita de 3 a 5 mm de espesor.

2. Cerro Náhuatl, Colima

El yacimiento de Cerro Náhuatl se localiza en el municipio de Coquimatlán a 17 km al SE de la Ciudad de Colima, actualmente está en explotación, sus reservas originales fueron del orden de los 32.00 millones de toneladas, y sus reservas positivas actuales son de 29.00 millones de toneladas (com. pers. Carlos Zárate 1997).

El entorno geológico de este yacimiento corresponde a una secuencia sedimentaria-volcánica en contacto con un intrusivo de composición diorítica a granodiorítica. Dentro de la secuencia se encuentra un cuerpo de mena estratiforme, dispuesto en forma concordante entre andesita verde alterada y caliza recristalizada con granate y wolastonita. La mena de hierro está oxidada a hematita en la superficie. Localmente tiene una textura maciza que consiste de pequeños octaedros de magnetita (de tamaño milimétrico); en algunas partes es disgregable y tiene el aspecto de ceniza volcánica, mientras que en otras la mena es bandeada (Foto 18). No se observan vesículas. Vetillas de pirita "blanca" cortan la mena de magnetita. Existen grandes cristales (de 10 cm o más) de actinolita alterada. La andesita alterada contiene mineralización diseminada de magnetita. Las calizas no presentan mineralización de hierro. El cuerpo estratiforme de mena de hierro tiene la apariencia de una toba de cristales.

Al microscopio las muestras del yacimiento de Cerro Nahuatl presentan las características siguientes:

En una de las muestras colectadas se observan dos texturas diferentes de magnetita, una de textura granular gruesa en la que se distinguen las caras de posibles octaedros de aproximadamente 1 mm, y otra textura granular fina. La muestra es muy maciza y no contiene drusas pero sí cristales diseminados de pirita de 1 a 2 mm de diámetro y vetillas de pirita de más de 4 cm de longitud y de 1 a 3 mm de espesor. Estas vetas incluyen también epidota en algunos tramos. Se ven además rosetas formadas por cristales prismáticos de magnetita de hasta 8 mm de longitud.

Otro tipo de mena de hierro dentro del distrito está formado por bandas de magnetita y bandas de color verdoso y blanco de posible composición de cuarzo y clorita. Las bandas de magnetita varían en espesor de 9 a 3 mm, algunas son lenticulares hasta acuñarse y todas ellas son muy semejantes en cuanto a su textura y composición la cual consiste de cristales de magnetita de textura granular fina (>0.2 mm). Es común que lateralmente el

contenido de magnetita de las capas disminuya y aumente el contenido de cuarzo, el cual aparece entre los cristales de magnetita. La equidistancia entre las capas de magnetita varía de 10 a 3 mm y se encuentran intercaladas entre capas verdes de posible composición cuarzo-feldespática.

Otro tipo de mena de magnetita muy deleznable que se encuentra en el yacimiento, y que se caracteriza por su color negro, está constituida por cristales finos (>0.5 mm) de magnetita principalmente en forma de plaquitas o naipes y también de forma octaédrica. Se observan además cristales de pirita de 0.5 a 1 mm de diámetro (aproximadamente el 5%) y cristales menores a 0.5 mm de calcita; (Foto 19). Al microscopio se describe como una ceniza con cristales euhedrales a subhedrales de magnetita con escasa pirita cementado por clorita de color verde azulado, calcita, restos de piroxeno, epidota y apatita.

3. Aquila, Michoacán

El yacimiento de Aquila se localiza en el municipio de Coalcomán, en el Cerro del Tenamaxtle, a 5 km al norte del poblado de Aquila y a 27.5 km en línea recta de la bahía de San Juan de Lima, en el litoral del Pacífico.

La explotación en este yacimiento comenzaba a fines de 1998. Las reservas son de 60 millones de toneladas con una ley de 45-50% Fe. El yacimiento aflora en superficie y tiene un color rojizo debido a la oxidación de magnetita a hematita (Foto 20). En el área existe una clara tectónica de bloques y el yacimiento se ubica en un lado de esos bloques con una gruesa secuencia de calizas en el otro costado. El yacimiento es estratiforme con una inclinación de 45°-50°. En la parte superior del yacimiento se presentan calizas sin alteración ni recristalización y en la parte inferior se encuentran andesitas alteradas y rocas intrusivas de composición intermedia. El espesor del yacimiento es variable, desde unos pocos metros hasta alrededor de 30 m. Existen abundantes fallas en el área de la mina.

En las primeras etapas de apertura del tajo, en noviembre 1998, se observaron en la mena estructuras y texturas de flujo de lava: estructuras de bloque y de lavas cordadas, tubos

de escape de gas (2 cm de diámetro y 10 cm de longitud), mena escoriacea de magnetita, vesículas alineadas en la parte superior de la colada con pequeños octaedros de magnetita en las paredes interiores de algunas vesículas, texturas de flujo laminar, en la parte inferior de la colada dendritas prismáticas de magnetita en un crecimiento radial y dendritas en placas de magnetita con una distribución al azar (Fotos 21 y 22). Se observaron cristales de tamaño milimétrico de piroxeno (¿?) y algunos prismas de apatita. En algunas cavidades (10X10 cm) se encuentra toba de magnetita estratificada. Algunos fragmentos de magnetita con plagioclasa, encontrados en la parte basal del cuerpo, tienen el aspecto de una roca porfídica (fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental de magnetita). Fragmentos de rocas (¿caliza?, ¿toba? y andesita), con bordes como "cocidos", se encuentran dentro de la mena (¿xenolitos?). A lo largo de fracturas, en la parte alta de la colada de mena, la magnetita está parcialmente oxidada a hematita. Probablemente esta es una oxidación temprana, tal vez causada por la interacción entre la colada caliente de magnetita y agua de mar. Esto porque existen vetillas de pirita "blanca" que cortan a la mena (incluyendo a la magnetita oxidada) y esta pirita no presenta evidencia alguna de oxidación o lixiviación, como debería esperarse si la oxidación de la magnetita se hubiese producido después de la depositación de la pirita. Parece que están presentes varias coladas de mena concordantes o bien varias unidades de coladas.

En las cercanías del yacimiento se encuentra una roca intrusiva meteorizada en la cual se encuentran xenolitos de 1-2 m de mena de hierro, con las mismas características descritas para la colada de lava de mena en el yacimiento. También se encuentran xenolitos de calizas fuertemente recristalizadas a mármol.

Analizando con detalle la muestra AQ-98-39 que corresponde a una lava escoriacea de óxidos de hierro, se observa que está constituida por fragmentos subangulosos de magnetita martitizada cuyos tamaños varían desde muy pequeños (2 mm) hasta 2 cm. Estos fragmentos son de textura microgranuda, de color gris oscuro y están cementados por una verdadera escoria de hierro muy vesicular en donde se observa limonita, hematita y goetita en las paredes de estas vesículas. Las vesículas son de forma muy irregular y varían de tamaño de 1 a 3 mm de diámetro. En una superficie de la muestra se observa un recubrimiento de color azulado tornasolado de textura botroidal muy fina, lo cual podría corresponder a goetita o bien a fosfatos.

La muestra AQ-98-43 que corresponde a hierro macizo ligeramente magnético, hematizado de color negro con tonos rojizos que fue descrita al microscopio como magnetita maciza sustituida por hematita con cavidades que dan aspecto escoreaceo. Está formada por granos de magnetita equidimensionales y anhedrales casi completamente sustituidos por hematita y que forman un mosaico. No obstante aún se conservan los bordes de los antiguos granos, que en muchos de los casos guardan morfología de puntos triples. También se observa, probablemente, una facies más tardía constituida por pirita relleno los huecos dejados por la cristalización de la magnetita.

En la muestra AQ-98-45, que corresponde a una lava escoriácea de hierro de color gris oscuro y muy vesicular, se observa que las vesículas son alargadas y tienen una orientación paralela entre ellas; su tamaño varía de 1 mm, las más pequeñas, a 8 mm, las más grandes, predominando las de entre 2 y 3 mm. Estas vesículas tienen en sus paredes cristales octaédricos muy pequeños de magnetita, posiblemente alterados a hematita porque se ven de color rojizo. En el interior de las vesículas se ve también un poco de calcedonia. Vista al microscopio se ve que está formada por una masa de hematita con aspecto escoreaceo o lávico, con morfologías botroidales y en el núcleo de estas estructuras persisten núcleos de forma irregular de magnetita.

En la parte superior del yacimiento de Aquila se tomó una muestra (AQ-98-47) de estructuras esféricas que han sido interpretadas como burbujas de escape de gases en magnetita; estas varían en tamaño de 2 a 3 mm de diámetro y en algunas se observa una corteza de cristalización radial.

Nota: Con excepción de La Hueca en el Estado de Michoacán, los depósitos que se describen a continuación no fueron estudiados por el autor y solamente se hace una breve descripción en función de datos previos publicados e inéditos que se encontraron durante la investigación bibliográfica.

4. La Huerta, Jalisco

Se localiza a 10 km al NW de la población de La Huerta en la parte suroccidental del Estado de Jalisco y comprende a los cuerpos: Comitancito, Encinera-Tepame, El Equipal, Paso Real y La Concha, que en conjunto se les ha denominado "Las Pilas" y cuyo tonelaje total es del orden de los 34.600 millones de toneladas (Benavides, 1987). El mineral principal es magnetita y en menor proporción hematita con contenidos del 52.14 al 39.84 % de Fe emplazado en la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico y muy próximo a una granodiorita que afecta a esta secuencia (Lara-Meléndez, 1987). Entre los minerales asociados con el mineral de hierro se tienen: pirita, pirrotita y calcopirita, y en la roca encajonante se reconocen actinolita, granate, epidota, clorita y apatita. El yacimiento presenta alteración feldespática, propilitización y filitización.

5. Chanquehahuil, Jalisco

El yacimiento de Chanquehahuil se encuentra ubicado en la Sierra del Mamey a 6 km al norte del de Peña Colorada muy próximo al límite con el Estado de Colima (Figura 5). Sus reservas positivas y posibles son del orden de 1.830 y 79.550 millones de toneladas, respectivamente (González-Reyna, 1956; CRM, 1994). Los cuerpos de mineral de hierro son principalmente de magnetita alojados dentro de la secuencia de calizas, tobas y brechas andesíticas de edad cretácica pertenecientes a la formación Tepalcatepec. Presenta oxidación, silicificación, epidotización, cloritización y seritización, y es posible que su origen sea muy similar al de Peña Colorada.

6. Sierra del Alo, Jalisco

Se incluye aquí a cuatro yacimientos: El Saucito, El Presidio, El Guayabito y La Desconfianza localizados en la falda occidental de la Sierra del Alo en el Municipio de Pihuamo, Jal. Las reservas totales de los cuatro yacimientos fueron estimadas en 0.342 millones de toneladas (Meave y Echevoyen, 1961). El mineral de mena es casi exclusivamente magnetita y hematita el cual se presenta en forma de masas potentes a menudo formando prominencias en las laderas de los cerros, como capas que siguen la topografía del terreno, o en masas irregulares que siguen un frente de erosión. La roca encajonante de la mineralización es caliza de edad cretácica la que en los contactos con el intrusivo forma tremolita, actinolita, grosularita, epidota y especularita.

7. Las Pesadas, Colima

Este yacimiento se localiza en un área baja aproximadamente a 2 km al NE del de Peña Colorada en el Municipio de Minatitlán, Estado de Colima. Se le estimaron reservas por 13 millones de toneladas (González-Reyna, 1956) El mineral de hierro queda expuesto en una superficie aproximada de 1000 x 600 m en forma de rodados por lo que se le considera de origen secundario como producto de la erosión de los cuerpos de Peña Colorada que se localizan en la Sierra del Mamey. Sin embargo, la presencia de cuerpos de más de 20 m de diámetro de hierro masivo aparentemente "in situ" sugiere que dentro de esta zona no todo el mineral es de origen secundario.

8. La Guayabera, Michoacán

La Guayabera, Michoacán se localiza aproximadamente a 30 km al SSW de la población de Coalcomán y a 30 km al SSE de Villa Victoria, en el Municipio de Villa Victoria, y sus reservas entre probables y posibles se estiman en 28.40 millones de toneladas (López-Mendoza *et al* 1970). La base de la columna geológica del área está constituida por pizarras de aspecto micáceo; subiendo estratigráficamente le siguen areniscas calcáreas. A las areniscas calcáreas le sobreyacen lutitas con horizontes de margas, éstas a su vez subyacen a calizas cretácicas y rocas volcánicas de composición dacítica y andesítica.

La mineralización de hierro principalmente magnetita y hematita, se presenta rellenando fracturas y fallas en dacitas y traquitas. La composición promedio del mineral en superficie tiene un contenido de 52.06% de hierro, 21.5 % de sílice, 0.03% de azufre y 0.0126% de fósforo (López-Mendoza et al 1970).

La roca encajonante es un hornfels cuarzo-feldespático; el metamorfismo, aparentemente más local, se desarrolló en numerosas fracturas, aún en las que no se encuentran mineralizadas por hierro. En algunas fracturas se aprecia caolinización en los feldespatos y epidotización y cloritización en plagioclasas y ferromagnesianos. En fracturas relativamente cercanas a los cuerpos de hierro, es frecuente encontrar hilillos de hematita especular, asociada con epidota, clorita y en menor proporción cuarzo. Localmente, en algunas calizas cercanas a la mena de hierro se formaron minerales de metamorfismo como diopsida actinolita y epidota (López-Mendoza *et al.*, 1970; Consejo de Recursos Minerales, 1995).

9. Los Pozos, Michoacán

El yacimiento de hierro de Los Pozos se encuentra situado a 25 km al WSW del poblado de Arteaga, Mich. La geología del área, de la base a la cima, está representada por rocas metamórficas constituidas por gneises, esquistos y pizarras, que forman parte del Complejo Arteaga. Cubriendo en discordancia a la unidad anterior, se presenta una secuencia volcanosedimentaria compuesta por tobas andesíticas, andesitas, brechas y conglomerados, intercalados con horizontes calcáreos y terrígenos. La parte superior de la sección se encuentra formada por alternancias de areniscas, lutitas y limolitas, correlacionables con la formación Tepalcatepec de edad cretácica. Todas las unidades descritas fueron intrusionadas por rocas pertenecientes al batolito de Michoacán-Guerrero, constituido por granito con diferenciación a granodiorita y diorita (Consejo de Recursos Minerales 1995).

El yacimiento de hierro con reservas entre probables y posibles del orden de 28.00 millones de toneladas, presenta estructuras generalmente vetiformes, con rumbo N 70-83 W emplazadas en un hornfels cuarzo-feldespático (López-Mendoza 1967).

La mineralogía de la mena esta constituida por magnetita, pirrotita hematita, goetita, pirita, esfalerita y calcopirita. Dentro de la roca encajonante se observa calcita, actinolita, tremolita y algunos minerales arcillosos. La presencia de vetillas de carbonatos, cuarzo,

epidota, esfalerita, calcopirita y pirita, atravesando y cortando la mineralización masiva de magnetita y pirrotita, sugiere un proceso hidrotermal posterior al depósito del hierro (Consejo de Recursos Minerales, 1995).

10. Las Truchas, Michoacán

El distrito ferrífero de las Truchas, se localiza en el sur del Estado de Michoacán a 10 km al NNW de la población de Playa Azul y a 25 km al poniente de la ciudad de Lázaro Cárdenas. Las rocas que afloran en el área corresponden a la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico compuesta de tobas y derrames andesíticos, lutitas, areniscas, yesos y calizas. Los yacimientos de hierro del distrito se presentan en forma de masas discontinuas ocupando una superficie aproximada de 14 km² alrededor de un intrusivo de composición granodiorítica, siendo los cuerpos principales: El Volcán, Truchas, El Mango, Santa Clara, El Tubo, Palo Blanco, Acalpica, Venado, Valverde, El Polvorín y Ferrotepec, mismos que fueron estudiados por Mapes (1956); CRNNR(1968); SICARTSA (1975) y CRM (1995). Las reservas originales de este distrito minero se estimaron en 190.00 millones de toneladas y actualmente tiene reservas positivas del orden de 127.00 millones de toneladas, con contenidos de 54.0 a 64.0% de Fe, 1.14% de azufre, 0.04 a 0.28% de fósforo y 7.45% de SiO₂ (com. per. Ing. Héctor Vega 1996). La mena principal es magnetita y en menor proporción se tiene hematita, pirita, calcopirita y martita. Entre los minerales de la roca encajonante fueron identificados: andradita, epidota, actinolita, escapolita, serpentina, calcopirita, cuarzo y calcita

11. Plutón, Guerrero

Los yacimientos ferríferos conocidos con el nombre de Plutón, se sitúan a 12 km al NE del poblado de El Naranjito, Gro., y a 8.5 km al norte de las Bahía de Petacalco. Al igual que en Las Truchas las rocas que afloran en el área corresponden a la secuencia volcanosedimentaria del cretácico, dentro las que en esta localidad predominan calizas y lutitas calcáreas de color rojizo, afectadas por intrusivos de composición diorítica.

Los afloramientos de mineral de hierro de Plutón siguen una línea NNW, aunque hay algunos yacimientos pequeños distribuidos esporádicamente; están constituidos principalmente por hematita, algo de magnetita y escasa pirita diseminada. Los minerales de la roca encajonante son epidota, turmalina y escaso granate.

El yacimiento se encuentra en un grado avanzado de erosión, quedando solamente como remanentes formando pequeños casquetes aislados de mineral de poco espesor (Porráz *et al* 1957). Investigaciones previas habían calculado para estos yacimientos entre 15 y 18 millones de toneladas; sin embargo, Porráz *et al.* (1957) recalcularon las reservas incluyendo el mineral rodado que se encuentra en las laderas y parte inferior de los cerros en 376 733 toneladas.

Un promedio de los análisis en los núcleos de exploración dieron como resultado para el mineral a profundidad los siguientes valores en por ciento: Fe 60.13; FeO 8.29; Fe₂O₃ 83.94; S 0.04; P₂O₅ 0.10; SiO₂ 6.13; Al₂O₃ 0.88; Mn 0.38 y CaO 0.32 (Porráz *et al.*, 1957).

12. El Tibor, Guerrero

La zona ferrífera de El Tibor se localiza aproximadamente a 12 km al oriente de la población de La Unión en la parte occidental del Estado de Guerrero. Las rocas que afloran en el área son calizas, calizas arcillosas y areniscas de edad cretácica pertenecientes probablemente a la secuencia volcanosedimentaria del terreno Guerrero. Asimismo, dentro de la zona ferrífera afloran tres tipos de intrusivos (Jerónimo-Godoy *et al.*, 1976): 1) Granito de color gris claro a pardo de textura porfídica a equigranular, con minerales esenciales de cuarzo, microclina, andesina y oligoclasa, accesorios: biotita, hornblenda, titanita, magnetita y secundarios clorita, sericita, minerales arcillosos y limolita., 2) Diorita de color verde pistache a grisáceo, textura porfirídica que frecuentemente contiene diseminación de pirita, con minerales esenciales de andesina y oligoclasa; accesorios: hornblenda, titanita, apatita y magnetita; secundarios: sericita, clorita, minerales arcillosos y limonita., 3) Porfidos dioríticos y andesíticos los cuales se presentan intrusionando al granito. Son de textura fina a porfídica, de color gris verdoso a oscuro y magnéticos.

El yacimiento de La Hueca se localiza hacia la parte inferior del Cerro de Las Minas, en una secuencia distintiva de brechas y tobas félsicas con intercalaciones de lutitas y escasos horizontes de calizas fosilíferas. Esta secuencia de rocas volcanosedimentarias del Cretácico fue plegada durante la orogenia laramídica, quedando el yacimiento de los hierros bandeados en el flanco poniente de un anticlinal orientado WNW-ESE.

El afloramiento consiste de aproximadamente 10 m de espesor y más de 100 m de longitud, dentro del cual se encuentran capas finamente bandeadas de hematita y jaspe enriquecidas en manganeso, zinc y bario.

La conclusión a la que se ha llegado, con base en la evidencia combinada entre la estructura del afloramiento (finamente bandeada a laminada), su composición química (Fe, Mn, Ba, Zn, Si) y su mineralogía aparentemente de origen primario (hematita, jaspe, y minerales de manganeso enriquecidos en zinc y bario), que es de origen sedimentario, y puede estar relacionado con el yacimiento de sulfuros volcanogénicos de La Minita que se encuentra en la misma área, solamente a 4 km de distancia (Corona *et al.*, en prensa).

IV COMPARACION CON OTROS YACIMIENTOS

IV.1 REGION NORTE DE MEXICO

Cerro de Mercado Durango (Nuevas Aportaciones)

Este yacimiento se comenzó a explotar en 1928 y sus recursos totales, antes de explotación, se estimaban en 80 millones de toneladas. Las impurezas que se analizan son P (en apatita), K (en ortoclasa), SiO_2 y Zn. No hay Ti ni S; el contenido de V no ha sido determinado. La roca huésped corresponde a riolitas que han sido fechadas en 30 Ma. No se observan fallas mayores ni deformación. El yacimiento se ha descrito como magmático (lavas, diques y tobas de mena) localizado en los márgenes de una caldera y se ha comparado con El Laco, en Chile (Lyons, 1988).

En terreno es posible observar diferentes cuerpos de mena, los que de acuerdo a su posición espacial, forma, estructura y características texturales, se pueden clasificar en brechas, coladas de lava, diques, tobas estratiformes de magnetita, stockworks y cuerpos de rodados semiconsolidados. Los cuerpos de mayor tamaño son brechas, lavas y tobas. Las principales observaciones de terreno que soportan esta clasificación son:

Brechas

De acuerdo a las características observadas en terreno, las brechas se pueden dividir en ígneas e hidrotermales.

a) Brechas ígneas

Elas representan los cuerpos de mayor tamaño del yacimiento. Son semi verticales, con decenas de metros de altura y alrededor de 10 m de anchura, contienen grandes fragmentos angulares de riolita (desde 1 decimetro hasta más de 1 m) sin alteración alguna visible macroscópicamente (Foto 23). Algunos de estos presentan magnetita diseminada en forma de gotas, que podría interpretarse como inmiscibilidad de líquidos. La matriz está formada por magnetita la que varía desde maciza hasta llena de cavidades con dendritas en placas y columnares de magnetita y octaedros, en el interior. Existen pequeñas concentraciones de apatita verde. Piroxeno verde (con algo de alteración a clorita?) es abundante y localmente presenta un hábito radial e intercrecimiento con magnetita columnar alrededor de un "núcleo" de riolita de 8 a 10

cm de diámetro (Foto 24), una característica semejante se observa en El Laco (Com. personal. F. Henríquez). También se encuentran dendritas en placas de magnetita, con un hábito radial a partir de un núcleo de magnetita en placas y con espacios abiertos entre las placas radiales que también se encuentran en El Laco (Com. personal F. Henríquez). Asimismo se observan cristales de piroxeno en un crecimiento alternado con dendritas prismáticas de magnetita, formando bandeamiento. Se encuentra apatita alterada de sección longitudinal cónica. Hay abundante ortoclasa (?) la que en su mayor parte rellena espacios abiertos. Abundante sílice colofome y también cristalizada se presenta en espacios abiertos o como entrecrecimiento en cristales de magnetita.

b) Brechas hidrotermales

Corresponden a cuerpos compuestos de fragmentos redondeados de riolita muy alterada (¿arcílica?) los que están cortados por vetas y vetillas de magnetita. Algunos de los fragmentos presentan un halo rojo de alteración (¿adición de hierro férrico?). La matriz de estas brechas está formada por hematita. Algo de apatita muy alterada está presente y existe abundante sílice tardía. No se observó magnetita dendrítica ni piroxeno (Foto 25).

Coladas de lava de magnetita

Se visitaron tres cuerpos de coladas de lava de magnetita. Se presentan en una posición subhorizontal, con un espesor entre 10 y 20 m y con una extensión más bien corta (del orden de 50 m). Dos de las coladas de lava provienen de la misma dirección y el tercero de una dirección opuesta (Figura 27 y Foto 26). Coladas de riolitas se encuentran intercaladas entre las lavas de magnetita. Una de las últimas coladas de magnetita se presenta cortada por un cuerpo subvertical de riolita (posiblemente un alimentador) el cual, hacia arriba, termina en una colada de riolita que cubre la lava de magnetita. En la base de las lavas de magnetita se presenta una textura maciza con algunos "nidos" de apatita; sin embargo, el techo de estas coladas son vesiculares con vesículas alineadas. La apatita está prácticamente ausente. Las lavas de magnetita aquí y en El Laco son prácticamente idénticas (Com. personal F. Henríquez).

Dique de magnetita

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Un cuerpo de magnetita, semi vertical, de alrededor de 5 a 8 m de anchura y decenas de metros de altura, corta riolita no alterada con contactos nítidos. La mena está principalmente compuesta de magnetita maciza con apatita y piroxeno alterado. En la parte superior del dique se encuentra un xenolito de riolita relativamente fresca. En algunos lugares la magnetita es bastante vesicular y con el aumento de vesicularidad se parece a un dique muy vesicular encontrado en El Laco. En otros lugares el dique presenta bandeamiento similar al de mena de Sierra Bandera, en la Franja Cretácica Chilena (Nystrom *et al.*, 1996). Fracturas concoidales, en algunos lugares, sugiere que el el óxido de Fe (magnético) está mezclado con abundante sílice. La mayoría de los espacios abiertos está rellena con sílice tardía, botroidal y bien cristalizada.

Toba estratiforme de magnetita

Corresponde a un cuerpo estratiforme de mena bandeada de 6 a 8 m de espesor. En algunos lugares la mena consiste de hematita muy disgregable (Foto 27) y en otros se encuentra magnetita compacta mezclada con sílice. La mena magnética, con fractura concoidal, es similar a la mena de Sierra Bandera en Chile (Nystrom *et al.*, 1996). En espacios abiertos se encuentra una estratificación muy fina con capas milimétricas de magnetita casi no afectada por la oxidación, las que alternan con capas blancas de silicatos y/o apatita (Foto 28). En un lugar se observó estratificación cruzada casi idéntica a la de Laco Sur (Nystrom and Henríquez, 1994).

Stockwork de magnetita

La riolita esta localmente cortada por una red de 3 m de espesor de vetillas centimétricas a milimétricas de magnetita, orientadas en todas direcciones. Algunas de estas vetillas contienen magnetita octaédrica. También se presenta cuarzo en estas vetillas.

Cuerpo de rodados semi-consolidados

Este es un depósito joven, de tipo erosional, compuesto de fragmentos redondeados de mena de magnetita, con las mismas características de Desvío Norte (cerca del distrito Pleito Melón, en la Franja Cretácica) o Rodados Negros (en El Laco), en Chile (Com. personal. F. Henríquez).

En el yacimiento es frecuente encontrar horizontes de sílice intercalados con horizontes de hematita dentro de la toba riolítica (Fotos 29 y 30).

Estudios petrográficos y minerográficos

En Cerro de Mercado el mineral más abundante es magnetita la cual puede tener texturas diferentes, pero una característica peculiar es que en varias partes del yacimiento se observan agregados de cristales euhedrales de piroxeno, magnetita y apatita, en donde los piroxenos son de forma prismática y varían en tamaño entre 2 y 7 mm siendo el tamaño predominante 4 mm; los cristales de magnetita son de forma octaédrica y varían en tamaño de 1 a 7 mm siendo el tamaño promedio de 2 a 3 mm. Los cristales de apatita, espectaculares por su perfecta cristalización y pureza, son también de hábito prismático y varían en tamaño de 4 a 6 mm.

Aparecen también entre la mena del hierro, esferulitas de magnetita de 3 x 2 cm con desarrollo de cristales prismáticos de magnetita dispuestos en forma radial, en el que cada dendrita termina en caras octahedricas. Es común en el yacimiento que los cristales de magnetita estén martitizados y muchas veces se presentan intercrecidos con cristales de piroxeno muy alterados. Observando con mayor detalle, al microscopio se distingue claramente que en algunos casos los grandes cristales octaedricos de magnetita están recubiertos por una costra de goetita y estos cristales están martitizados. En los núcleos de dichos cristales pueden encontrarse cristales prismáticos de piroxeno alterados.

También son frecuentes los intercrecimientos de cristales tabulares de magnetita y cristales prismáticos de piroxeno creciendo en forma radial alrededor de núcleos de roca alterada. Además puede presentarse aquí apatita de cristalización fina mezclada con la magnetita y el piroxeno, y en algunos intersticios puede haber cuarzo.

Otra característica peculiar del yacimiento es el desarrollo de cristales centimétricos de apatita perfectamente bien formados, estos ocurren en cavidades que se forman en la mena. También se presentan con frecuencia dendritas en placas de magnetita, con un hábito radial a partir de un núcleo de magnetita en placas y con espacios abiertos entre las placas radiales.

Se presentan también en algunas partes del yacimiento horizontes negros pulvulentos de mineral de hierro, en este caso están constituidos esencialmente por cristales muy finos (menos de 1 mm) de magnetita. Su textura consiste en un agregado de cristales euhedrales a anhedrales de magnetita que están hematitizados y después pueden estar

alterados a goetita; se presentan además fracturas o cavidades rellenas de cuarzo y calcedonia y es precisamente en estas cavidades en donde la magnetita esta alterada a goetita.

La Perla, Chihuahua

A la fecha de la visita a en noviembre de 1999, la mina se encontraba en una etapa avanzada de explotación consistente en un tajo alargado de orientación NW-SE, de aproximadamente 1200m de longitud por 600m de anchura y unos 80m de profundidad. En todas las paredes del tajo queda expuesto el mineral de hierro. Sin embargo, el piso del tajo está cubierto por sedimentos recientes y vegetación en virtud de que fue parcialmente inundada durante los años 90s en que cesó su actividad minera.

En consecuencia del recorrido, se observó que en una parte de la pared oriental aflora una brecha que esta compuesta por fragmentos subangulosos y de tamaño muy heterogeneo de traquiandesita ? porfídica y fragmentos más pequeños de magnetita, todos ellos cementados por una mezcla de magnetita-hematita (Foto 31). En detalle, se advierte que los fragmentos de roca ígnea estan rodeados por hematita de una textura afanítica a manera de una costra y a diferencia de Cerro de Mercado en Durango, aquí no se observaron cristales de piroxeno y/o magnetita creciendo en forma radial alrededor de los fragmentos de la brecha.

La roca encajonante por lo común es la traquiandesita ? y cerca del contacto con la brecha se le observa magnetita en forma diseminada.

En el resto de las paredes del tajo se observó una sucesión de capas de mineral de hierro hacia la base, cubiertas por riocitas o traquiandesitas. La disposición de estas capas, tanto del mineral de hierro como de las rocas volcánicas, es siempre con una inclinación que varía entre 15 y 40° constituyendo una estructura cómica.

En una de las paredes del tajo recientemente descapotadas se aprecia que el espesor del mineral de hierro es de unos 40 m. Los primeros 20 o 25 m, en su parte inferior, estan constituidos por capas finamente estratificadas (laminares) de hematita especular y, a su vez, estas quedan cubiertas por un espesor de 15 a 20 m de capas (coladas) de 10 a 15 cm de hematita de hábito especular que se caracterizan por tener abundantes vesículas alargadas de tamaño centimétrico alineadas en forma concordante a la estratificación (Fotos 32 y 33).

Con base a las observaciones anteriores se interpreta que el origen del yacimiento se relaciona a un evento volcánico en el cual las brechas cementadas con magnetita-hematita corresponderían a los conductos o centros de efusión y, durante una primera etapa, el sistema arrojó cenizas de hematita de hábito especular conformando las capas o mantos conocidos en la mina como mineral pulvurulento. Posteriormente, en una siguiente etapa, el sistema arrojó coladas de hematita la cual corresponde al mineral denominado masivo. Enseguida continuó la efusión de coladas traquiandesíticas que cubrieron al depósito de hierro.

Hércules, Coahuila

Este yacimiento se localiza aproximadamente a 110 km al SE del de la Perla. A diferencia de Peña Colorada, El Encino, Aquila, etc. la topografía en la que se ubican estos depósitos del norte, es casi plana y en el caso de Hércules el distrito consiste de tres grandes cuerpos (Prometeo, Teseo y Tiber-Electra) y, por lo menos, cuatro más pequeños (Sama 1, 2, 3 y 4), todos ellos alojados a lo largo de grandes fallas; es decir que, existe una relación entre las fallas y el magmatismo al cual esta asociada la mineralización. El magmatismo, según fechamientos ha tenido ciertas épocas de recurrencia de tal manera que existen edades de 32 Ma hasta 4 Ma las más recientes (Com. personal. Jorge Aranda).

El cuerpo Prometeo, que es el más grande, es de forma tabular, subvertical siguiendo la falla, tiene unos 80 m de potencia por 700m de longitud y aproximadamente 400m de profundidad. La mena es principalmente hematita y magnetita, casi no hay piritita y en la parte más profunda existen cristales tabulares de magnetita intercrecidos con piroxeno (Foto 34), similares a los de Cerro de Mercado; también se pudo observar magnetita con oquedades en cuyas paredes se formaron cristales octaédricos de magnetita y hacia las partes exteriores la magnetita ha sido martitizada.

Se observan además brechas de fragmentos de pórfido andesítico muy alterados y bloques de hematita cementados por magnetita (Foto 35). Según los ingenieros de la

mina, los valores de fósforo son más altos hacia los bordes del cuerpo tabular más que hacia la parte superior del cuerpo.

Los demás cuerpos son bastante similares solo que más pequeños. Particularmente en la parte superior del Tajo Teseo se presentan capas subhorizontales bien definidas de jaspe (Foto 36) y también una alternancia de capas delgadas de travertino y magnetita (ceniza ?). Estas últimas se encuentran intercaladas como un horizonte dentro de un conglomerado que cubre discordantemente al cuerpo principal. El conglomerado parece ser consecuencia del relleno de una fosa tectónica (graven) relacionado con un movimiento posterior del sistema de fallas.

Cómo conclusión, se deduce que el origen de estos yacimientos se relaciona con el emplazamiento de magmas de mena de hierro los cuales tuvieron un control estructural relacionado con fallamiento normal, a lo cual siguió una intensa alteración hidrotermal.

IV.2 EL LACO, CHILE

Los depósitos de El Laco, de alrededor de 2 Ma de edad, se ubican en los flancos de un volcán de composición andesítica-riodacítica, a una altura entre 4.700 y 5.300 m. Dentro de un área de 30 km² se encuentran siete depósitos con un total de recursos del orden de 500 millones de toneladas de mena de hierro de alta ley (Nystrom and Heriquez, 1994).

La mena está compuesta principalmente de magnetita primaria y se presenta en cuatro cuerpos de tamaño grande a mediano: Laco Norte, Laco Sur, San Vicente Alto y San Vicente Bajo. Morfológica y estructuralmente los tres primeros se presentan como coladas de lava, con diques y material piroclástico asociado y San Vicente Bajo con la forma de un domo intrusivo que ha sido emplazado muy cerca de la superficie. Además existen tres cuerpos pequeños: Laquito, Rodados Grandes y Cristales Grandes. Laquito y Rodados Grandes corresponden a diques y en Rodados Negros existe brecha de mena ubicada en sus bordes. Cristales Grandes es el más pequeño y de más baja temperatura de formación, la que se infiere a partir de la presencia de abundantes evidencias hidrotermales (numerosas vetas de cuarzo y yeso exhalativo). Este último depósito más bien parece una veta, con mucho más espacios abiertos que un dique.

La apatita es localmente abundante en los cuerpos con forma de diques, pero sólo es una fase accesoria en los depósitos extrusivos. La mena contiene cantidades muy variables de piroxeno el que está parcial a totalmente alterado a talco, ópalo, goetita y smectita. Hematita se presenta como un producto de oxidación de la magnetita de mena maciza y fragmental.

Los cuerpos de mena están rodeados por una aureola metasomática angosta en la cual la roca huésped andesítica se ha transformado a piroxeno, escapolita, cuarzo y granate. Todo el complejo volcánico, incluyendo los cuerpos de mena, está afectado por una alteración hidrotermal, localmente muy intensa, la que incluye silicificación (cristobalita, tridimita y sílice amorfa), argilización (jarosita y alunita), desarrollo de yeso y depositación de azufre fumarólico. No existen evidencias de metamorfismo en el distrito.

V DISCUSION.

Los yacimientos de Fe de la porción suroccidental de México han sido descritos como skarns y se les ha asignado un origen metasomático e hidrotermal de reemplazo, por estar en su mayoría asociados a calizas y porque en algunos de ellos se encuentra granate y wolastonita (Pineda *et al.*, 1969; Estrada y Ruvalcaba, 1988; Corona *et al.*, 1997). Asimismo, se les ha propuesto una edad del Terciario temprano debido a que su origen se había relacionado a los cuerpos graníticos de esa edad los cuales intrusieron a la secuencia volcanosedimentaria del Cretácico en la que se encuentran estos yacimiento ferríferos.

Por otra parte, Cerro de Mercado, perteneciente a los yacimientos de Fe del norte, ha sido interpretado como un yacimiento magmático emplazado en la forma de coladas de lava, diques, tobas y brechas de mena, en base a sus características morfológicas, estructurales y texturales y además ha sido comparado con El Laco, en Chile (Lyons 1988).

Las características morfológicas, estructurales y texturales observadas en terreno y en muestras al microscopio, descritas en los capítulos anteriores, señalan una gran similitud entre la mayoría de los yacimientos de hierro reconocidos de la porción suroccidental de México, con las que se presentan en el yacimiento de Cerro del Mercado y también para las descritas en otros yacimientos de magnetita-apatita en el mundo, como es el caso de El Laco en Chile y Kirunavaara en Suecia (Henríquez y Martin, 1978; Nyström, 1984; Nyström y Henríquez, 1989). Entre estas características cabe destacar:

- (1) La presencia de cuerpos estratiformes macizos de mena de magnetita, con abundantes cavidades en las partes superiores, en muchas ocasiones alineadas, las que en Cerro de Mercado, El Laco y Kirunavaara han sido interpretadas como vesículas formadas por el escape de gases.
- (2) Cuerpos estratiformes de composición fragmental-clástica, en los cuales se observa estratificación cruzada y gradada. En estos cuerpos coexisten fragmentos de magnetita (parcial a totalmente oxidada a hematita) con fragmentos de minerales silicatados (cuarzo, feldespato), todo con las características de depósitos de cenizas volcánicas y fragmentos de lapilli, originando tobas de mena de Fe. Depósitos con características similares se han descrito en El Laco (Nyström y Henríquez, 1989).

- (3) Cuerpos tabulares discordantes, con una posición espacial vertical a sub-vertical , compuestos de magnetita maciza con cantidades menores de apatita, los cuales se presentan espacialmente relacionados a los cuerpos estratiformes.
- (4) Cuerpos tabulares de brechas de mena en los cuales se encuentran fragmentos angulosos de roca encajonante, sin halos de alteración y con contactos muy tajantes con una matriz hoquerosa de magnetita con apatita.
- (5) Cuerpos tabulares de brecha de mena con presencia de fragmentos redondeados y muy alterados de roca encajonante en una matriz hematítica (¿producto de oxidación de magnetita?).
- (6) En los cuerpos estratiformes macizos, tabulares macizos y de brecha con fragmentos de rocas encajonantes angulosos y sin alteración, se encuentran dendritas de magnetita en placas y prismáticas, además de crecimiento dendrítico esferulítico de magnetita. Todas estas texturas han sido descritas en yacimientos de Fe cretácicos y El Laco en Chile y Kirunavaara en Suecia (Henríquez y Martin, 1978; Nyström y Henríquez, 1989).
- (7) Los contactos de cuerpos de mena de Fe con rocas encajonantes correspondientes a calizas (de gran reactividad química) o volcánicas, son muy bien definidos, abruptos, sin gradación alguna en la mineralización y sólo con un efecto de recristalización en algunas calizas (marmorización incipiente).

Además de las similitudes morfológicas, estructurales y texturales, existen semejanzas y diferencias de carácter mineralógico entre los diferentes yacimientos en México y equivalentes similares en otras partes del mundo.

Todos los yacimientos de magnetita-apatita del tipo Kiruna están caracterizados por una mena constituida por magnetita primaria con relativa abundancia de apatita. En los yacimientos de Cerro de Mercado, Peña Colorada y El Laco, además de magnetita y apatita se encuentra piroxeno en la mena. En los yacimientos cretácicos chilenos existe presencia de actinolita, sin piroxeno.

Por otra parte, las características de ambiente geológico-tectónico de los yacimientos mexicanos son muy similares a las de los yacimientos chilenos:

- (1) Cerro de Mercado y otros yacimientos de Fe en el norte de México se encuentran principalmente en rocas volcánicas terciarias, depositadas en ambiente continental subaéreo, al igual que los yacimientos de la Franja Andina Terciaria de Chile. Sin embargo, en México

ellos ocurren en rocas volcánicas ácidas mientras que en Chile están asociados con andesitas.

(2) Los yacimientos del suroccidente de México y los de la Franja Cretácica Chilena se presentan en un ambiente geológico-tectónico similar, esto es un arco magmático (arco de isla), con depositación submarina, pero con dos grandes diferencias: en México no existe una megafalla como la de Atacama a la cual están asociados los yacimientos chilenos y en México las rocas sedimentarias (principalmente calizas) son más abundantes que las rocas volcánicas (siendo la situación inversa en Chile).

Todas las características señaladas y sus similitudes con otros yacimientos de magnetita-apatita del tipo Kiruna, llevan a comparar a los yacimientos mexicanos de Fe, considerados en este trabajo, como yacimientos del tipo Kiruna.

Las características señaladas hacen difícil aceptar, para los yacimientos mexicanos aquí descritos, un origen a partir de soluciones hidrotermales por reemplazo metasomático o relleno de espacios abiertos. Mediante estos procesos es imposible conservar estructuras y texturas volcánicas como lo son vesículas y/o escoriáceas, como tampoco (y en forma simultánea) texturas clásticas de material piroclástico (estatificación cruzada y gradada). Contactos nítidos y bruscos, discordantes, tanto en calizas (Peña Colorada) como en riolitas (Cerro de Mercado), sin efectos de reacción y solo de aporte de calor (recristalización de calizas en el caso de Peña Colorada), sólo pueden ser explicados por efecto de emplazamiento magmático.

Las formas, estructuras y texturas presentes en todos los cuerpos mineralizados de Fe del tipo Kiruna, tanto en México como en Chile, Suecia y USA (Missouri), sólo pueden ser aceptados e interpretados como características de cuerpos magmáticos intrusivos (diques, filones mantos) o extrusivos (lavas y piroclásticos) a partir de un magma de mena de óxido de Fe con apatita.

La gran ocurrencia de vesículas (sobre todo en las partes superiores de los cuerpos) , señalan la presencia de una gran cantidad de volátiles en este magma de mena, los cuales habrían contribuido a bajar el punto de fusión y disminuir el peso específico, dándole una gran movilidad.

Finalmente, se puede decir que la presencia de algunos minerales característicos de procesos de metamorfismo de contacto y de yacimientos tipo skarn, como por ejemplo granate y wollastonita, se pueden explicar como productos de metamorfismo de contacto y metasomatismo incipiente producido por el emplazamiento del magma de óxido de Fe en rocas químicamente reactivas (calizas).

Por otra parte un punto importante en la discusión son los cristales de microclina, fuertemente zonados, que se presentan en el cuerpo inferior bandeado, como acumulados en forma muy compacta, dejando únicamente pequeñas cavidades entre ellos que están ocupadas por cristales anhedrales de plagioclasa o bien están vacías.

La comparación exhaustiva de esta textura con texturas ígneas similares sugiere que dicha roca presenta una textura de tipo *cumulus* y, más concretamente, es un adcumulado de microclina con plagioclasas en posición intercúmulus. Es de destacar que la presencia de estos xenolitos dentro de una toba de magnetita-piroxeno, sugiere la intrusión de un magma que ha sufrido un proceso de cristalización fraccionada, llegando a una temperatura lo suficientemente baja como para que apareciesen fases sub-solvus de feldespatos potásicos (microclina peritítica). Asimismo, el que parte de las posiciones intercúmulus no estén ocupadas por fases intercúmulus puede sugerir que la presión de formación no era muy elevada y que, por tanto, el cuerpo se emplazó a poca profundidad.

La presencia de cristales de magnetita incluidos en la microclina, en todo similares a los que aparecen en la toba de magnetita-piroxeno, sugiere que dichos cristales eran preexistentes al feldespatos potásico y que fueron atrapados durante el proceso de cristalización fraccionada y, por tanto, de generación de la textura adcumulada. Si esto fue así, la propia cristalización fraccionada que dio origen a la acumulación de microclina pudo haber causado la segregación *in situ*, dentro de la cámara magmática, de una fase enriquecida en magnetita y, muy posiblemente, en piroxeno. La extrusión de esta fase ya enriquecida en magnetita habría dado lugar a la toba del nivel diseminado inferior. La propia dinámica extrusiva del depósito habría causado el arrastre de los xenolitos de la roca adcumulada y su mezcla con los depósitos piroclásticos.

VI CONCLUSIONES.

Las conclusiones más importantes que se han alcanzado mediante el desarrollo de este estudio se refieren a la geología regional del área en donde se emplazan los yacimientos del SW de México y una nueva caracterización y origen de estos yacimientos.

En relación al estudio de la geología regional se puede concluir lo siguiente:

1. El ambiente geotectónico donde se depositó la secuencia volcano sedimentaria constituida principalmente por calizas, calizas arcillosas, limolitas y conglomerados con intercalaciones de coladas, brechas y tobas generalmente de composición andesítica, se puede concluir que los yacimientos de esta provincia ferrífera de la Sierra Madre del Sur, ubicada principalmente en los estados de Jalisco, Colima y Michoacán, se encuentran en un arco de islas volcánicas del Mesozoico.
2. El carácter calcalino de las muestras, tanto de los intrusivos como de las rocas volcánicas de las áreas cercanas a los yacimientos ferríferos de Peña Colorada y El Encino, confirman un ambiente tectónico de formación relacionado a un arco magmático, semejante al existente durante la formación de los yacimientos cretácicos chilenos.
3. En términos generales, las tierras raras de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y zonas adyacentes indican que su origen se relaciona con una fuente derivada de la fusión parcial de la cuña del manto equivalente al tipo "I" en un ambiente de arco magmático.
4. La ausencia de anomalía de Eu en los intrusivos del área de Peña Colorada, no permite apoyar la hipótesis de una intensa diferenciación magmática con remoción de plagioclasas, indicando fraccionación a niveles no someros de la corteza o manto superior. Asimismo, el comportamiento de las tierras raras sugiere que estos forman parte de los intrusivos del complejo Manzanillo, el cual es de los más primitivos de la Cuenca Pacífica de México según ha sido documentado con datos isotópicos de Sr y Nd (Schaaf 1990), o bien ese comportamiento también puede deberse al efecto de movilización por soluciones hidrotermales.

5. Los estudios palinológicos realizados en muestras de la Formación Cerro de la Vieja, permiten concluir que esta formación es de edad albiense y corresponde a la parte superior de la Formación Madrid; y que la presencia de abundantes fitoclastos indican para esa región, ubicada al SE de la ciudad de Colima, un ambiente fluvial deltaico con oxidación de materia vegetal proveniente de una región continental cercana, expuesta a la erosión durante el Cretácico Temprano.

6. Los rudistas encontrados en el área del yacimiento de Peña Colorada, *Toucasia* sp., *Eoradiolites davidsoni* Hill y *Radiolites costata* Scott, permiten establecer una edad albiense para la secuencia estratigráfica que contiene a la mineralización, mientras que en el área de La Minita, Michoacán. las rudistas *Amphitriscoelus* y *Caprina* indican una edad aptiense tanto para la secuencia sedimentaria como para la mineralización.

En cuanto a los yacimientos de la provincia ferrífera del SW, ubicada en la Sierra Madre del Sur, se puede concluir:

- (a) Las características presentes en los yacimientos descritos en el capítulo III y discutidas en el capítulo anterior, sólo pueden ser comparables a las de rocas ígneas intrusivas y extrusivas, correspondientes a las que normalmente se encuentran en diques, filones mantos, coladas de lava, material y depósitos piroclásticos y brechas magmáticas.
- (b) En las áreas donde se emplazan los cuerpos mineralizados existen evidencias de actividad hidrotermal en la forma de alteración, presencia de mineralización menor de sulfuros y de brechas con características hidrotermales.
- (c) Los contactos nítidos entre la roca encajonante y los cuerpos de mineral macizo del yacimiento de Peña Colorada, así como la ausencia del desarrollo de un skarn confirman el emplazamiento intrusivo del mineral de hierro.
- (d) La alternancia de capas laminares de tobas y cristales de magnetita que constituyen el cuerpo inferior bandeado en el yacimiento de Peña Colorada así como las estructuras primarias de estratificación cruzada y calcos de presión, indican el depósito sinsedimentario de este cuerpo asociado probablemente a la expulsión de cenizas de magnetita provenientes de un centro de efusión cercano.

- (e) La similitud existente entre estos yacimientos, los de Cerro de Mercado en Durango, El Laco en Chile y Kirunaavara en Suecia, permiten proponer un origen similar magmático para todos ellos, a partir de un magma de óxido de Fe con gran contenido de volátiles.
- (f) Las distintas morfologías, estructuras y texturas que presentan los yacimientos del SW de México, permiten postular para ellos un emplazamiento como cuerpos ígneos de mena intrusivos y extrusivos, con cierto desarrollo de efectos de metamorfismo de contacto y actividad hidrotermal, como parte de la evolución de ese magma de mena.
- (g) La alta presencia de volátiles en estos magmas, permite postular la presencia de otros tipos de mineralización metálica, distinta de Fe, en las cercanías.

INVESTIGACIONES DESEABLES A FUTURO

Los trabajos futuros que se pueden plantear, en relación a estos yacimientos en México, estarían destinados a establecer la edad de la mineralización y a sus características de formación y emplazamiento.

En relación a la datación se puede sugerir:

(1) Fechamiento de los diferentes eventos de mineralización, por el método de huellas de fisión en apatita y K/Ar o Ar/Ar en el feldespato potásico, con el fin de conocer hasta cuanto tiempo puede durar un proceso de mineralización compleja y recurrente.

(2) Fechamiento de los intrusivos que están atravesados por mena de hierro con lo cual se puede esclarecer si existen en el área intrusivos del Cretácico Temprano más antiguos que la mineralización o bien si la mineralización del hierro fue recurrente hasta el terciario. (K/Ar en biotitas).

En relación a las características de la mineralización, se puede proponer:

- (1) estudio de isótopos estables (Sm/Nd, Sr, Pb, S, O) para establecer ambiente y condiciones de emplazamiento, origen del Fe y el carácter magmático.
- (2) Estudio de inclusiones fluidas en apatitas, piroxenos y otras fases silicatadas, para establecer temperatura de formación.
- (3) Caracterización mineralógica y geoquímica de la alteración asociada.
- (4) Geoquímica de los diferentes minerales constitutivos de la mena.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguayo, J.E., 1983, Cuenca Jalisco Colima, Proyecto-1144: I.M.P., (inédito).
- Aguilera y Ordóñez, 1893, Datos para la geología de México. Anales 6 del Ministerio de fomento.
- Alva-Valdivia, L., Olivos-Rojas, O, Urrutia-Fucugauchi, J. y Böhnel, H., 1991a, Paleomagnetismo, magnetometría, magnetismo de rocas e identificación de minerales opacos en el distrito ferrífero de Peña Colorada, estado de Colima. Convención sobre la Evolución Geológica de México (memoria) Pachuca, Hidalgo., México p. 10-11.
- Atchley, F. W., 1956, Geology of the Marcona Iron Deposits, Peru: Ph. D. Thesis, Stanford University.
- Barba, L.I.M., Gallo, P.I. y Pacheco, G.A.C., 1989, Evaluación geológica regional en el Proyecto Michoacán, Proyecto C-4011: I.M.P., (inédito).
- Barton, M.D., and Jhonson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization, *Geology*, V. 24. p. 259-262
- Bateman, A. M., 1974, Yacimientos minerales de rendimiento económico; tercera edición. Ed. Omega, S.A. 975p.
- Battles, D.A. and Barton, M. D., 1995, Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States *Geology*, v. 23. p. 913-916.
- Benavides-García, 1987, Tecnología de exploración de mineral de hierro en México. Simposio de Exploración de Mineral de Hierro en México, Monterrey, Nuevo León (inédito ?).
- Bermúdez-Santana, Juan Clemente, 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, 103 p. (inédita).
- Bickford, M.E., Van Chamus, W.R., and Zietz, I., 1986, Proterozoic history of the midcontinent region of North America. *Geology*. Vol. 14, pp. 492-496.
- Bohnel, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D.J., Shaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico continental margin, in Hillhouse, J.W., ed., Deep structure and past Kinematics of accreted terranes: American Geophysical union Geophysical Monograph 50, p. 73-92. International Union of geodesy and geophysics and American Geophysical Union. p. 73-92.
- Bosse, E. 1910, Nuevos datos para la estratigrafía del Cretácico en México. Parengones del Instituto Geológico de México. Tomo III, núm. 4.
- Burckhardt, C., 1904, Estudio paleontológico al SE de Colima. Anales del Instituto Geológico de México. Tomo II, núm. 2.
- Bustamante-Bermejo, Miriam, 1994, Estudio Geológico-Minero de la región comprendida entre Coalcomán y Villa Victoria, Estado de Michoacán: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 127 p. (inédita).
- Campa-Uranga, M. F., and Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p.1040-1051.

- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Pub. Univ. Autón. Guerrero. Serie Técnica Científica, 1, 100 p.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J.E., Blome, C., 1982, La secuencia volcánico sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán. Soc. Geol. Mex. VI Conv. Nal. Resumen, p. 48.
- Centeno, García, E., Ruiz J., Coney, P.J., Patchett, P.J. and Ortega, G.F., 1993, Nd isotopes and petrology of the Arteaga Complex: Evidence for oceanic basement and continental influence in the Guerrero Terrane of Mexico. *Geology*, v. 21, No. 5, p.419-422.
- Centeno-García E., 1994, Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western Mexico. Ph. D. Dissertation (unpublished), University of Arizona, 220 p.
- Centeno-García E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchet, J.P. y Ortega-Gutiérrez, F., 1992, El Complejo Metamórfico de Tumbiscatio-Arteaga, Michoacán: Una Secuencia Oceánica Marginal Acrecionada. XI Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, A.C. Resumen, p. 55-57.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J. Patchett, P. J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1991, Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero Terrane, Western Mexico: Vth Int. Circunpacific Terrane Conference, Comunicaciones No. 42, Dto. de Geol., Univ. de Chile, Santiago, p. 39-43.
- Concha, J. F., 1956, El Yacimiento de Fierro del Cerro Casco o Tarpuy, Arequipa (Peru): Soc. Geol. del Peru, Bol. 30, p. 167-175.
- Coney, P. J., 1992, Lithotectonic Terrane map of the North American Cordillera. U.S. Geologic al Survey.
- Consejo de Recursos Minerales, 1994, Monografía geológico-minera del estado de Colima, 90 p.
- Corona-Esquivel, Rodolfo and Alencaster, G., 1993b, Peña Colorada Iron Mine and La Minita Sulfide Deposit, Colima and Michoacan States, SW Mexico. Rudist From the Third International Conference on Rudists. Gloria Alencaster y Blanca Estela Buitrón (eds), Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología, p. 21.
- Corona-Esquivel, Rodolfo and Alencáster, Gloria, 1993c, Rudists from the Peña Colorada iron mine and la Minita sulfide deposit, Colima and Michoacán States, SW México. Third International conference on Rudists. Proceedings, p. 21
- Corona-Esquivel, Rodolfo y Ruiz, J., 1992b, Geología y geoquímica del yacimiento de hierro Peña Colorada, Edo. de Colima México. XI Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, A.C.. Resumen, p. 58-60
- Corona-Esquivel, Rodolfo, 1993a, Modelo de Yacimientos de Hierro y Minerales Asociados de Ag, Pb, Zn, Cu y Au en la Porción Suroccidental de México. XX Convención AIMMGM, Acapulco, Gro., Memorias, p. 105-111.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, Morales-Isunza, A. y Mujica-Sánchez, H., 1992a, Los yacimientos ferríferos de la porción suroccidental de México. Primera reunión sobre la evolución geológica de México, Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara, Guadalajara, Jalisco.
- Corona-Esquivel, Rodolfo, Morales-Isunza, Azucena y Mendoza-Díaz, Victor, 1991, Mineralogía del yacimiento de hierro Peña Colorada, estado de Colima. Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Hidalgo, p. 37-39.
- Cuevas, S. F., 1981, Prospecto Tepalcatepec, IGPR-164 PEMEX (inérito).

- Damon, P. E., and Coney, P. J., 1983, Rate of movement of nuclear Central America along the coast of Mexico during the last 90 Ma: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p. 553.
- De Anda , M., 1883, Informe relativo a la exploración del Distrito de Coalcomán: Revista el Minero Mexicano (Documentos Mineros).
- De la Campa, G. J., 1988, Geología y génesis del yacimiento La Minita, municipio de Coalcomán, Michoacán, en Geología Económica de México, p. 427-436.
- De La Garza, N. V., 1979, Integración geológica-geoquímica y geofísica del Distrito Vulcano. Informe interno de La Compañía Minera Capela, S. A. de C. V. Unidad "La Minita".
- Door, J. van N, 1969, Physiographic, Stratigraphic an Structural Development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil, U.S.G.S. Prof. Paper 641-A, 110 pp. (Description of the regional geology.)
- Dott , R.H., and Lyman, R. B., 1988, Evolution of the Earth. McGraw-Hill Book Company, New York. 617 p.
- Eastwood, G. E. P., 1965, Replacement magnetite on Vancouver Island, British Columbia (Canada): ECON. GEOL., v. 60, p. 124-148.
- Estrada-Barraza, S., 1988, Primer simposio sobre exploración de hierro en México: GEOMIMET, núm. 154, p. 5-17.
- Flores Williams, H., 1949, Geología de los Yacimientos de Fierro de Chile: Revista del Inst. de Ing. de Minas de Chile.
- Flores, Tcodoro, 1951, Geología, génesis y condiciones estructurales de los yacimientos de fierro en México. Inst. Nal. para la investigación de Recursos Minerales, Bol. 29, 30 p.
- Franklin, J.M., Lyndon, J.W., and Sangster, D.F., 1981, Volcanic-associated massive sulfide deposits, Econ. Geol., 75th Anniversary Volume, p. 485-627.
- Frenzel, G., 1980, Geology and geochemistry of manganese, in, I.M. Varentsov and G. Grossely , (eds.), Proceedings of the 2nd International Symposium on the geology geochemistry of manganese, Sidney, Australia, Vol. I, p. 25-158.
- Freyder, C., Lapiere H., Tardy, M., Coulon, C., Martínez, J., y Ortiz, E., 1993, Remnants of a Late Jurassic-Early Cretaceous oceanic basin between the north-american creaton and the Guerrero suspect terrane, Mexico. European Union of Geosciences, Strasbourg France, Abstracts.
- Fries, J. R. Carl, 1962, Nuevas aportaciones geocronológicas. Inst. de Geol. UNAM. Bol. 64, núm. 6, parte 6, México.
- Frietsch, Rudyard, 1978, On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type: ECON. GEOL., v 73, p. 478-485.
- Frost , J.E., 1965, Controls of ore deposition for the Larap mineral deposits, Camarines Norte, Philippine Islands: Ph. D. Thesis, Stanford Univ.
- Garzanti, E., Haas, R. and Jadoul, F. 1989, Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zanskar, Northern India): sedimentology and metamorphism. From Young, T.P. and Taylor, W.E.G. (eds) *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society, Special Publication No. 46, pp. 229-244

- Gaytán-Rueda, J. E., Garza, de la, V.M., Arévalo, E., Rosas-Solís, A., 1979, Descubrimiento, geología y génesis del yacimiento Vulcano, "La Minita", Mich. Memoria Técnica de la XIII Convención Nacional de la AIMMGM. p. 58-116.
- Gerónimo-Godoy, Jorge, Cárdenas-Vargas J., y Zamora-Montero S., 1968, Estudio Geológico del área ferrífera de El Tibor, Municipio de la Unión, Guerrero. Consejo de Recursos Naturales No Renobables, México (inédito).
- Gerónimo-Godoy, Jorge, Cárdenas-Vargas J., y Zamora-Montero S., 1976, Estudio Geológico del área ferrífera de El Tibor, Municipio de la Unión, Guerrero. Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México A.C. GEOMOMET Num. 81.
- González-Reyna, Jenaro, 1956, Riqueza Minera y Yacimientos Mínerales de México. Banco de México, S.A., 497p.
- Govela, S. A., y Ordóñez, R.J., 1981, Estudio preliminar sedimentológico-estratigráfico del área de Coalcomán-Colima, PRESS-003-81. PEMEX. inédito).
- Grajales-Nishimura, J., López-Infanzón, M., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el prospecto Tomatlán, Guerrero-Jalisco. Proyecto C-1160. Internal report. Instituto Mexicano del Petróleo, 69 p.
- Gross, G.A., 1991. Genetic concepts for iron-formations and asociated metalliferous sediments, in Hutchinson, R.W. and Grauch, R.I., eds., Historical Perspectives of Genetic Concepts and case Histories of famous Discoveries: Economic Geology. Monograph 8, p. 51-81.
- Gross-Gordon, A. 1993. Industrial and Genetic Models for Iron Ore in Iron-Formations: Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 151-170.
- Guerrak, S. 1989, Time and space distribution of Paleozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. From Young, T.P. and Taylor, W.E.G. (eds) *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society, Special Publication No. 46, pp. 197-212
- Guerrero-García, J.C., 1989, Vertical Tectonics in southern Mexico and its relation to trench migration: EOS Transactions of the American Geophysical Union, v. 70, p. 1319.
- Guerrero-Suástegui, M., Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Rodríguez-F., J., 1991, Estratigrafía y características de depósito del conjunto petrotectónico de Teloloapan, terreno Guerrero, México, in Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, p. 61-63.
- Gutiérrez, H. J., 1975, Informe geológico final, Prospecto Arteaga-Balsas Superintendencia de la exploración geológica, Z, Poza Rica, Petróleos Mexicanos, Ing. Geólogo. IGPR-183 (inédito).
- Hauck, Steven A., 1990, Petrogenesis and Tectonic Setting of Middle Proterozoic Iron Oxide-Rich Ore Deposits-An Ore Deposit Model for Olympica Dam-Type Mineralization, U.S. Geological Survey Bulletin 1932, p. 58-69.
- Hernandez-Bernal, M.S., 1995, Geoquímica y origen del batolito de Rio Verde, Oax. terreno Xolapa. Universidad Nacional Autónoma de México, UACP y P-CCH. Tesis de Maestria en Geofísica. 83p. (inédita)
- 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, Vol. 81, pp.640-659

- Hughes, T. D., 1965, Iron ore deposits of Savage River: In *Geology of Australian ore deposits*, 8th Commonwealth Min. and Met. Cong., v. 1, p. 525-526.
- Instituto Mexicano del Petróleo, 1987, Exploración por mineral de hierro. estudio geológico-geofísico para el Consorcio Minero "Benito Juárez-Peña Colorada" (Proyecto C-8401). 73 p. (inédito).
- Jacobson, G.L., 1982, *Geology and geochemistry of the Prosperidad banded ferromanganese deposit and other mineral deposits in the metavolcanic Fe-Cu province of Baja California, Mexico*, M.Sc. thesis, San Diego State University, 171 p.
- James I. Lyons, 1886, *Volcanogenic Iron Oxide Deposits, Cerro de Mercado and Vicinity, Durango, Mexico*.
- Kato, T., 1939, Origin of the Mozan iron ore (Korea): *Japan Jour. Geol. Geog.*, v. 16, p. 233-238.
- Kisvarsanyi, E.B., 1990, General features of the St. Francis and Spavinaw granite-rhyolite terranes and the Precambrian metallogenic region of Southeast Missouri, in Pratt, W.P. & Sims, P.K., (eds.) *The midcontinent of the United States - permissive terrane for an Olympic Dam-type deposit?*, U.S. Geol. Sur. Bull. V. 1932, 48-57.
- Kolker, A. 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Economic Geology*. Vol. 77, p. 1146-1158.
- Labarthe-Hernandez, G. Carreón-Sandoval, J.L., Tristan-Gonzalez, M. y Aguillón-Robles, A. 1990. Cerro de mercado: Minas Mexicanas, Tomo 5. Ed. Jorge Ordoñez Cortes. p.71-91.
- Lamey, C. A., 1961, Contact metamorphic iron deposits of California: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 72, p. 669-677.
- Larson, L.T. 1962, Zinc-bearing todorokite from Phillipsburg, Montana. *Amer. Miner*, Vol. 47, p.59-66.
- Llano-Zamora, Mario, 1986, *Geología del NE del Estado de Colima y parte S del estado de Jalisco para la localización de depósitos económicos de magnetita*. Instituto Politécnico Nacional, México, D.F., tesis licenciatura, 42 p. (inédita).
- López-López, J., 1993, *Geología de la región de Contla-Mazamitla, Estado de Jalisco*. tesis licenciatura. p. 75, (inédita).
- López-Mendoza, H., Castañeda, Abrahm, y Salgado, Benito, 1970, Estudio Geológico Magnetométrico del yacimiento ferrífero La Guayabera, Municipio de Villa Victoria, Michoacán. *CRNNR. Bol.* 72, 46 p.
- Luhr, J. F., y Carmichael I. S. E., 1990, *Geology of Volcan de Colima*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Bol. 77, 100 p.
- Lyons
- Machado, C. Noce. E. Ladeira and O. Belo de Oliveira, U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern Sao Francisco craton, Brazil, *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 721-727, 1992.
- Mapes, V. E., Porraz Z., R., Alexandri R., R., Gutiérrez, C. G., Pesquera V., R., Guillén y, J.J., and Camacho C., M., 1959, Los Yacimientos Ferríferos de Las Truchas, Michoacan: Mexico Consejo Rec. Naturales no Renovables, Bol. 46, 128 p.
- Marsden, Ralph W., 1968, *Geology of the Iron Ores of the Lake Superior Region in the United States*, en *Ore Deposits of the United States, 1933-1967*, John D. Ridge, editor, v I, The American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. pp. 489-506.
- Meave, Eduardo y Echegoyen, José S., 1961, Estudio geológico económico sobre algunos yacimientos de mineral de hierro en los municipios de Pihuamo y Tecalitlán, Jalisco. *CRNNR, Bol.* 53., 88 p.

- Mérida-Cruz, A. A., 1980, Estudio geológico-magnetométrico de yacimientos ferríferos de los Municipios de Aquila, Arteaga, Coalcomán y Tepalcatepec, Michoacán. CRM (inédito).
- Miranda-Gasca, M. A., 1995, The volcanic massive sulfide and sedimentary exhalative deposits of the Guerrero Terrane, Mexico. University of Arizona, unpublished Ph.D. dissertation, 294 p.
- Mitsuchi, T., 1952. Iron ore deposits in Japan: Symposium sur les gisements de fer du Monde, 19th Intern. Geol. Cong. (Algiers), p. 537-560.
- Mújica, M.R., 1978, Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del prospecto Coalcomán-Arteaga, Estado de Michoacán, I. M. P.
- Myers K.J., 1989, The origin of the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation of North-East England: evidence from portable gamma-ray spectrometry. From Young, T.P. and Taylor, W.E.G. (eds) *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society, Special Publication No. 46, pp. 221-228
- Naciones Unidas, 1969, Survey of Metallic >Mineral Deposits in Mexico, New York, 72 p.
- Naeser C.W. and Fleischer R.L., 1975. Age of the Cerro de Mercado, México: A problem for Fission- Track Annealing Corrections: Geophy. Research Letters, v. 2, p. 67-70.
- Nystrom, J.O. and Henriquez, F., 1994, Magmatic textures of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry, *Economic Geology*, v. 89, pp. 820-839.
- Olivos-Rojas, Fabiola, 1992, Magnetismo de rocas y minerografía en el yacimiento de hierro "Peña Cpolorada": México, D.F., UNAM., Facultad de Ingeniería, tesis licenciatura, 61 p. (inédita).
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Mitre-Salzar, L.M., Roldán-Quintana, Jaime, Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., y Nieto-Samaniego, A., 1992, Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana escala 1:2'000, 000. Instituto de Geología UNAM y Secretaria de Energía, Minas e Industria Paraestatal, 74 p.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, Seldock, R.L. and Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, in *Phanerozoic Evolution of North American Continent-Ocean Boulder, Colorado*, Geological Society of America, DNAGP, p. 254-305.
- Ortigoza-Cruz, Felipe, Changkakoti, A., Morton, R. D., and Gray, J., 1994, Strontium isotope geochemistry of barite mineralization at La Minita, SW. Mexico: *Sociedad Geológica Mexicana, Bol.* 52, p. 1-10.
- Palmer, H.R., 1928, The rudistids of southern Mexico: *California Academy of Sciences (San Francisco), Occasional Papers* 14, 137 p., 18 lám.
- Pano, A. A., 1975, Prospecto Pihuamo, IGPR-124. PEMEX (inédito).
- 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*, Tomo XLVII, núm. 1, p. 1-16.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo 44, núm. 1, p. 1-20.
- Parga, M. J. A., 1977, Prospecto Manzanillo, IGPR-153. PEMEX (inédito).
- Park, C. F., Jr. 1972, The Iron Ore Deposits of the Pacific Basin: *Economic Geology*, vol. 67, pp. 339-349.
- Park, C. F., Jr., 1961, A magnetite "flow" in Northern Chile: *ECON. GEOL.*, v. 56, p. 431-436.
- Pérez-Martínez J.J., Amador Vargas J., Pérez-Siliceo R., Pérez-Ibarguengoitia R. y Reyna J.J., 1975. Informe sobre la exploración y plan de minado para la explotación del yacimiento "Ferrotepec". *Siderurgica Lazaro Cárdenas-Las Truchas, S.A.* (inédito).

- Philpotts, A.R. 1967. Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*. Vol. 62, p. 303-315.
- Pimentel, R.A., 1979, Prospecto Ahuijullo. IGPR-191. PEMEX (inédito).
- Pimentel, R.A., 1980, Prospecto Soyatlán de Adentro, IGPR-191. PEMEX (inédito).
- Pineda-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, Boletín núm. 77, 44 p.
- Piñero, Fernando, 1972, Descripción de las unidades litoestratigráficas de la Formación Tobas Encino, Pihuamo, Jalisco. Archivo Técnico, Las Encinas, S. A., informe (inédito).
- Porraz Z. Rubén, Echegoyén S. José, Elvir Z. Reniery, Camacho C. Mario y Mapes V. Eduardo., 1957. Yacimientos ferríferos de Plutón, Guerrero.: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Bol. 47, 32p.
- Press Frank and Siever Raymond., 1998, *Understanding Earth*: W. H. Freeman and Company, New York, Second Edition. 682 p.
- Raisz E., 1959, *Landforms of Mexico*: Cambridge, Mass., mapa, escala aprox. 1: 3 000 000.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suastegui, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del sur y sus implicaciones tectónicas. Convención sobre la evolución geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía. Pachuca, Hgo. Memoria, p. 163-166. Abstract.
- Ramírez-Lara M.A., 1973, Unidad La Perla: Asociación de Ingenieros de Minas, metalurgistas y Geólogos de Mexico, Convención Nal., X, Chihuahua, Mem; p. 27-46.
- Razo-Roja, Rosalio, 1986, Estudio estratigráfico sedimentológico de la porción central de la Cuenca de Jalisco-Colima. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis licenciatura, 54 p. (inédita).
- Reyes-Serna V., 1964, Estudio geológico-económico sobre los yacimientos ferríferos en Almágres, Municipio de Sayula, Veracruz. Congreso de Recursos No Renovables, Boletín núm. 66, 66 p.
- Rodríguez, F.D., 1980, Informe geológico final, Prospecto Tecalitlán. IGPR-186:PEMEX (inédito).
- Rodríguez-Elizarrarás, Sergio. 1995, Estratigrafía y estructura del volcán de Colima, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de geología, México D.F. Revista Mexicana de ciencias geológicas, volumen 12, 1. p.22-46
- Rogers, D.P., 1968, The extrusive iron oxide deposits "El Laco", Chile: abs., *ECON. GEOL.*, v. 63, p. 700.
- Romer, R. L., Martinsson O. and Perdahl J.A., 1994, Geochronology of the Kiruna Iron Ores and Hydrothermal Alterations. *Economic Geology* Vol. 89. 1994, pp. 1249-1261
- Roy, Van A. B. 1978., Hydrothermal iron ore and related alterations in volcanic rocks of La Perla, Chihuahua, México. Unpublished M.A. Thesis, the University of Texas at Austin.
- Salazar, M. S., 1983, Evolución geológica-petrolera de La Cuenca Jalisco-Colima, IGPR-231. PEMEX (inédito).
- Sánchez, M. R., 1983, Prospecto Tecomán, IGPR-221. PEMEX (inédito).

- Schaaf, P., Kohler, H., Muller-Sohnius, D., von Dracch, V., and Frank, M. M., 1991, Nd and Sr isotopic data on W-Mexican granitoids: Evidence for different magma sources and implications for tectogenesis: EOS Transactions of American Geophysical Union, v. 72, núm. 44, p. 560.
- Sedlock, L. R., Ortega-Gutiérrez, F., and Dpeed, C. R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Geological Society of America, Special Paper, 278 p.
- Silberling, N. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H. and Coney, P. J., 1992, Lithotectonic Terrane map of the North American Cordillera. U. S., Geological Survey.
- Snyder, F.G., 1969. Precambrian iron deposits in Missouri, In Wilson, H.D.B., (ed.), Magmatic ore deposits a symposium, Econ. Geol. Monograph. v. 4, p. 231-238.
- Talavera-Mendoza Oscar, 1993, Les Formations Orogeniques Mesozoiques Du Guerrero (Mexique Meridional). Contribution A La Connaissance De L'Evolution Geodynamique Des Cordilleres Mexicanes, tesis doctoral, p. 306 (inédita).
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Guerrero-Suastegui, M., 1993, Geochemical evolution of the Guerrero terrane-example of a late Mesozoic multi-arc system, in Proceedings of the first circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Univ. Nat. Autón. Méx., Instituto de Geología, p. 15152.
- Tardy M., Lapiere H., Freydier C., talavera O., Coulom C., Ortíz E., Bourdier J. L., Yta M., Beck C. and Mercier de Lepinay B., 1993, The Guerrero suspect terrane (Western Mexico) and coeval arc sequences terranes (Greater Antilles and Colombian Andes): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. Congr. Geol. Inter. Sp. Pub. (soumis).
- Tardy, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre oriental du Mexique, Thèse d'état. Univ. P. et M. Curie, Paris, 459 p.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Ortiz, E., Talavera, O., Coulon, C., Guill, J.B., Martínez, J., Stein, G., Bourdier, J.L., y Yta, M., 1992, An intra-oceanic environment for the mesozoic arc rocks of the Guerrero Terrane (Western Mexico). Geology, (soumis).
- Torón-Villegas, Luis y Esteve-Torres, Adrián, 1946, Estudio de los yacimientos feríferos de México; Fascículo II yacimientos del grupo del norte, Estados de Chihuahua, Coahuila, Durango, Nuevo León y Zacatecas. Investigaciones Industriales del Banco de México, 147 p.
- Travisany, V., Henríquez, F., and Nystrom, J.O., 1995, Magnetite Lava Flows in the Pleito-Melón district of the Chilean iron belt: Economic Geology, v. 90, p. 000.
- Urquiza, M., 1882, Estudio minero de la región de Colcomán, Estado de Michoacán, anales 7 del Ministerio de Fomento México.
- Van Allen, B., 1978, Hydrothermal iron ore and related alterations in the volcanic rocks of La perla, Chihuahua, Mexico: Unpub. M.A. thesis, Austin, Univ. Texas, 131p.
- Velasco, Hernández Juan et. al. 1964. Estudios Geológicos y Geofísicos de Los Yacimientos de Hércules, Coahuila. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Bol. No. 68, 64 pp., 10 lám. y 7 planos, Stylo (ed.), México.
- Vivallo, W., Espinoza, S., y Henríquez, F., 1995, Los depósitos de hierro del tipo magnetita-apatita: geoquímica de las rocas volcánicas asociadas y potencialidad de la mena de hierro como fuente de mineralización de oro: Revista Geológica de Chile, Vol. 22, No.2.
- Vivar, G., 1923, Bosquejo geológico de una parte del Estado de Colima, Anales del Instituto Geológico de México, vol. 2-(5).

ANEXO I

ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y MINERAGRAFICOS

ANEXO I

ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y MINERAGRAFICOS

MUESTRAS DEL CERRO DEL MERCADO, DURANGO.

CM-98-1 Ejemplar de 12 x 8 cm constituido por un agregado de cristales euhedrales desordenados de piroxeno, magnetita y apatita:

Los piroxenos son de forma prismática y varían en tamaño de 2 a 7 mm, siendo el tamaño predominante de 4 mm; son de color verde oscuro y por alteración muestran una pátina de color verde claro.

Los cristales de magnetita son de forma octaédrica y varían en tamaño de 1 a 7 mm, siendo el tamaño predominante de 2 a 3 mm; su color es negro y por oxidación muestran una pátina de color café claro a rojizo de hematita (martitización).

Los cristales de apatita tienen hábito prismático y varían en tamaño de 4 a 6 mm. Su sección basal es hexagonal, de 2 a 4 mm de diámetro.

En la muestra se observan oquedades de forma oval aproximadamente de 10 por 6 mm y dentro de ellas hay cristales euhedrales de piroxeno, magnetita y apatita.

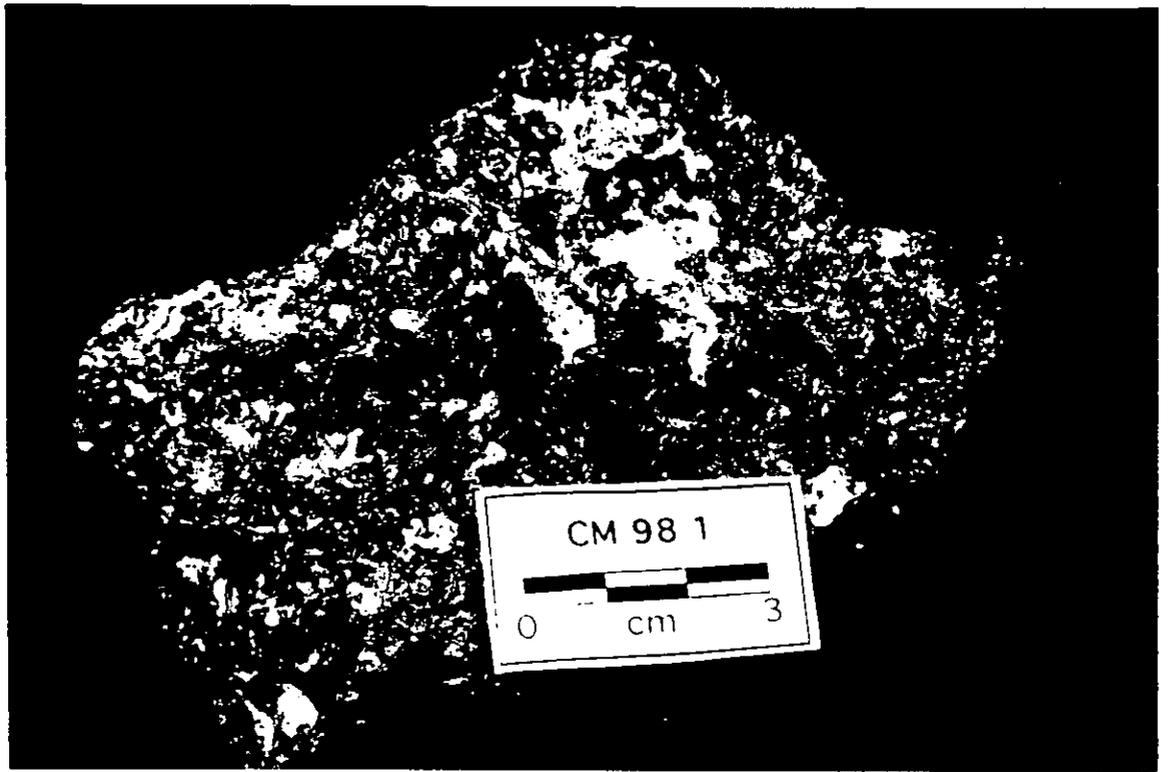
En forma posterior se presenta un relleno de cuarzo-calcedonia que ocasionalmente da lugar a drusas de calcedonia, con sus oquedades rellenas de cristales hexagonales de cuarzo muy pequeños (0.3 a 0.5 mm).

Observación: las primeras bandas de sílice de una de estas cavidades están teñidas por óxidos de hierro, desapareciendo hacia las bandas interiores, que son completamente limpias.

En la misma muestra se advierte también un lentejón de magnetita de textura granular, de 5.5 cm de longitud por 1.5 cm de ancho constituido por cristales octaédricos menores a 0.5 mm en la parte central, y en sus bordes se observan cristales de magnetita de forma plana de 1 a 2 mm de longitud, paralelos al contacto, y otras dendritas prismáticas perpendiculares al contacto y de aproximadamente 1 mm de longitud.

En la muestra aparece también una esferulita de magnetita de 3 x 2 cm con desarrollo de cristales prismáticos de magnetita dispuestos en forma radial, en el que cada dendrita termina en caras octaédricas.

CM-98-2 Ejemplar de 7 x 4 cm constituido por cristales de morfología tabular de magnetita oxidada (martitizada), intercrecidos con cristales de piroxeno muy alterados; además se presenta cuarzo coloforme. Los cristales de magnetita son de forma prismática, de 5 a 15 mm de longitud y de 2 a 4 mm de ancho. Estos en ocasiones, terminan en forma octaédrica. Están en parte hematizados, lo que se



conoce en su débil atracción al imán y su raya rojiza; en ocasiones estos cristales forman plaquitas como naipes.

Los cristales de piroxeno varían de 3 a 10 mm de longitud, son de forma prismática, de color verde oscuro y por alteración adquieren en la superficie un color verde claro amarillento.

La muestra contiene oquedades irregulares de 5 a 9 mm de diámetro en las que crecen cristales octaédricos de magnetita, de 1 a 2 mm, y escasos cristales prismáticos de piroxeno alterado, de 1 mm de longitud. Los piroxenos son posteriores a la magnetita y crecen en la oquedades de la misma.

El cuarzo se encuentra rellenando algunos huecos. Dentro de éstos quedan algunas drusas con cristalización de cuarzo muy fina (± 0.2 mm). También, y principalmente entre los espacios de algunas placas de magnetita, se aprecia un relleno, y en parte recubrimiento, de cuarzo coloidal de color blanco-azuloso en bandas muy finas. A la lupa se observa que en algunos casos los cristales de magnetita crecen alrededor de un núcleo de piroxeno y en la magnetita se advierte un zoneamiento paralelo a las caras del cristal de piroxeno.

Al microscopio se observan grandes cristales euhedrales de magnetita octaédricos que están recubiertos por una costra de goethita y estos cristales están martitizados. En los núcleos de dichos cristales se encuentran cristales prismáticos de piroxeno alterados. La hematita siempre está reemplazando y en ocasiones se presenta como sobrecrecimiento.

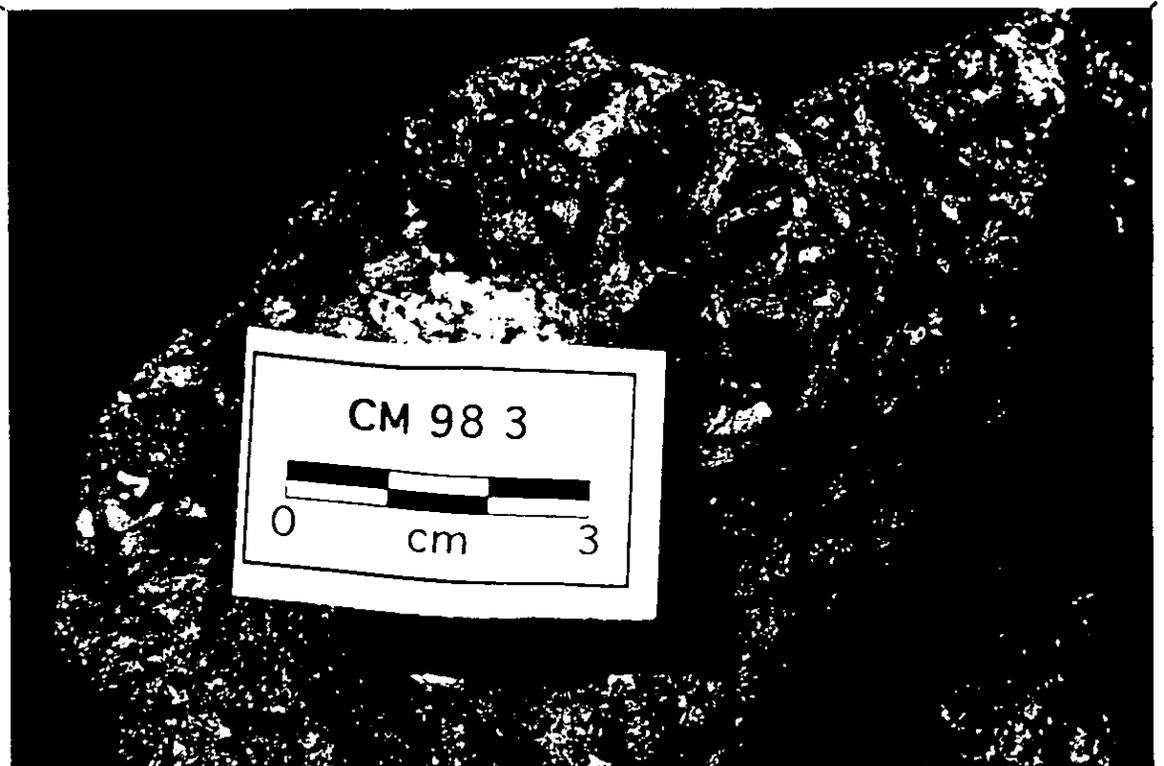
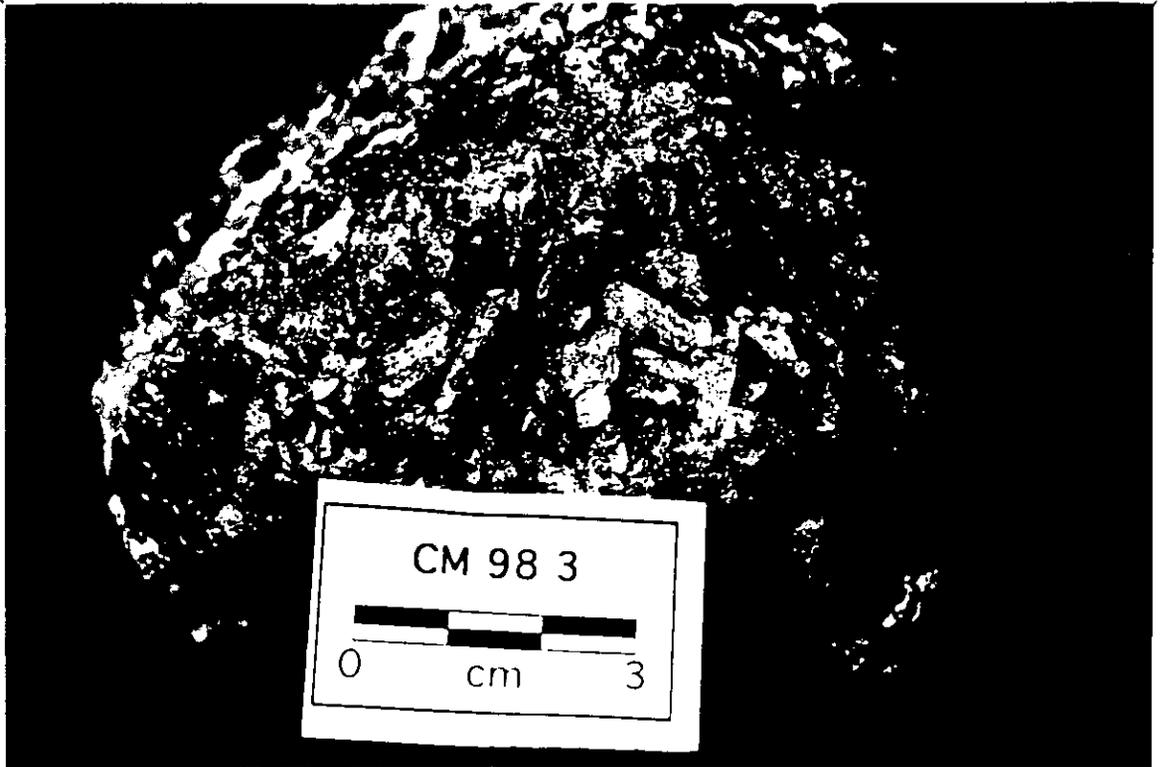
Se observa una facie hidrotermal tardía que produce por una parte la alteración de los minerales anteriores a goethita y la precipitación posterior del sílice.

CM-98-3 Ejemplar de 15 x 10 cm de un intercrecimiento de cristales tabulares de magnetita y cristales prismáticos de piroxeno, creciendo en forma aproximadamente radial alrededor de núcleos de magnetita o de un núcleo de textura fina, deleznable, de roca alterada. Además hay apatita de cristalización muy fina, de color blanco que aparece mezclada con la magnetita y el piroxeno. El cuarzo se encuentra en algunos intersticios entre los cristales de piroxeno y magnetita.

Los núcleos alrededor de los cuales crecen los cristales son de forma subredondeada, de 20 a 30 mm de diámetro. Los cristales de magnetita alrededor de estos núcleos son de forma tabular, de 5 a 10 mm de longitud y de 1 a 2 mm de ancho, y excepcionalmente pueden tener hasta 20 mm de longitud por 3 mm de ancho.

Los cristales de piroxeno son de forma prismática de 6 a 10 mm de longitud por 2 a 3 mm de ancho, y de color verde oscuro y por alteración adquieren un color verde claro pistache.

La apatita es de cristalización muy fina, como fragmentada, de color blanco y se encuentra en la matriz más no entre los cristales radiales de magnetita.



Al microscopio se observan cristales subhedrales de magnetita de tamaño centimétrico a milimétrico reemplazados por hematites a lo largo de los planos de crecimiento y también a favor de las fracturas. Los cristales de magnetita se encuentran englobados en una matriz de cuarzo con piroxenos. en los bordes de grano de la magnetita también hay óxidos e hidróxidos de Fe depositados o cristalizados encima.

Asimismo se ven grande cristale de magnetita y clinopiroxeno. El nucleo de uno de los cristales de magnetita es un rystal euhedral de clinipiroxeno. Estos cristales estan rodeados inicialmente de cuarzo y calcedonia y con posterioridad rellenos de calcedonia.

CM-98-4 Ejemplar de 3.5 x 2.2 cm constituido por un núcleo de roca no determinada, que está recubierta por cristales euhedrales octaédricos de magnetita, que están martitizados.

CM-98-5 Varios ejemplares, el mayor de 5 x 4 cm, de magnetita y posiblemente hematita de color negro y pulvulentos. La muestra está constituida esencialmente por cristales muy finos (menos de 0.1mm de dimensión mayor) de magnetita de posible forma octaédrica a irregular. Se observan al microscopio binocular algunas manchas tornasoladas semejantes a fosfatos.

En las partes más compactas se observan fracturas tardías a favor de las cuales la magnetita ha recristalizado a pequeños cristales octaédricos submilimétricos, y sobre estos cristales existe una precipitación de cristales de cuarzo.

Existen otras cavidades de forma irregular que no parecen estar ligadas a las fracturas, sin embargo también están tapizadas de cristales de magnetita con una última fase de sílice.

Sobreimpuesto a todo lo anterior hay una etapa de alteración de la magnetita a hematita.

Al microscopio se observan vetillas de cuarzo que engloban fragmentos de calcedonia y también engloban bloques de magnetita que están disgregados dentro de la masa de cuarzo.

También se observa que la magnetita está alterada a óxidos de hierro probablemente goethita en los fragmentos que están englobados dentro del cuarzo o en sus inmediaciones. Además se observan cristales de epidota corroídos y englobados por cuarzo.

Su textura consiste en un agregado de cristales euhedrales a anhedrales de magnetita que estan hematizados y despues alterados a goethita, se presentan además fracturas o cavidades rellenas de cuarzo y calcedonia y es precisamente en estas cavidades en donde la magnetita esta alterada a goethita la cual se ve de color rojo con luz transmitida.

La paragenesis es magnetita-sílice-alteración de magnetita a hematita y goethita.

CM-98-6 Ejemplar de 15 x 10 cm de una brecha de magnetita silicificada.

Esta es una brecha formada por fragmentos de forma subrectangular de magnetita cuyos tamaños varían de 3.5 a 4 cm; 11.0 x 6.0 cm; 3.0 x 2.5 cm y 2 x 2 cm. Están constituidos por magnetita de textura microgranuda y fractura plana a subconcoidal. En las uniones entre los diferentes bloques se observa un aumento en el tamaño del grano de la magnetita.

Las superficies o caras de los bloques están recubiertos por una capa de hasta 2 mm de espesor de calcedonia botroidal, las cavidades resultantes están ocupadas por una arcilla plástica de color rojo y composición desconocida.

Al microscopio se observan cristales de magnetita ehedrales a subhedrales, martitizados (alterados a hematita), estos cristales forman agregados de textura granular que están rodeados por una matriz de silicatos. Las láminas de hematita se han formado a favor de las caras octaedricas lo que da una disposición de las láminas de hematita formando ángulos aprox. de 60°. (La magnetita es poco más gris y la hematita se ve blanca y reemplaza principalmente los planos o maclas del cristal).

Su paragenesis es magnetita-silicatos-alteración de la magnetita a hematita.

CM-98-7 Ejemplar de 5 x 4 cm de magnetita recubierto por calcedonia botroidal. La muestra es fuertemente magnética y está constituida por un agregado muy fino de textura granular de cristales de magnetita de forma irregular y tamaño aproximado de 0.3 mm de color gris plateado y con los intersticios rellenos de cuarzo. En un extremo se presenta una costra pulvurulenta de color rosado.

Al microscopio se describe como un agregado granular de cristales ehedrales a anhedrales de magnetita (85%), con silicatos. En las cavidades dejadas despues de la cristalización se produjo la precipitación de cristales ehedrales de cuarzo y posteriormente la precipitación de calcedonia. Asociados posiblemente a la calcedonia se produce alteración o reemplazamiento parcial de la magnetita por goethita en sus bordes de grano.

CM-98-8 Ejemplar de 13 x 10 cm formado por una brecha de fragmentos de magnetita y abundantes oquedades entre los fragmentos, con crecimientos de cristales de cuarzo, magnetita y apatita. Los fragmentos de magnetita varían en tamaño de 2 x 1 y 3 x 2 cm y están constituidos por una matriz fina de magnetita de cristales pequeños. Las oquedades entre los bloques son de forma muy irregular y varían en tamaño de 3 x 2 mm a 20 x 10 mm, y están tapizadas por una primera generación de cristales de magnetita octaédrica junto con apatita y una segunda

fase que forma cristales tabulares que ahora se encuentran totalmente substituidos por limonita.

Por último hay una fase de sílice constituida por calcedonia de color morado azulado que a su vez está recubierta por cristales limpios de cuarzo de 3 mm. Acompañando a este cuarzo aparece una segunda generación de cristales de apatita.

CM-98-9 Ejemplar fuertemente magnético de color rojizo, de 9 x 7 cm, constituido por magnetita con aspecto de lava escoriacea que presenta cavidades cuyos tamaños varían de 1.5 x 1.0 a 1.0 x 0.5 mm, las cuales están tapizadas por cristales muy brillantes de magnetita octaédrica y en forma de dendritas de placa dispuestas como naipes, de 0.5 a 2 mm.

CM 98-9A. Al microscopio es muy similar a CM-98-9B, solo que la martitización fue más penetrativa y también lo fue el reemplazamiento y recubrimiento de hematites y gohetita y algo de calcedonia y otros óxidos de Fe.

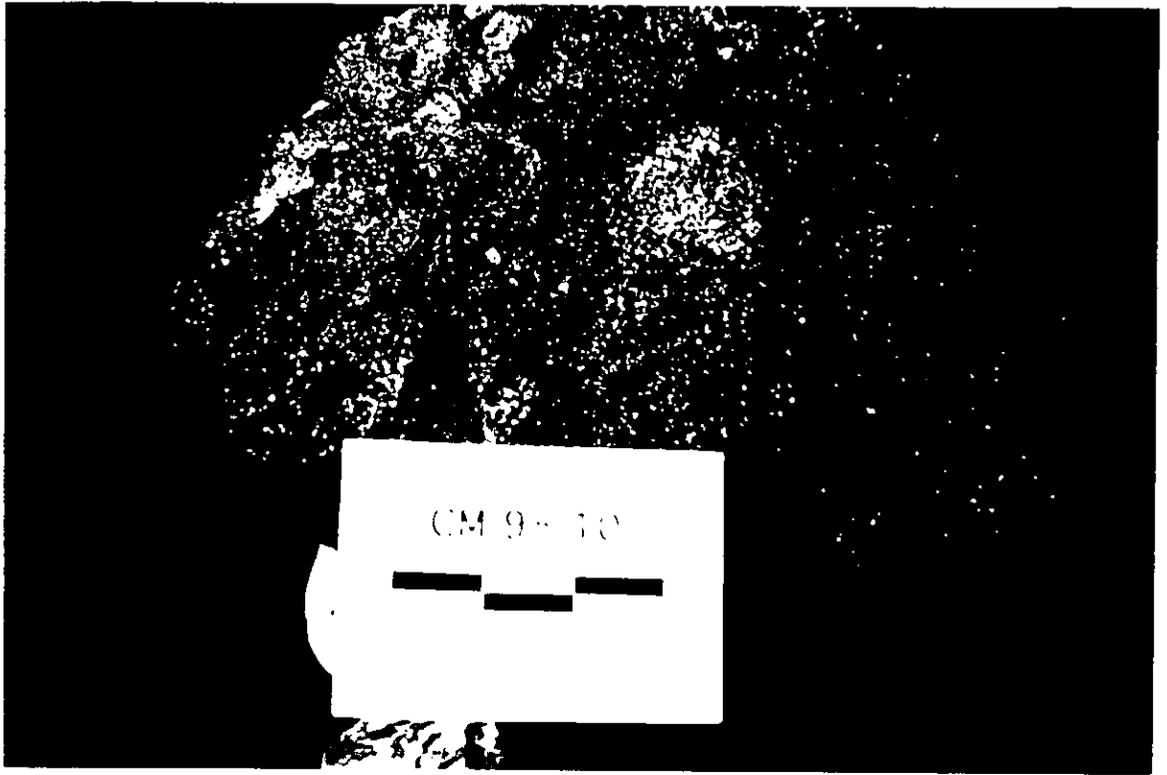
CM 98-9B. Agregados de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita martitizada con algo de cuarzo en la segunda fase a favor de fracturas o bordes de grano y después estos cristales de magnetita hematizada han sido reemplazados por gohetita a favor de los bordes de grano, además de algo de calcedonia.

Interpretación: A menudo se observa en la lámina que los cristales de magnetita tienen puntos triples de union, lo que indica una cristalización en equilibrio e decir cristalización tranquila y no rapida.

CM-98-10 Ejemplar de 9 x 7 cm constituido principalmente por magnetita con textura granular fina y con abundantes vesículas. Los cristales de magnetita son de aproximadamente 0.3 mm y de forma predominantemente octaédrica. Se observan también algunas formas esferulíticas de magnetita microcristalina de 1.5 y 2.0 cm de diámetro.

Dentro de algunas oquedades aparecen cristales de apatita que están completamente recubiertos por goethita fibroso-radiada.

CM-98-11 Ejemplar de 10 x 6 cm de magnetita de textura granular y coherencia arenosa, con un fragmento de riolita. La muestra es medianamente magnética y está constituida por un agregado de fragmentos y cristales completos de magnetita octaédrica, cuarzo, apatita y escasos cristales de piroxeno. El tamaño de estos es comparable al de una arenisca de grano medio. Se observa una ligera estratificación la cual se deduce por un cambio en el contenido mineral, con la presencia de horizontes de unos 2mm con un mayor contenido de fragmentos de apatita de color café claro amarillento translúcido.



Por ultimo, en una segunda muestra se observa una vetilla rellena de calcita granular.

Al microscopio se describe como una roca microgranular con disseminación de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita. La roca con textura ígnea esta constituida por augita diopsídica, magnetita y calcita. La augita diopsídica es un relicto al igual que la magnetita de la roca ígnea original que ha sufrido un intenso proceso de carbonatización. La magnetita suele crecer alrededor de los cristales de augita y en ocasiones presenta golfos de corrosión que sugieren una reabsorción por parte del magma.

Los piroxenos pueden estar parcialmente sustituidos por calcita y dentro de la calcita hay goethita. se observa tambien una silicificación en donde el cuarzo esta asociado a la calcita.

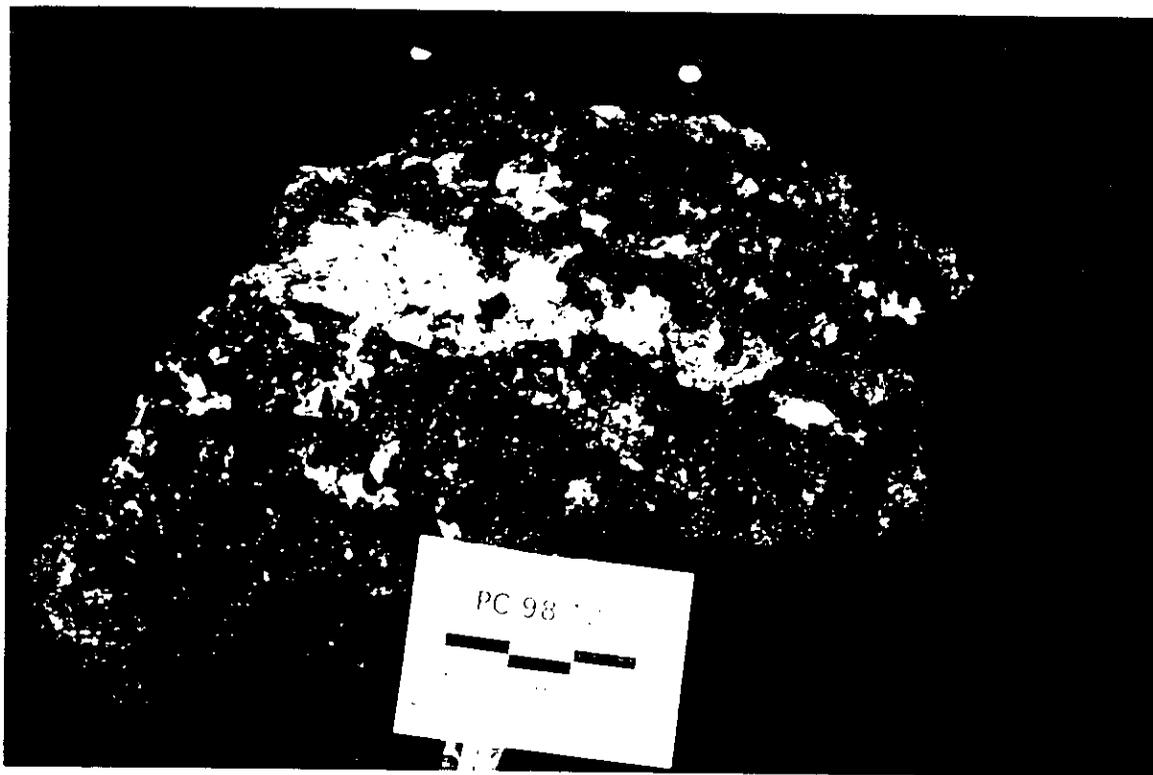
MUESTRAS DE PEÑA COLORADA.

PC-98-12 Localidad: Chinforminazo Sur-Centro, banco 856.

Ejemplar de 16 x 8 cm con aspecto de basalto vesicular, constituido principalmente por magnetita y, en menor proporción, por pirita. Vista a la lupa la muestra está constituida por una masa de textura granular y de tamaño de grano muy fino compuesta por cristales de magnetita, algunos de ellos de forma octaédrica y otros angulosos de forma irregular. Además contiene pirita, la cual se encuentra como agregados de cristales cúbicos hasta de 5 mm de diámetro y en pequeñas vetillas de 15 mm de longitud por 2 mm de ancho. Se observan también abundantes oquedades vesiculares dispuestas en forma alineada. El tamaño de las oquedades varia desde 1 mm las más pequeñas hasta 2 cm las más grandes, su forma por lo general es oval y contienen en su interior principalmente cristales octaédricos de magnetita menores a 0.5 mm, cristales de apatita(?) muy escasos, y algunas de ellas contienen un relleno de cuarzo blanco microcristalino y cristales de calcita de hasta 2 mm.

Al microscopio se distingue un agregado de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita con escasa pirita y minerales translúcidos, entre ellos cuarzo y filosilicatos, posiblemente clorita. El tamaño de los cristales de magnetita es del orden entre micro y milimétrico, y su distribución es irregular. Estos agregados dejan en su cristalización una gran cantidad de porosidad o cavidades que presentan morfología irregular a esférica y que aveces se encuentra rellena posteriormente por cuarzo y magnetita con desarrollo euhedral. No se observan evidencias de martitización.

La pirita se presenta como cristales subhedrales a anhedrales con distribución irregular en la muestra. Los cristales en márgenes de cavidades son los que presentan mayor tamaño y tienen las caras más definidas que en el agregado macizo. Se observa también cantidades muy minoritarias de cristales de hematita de aspecto amebode.



PC-98-13 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforinazo centro-sur, Andesita de abajo del dique de magnetita.

Ejemplar de 8 x 6 cm de roca de color verde, de textura afanítica posiblemente alterada hidrotermalmente. A la lupa se observa una masa afanítica color verde claro, semitranslúcida, posiblemente de feldespato o cuarzo con cristales euedrales de pirita (aprox. 0.2 mm) También se observan vetillas de menos de 1 mm de ancho de pirita, que cortan a la roca y que posiblemente este relacionada con un proceso hidrotermal.

Al microscopio se describe como una roca volcánica de grano fino completamente epidotizada en la que solo quedan pequeños retazos de los antiguos feldespatos y algo de cuarzo primario. La muestra está muy alterada hidrotermalmente. En esta muestra la epidota se reconoce facilmente en forma de cristalitos de colores amarillos, morados y azules de forma cuadrada.

PC-98-14 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforinazo Norte. Nivel 1122.

Dos nódulos o lentejones de forma semicircular, de 3 x 3 cm el primero y 3 x 2 cm el segundo, constituidos por un núcleo de cristales principalmente octaedros de magnetita menores a 0.3 mm y en menor proporción intersticios con fluorita ? o calcita color verde claro a blanca translúcida. Alrededor de estos núcleos y en forma radial existen cristales en forma de dendritas prismáticas de magnetita de 3 a 0.5 mm de longitud y menos de 1 mm de ancho, estos hacia su parte exterior terminan en plaquitas muy delgadas (como naipes) dispuestas en forma perpendicular al cristal. La parte externa del nódulo, el cual se formo en el interior de un hueco, está recubierta por calcita con hierro o ankerita y tiene desarrollo de agregados de cristales milimetricos hasta de 1 cm de pirita.

Al microscopio se observa un nucleo de cristales granulares de medio mm de tamaño de magnetita euhedral. Este nucleo esta rodeado por cristales columnares de magnetita dispuestos en forma radial.

En la lámina de vidrio grueso se describe como una masa escorrea de magnetita con abundantes cavidades rellenas por una calcita de posible origen hidrotermal que forman un mosaico de cristales anhedrales.

En otra zona de la lamina se observa una acumulación de cristales de apatita cementados por magnetita. Las apatitas contienen abundantes inclusiones fluidas las cuales estan alineadas. Esta acumulación de apatitas parece representar una morfología ligeramente filoniana y estan cortados por una vetilla de calcita en cristales anhedrales junto con biotitas cloritizadas.

En algunos puntos se observan antiguos cristales de feldespato con bandas concéntricas de magnetita pseudomorfizados por calcita.

PC-98-15 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforminazo Norte Piso 1122 (mineral "masivo" de baja dureza, como dicen en la mina).

Ejemplar de 9.5 x 8.5 x 6 cm deleznable, con textura microgranuda, fuertemente magnético, constituido principalmente por magnetita y en menor proporción por pirita y calcita. La mena de magnetita está formada por cristales octaédricos(?) muy pequeños (aproximadamente 0.1 - 0.2 mm), se observan también cristales de pirita de aproximadamente 2 mm flotando en la matriz de magnetita. La muestra contiene oquedades que corresponden a vesículas las cuales se presentan en forma alineada, por lo general son de forma alargada y tamaño pequeño (1 a 3 mm) En las paredes de las oquedades existen cristales octaédricos de magnetita mejor desarrollados y de tamaño ligeramente más grandes al resto de la masa, cristales de pirita, calcita y esporádicos cristales de apatita. Aparecen nódulos o fragmentos constituidos por un agregado de clorita ? y magnetita.

PC-98-16 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforminazo centro. piso 912 Ejemplar de 15 x 12 cm, fuertemente magnético constituido por capas o lentes de composición diferente.

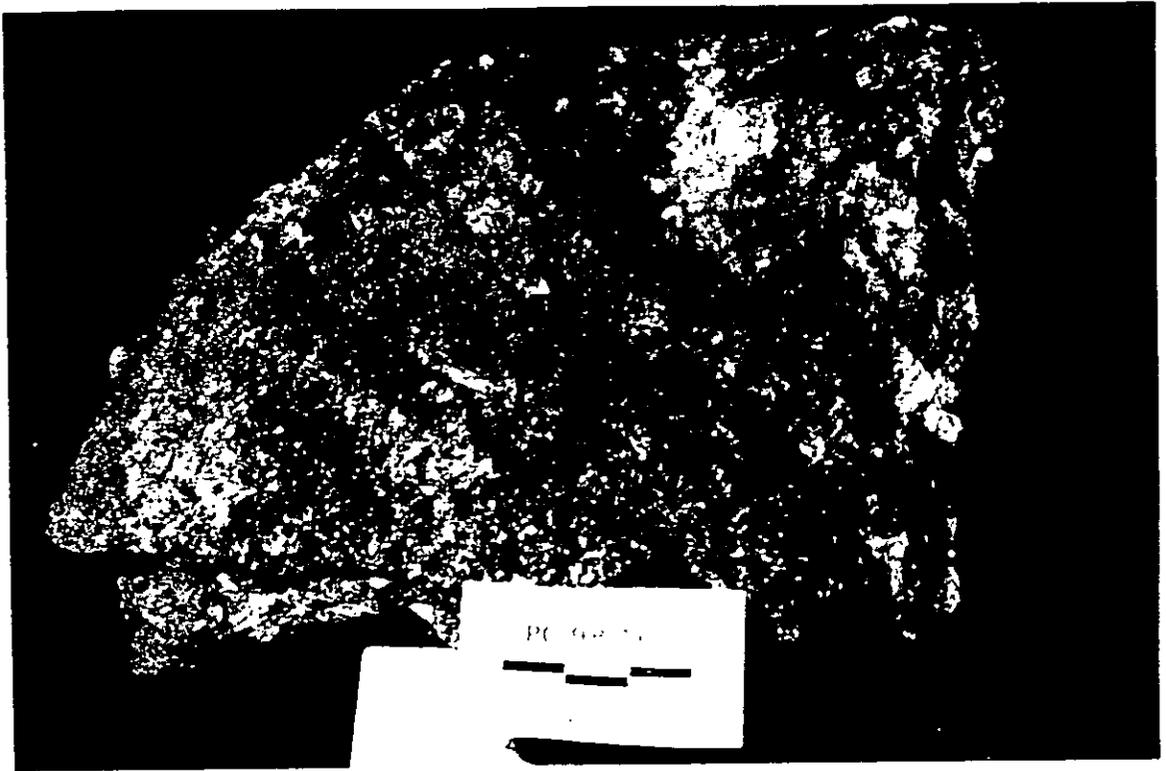
En la muestra se distingue un bandeamiento irregular cuyo ancho varía de 0.5 a 2 cm de espesor, y el color de estas bandas son negro pardo (magnetita); verde oscuro (toba con magnetita); y verde claro (toba con feldespatos potásicos?, pirita y menos magnetita). Las bandas oscuras están compuestas por cristales octaédricos muy finos de magnetita (>0.2 mm); las bandas verde oscuro se conforman de una mezcla de toba verde y cristales muy finos octaédricos de magnetita (> 0.3mm) y las bandas verde claro son de toba ? con menor contenido de cristales de magnetita y algunas de ortoclasa ?. La muestra contiene además vetillas de pirita que cortan al bandeamiento.

Nota: En las bandas de color verde claro es en las que se encuentra mayor concentración de pirita.

Al microscopio se observan cristales euhedrales a subhedrales de magnetita diseminados o bien agregados de tamaño homogéneo con algo de pirita anhedral que puede estar englobando a los cristales de magnetita.

PC-98-17 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforminazo Centro. Piso 912 Idem a la PC-98-16. Solo que en este ejemplar se distingue en forma más clara el bandeamiento y los cristales de ortoclasa, además se observa una gradación en el tamaño del grano tanto de la magnetita en las bandas oscuras como del feldespato en las bandas claras.

En la lamina megascópicamente se observa una ciclicidad que consiste de magnetita pirita y silicatos.



Los minerales hipogénicos o primarios son magnetita y pirita dentro de los opacos y dentro de los translucidos se tiene feldespato potásico (microclina) con pertitas,, augita diopsidica, plagioclasa y apatita.

Los minerales secundarios son: epidoto, clorita y calcita.

La primera banda está formada en un 80% aproximadamente de feldespato principalmente microclina más plagioclasa. Los contactos entre los feldespatos potásicos son claramente magmáticos y estos fragmentos líticos de una roca magmática hipabisal o plutónica están cementados por una arena de cristales de augita diopsidica, existen cristales euhedrales de magnetita dentro de los feldespatos así como de apatita tanto dentro de los cristales como dentro de la matriz.

Se concluye que esto es una toba lítica formada por fragmentos de una roca plutónica o hipabisal cementadas por piroxeno. También hay cloritas pseudomorfizando antiguas biotitas.

Cuando empieza a aparecer la banda de magnetita comienzan a aparecer cristales de epidota.

La base de la banda de magnetita se caracteriza por presentar grandes cristales anhedrales a subhedrales de pirita poiquilitica que engloba a cristales euhedrales a subhedrales de magnetita.

En uno de estos cristales de pirita se observa un bandeamiento de cristales de magnetita que no se corresponde con el bandeamiento general del la muestra. Esta pirita desaparece rápidamente dentro de la banda quedando esta última constituida por magnetita y feldespato intersticial (feldespato potásico y plagioclasa). También hay piroxeno (escaso) y calcita secundaria.

La siguiente banda es similar a la primera; toba lítica de feldespato potásico (microclina con plagioclasa), se observa también la arena de piroxeno entre los fragmentos líticos cementándolo , y en l a parte alta de esta banda en el contacto con la banda de opacos, los ferrmagnesianos (augita diopsídica) se altera a epidota.

La siguiente banda de opacos e similar a la primera; hacia la base pirita para dar paso a un nivel rico en magnetita con numerosos fragmentos líticos de feldespato potásico (microclina) y plagioclasa más abundantes que en la primera banda. La magnetita es euhedral a subhedral en todas las bandas. Hay dos ciclos amalgamados de magnetita y los feldespatos que hay ahí son magmáticos. Se observa también clorita y piroxenos.

PC-98-18 Localidad: Mina de Peña Colorada, Chinforinazo Sur-Centro. Alt. 856 m ("Brechoide" es el termino que le designan los ingenieros en la mina).

A continuación se describen tres muestras que se tomaron en esta localidad y que se numeraron con la siguiente nomenclatura: PC 98-18-1; PC 98-18-2 y PC 98-18-3.

PC 98-18-1 Muestra de 7 x 5 cm de roca de textura ígnea con diseminación de magnetita y pirita. La matriz es afanítica, color verde claro con manchas blancas todo semitranslucido. La magnetita se presenta dentro de la matriz cuarzo feldespática diseminada, en formas subredondeadas muy irregulares (como salpicaduras y lentes) de tamaños que varían desde 1 mm hasta 4 mm, siendo la moda de aproximadamente 2 mm. La magnetita tiene un tamaño de grano fino (\pm 2 mm), con cristales idiomórficos a subidiomórficos en posición intersticial.

Asimismo se observan fracturas del orden de 1 mm rellenas de magnetita de cristalización más gruesa, con cristales de forma plana de 2 a 5 mm de diámetro, además hay en las fracturas algo de feldespatos.

Al microscopio se describe como una roca ígnea muy alterada con una diseminación de cristales de magnetita corroídos.

Está formada por cristales de plagioclasa y está muy alterada a una asociación de epidota mas carbonatos (calcita).

PC 98 18-2-1. Roca descrita en la muestra 98-18-1, pero que presenta una concentración en forma de gota o nódulo (bleb) de magnetita que guarda unos límites imprecisos con la roca de caja, que parece un enclave de magnetita dentro de la roca magmática.

Vista al microscopio con el lente 4/ 01, se observa que tiene una textura granular inhomogénea constituida por 6 minerales diferentes, los de mayor tamaño son opacos y esta masa está cruzada por vetillas de carbonato.

Mineral verde: (Lente 16/). Está constituido por cristales euhedrales a subhedrales de color verde, relieve alto y con nicols cruzados presenta extinción oblicua y colores de segundo orden. Por sus características se le identifica como epidota.

Cristal verde mas intenso: Presenta exfoliación muy marcada y el cristal es anhedral. Con nicols cruzados se ve gris azulado muy oscuro, lo anterior es característico de la clorita de alteración.

Cristal blanco translucido: Se observa que al girar la platina cambia de relieve y adquiere colores que van del gris claro al oscuro y al amarillo pastel, lo cual es clásico de carbonatos (calcita?).

Mineral café con impurezas: Se ve como cacarizo y está en contacto con la calcita, las impurezas pueden ser inclusiones fluidas y el mineral es cuarzo.

Cuarzo variedad calcedonia: Es de color gris y con nicoles cruzados y girando la platina se distingue una sombra que recorre el cristal, esto es característico de la calcedonia.

Mineral opaco: es magnetita.

Hasta ahora tenemos una asociación de cristales de cuarzo, calcedonia, epidota, clorita, calcita y magnetita. Esta asociación es el resultado de una alteración hidrotermal de minerales ferromagnesianos.

Si se vuelve al campo mayor (4/) se observa que en la magnetita quedaron morfologías fósiles de los minerales que se alteraron y se preservaron sus formas prismáticas. De estas morfologías, los minerales alterados hidratados que ahora ocupan estos espacios y del conocimiento previo de asociación magnetita-piroxenos, se deduce que lo que tenemos es el resultado de la alteración de una roca de textura granular, similar a una textura ígnea, constituida originalmente por magnetita, piroxeno y otras cosas de lo cual como mineral original solo queda la magnetita.

La calcita primaria forma parte de la alteración y la calcita en vetillas es posterior y originada por hidrotermalismo.

Su paragénesis es la siguiente: 1 Magnetita mas piroxenos. 2 Etapa hidrotermal con la formación de clorita, epidota, calcita, cuarzo y calcedonia. 3 Formación de vetillas de calcita.

Otras observaciones importantes son la presencia de cristales de epidota dentro de la magnetita, agregados de calcedonia con bordes regulares sugiriendo que la textura original fue ígnea, la epidota amarillenta se encuentra preferencialmente asociada a las vetillas de calcita lo que indica dos generaciones de epidota una más verde asociada a la alteración hidrotermal temprana que altero a la roca original y una segunda epidota menos férrica de color amarillo asociada a las vetillas de calcita que podría ser evidencia de un segundo evento hidrotermal.

PC 98-18-2-2. Brecha constituida por fragmentos de la roca magmática descrita en la 98-18-1, cementados o flotando en una matriz de magnetita. En pequeños fragmentos de la roca magmática se observa la roca alterada a epidota.

Al microscopio se observa una textura de brecha, con cristales de magnetita fracturados y corroidos.

PC 98-18-2-3. Fragmento de 9 x 7 cm que corresponde a una masa con predominio de magnetita en la que se observan dos tipos de agregados, uno de tamaño de grano más fino, máximo 2 mm, constituido por magnetita y pirita, y otro de grano más grueso, máximo 4 mm, en la que sigue predominando la magnetita pero aparte contiene pirita y feldespato potásico bastante equigranular. En este

último los cristales de magnetita son mas idiomórficos. Se observa una epidotización posterior a los feldespatos. También se ven fragmentos de rocas similares a la muestra 98-18-1, en igual forma epidotizados.

Al microscopio se observa una disseminación de cristales euhedrales pero corroídos de magnetita que están cementados por una mezcla de piroxeno, calcedonia, apatita, epidota y calcita. Los cristales de epidota al igual que los de apatita son euhedrales.

Lo que no esta muy claro es si esta mezcla sustituye a una roca anterior o sencillamente es un cemento de esta magnetita.

Lo que si esta claro es el origen hidrotermal de la calcedonia, epidota y calcita. Las apatitas tienen abundantes inclusiones fluidas polifásicas constituidas por una burbuja de vapor, solución salina y solidos atrapados.

PC 98-18-3 Ejemplar de 13 x 19 cm constituido por una brecha volcánica en matriz cuarzo-feldespática con magnetita.

En este caso los fragmentos volcánicos son cuarzo-feldespáticos de textura afanítica y color rosa claro. Son subangulosos y varían de tamaño de 0.5 a 4 cm de diámetro, presentan un borde de alteración de color verde claro y están cementados por una matriz de grano medio formada por pequeños fragmentos de la roca de color rosa con clorita ?, magnetita y cristales de pirita. Esta roca presenta un contacto neto (franco) con un cuerpo formado por un 90 % de magnetita granular que presenta cantidades variables de pirita y clorita ?.

También se observa una vesícula de 3 cm de diámetro de forma globular constituida por cristales idiomórficos de magnetita granular en las paredes junto con pirita y un relleno final de calcita dejando aún bastantes oquedades libres.

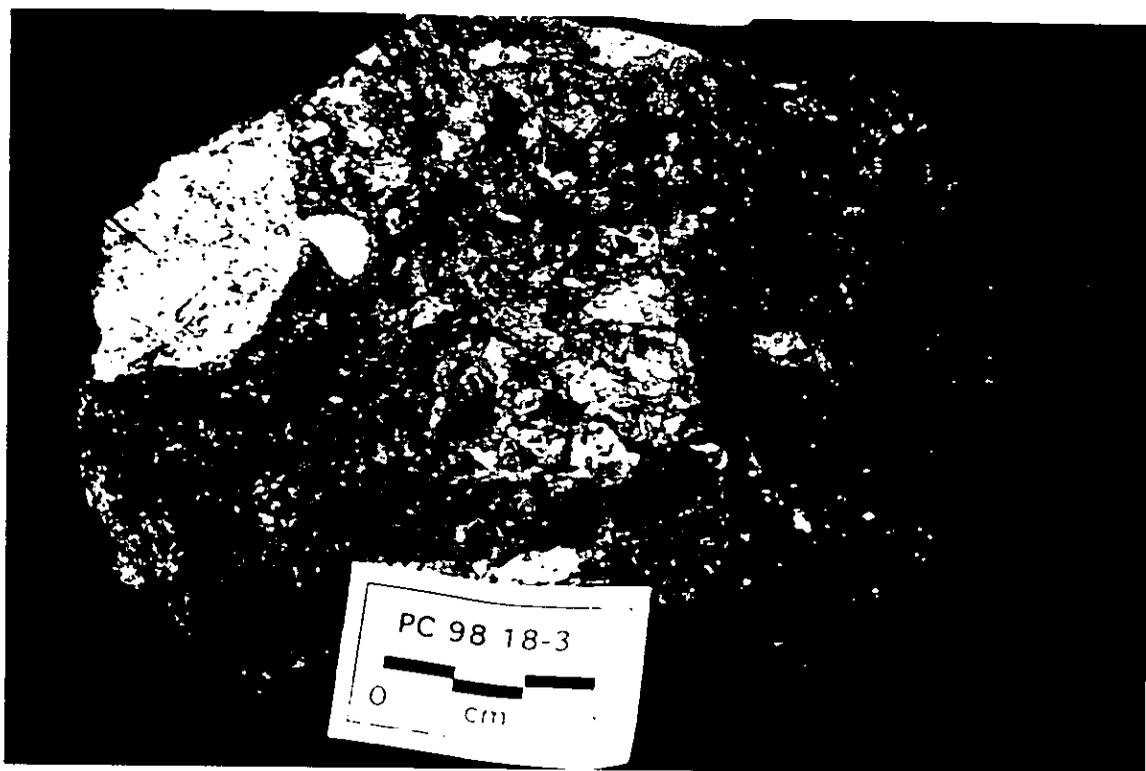
Al microscopio se trata de una brecha andesítica muy alterada hidrotermalmente que esta silicificada, epidotizada y aparte presenta mucha calcita es decir carbonatización.

La textura de la magnetita es de grano medio, euhedral a subhedral con cristales muy corroídos.

Dentro de los cristales de magnetita existen cristales de antiguos ferromagnesianos actualmente cloritizados, así como fragmentos de la roca epidotizada. Se observan aún relictos de piroxenos.

Aún quedan fantasmas y relictos de las plagioclasas originales y se presenta un ortopiroxeno?. Todo esta cortado por vetillas de cuarzo y calcita. En los bordes de los relictos de la roca original hay una banda rica en epidota con un centro de calcedonia. También hay cristales de titanita la cual tiene forma de rombo y es de color gris tanto con o sin polarizador, el centro del cristal es más claro.

PC 98-19 Localidad: Mina de Peña Colorada, Crucero taller La Encantada - camino a la Astilla.



PC 98 18-3

0

cm

Muestra de 14 x 13 cm. Brecha volcánica constituida por fragmentos angulosos de feldespato o cuarzo-feldespato color rosa, fragmentos también angulosos de magnetita, cementados en una matriz tobacea cuarzo-feldespática color verde claro. Los fragmentos cuarzofeldespáticos miden entre 1 y 1.5 cm. Son de color rosa claro con tonalidades grises y muestran un pequeño borde de alteración. Los fragmentos de magnetita por lo común son de forma angulosa aunque también los hay subredondeados, su tamaño varía de 5 cm el más grande a 0.4 cm los más pequeños, no se observan bordes de reacción y están constituidos por cristales muy finos de magnetita posiblemente de forma octaédrica.

Al microscopio se observan cristales euhedrales a subhedrales de magnetita de tamaño variable a menudo corroidos, se presentan también algunos cristales de pirita muy corroidos. En general la magnetita está diseminada o se presenta en agregados aislados. La pirita está sobrecreciendo o englobando a los minerales anteriores.

PC 98 -20 Localidad Peña Colorada. Chinforminazo Centro, segundo cuerpo, piso 912.

Muestra de 14 x 12 cm de magnetita diseminada en una matriz de ortoclasa. La muestra consiste en cristales de 1 a 4 mm de feldespato potásico euhedrales de color rosa intercrecidos entre sí, recordando vagamente una textura "cúmulus". Esta textura conlleva la formación de cavidades irregulares constituidas por cristales euhedrales de feldespato. También presenta magnetita de tamaño de grano fino y textura granular mezclada con pirita y todo ello diseminado en el interior de la matriz de feldespato. En general se podría afirmar que la magnetita ocupa una posición intersticial en la matriz del feldespato. La última fase que rellena los poros es una calcita cristalina. Se observa también escaso cuarzo.

Observando al microscopio la superficie hecha en el vidrio grueso se describe como una roca formada en un 85% por microclina perítica, los cristales de microclina muestran entre sí bordes netos (es decir bien definidos), y abundantes puntos triples, asimismo estos cristales de microclina presentan un recrecimiento de feldespato potásico que provoca que los cristales se vean zonados. En posición intersticial a este feldespato potásico aparecen cristales anhedrales de plagioclasa (albita?) que se presentan maclados.

En cualquier posición dentro de esta roca aparecen cristales euhedrales de magnetita. Como minerales accesorios pero primarios aparecen cristales euhedrales de apatita y cristales euhedrales a anhedrales de titanita.

En las cavidades residuales (porosidad) dejadas por el entramado del feldespato potásico aparece clorita férrica tapizando dichas cavidades en forma de cristales fibrosos.

En general se puede afirmar que la textura de dicha roca es muy cercana a un "adcumulado" aunque este último punto puede ser discutible.



PC 98 -21 Localidad Peña Colorada. Chinforinazo Centro, segundo cuerpo, piso 912.

Idem anterior.

Al microscopio consiste de una roca formada esencialmente por cristales euhedrales a subhedrales de feldespato potásico que presenta perfitas y además esta alterada con cierta intensidad a caolín.

Estos cristales feldespáticos contienen diseminados cristales de magnetita euhedral a subhedral así como cristales subhedrales de titanita, aparte existe una alteración hidrotermal posterior muy incipiente que da lugar a precipitación de agregados radiales de clorita en los intersticios junto con pequeñas cantidades de epidota.

Minerales opacos: la magnetita se presenta como cristales euhedrales a subhedrales de orden milimétrico a submilimétrico frecuentemente asociados con cristales de titanita que suelen estar incluidos en la magnetita o cuya abundancia es mayor en presencia de magnetita.

La pirita es escasa y se presenta como cristales euhedrales a subhedrales y escasamente reemplazados por óxidos e hidróxidos de hierro a favor de fracturas.

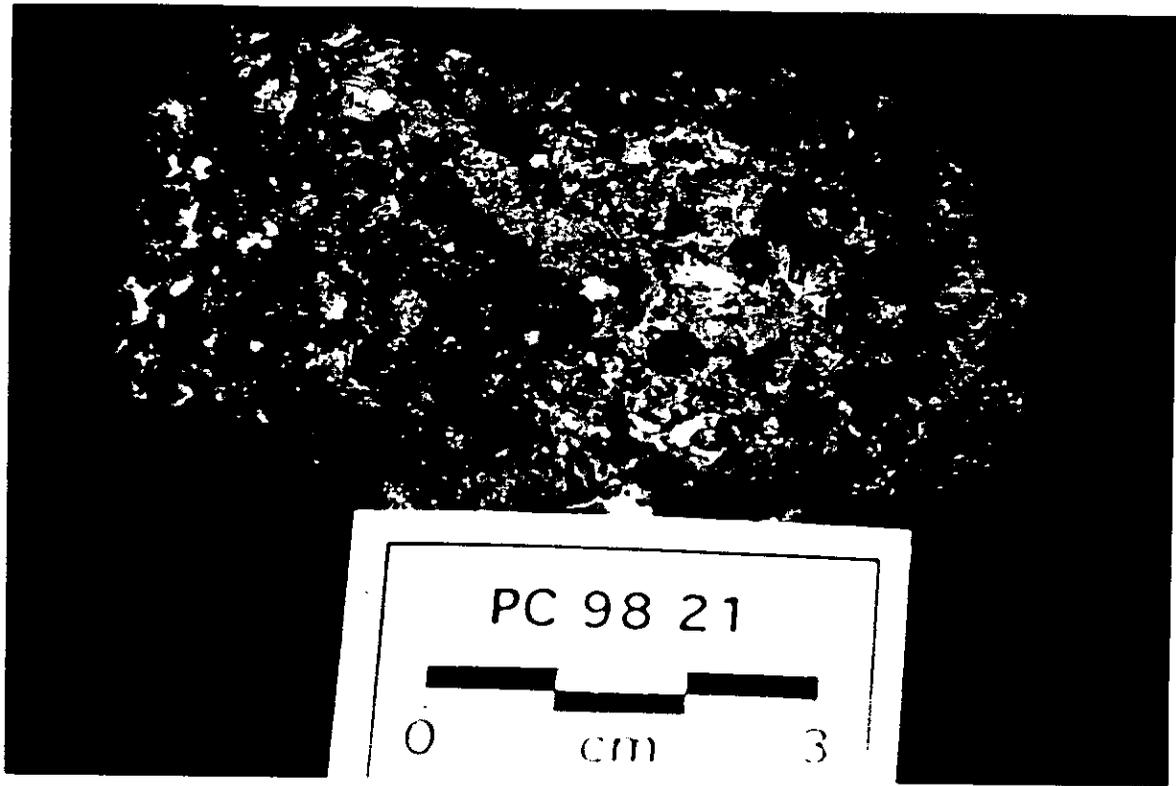
PC 98 -22-1 Localidad Peña Colorada. Chinforinazo Norte Nivel 1126 (Cuerpo "diseminado" como le llaman en la mina)

Muestra de 11 x 9 cm. Toba porfídica cuarzo-feldespática cloritizada con magnetita diseminada. La roca está constituida por un agregado de grano fino de cristales prismáticos de feldespato rosa de 1.5 a 2 mm de longitud dentro de una matriz afanítica color verde oscuro (clorita). La magnetita se encuentra diseminada en pequeños cristales octaédricos de menos de 1 mm tanto dentro de la matriz afanítica verde como dentro de los feldespatos rosas. También se le encuentra a la magnetita en forma de nódulos de textura afanítica de 1.5 a 2 cm y en forma de bandas irregulares hasta de 5 cm de longitud por 0.3 a 0.5 cm de ancho. La muestra contiene también abundante pirita diseminada.

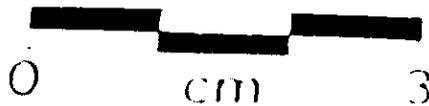
Al microscopio se trata de una roca formada por un agregado de cristales euhedrales a subhedrales de lo que parecen ser cristales de feldespato potásico muy alterados a caolín a favor de sus exfoliaciones.

Estos feldespatos presentan un crecimiento de una segunda face de feldespato potásico.

Los ferromagnesianos originales de anfíboles o piroxenos fueron transformados a clorita férrica y epidota. La magnetita aquí se presenta en granos euhedrales a subhedrales diseminados en toda la muestra y en muchos casos se presentan granos de magnetita incluidos en los cristales de feldespato potásico, lo que denota su carácter primario y posiblemente ígneo de la magnetita.



PC 98 21



Aparte hay un proceso de alteración tardío que da origen a la alteración de los minerales preexistentes y a la formación de una asociación mineral de menor temperatura constituida por calcita, clorita y cristales de epidota que se presentan tanto diseminados en la roca como en cavidades tardías.

PC 98-22-2 Localidad Peña Colorada. Chinforinazo Norte Nivel 1126 (Cuerpo diseminado)

Muestra de 11 x 9 cm. de aspecto tobáceo cuarzo-feldespática cloritizada con magnetita diseminada. La roca presenta una textura granuda fina de cristales posiblemente de feldespato de aprox 1 mm dentro de una matriz de grano muy fino, deleznable, de color verde oscuro (clorita). La magnetita se encuentra diseminada con textura granular y tamaño de grano menor a 1 mm.

Esporádicamente se observan zonas más enriquecidas en magnetita y que tienen morfología nodular de 1.5 a 2 cm a lo largo de franjas de forma irregular hasta de 5 cm de longitud por 0.3 a 0.5 cm de ancho. La muestra contiene también abundante pirita en forma diseminada.

Al microscopio (lamina un poco gruesa), se describe como un agregado isótropo inequigranular de cristales de feldespato potásico, apatita, clorita, epidota, pirita y magnetita con tamaños de grano de orden submilimétrico a centimétrico correspondiendo los cristales de mayor tamaño a pirita.

La muestra presenta numerosas vesículas de tamaño milimétrico a submilimétrico frecuentemente tapisadas por cristales de apatita de mayor tamaño que en la matriz.

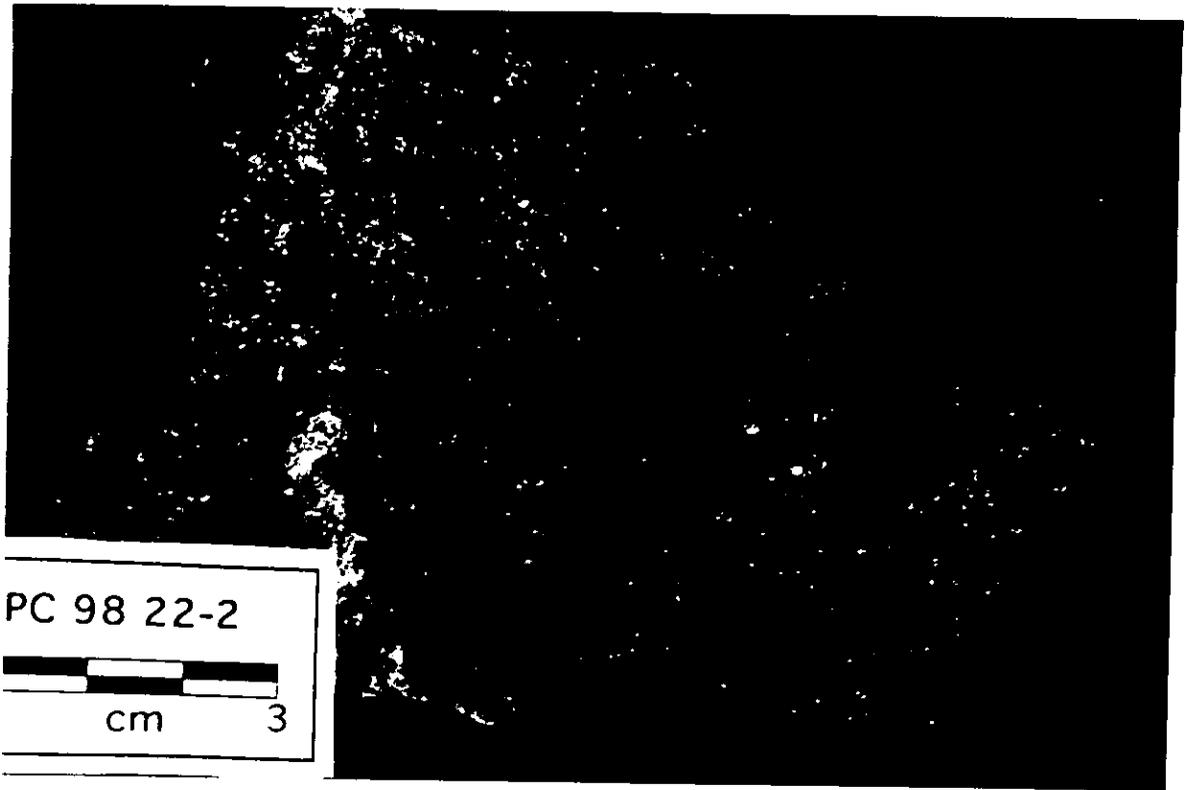
Aunque diseminados en toda la muestra, la pirita y la magnetita se distribuyen preferencialmente en bandas de mayor abundancia de clorita. La pirita y la magnetita se encuentran como cristales euhedrales a subhedrales aunque con mayor frecuencia son subhedrales. Puede apreciarse que la magnetita presenta una morfología de cristales zonados.

Nota: No se aprecia martitización.

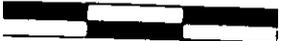
MUESTRAS DE EL ENCINO

EN-98-23 Localidad Mina El Encino, Cuerpo 1.

Ejemplar de 19 x 7 x 6 cm de magnetita maciza con lentes de feldespato rosa. Se distinguen dos franjas o capas de magnetita maciza de texturas diferentes, la primera tiene un espesor de 7 cm, es de textura granuda gruesa constituida en la parte central por cristales de magnetita en forma de laminitas o dendritas laminares y algunos octaedros menores a 1 mm y hacia las partes exteriores de la capa o banda predominan prismas o dendritas de magnetita hasta de 3 mm de longitud dispuestos en forma perpendicular a la orientación de la capa. También se observan escasos cristales de magnetita en forma octaédrica.

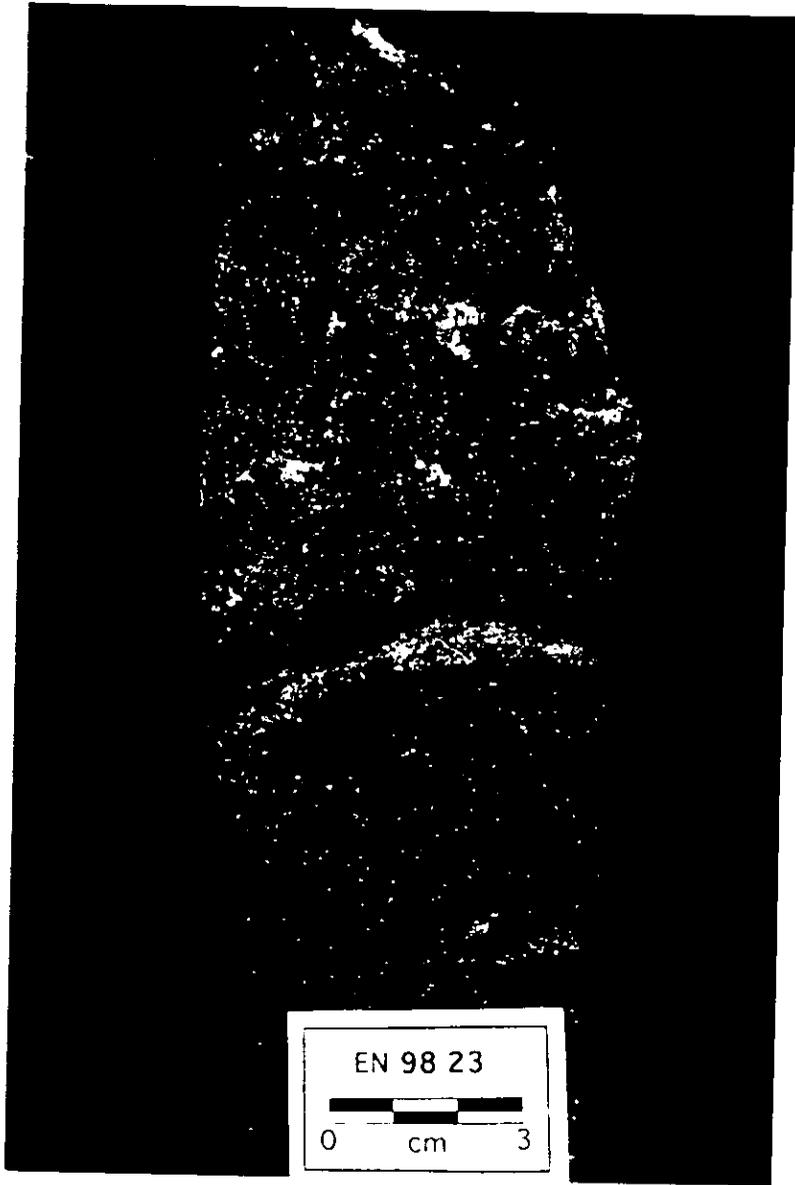


PC 98 22-2



cm

3



La segunda capa es de magnetita de textura granular fina y está compuesta de cristales muy finos (>0.2 mm) de magnetita, hacia la parte exterior de la capa, la cristalización es mas gruesa y se desarrollan algunos cristales de magnetita de forma prismática o dendritas dispuestos perpendicularmente al rumbo de la capa.

EN-98-24 Localidad: Mina El Encino, Cuerpo 1.

Ejemplar de 11 x 9 cm de magnetita con vesículas, algunas de estas parcialmente rellenas con calcedonia y calcita.

En general la muestra es homogénea y está constituida por magnetita muy pura y altamente magnética, de cristalización fina (octaédrica) entre 0.2 a menos de 0.1 mm. Presenta algunas oquedades de forma irregular cuyos diámetros varían de menos de 1 mm a 9 mm predominando un tamaño de 2 mm. Estas oquedades presentan cristales octaédricos de magnetita menores a 0.3 mm y en algunas partes tienen también cristales pequeños de cuarzo blanco. En la parte central de esta muestra se tiene una gran vesícula de forma alargada de 3 cm de longitud la cual está parcialmente rellena por cristales de cuarzo blanco semicristalino de 1 a 2 mm de tamaño. Circundando a la oquedad se observa una franja o borde de 2 a 3 mm de espesor constituida por dendritas prismáticas dispuesta en forma radial.

Al microscopio (lámina muy gruesa y mal pulida), se describe como una muestra con bandas de sílice y magnetita con un desarrollo temprano de las bandas de magnetita que se presenta con cristales anhedrales a euhedrales con tamaño de grano de orden micrométrico a milimétrico y tanto el tamaño del grano como la cristalinidad de la magnetita aumentan hacia el exterior de la banda.

En las bandas de magnetita existe abundante porosidad que ha sido parcialmente rellena por cristales de magnetita de mayor tamaño y de caracter subeuhedral y también algo de sílice.

Hacia el exterior de la banda de magnetita se encuentra escasa pirita de tamaño de grano submilimétrico y caracter euhedral a subeuhedral.

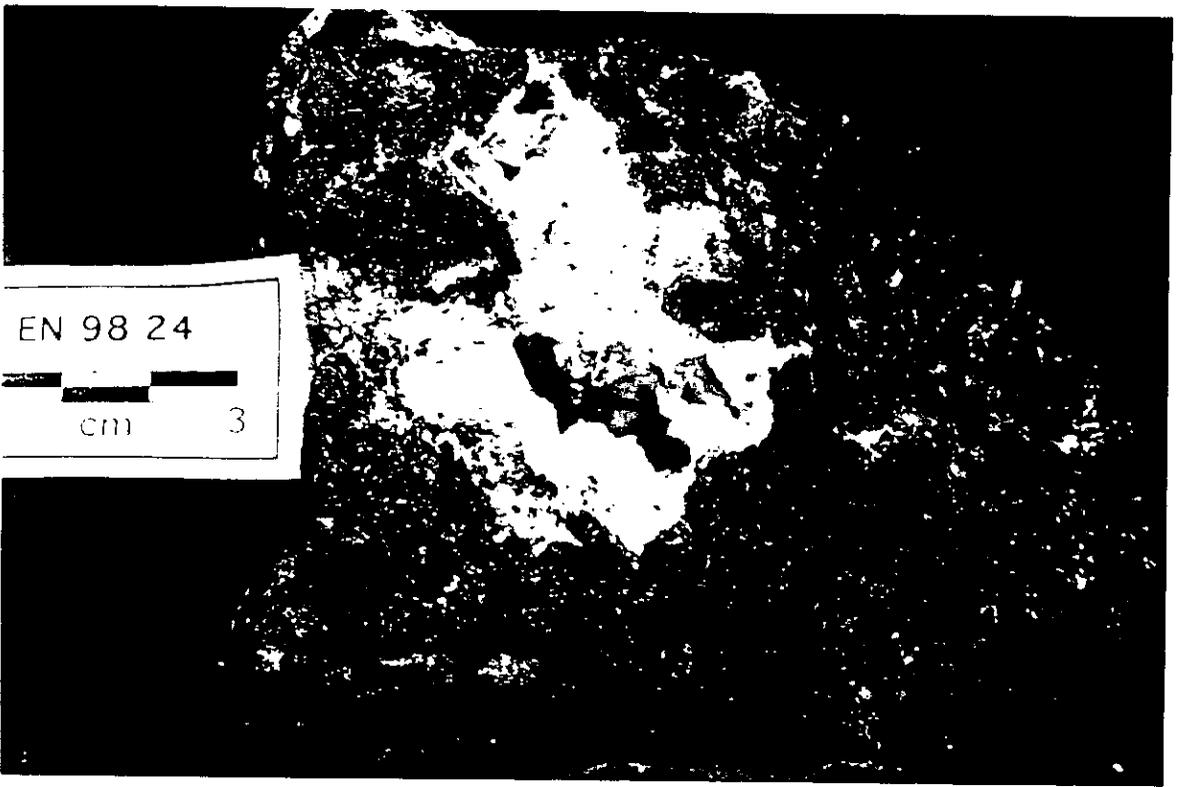
Con posterioridad a la formación de la banda de magnetita se formó una banda de sílice a la que está ligada una microbrechificación parcial de la banda de cristales de magnetita. Esta banda de sílice se inicia con cuarzo producto de recristalización de calcedonia y termina con cuarzo euhedral primario.

No se aprecia martitización alguna de la magnetita.

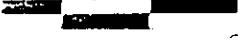
EN-98-25 Localidad: Mina El Encino Cuerpo San Pascual.

Roca de color verde formada por cristales de clorita de hasta 1 mm, cristales de biotita de aproximadamente 1 mm de diámetro y cristales de color rosado (posiblemente feldespatos potásicos) de hasta 4 mm de diámetro.

Al microscopio se trata de una roca constituida por biotita, clorita, calcita, apatita, magnetita, pirita, feldespatos potásicos, cuarzo y otros carbonatos.



EN 98 24



cm

3

La distribución de los minerales en la muestra es inhomogénea, de forma que se advierte una textura primaria con cristales milimétricos a centimétricos de biotita y feldespato potásico. La clorita se encuentra como alteración de biotita en los márgenes del cristal, pero fundamentalmente se encuentra como agregados en libro también como alteración de biotita pero sin conservar su orientación óptica.

La apatita se presenta siempre como pequeños cristales euhedrales de orden siempre micrométrico. Como alteración hidrotermal además de clorita se presenta una gran cantidad de carbonato reemplazando la roca original en gran manera.

La pirita y la magnetita se presentan como cristales euhedrales a anhedrales siempre diseminados por toda la muestra.

Por alteración de la biotita se produce gohetita y otros hidróxidos de hierro que pueden llegar a reemplazar completamente a la biotita disponiéndose según la exfoliación de la misma.

Asimismo se observan restos de una roca de origen magmático con biotita, plagioclasas y posiblemente algún piroxeno. Estos núcleos están muy alterados a clorita y las cavidades están rellenas de calcita tardía. Flotando en esta calcita aparecen cristales subhedrales posiblemente de plagioclasa.

En todas las facies esta plagado de cristales de apatita y parecen existir dos generaciones de clorita; una de ellas es ferrica que está sustituyendo a los bloques de roca magmática y la otra (color verde) altera a las biotitas.

Las biotitas están alteradas también a rutilo y clorita.

EN-98-26 Localidad: Mina El Encino, Cuerpo San Pascual.

Colada de hierro vesicular de color gris-negro.

Ejemplar de 16 x 10 cm de magnetita muy maciza con abundantes vesículas alineadas. De otra manera la muestra se puede describir como una sucesión de capas delgadas (0.3 a 0.6 mm) de magnetita separadas por horizontes vesiculares. La parte central de las capas tiene una textura microgranuda en la que no se puede distinguir cristalización alguna.

En las cavidades se forman octaedros de magnetita bien definidos.

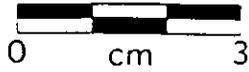
EN-98-27 Localidad: Mina El Encino, Cuerpo San Pascual.

Muestra de 10 x 7.5 cm de magnetita de textura finamente granular, con pirita diseminada.

En sí la muestra está constituida por un agregado de puros cristales octaédricos de magnetita de tamaños aproximados entre 0.6 y 0.1 mm. Existen abundantes oquedades de forma alargada e irregular y de distribución sensiblemente alineada. El tamaño de esas oquedades en su diámetro mayor varía de 1 a 12 mm y están cubiertas en sus paredes con cristales de magnetita octaédricos perfectos de 0.2 a 0.4 mm. Se observan además entre la magnetita y a veces relleno de huecos, cristales de pirita cuyos tamaños varían de 1 a 9 mm.



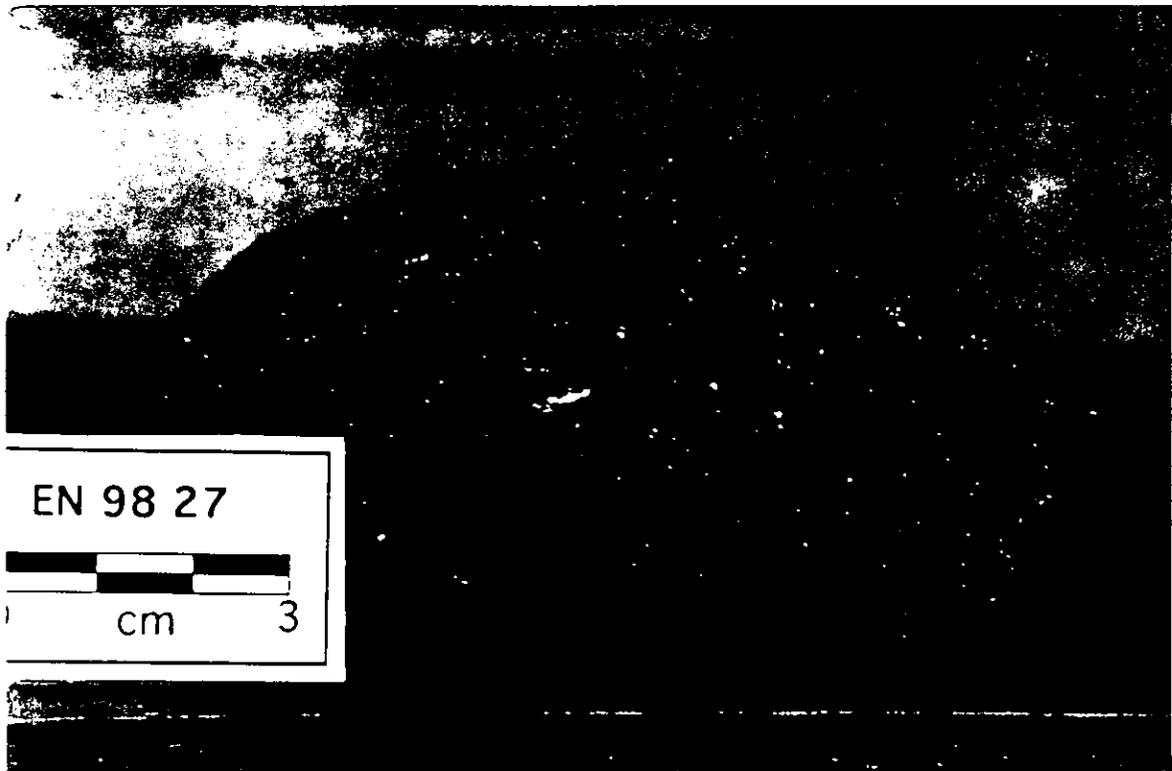
EN 98 26



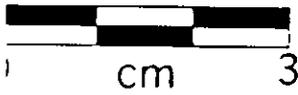
0

cm

3



EN 98 27



cm

3

Nota: No han entregado la superficie pulida que se mando hacer en el Instituto de Geología.

EN-98-28 Localidad: Mina El Encino

Muestra de 9 x 8 cm y 4.5 cm de espesor.

Alternancia de capas delgadas de 3 a 10 mm de espesor de areniscas y arcosas de grano medio a fino con intercalaciones de capas delgadas de magnetita la cual no se le ve que sea detrítica sino más bien maciza, el espesor de los horizontes de magnetita varia de 3 a 5 mm. Nota estos horizontes de magnetita pueden cambiar lateralmente a pirita.

MUESTRAS DE CERRO NAHUATL

CN-98-29 Localidad: Cerro Náhuatl.

Fragmento de magnetita con pirita de 10 x 6 x 5 cm.

El ejemplar consiste de dos texturas diferentes de magnetita, una de magnetita de textura granular gruesa en la que se distinguen las caras de posibles octaedros de aproximadamente 1 mm, y otra textura granular fina. Estos cuerpos están separados por un horizonte muy irregular de color verde claro y grano muy fino.

La muestra es muy maciza y no se observan drusas pero si cristales disseminados de pirita de 1 a 2 mm de diámetro y vetillas de pirita de mas de 4 cm de longitud y de 1 a 3 mm de espesor. Estas vetas de pirita incluyen también epidota en algunos tramos.

Se ven además rosetas formadas por cristales radiales esqueléticos o prismáticos de magnetita de hasta 8 mm de longitud.

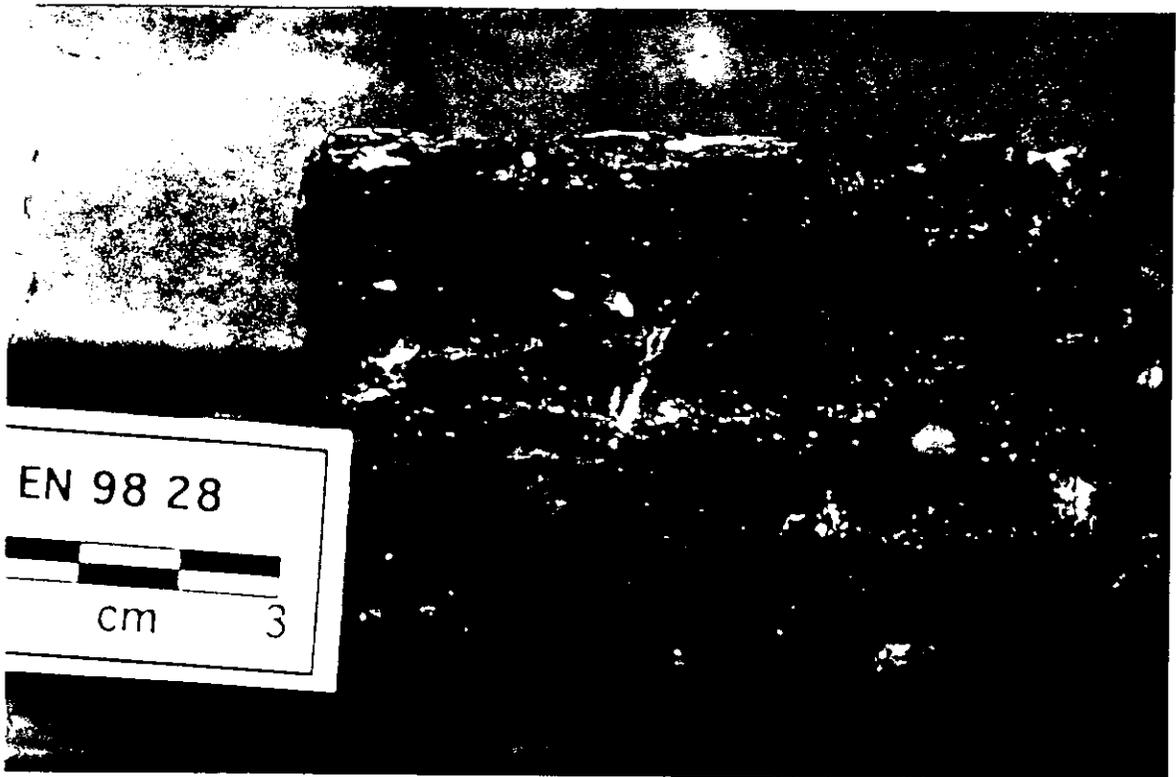
Al microscopio se observa bloques policristalinos de magnetita intercrecidos (coocristalizados) con un clinopiroxeno incoloro (diopsido?). Estos bloques o nodulos de magnetita-pirita estan cementados por piroxenos que aparentemente son de la misma especie.

Hay una alteración hidrotermal sobreimpuesta que da lugar a epidota mas un filosilicato de grano fino (sericita?) y que este esta reemplazando a los piroxenos.

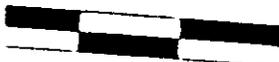
CN-98-30 Localidad: Cerro Náhuatl

Ejemplar de 16 x 11 x 6 cm , formado por bandas de magnetita entre toba y bandas de color verdoso y blanco de posible composición de cuarzo y clorita.

Las bandas de magnetita varían en espesor de 9 a 3 mm, algunas son lenticulares hasta acuñarse y todas ellas son muy semejantes en cuanto a su textura y composición la cual consiste de cristales de magnetita de textura granular

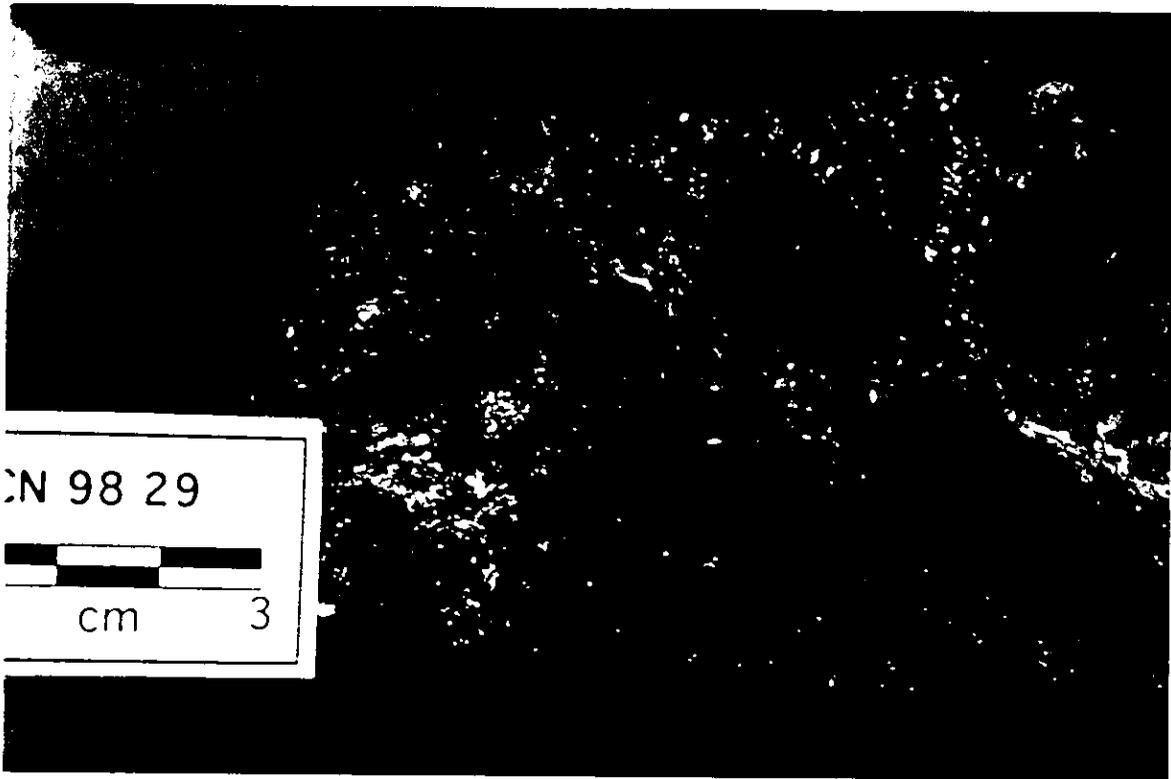


EN 98 28



cm

3

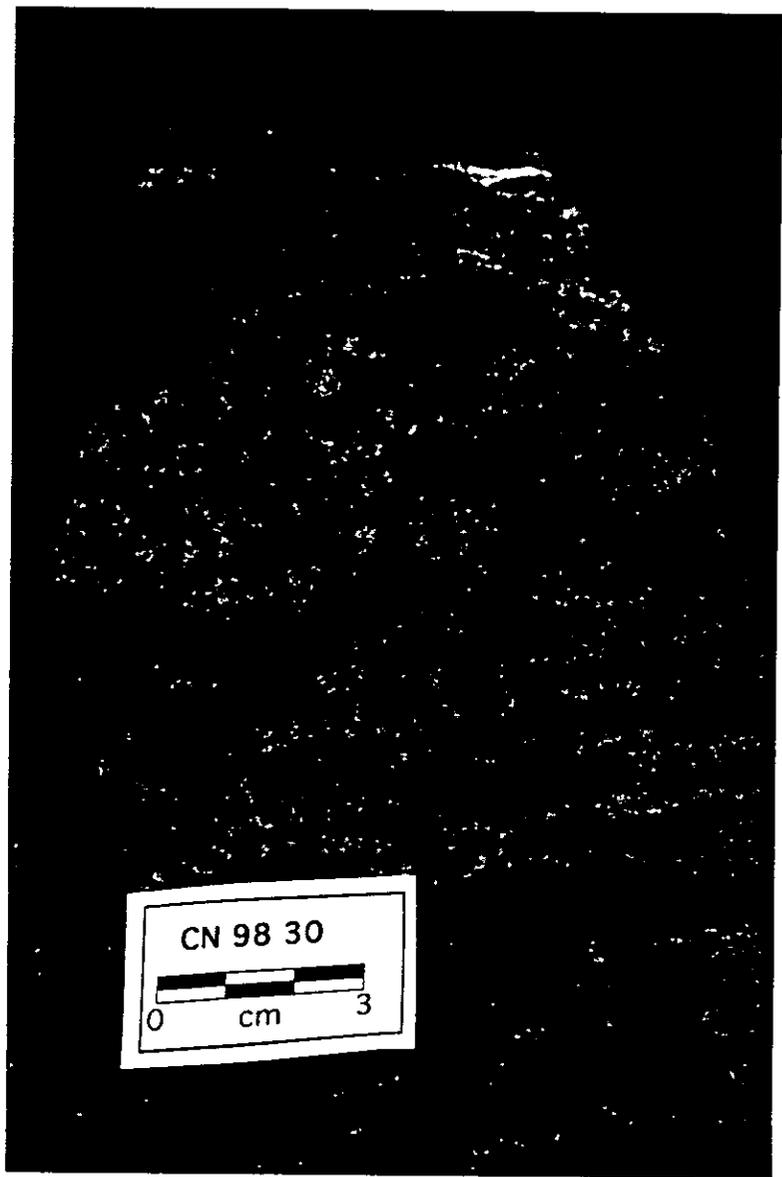


CN 98 29



cm

3



fina (>0.2 mm). Es común que lateralmente el contenido de magnetita de las capas disminuya y aumente el contenido de cuarzo, el cual aparece entre los cristales de magnetita. La equidistancia entre las capas de magnetita varia de 10 a 3 mm y se encuentran intercaladas entre capas verdes de posible composición cuarzo-feldespática. También se observa una capa de color café-rojizo formada probablemente por sílice microcristalina.

CN-98-31 Localidad: Cerro Náhuatl

Tres ejemplares de ceniza de magnetita, el mayor de ellos de 9 x 7 cm está constituido por cristales finos (>0.5 mm) de magnetita principalmente en forma de plaquitas o naipes y también de forma octaédrica. Se observan además cristales de pirita de 0.5 a 1 mm de diámetro (aproximadamente el 5%) y cristales menores a 0.5 mm de calcita. La muestra es deleznable, de color negro y con puntos brillantes.

Al microscopio se describe como una ceniza con cristales euhedrales a subhedrales de magnetita con escasa pirita cementado por aquella clorita de color verde azulado, calcita, restos de piroxeno, epidota y apatita.

CN-98-32 Localidad: Cerro Náhuatl

Ejemplar de 10 x 9 x 5 cm de magnetita con pirita.

En la muestra se observa una estratificación no bien definida de 3 capas de magnetita, la primera está formada por cristales octaédricos y laminillas de magnetita de 0.5 a 2 mm de diámetro con una textura granuda y que contiene restos de roca fuertemente alterada de color verdoso y con restos de cuarzo. Se observan además abundantes cristales cúbicos de pirita de aproximadamente 1 mm de diámetro dispuestos en forma irregular y a lo largo de vetillas. También se observan algunas vetillas muy finas y cristales aislados de epidota.

La segunda capa es de magnetita de textura granular muy fina, formada por cristales octaédricos menores a 0.2mm aproximadamente. El espesor de la capa es de 2.3 cm y contiene también en forma diseminada cristales cúbicos a veces fragmentados de pirita de aproximadamente 0.5 mm de diámetro.

La tercera capa, también de magnetita tiene un espesor de 2.5 cm, es de textura granular de tamaño de grano medio, constituida por cristales octaédricos de aproximadamente 0.4 mm, contiene al igual que las capas anteriores cristales de pirita en forma diseminada y en vetillas. En el límite entre las capas 2 y 3 se observa un horizonte de pirita.

Al microscopio se describe como cristales de magnetita de anhedrales a subhedrales junto con pirita, todo esto dentro de una masa de silicatos dentro de los cuales hay clorita sustituyendo biotita más feldespato potásico más piroxenos. Se observa una alteración intensa de los feldespatos y gran cantidad de epidota producto de alteración de los piroxenos. En la lámina de vidrio

grueso se observa más claramente el feldespato potásico y lo que podría ser una mica blanca.

CN-98-33 Idem a la muestra CN-98-30

Solo que en esta muestra se presentan unos nódulos o lentes de color verde oscuro posiblemente de clorita mezclados con magnetita.

CN-98-34

Idem a la muestra CN-98-30

CN-98-35

Idem a la muestra CN-98-30

CN-98-36

Idem a la muestra CN-98-30

Al microscopio se observan agregados de cristales de magnetita de subhedrales a anhedrales con martitización muy incipiente. También tiene muy escasa pirita en cristales anhedrales. Todo esto dentro de una matriz de silicatos.

La hematita suele encontrarse en mayor abundancia dentro de la matriz silicatada.

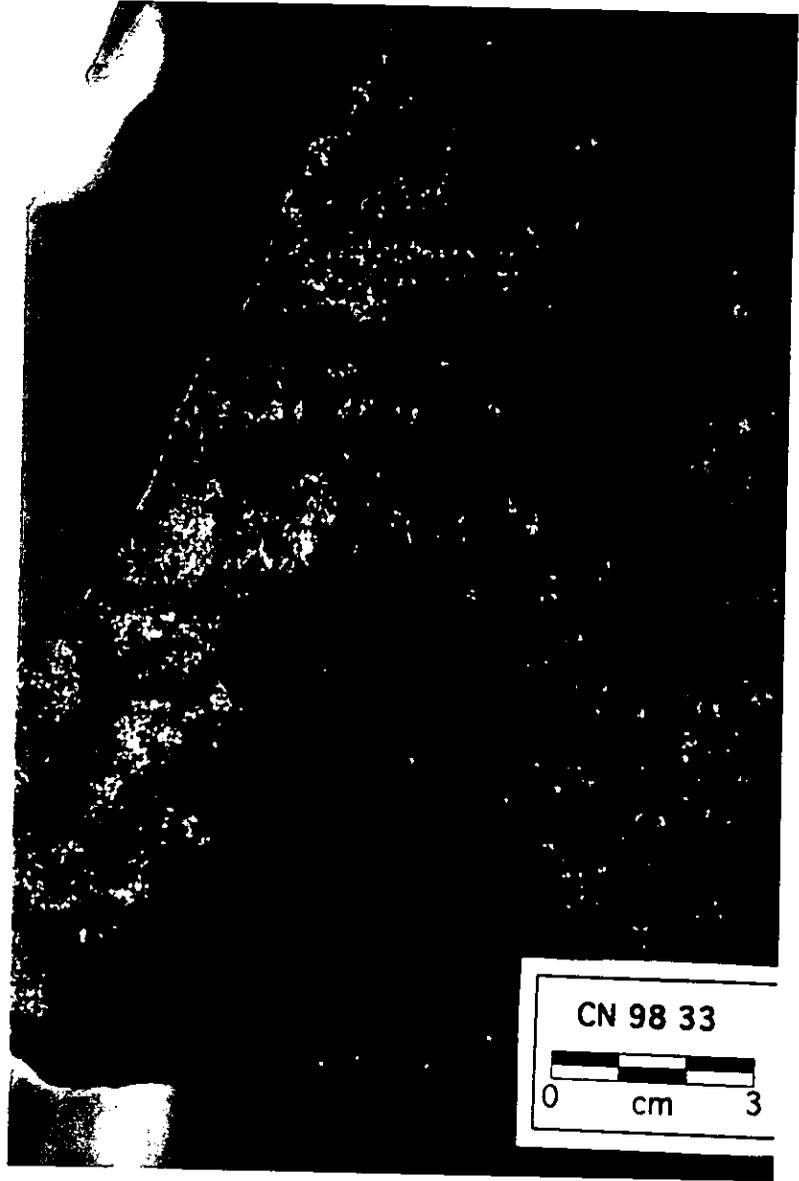
En la lamina de vidrio delgado, se ven bandas de minerales opacos constituidos por cristales anhedrales de magnetita rodeados (sustituidos) por hematita laminar y normal. Se encuentran también en las bandas, cristales aciculares de rutilo y otros que podrían ser tambien de rutilo pero de color más oscuro. El resto de la roca esta constituido por un agregado de cristales anhedrales de feldespato potásico y calcita. Como subordinado hay titanita y también hay clorita.

CN-98-37

Idem a la muestra CN-98-30

CN-98-38 Localidad: Cerro Náhuatl

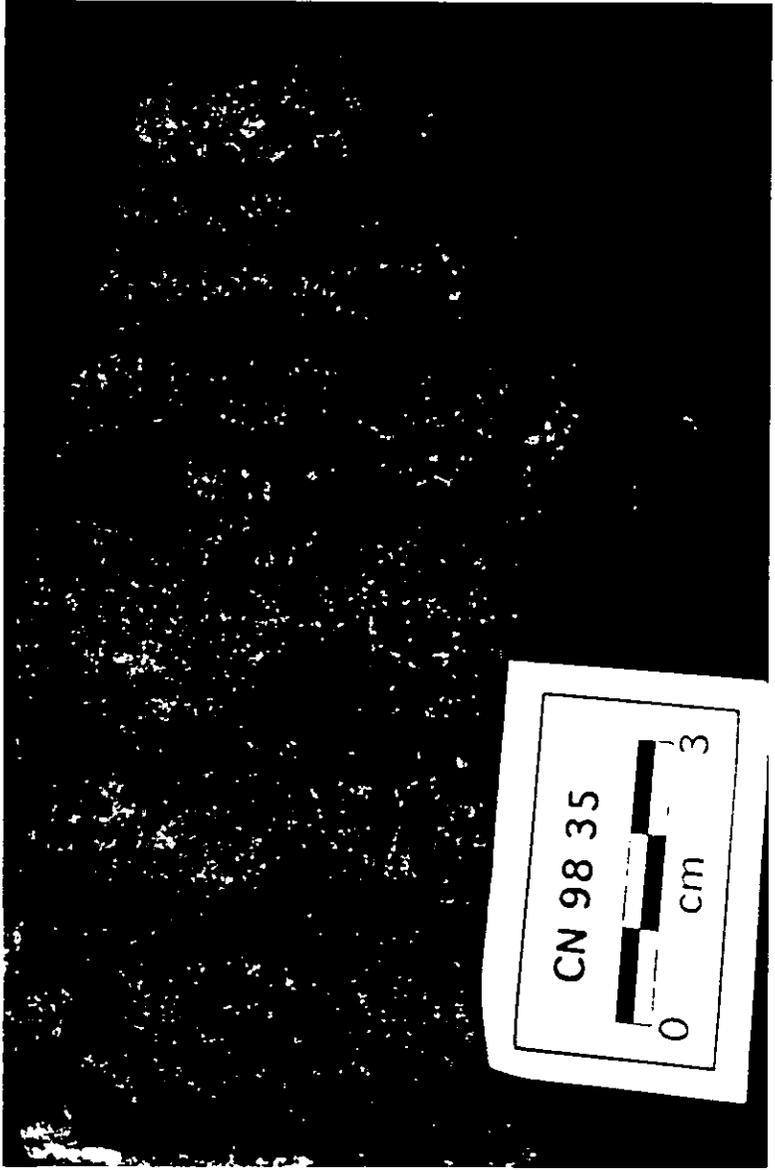
Muestra de 10 x 6 x 5 cm de ceniza de magnetita. Está constituida por cristales muy homogéneos de magnetita de forma octaédrica (aprox. 0.2 mm), mezclados con feldespato ? Se observa un sensible lineamiento, que se denota en el mayor contenido de feldespato, que sugiere estratificación, contiene además en forma muy escasa cristales cúbicos de pirita menores a 1 mm de diámetro.

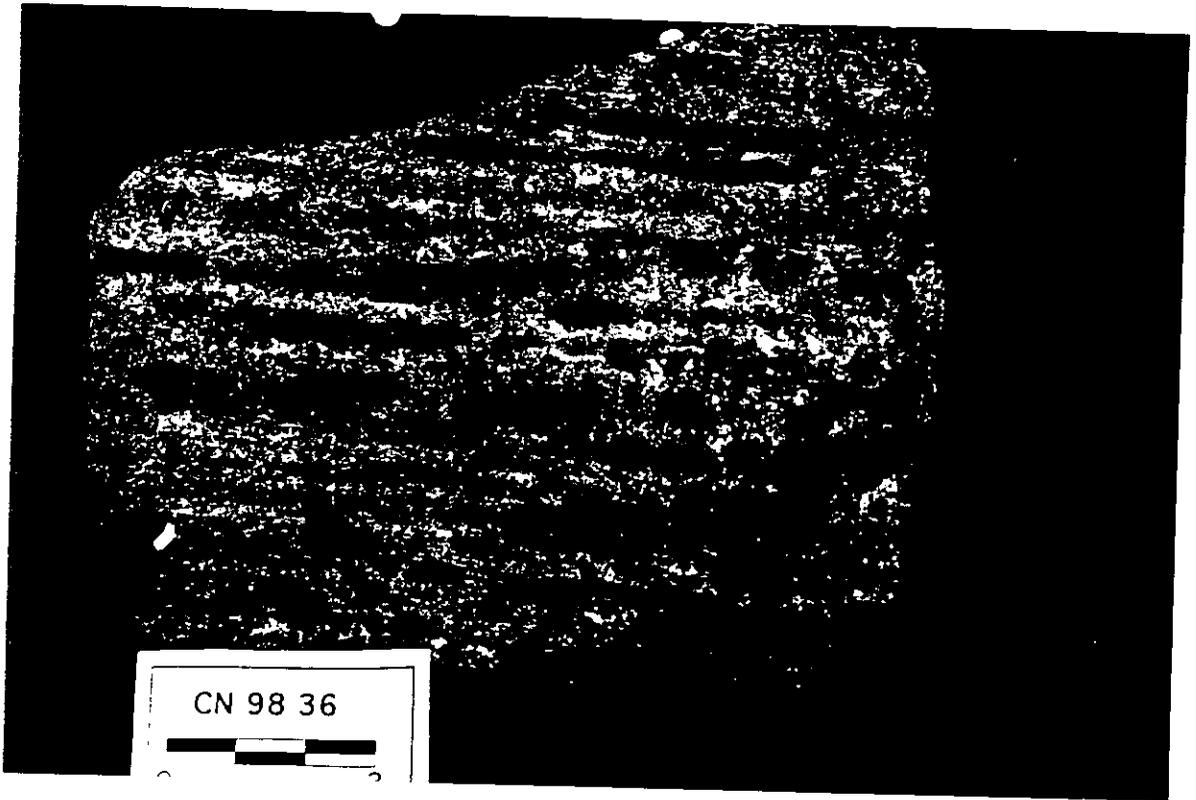


CN 98 33

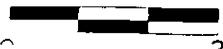


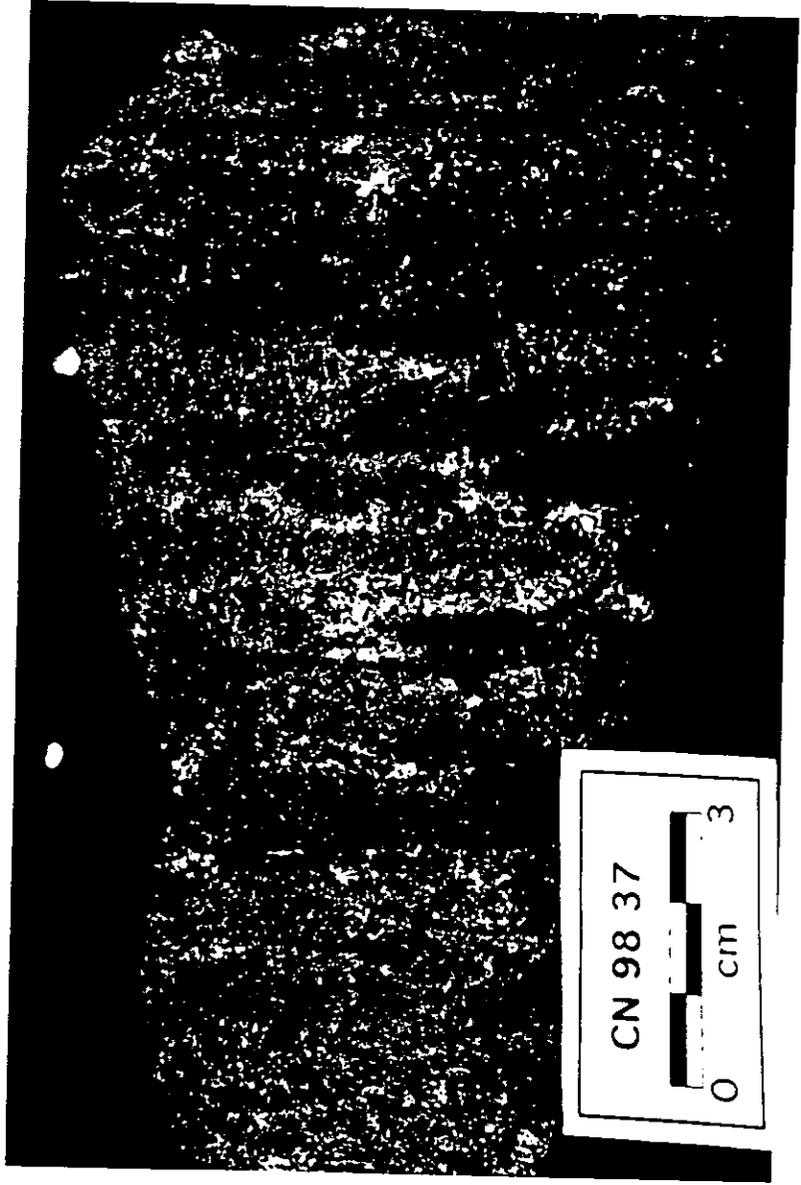
0 cm 3

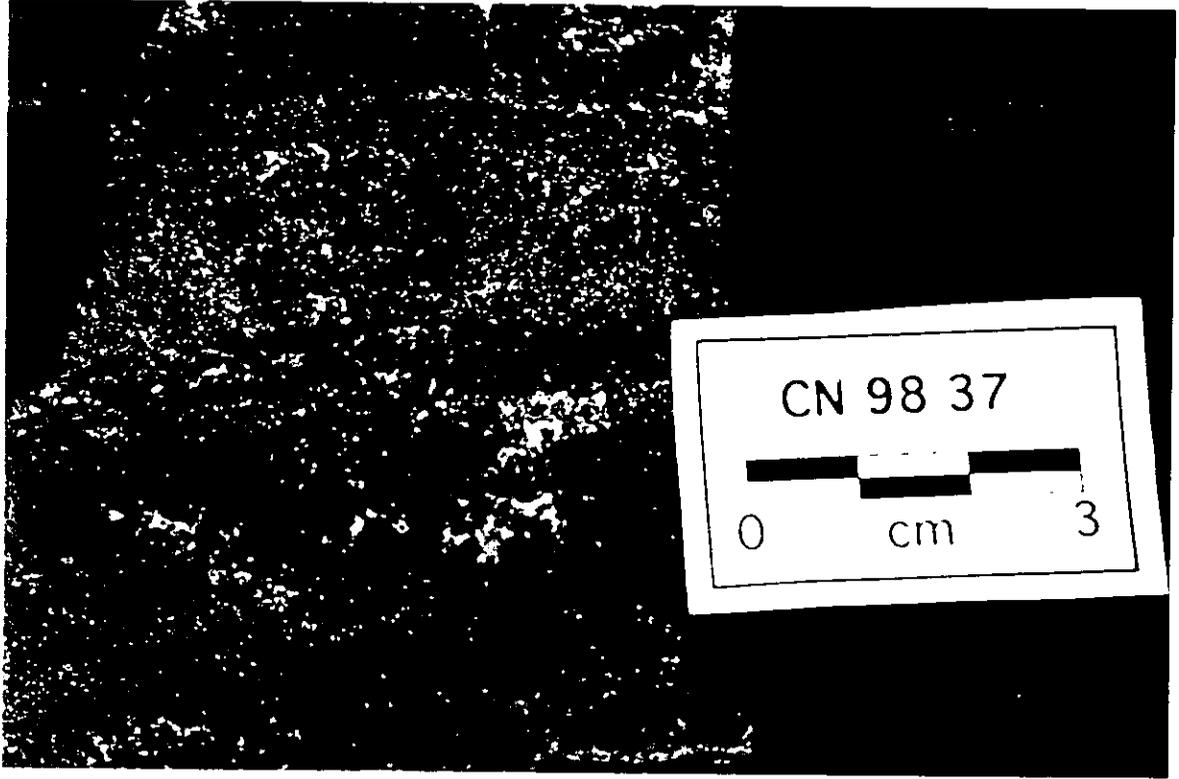




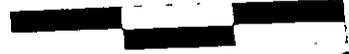
CN 98 36







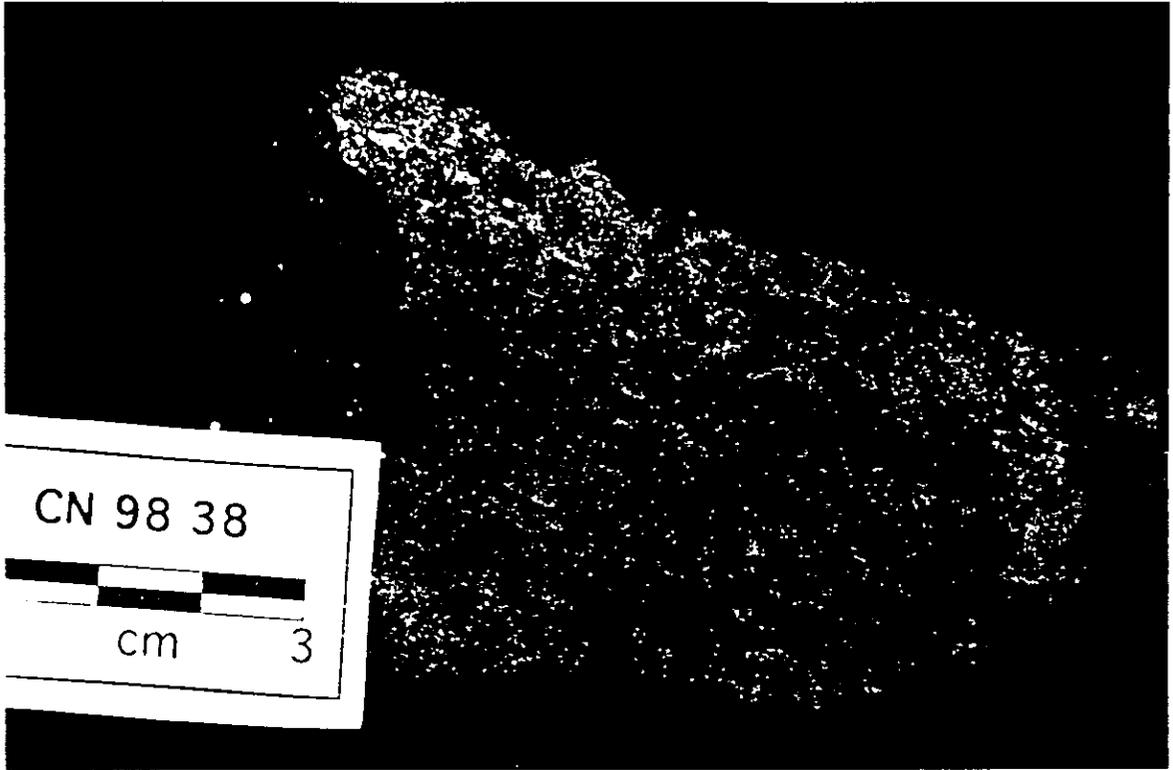
CN 98 37



0

cm

3



CN 98 38

cm

3

Al microscopio se describe como una brecha de fragmentos de agregados de magnetita martitizada en diferentes grados, cementada por goethita. No se puede reconocer la textura original debido a la gran cantidad de agujeros que existen ocasionados posiblemente al pulir la muestra.

Roca formada por cristales subhedrales a anhedrales de magnetita con abundantes huecos y abundantes bordes irregulares (posibles huellas de corrosión), clorita de color verde azulado y muy pleocroica y colores de polarización anómalos y apatitas.

La clorita se presenta en cristales anhedrales a subhedrales y la apatita se presenta en cristales anhedrales a euhedrales, cementando a todo lo anterior se observa calcedonia. Como última fase se observa calcita y algo de cuarzo.

Existen inclusiones de esta "clorita" dentro de los cristales de magnetita. En las apatitas se ven algunas inclusiones fluidas. Se observan secciones basales de este mineral pseudoexagonal de color verde que parecen estar recubiertas por magnetita.

En la lámina de vidrio delgado se describe como una arena de cristales de magnetita anhedrales a euhedrales corroidos (o poiquiliticos) , con aquella clorita verde azulado y que esa clorita a veces forma los núcleos de los cristales de magnetita pero otras veces parece estar sustituyendo un filosilicato anterior.

Por otra parte parece que hay una clorita más tardía y que todo el conjunto está cementado por una calcedonia botroidal y una calcita de última generación.

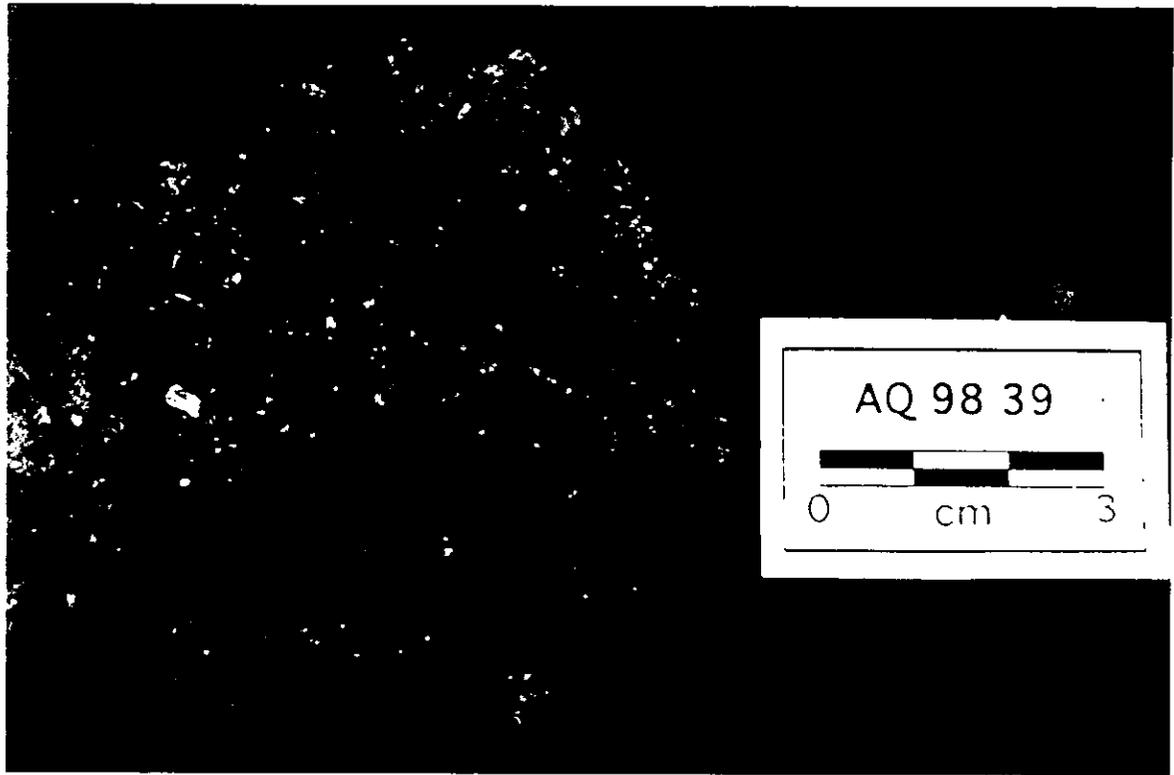
Se observan además cristales euhedrales de apatita y cristales euhedrales a subhedrales de pirita que también es poiquilitica, es decir que en su crecimiento engloban a cristales de magnetita.

MUESTRAS DE AQUILA

AQ-98-39 Localidad: Yacimiento de Aquila, Porción superior.

Muestra de 9 x 7 cm de lava escoriácea de óxidos de hierro.

Esta constituida por fragmentos subangulosos de magnetita martitizados, cuyos tamaños varían desde muy pequeños (2 mm) hasta 2 cm. Estos fragmentos son de textura microgranuda, de color gris oscuro y casi no contienen vesículas y están cementados por una verdadera escoria de hierro muy vesicular en donde se observa limonita, hematita y goethita en las paredes de estas vesículas. Las vesículas son de forma muy irregular y varían de tamaño de 1 a 3 mm de diámetro. En una superficie de la matriz se observa un recubrimiento de color azuloso tornasolado de textura botroidal muy fina, lo cual podría corresponder a goethita o bien a fosfatos.



AQ 98 39

0 cm 3

AQ-98-40 Localidad: Yacimiento de Aquila
Muestra de 10 x 11 cm
Idem AQ-98-39

En la lamina de vidrio delgado se observa un agregado de cristales euhedrales a subhedrales de magnetita casi por completo reemplazada por hematita y su vez a goethita.

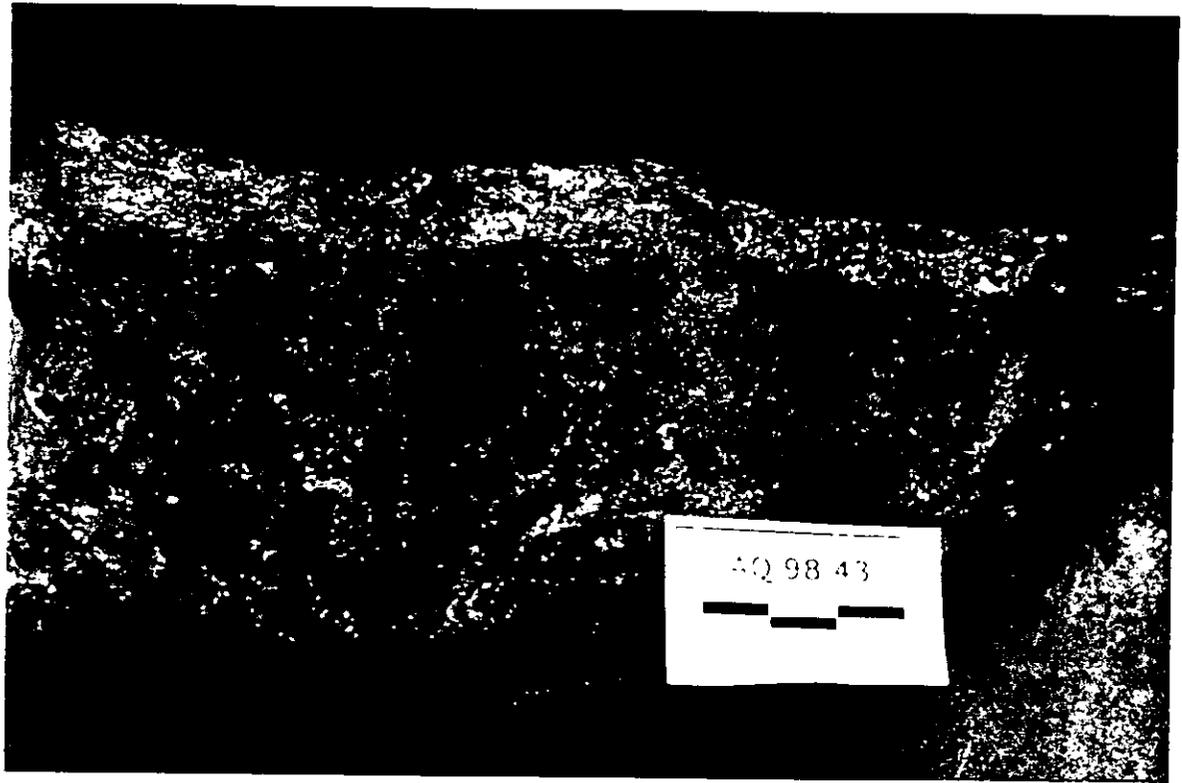
AQ-98-41 Localidad: Yacimiento de Aquila
Ejemplar de 5 x 3 cm de magnetita casi completamente transformada en hematita (aún es ligeramente magnética), con pirita diseminada y en vetillas. La hematita esta pseudomorfizando los cristales de magnetita, se conserva la cristalización fina de la magnetita en octaedros de aproximadamente 0.3 mm.

AQ-98-42 Localidad: Yacimiento de Aquila
Ejemplar de 13 x 12 cm
Colada de brecha de fierro, idem a AQ-98-39 y 40

AQ-98-43 Localidad: Yacimiento de Aquila
Ejemplar de 17 x 8 x 4 cm de muestra de fierro macizo ligeramente magnético hematizado de color negro con tonos rojizos en parte brillante, en cuya superficie se observan oquedades recubiertas con goethita, las cuales a su vez tienen un recubrimiento de sílice. El tamaño de las oquedades varia de 0.2 a 2 cm y las medias esferas de goethita dentro de estas oquedades miden entre 0.5 y 1 mm. Se observa en la parte exterior de la muestra una banda de tamaño de grano más grueso y de 1 cm de espesor, la cual podría corresponder a una zona de dendritas de magnetita.

Muestra maciza de magnetita sustituida por hematita con cavidades que dan aspecto scoreaceo. La muestra esta formada por granos de magnetita equidimensionales y anhedrales casi completamente sustituidos por hematita y que forman un mosaico. No obstante aún se conservan los bordes de los antiguos granos. Los bordes entre granos en muchos de los casos guardan morfología de puntos triples. Tambien se observa probablemente como una facies más tardía, pirita relleno los huecos dejados por la cristalización de la magnetita.

AQ-98-44 Localidad: Yacimiento de Aquila
Ejemplar de 6 x 4 de escoria de fierro, similar a AQ-98-39. Solo que aquí se observan box-works de forma cubica, posiblemente de pirita, y con algunas paredes recubiertas con limonita de color amarillo.



AQ-98-45 Localidad: Yacimiento de Aquila

Ejemplar de 10 x 5 x 4 cm de lava escoriacea de fierro. Medianamente magnetico de color gris oscuro y muy vesicular. Las vesiculas son alargadas y tienen una orientación paralela entre ellas, su tamaño varia de 1 mm las mas pequeñas a 8 mm las más grandes, predominando las de entre 2 y 3 mm. Estas vesiculas tienen en sus paredes cristales octaédricos muy pequeños de magnetita, posiblemente alterados a hematita porque se ven de color rojizo. En el interior de las vesiculas se ve también un poco de calcedonia.

Al microscopio se ve una muestra formada por una masa de hematita con aspecto escoreaceo o lávico con morfologías botroidales y en el nucleo de estas estructuras persisten nucleos de forma irregular de magnetita.

AQ-98-46 Localidad: Yacimiento de Aquila

Ejemplar de 4 x 2.5 x 1.5

Magnetita con cristales de feldespato o plagioclasa ?. La magnetita presenta una cristalización muy fina y los cristales de plagioclasa son de aproximadamente 1 mm de longitud. La muestra esta hematizada y es parecida a las escorias de las muestras anteriores.

AQ-98-47 Localidad: Yacimiento de Aquila

Ejemplar de 2 x 1.5 x 1 cm

Burbujas de escape de gases en magnetita, estas varían en tamaño de 2 a 3 mm de diámetro y en algunas se observa una corteza de cristalización radial.

AQ-98-48 Localidad: Yacimiento de Aquila

Ejemplar de 7 x 5 x 1 cm.

Flujo laminar de magnetita hematizada con vesiculas muy alargadas paralelas a los flujos. El espesor de las laminillas es de 1 a 1.5 mm

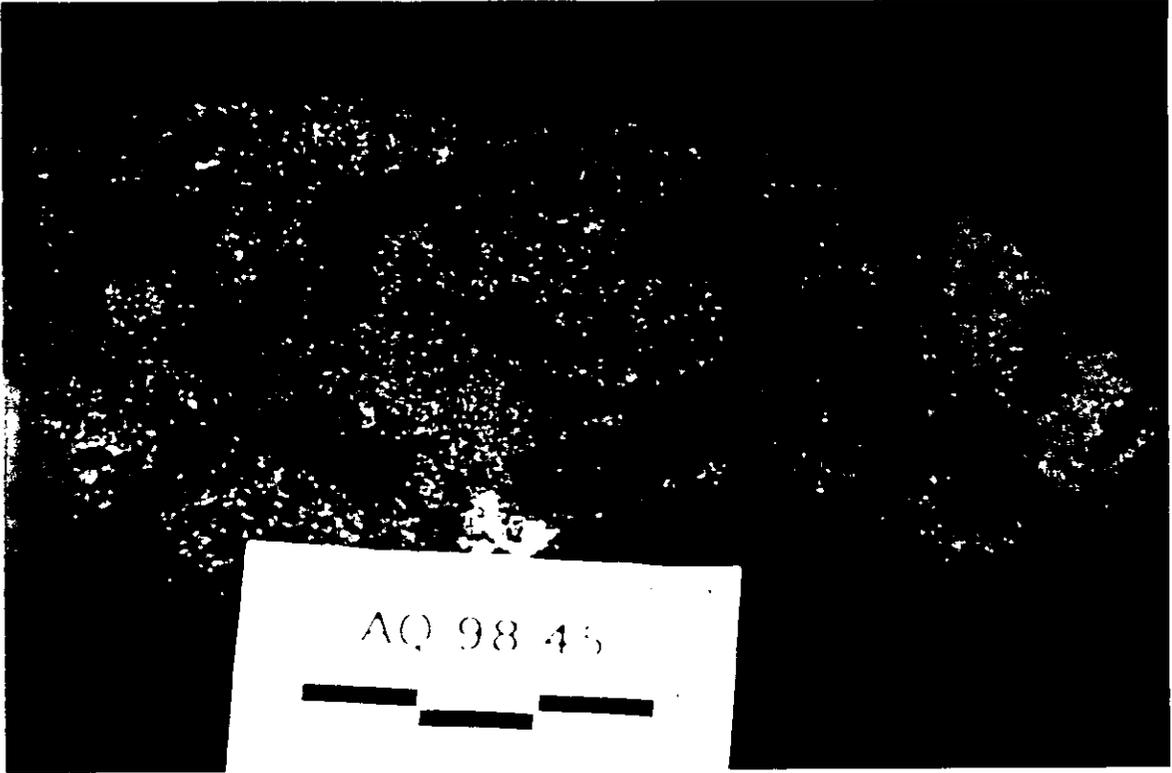
AQ-98-49 Localidad: Yacimiento de Aquila

Ejemplar de 7 x 5 x 1.5 cm.

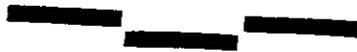
Muestra sublimados de fosfatos, estos dibujan formas ovaes irregulares de colores verde, azul rojizo y negro, con diámetro mayor de 2 cm y menor de 1 cm.

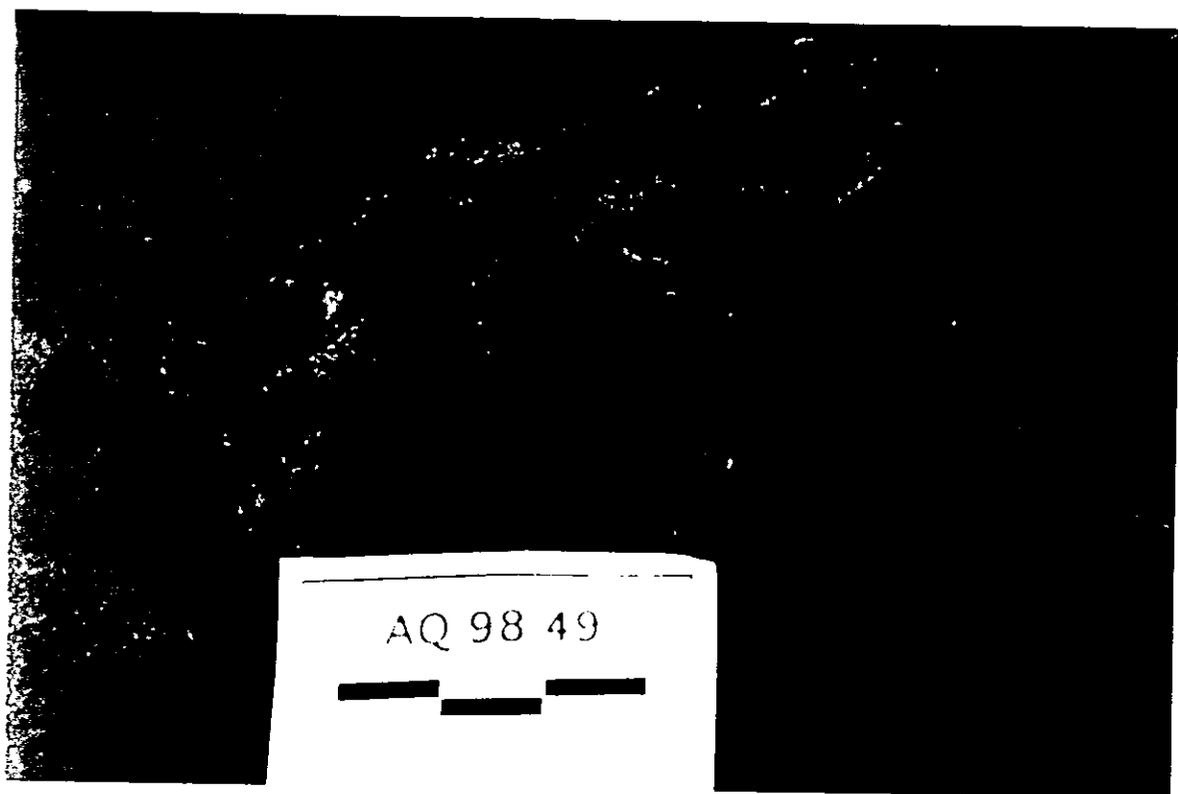
AQ-98-50 Localidad: Yacimiento de Aquila

Mitad superior de un octaedro de magnetita completamente pseudomorfizado a hematita. Uno de los lados de su base mide 3 cm.



AQ 98 45





AQ 98 49



PC-98-53 Localidad Yacimiento de Peña Colorada.

Conglomerado constituido esencialmente de fragmentos de andesita subangulosos y muy escasos fragmentos de caliza. La muestra que se describe corresponde a un gijarro o canto de caliza en cuya parte exterior presenta un recubrimiento de magnetita.

Al microscopio se observa una banda constituida por cristales euhedrales de magnetita con pirita subordinada. El contacto tanto con la brecha volcánica como con el carbonato es brusco. Texturalmente la magnetita que esta en el contacto con la brecha se presenta mayoritariamente bajo la forma de cristales prismáticos, pasando rápidamente la magnetita hacia el carbonato del hábito prismático a un hábito equidimensional (granular).

A diferencia de lo anterior el contacto de la magnetita con la caliza es brusco y la magnetita es granular, es decir no se presenta el desarrollo del hábito prismático.

aparte de lo dicho anteriormente junto con la magnetita hay apatita, feldespato y clorita.

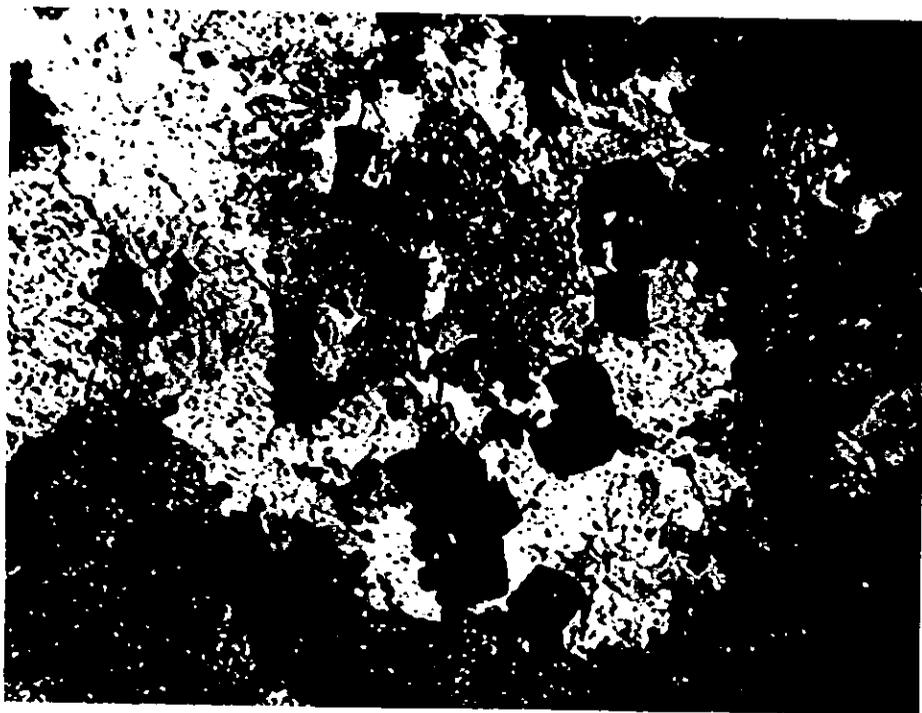
LA CHULA 99. Localidad, Peña Colorada.

Agregado de cristales euhedrales dispuestos en forma de peineta mas o menos paralelos entre si, de apatita, piroxeno y magnetita: las apatitas son de forma prismática con sección hexagonal y varían en tamaño de 1.0 a 2.5 cm de longitud, siendo el tamaño predominante 2 cm; su color es amarillo verdoso claro. Los cristales de piroxeno son de forma prismática y varían en tamaño de 0.5 a 2.0 cm de longitud; su color es verde oscuro. Los cristales de magnetita son de forma tabular no bien definida, su textura es de grano grueso y se encuentran en parte intercrecidos con las apatitas y piroxenos, y en parte también los envuelven.

Al microscopio se observan grandes cristales euhedrales de piroxeno, con bordes perfectamente bien definidos, intercrecidos con cristales euhedrales de magnetita y apatita.



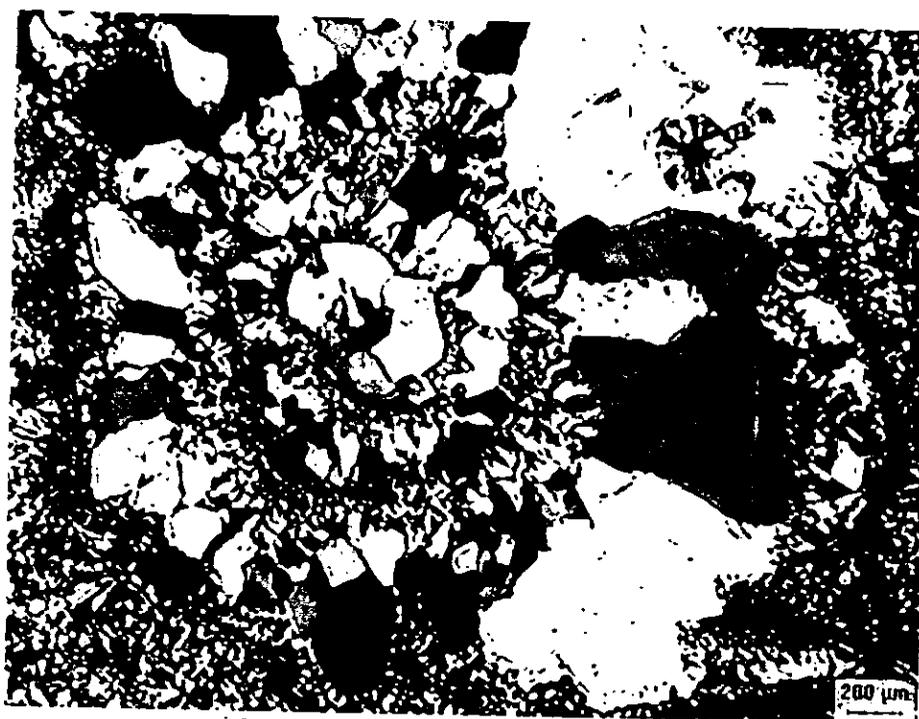
Fotomicrografía 1 (CM-981) Cerro de Mercado. Cristal eudral de piroxeno y en la parte inferior izquierda se observan cristales eudrales de magnetita todo dentro de una matriz de cuarzo calcedonia.



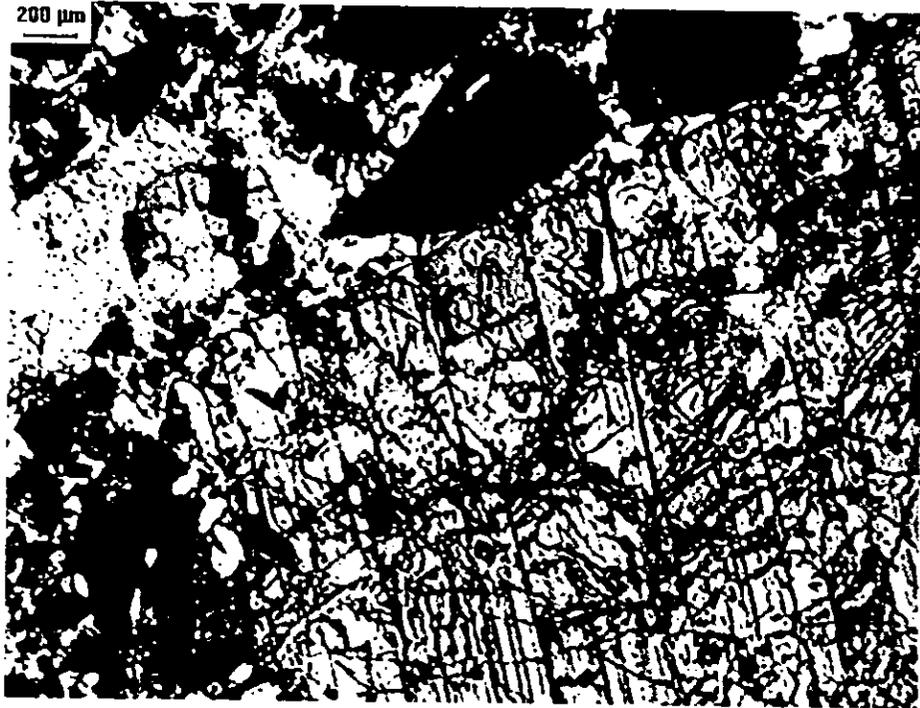
Microfotografía 2 (CM981) Cerro de Mercado. Cristales eudrales de magnetita reemplazados por hematites que se encuentran englobados en una matriz de feldespato



Fotomicrografía 3 (CM981) Cerro de Mercado. Cristal eudral de piroxeno en matriz de cuarzo.



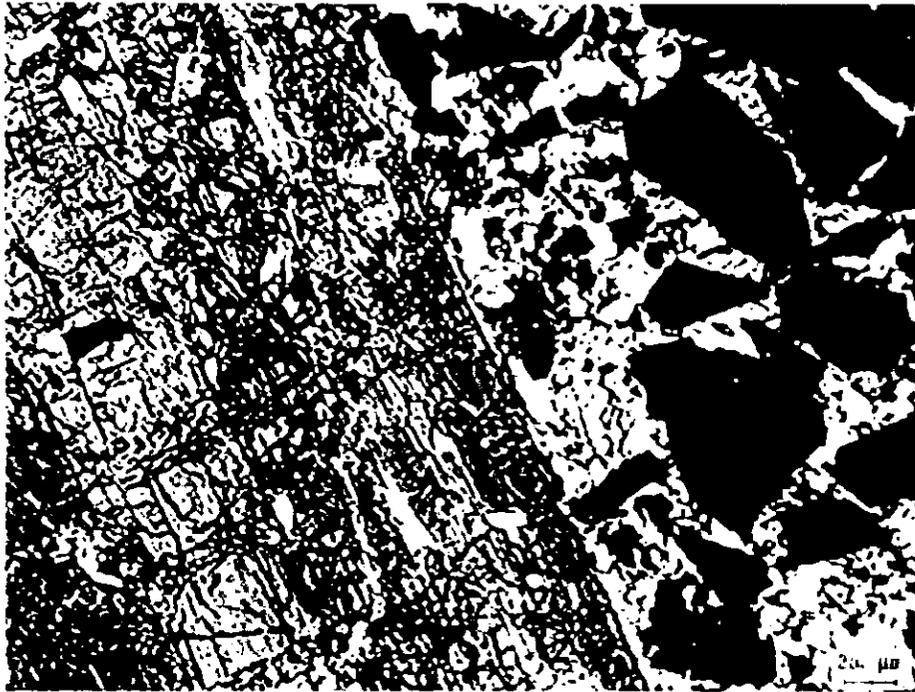
Fotomicrografía 4 (CM981) Cerro de Mercado. Calcedonia recristalizada a cuarzo microcristalino.



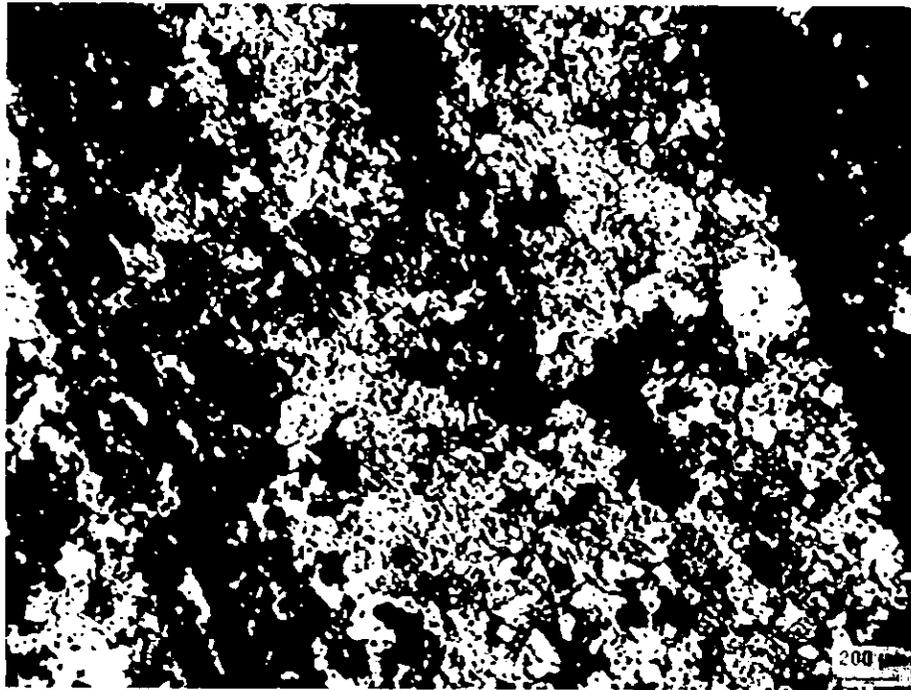
Fotomicrografía 5. (La Chula 99). Peña Colorada. Piroxeno euedral y magnetita en fragmentos irregulares cementados por calcita tardía de origen hidrotermal.



Fotomicrografía 6 (La Chula 99). Peña Colorada. Piroxeno euedral y apatita euedral cortada por vetillas de cuarzo hidrotermal tardío.



Fotomicrografía 7 (La Chula 99) Peña Colorada. Piroxeno euedral y magnetita



Fotomicrografía 8 (CN9836). Cerro Náhuatl. Textura de caída (Ash Fall) constituida por una alternancia de capas delgadas de agregados de cristales de magnetita, feldespatos y calcita.

ANEXO II

FIGURAS

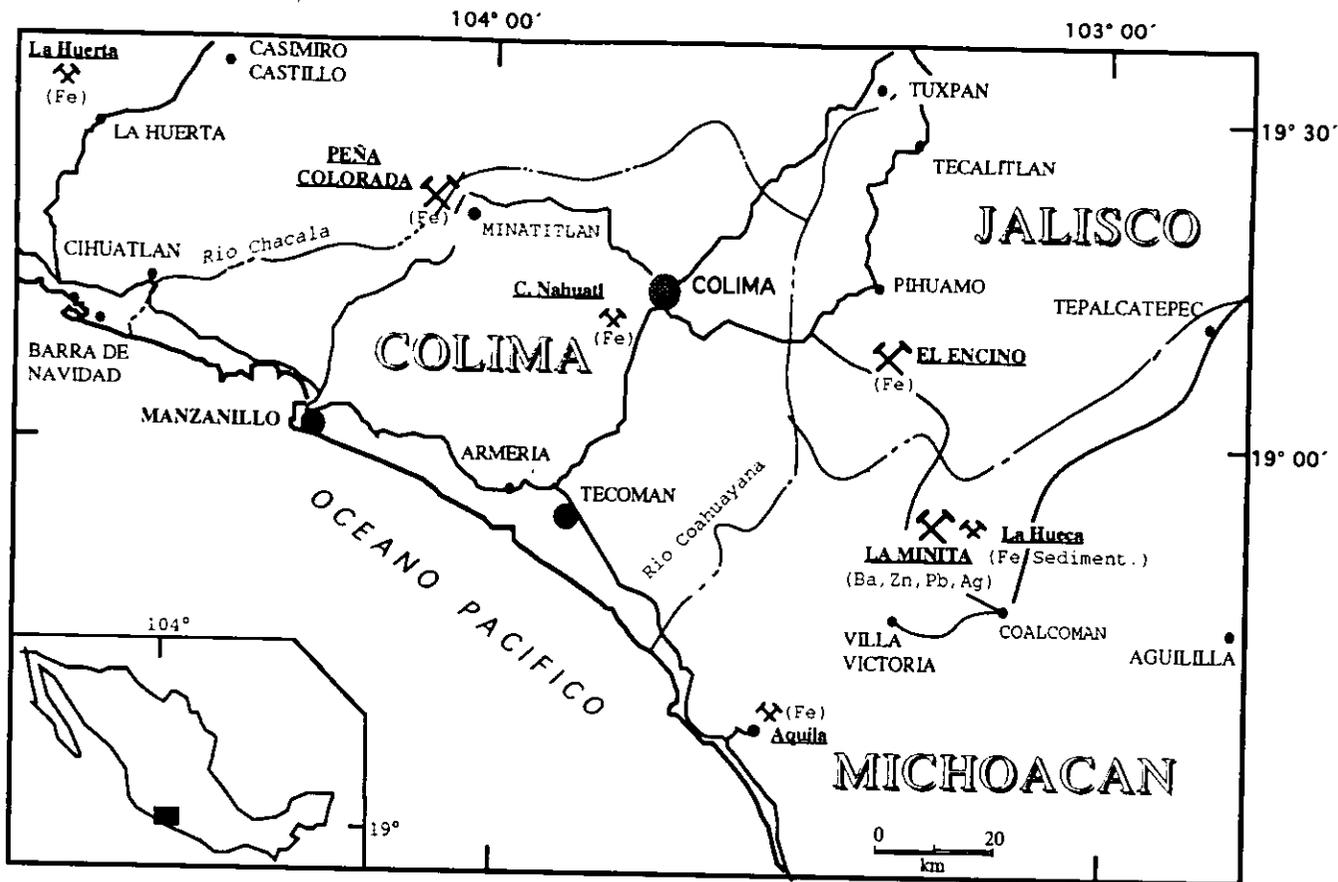


Figura 1. Mapa de localización de la región Peña Colorada-La Minita.

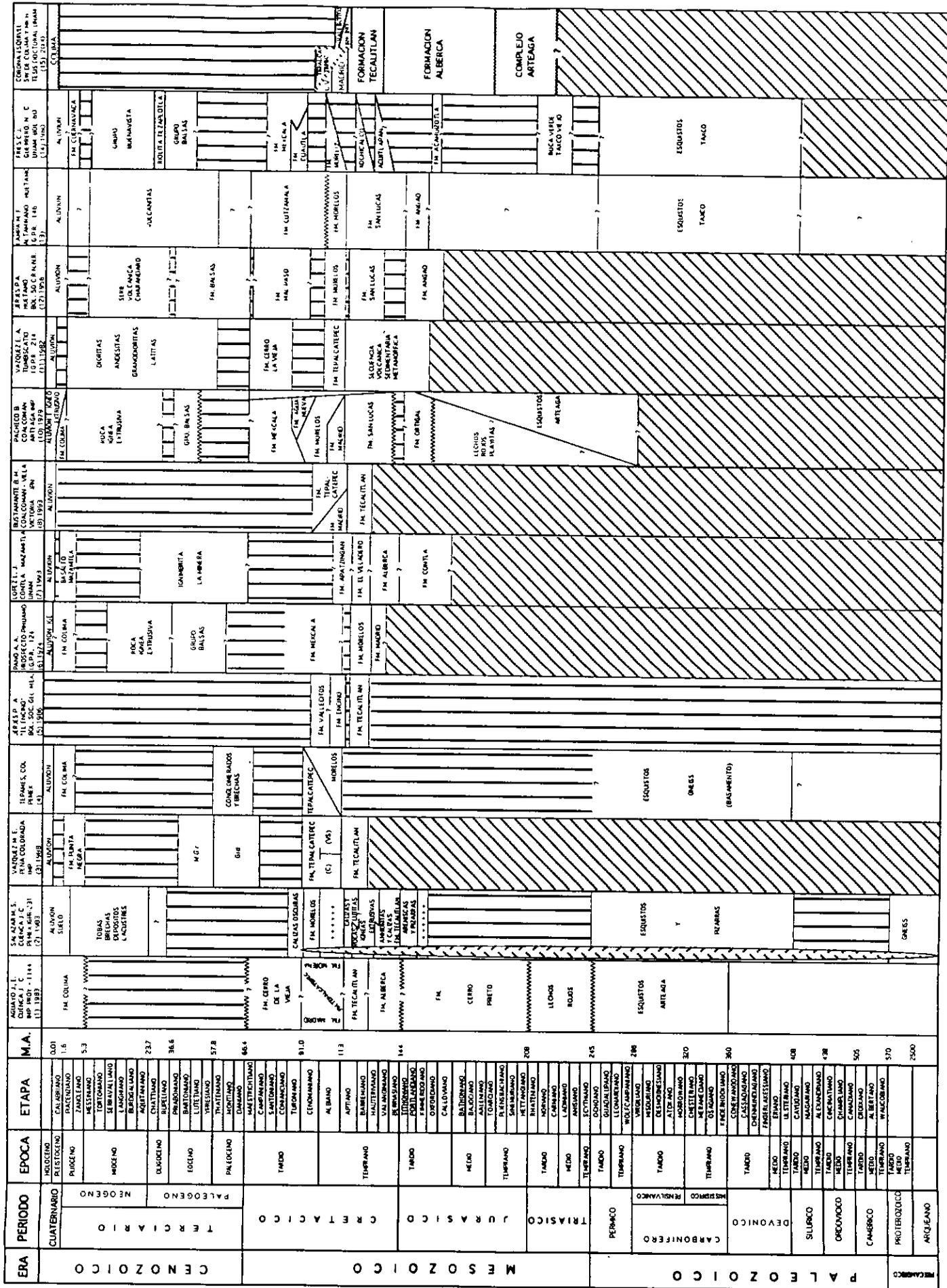
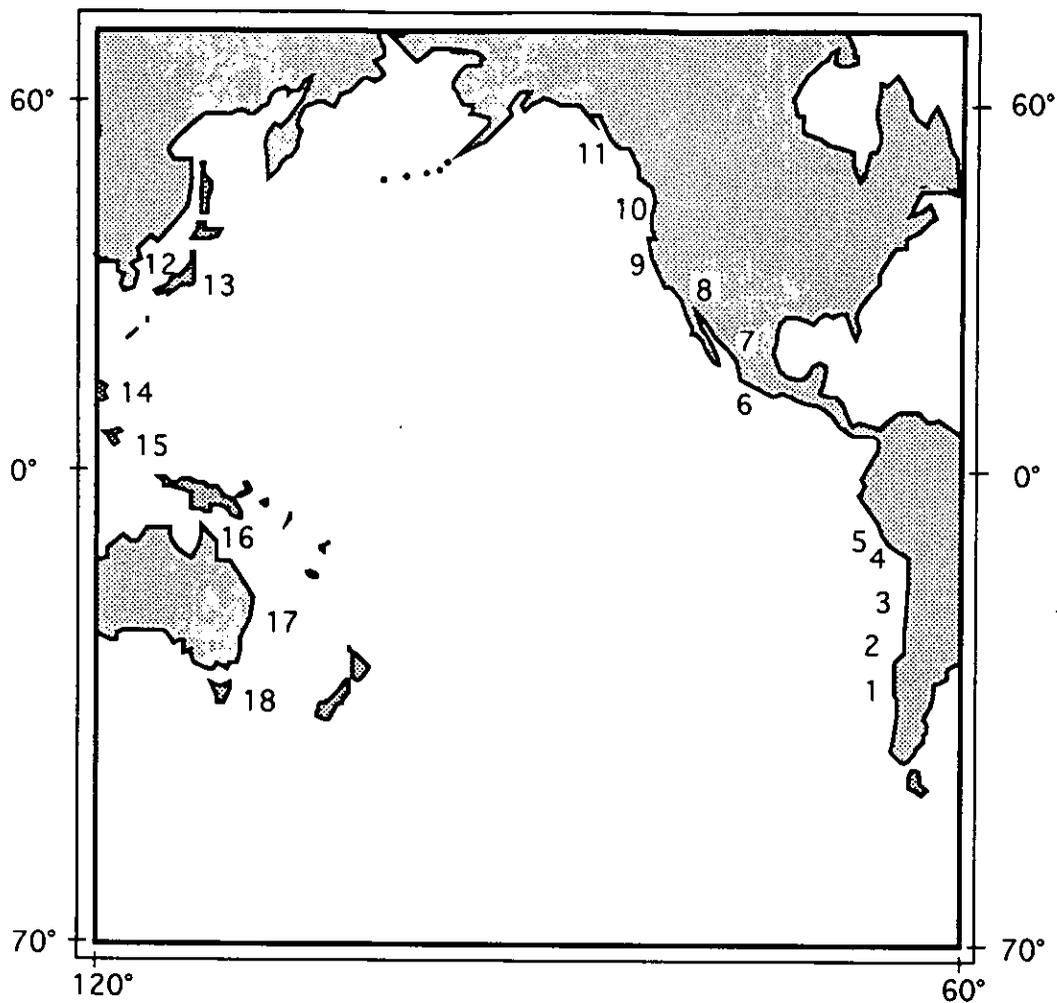


Figura 2. Cuadro de correlación estratigráfica de la región suroccidental de México

ASSENTE
 NO ASSENTE

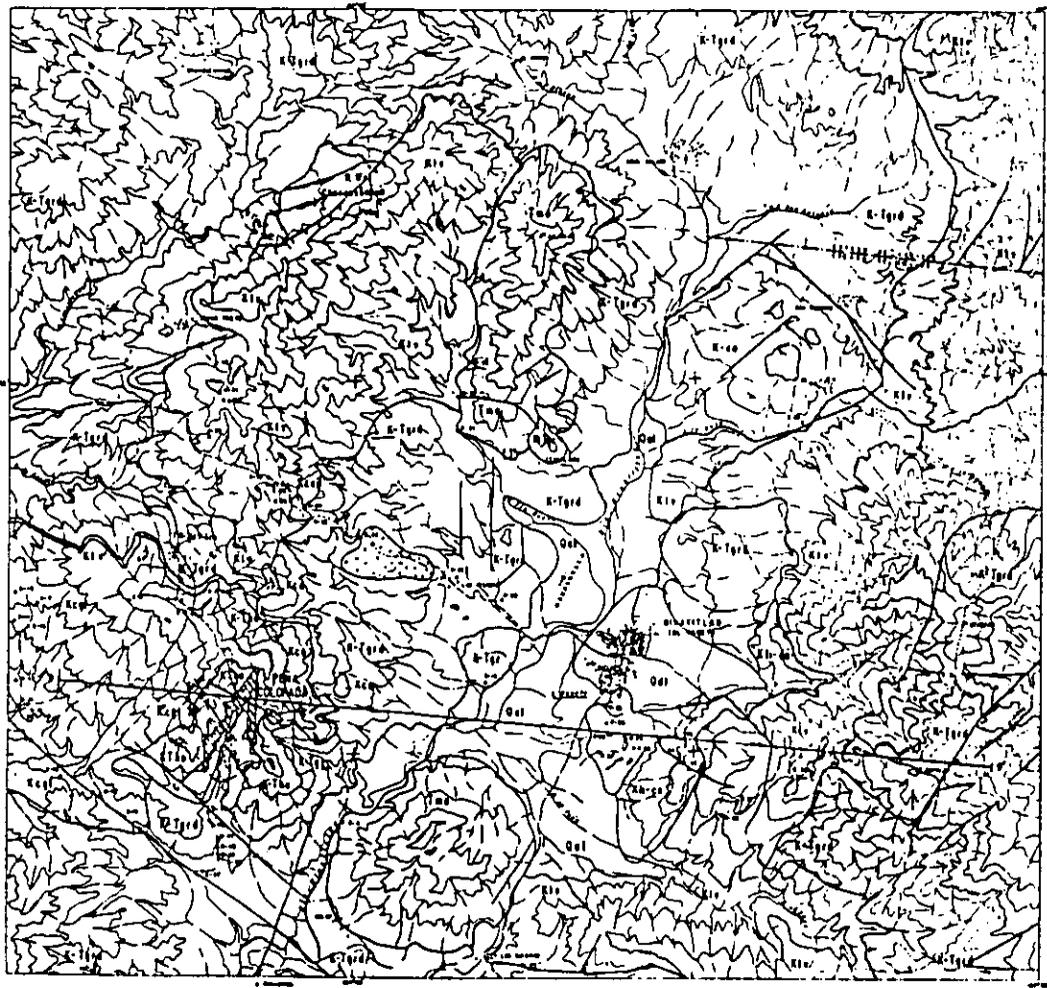


- | | |
|---|---|
| 1. Nahuelbuta; Chile (Pc, sed) | 10. Power River, Vancouver Island, Texada Island; Canada (M, met) |
| 2. Cemento Melón, Romeral; Chile (, met) | 11. Península de Kasaan; USA (,) |
| 3. Algarrobo; Chile (, met) | 12. Korea del Sur (, sed) |
| 4. El Laco; Chile (T, mag) | 13. Kamaishi; Japon (M, met) |
| 5. Acari, Cerro Casco, Marcona; Peru (,met) | 14. Larap, Landayao; Islas Filipinas (T, met) |
| 6. Peña Colorada-Las Truchas; México (M-T, met) | 15. Shih-lu, Isla Hainan; China (, met) |
| 7. Cerro de Mercado, La Perla; México (T, mag) | 16. Peninsula Cape York; Australia (, sed) |
| 8. Eagle Mountains; USA (, met) | 17. Cadia; Australia (, met) |
| 9. Shasta Iron; USA (M, met) | 18. Savage River; Australia (Pc-Pz, mag) |

Pc Precámbrico
 Pz Paleozóico
 M Mesozoico
 T Terciario

sed sedimentario
 met metasomático
 mag magmático

Figura 4. Principales yacimientos de hierro del Circunpacifico.
(modificado de Park, 1972).



EXPLICACION

ROCAS SEDIMENTARIAS Y VOLCANICAS

CONTORNADO

ALUVIDO **DEPOSITOS DE TALUD**

CEMENTACION

CONGLOMERADO

TODOS Y MADERAS IMPREGNADAS

FOFALCACION TEPALCATEPEC

CALIZAS **LIMONITA Y CALIZA**

ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS Y METAMORFICAS

CONTACTO SUPERIOR

DIABASIO

GRANODIORITA **RODOLFO** **RODOLFO**

SIMBOLOS

CONTACTO ESCALONADO

VALLE DE DECOMPOSICION DE ESTADIOS

FALDA MODERADA DEL PLICONE MAPAMA

FRACTURA

INDICADOR DE DISEÑO WHITE

INDICADOR DE DISEÑO FOSFOROBLANCO

INDICADOR COLECCION

LINEA DE NIVEL

TERRAZO O PIEDRA

RODOLFO

RODOLFO PARACION

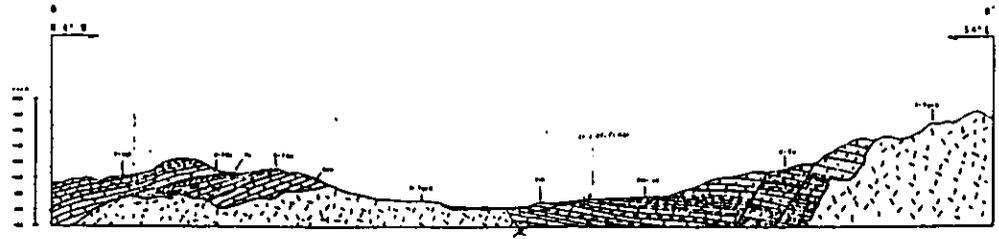
RODOLFO

RODOLFO

RODOLFO DE NIVEL

MAPA GEOLOGICO DEL AREA MINATITLAN - PEÑA COLORADA, CDD DE COLIMA

SECCION PEÑA COLORADA - CERRO COPALES



Escala: 1:50,000. Fuente: Servicio Geológico de México. Mapa Geológico de México. Escala: 1:50,000. Edición: 1960. Modificado por el autor.

Figura 5 Mapa geológico del área Minatitlán-Peña Colorada

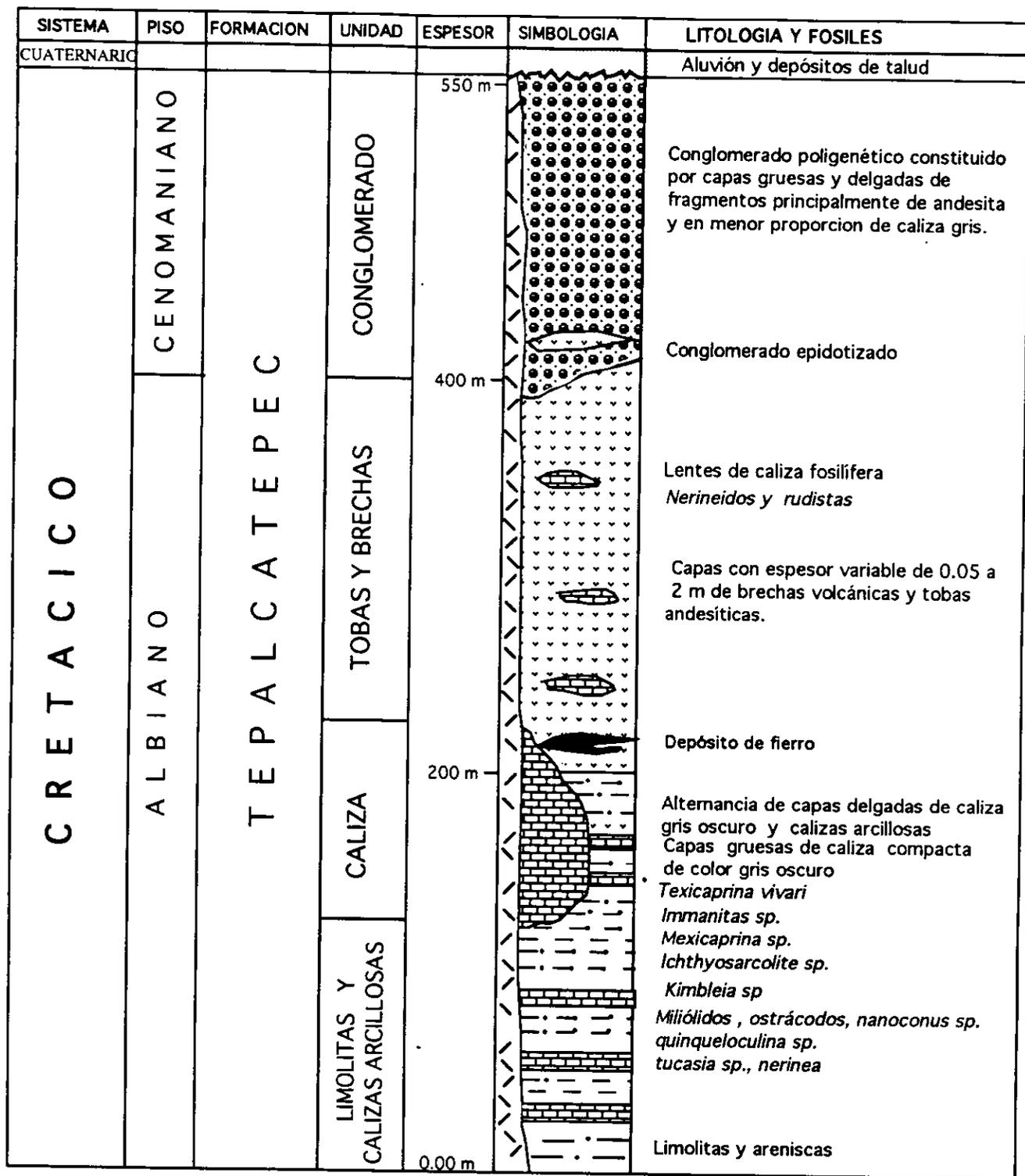
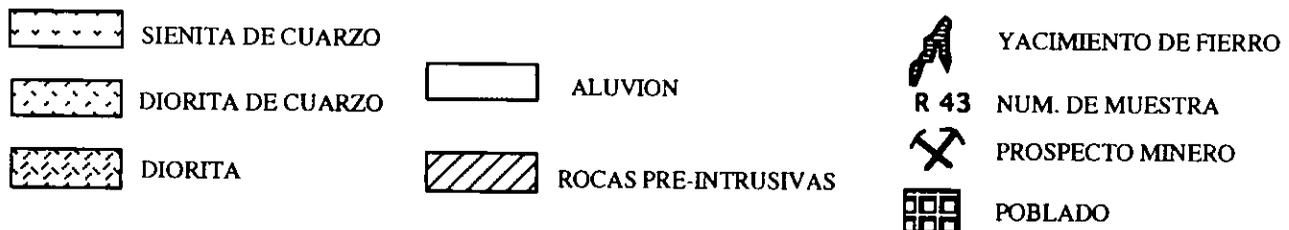
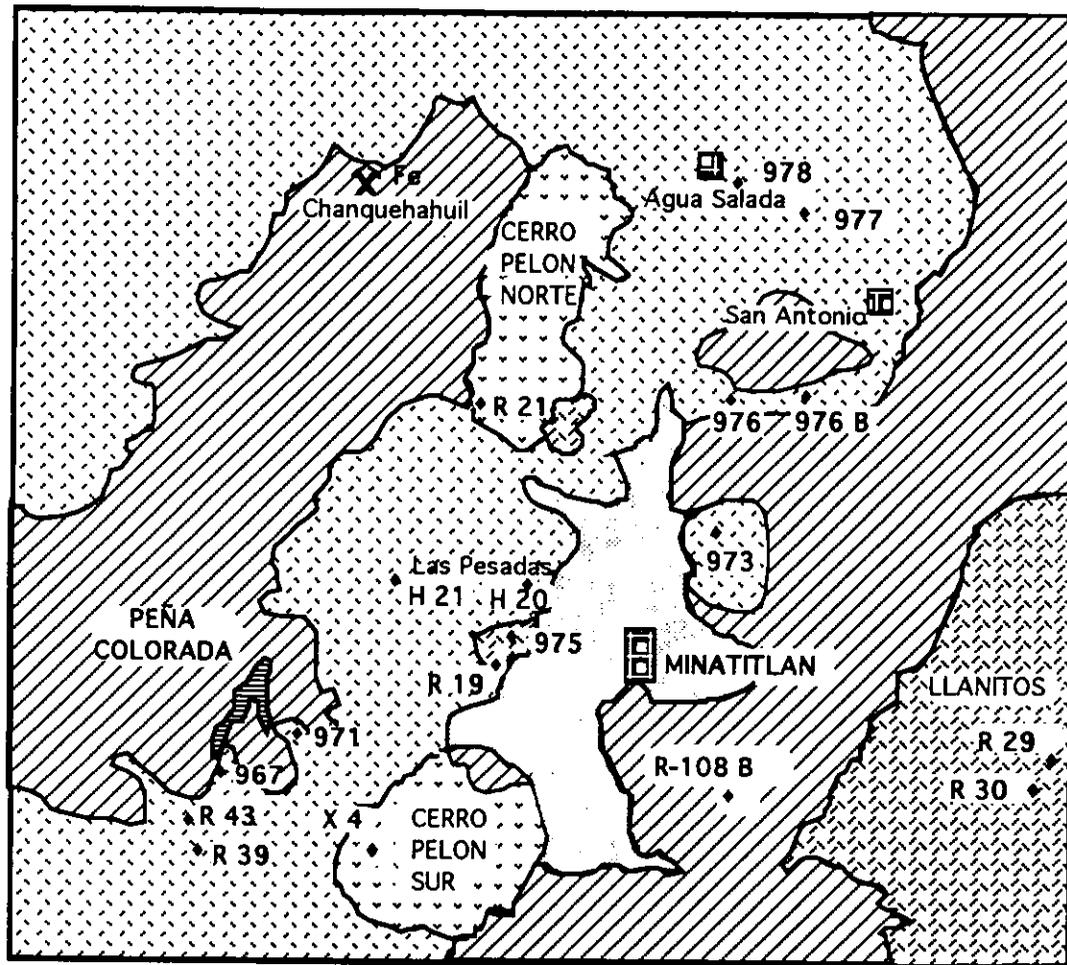


Figura 6. Columna estratigr3fica del 3rea Minatitl3n - Pe3a Colorada



Nov. 95

Figura 7. Mapa que muestra a los principales Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada

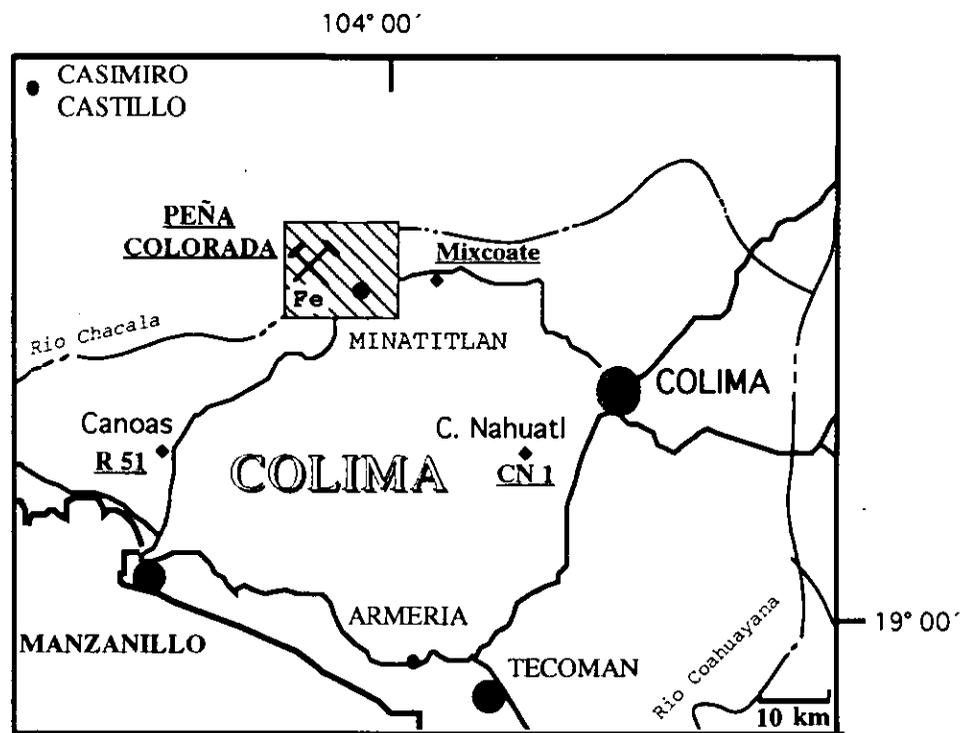


Figura 8. Mapa de ubicación de los intrusivos de la periferia al área Minatitlán-Peña Colorada

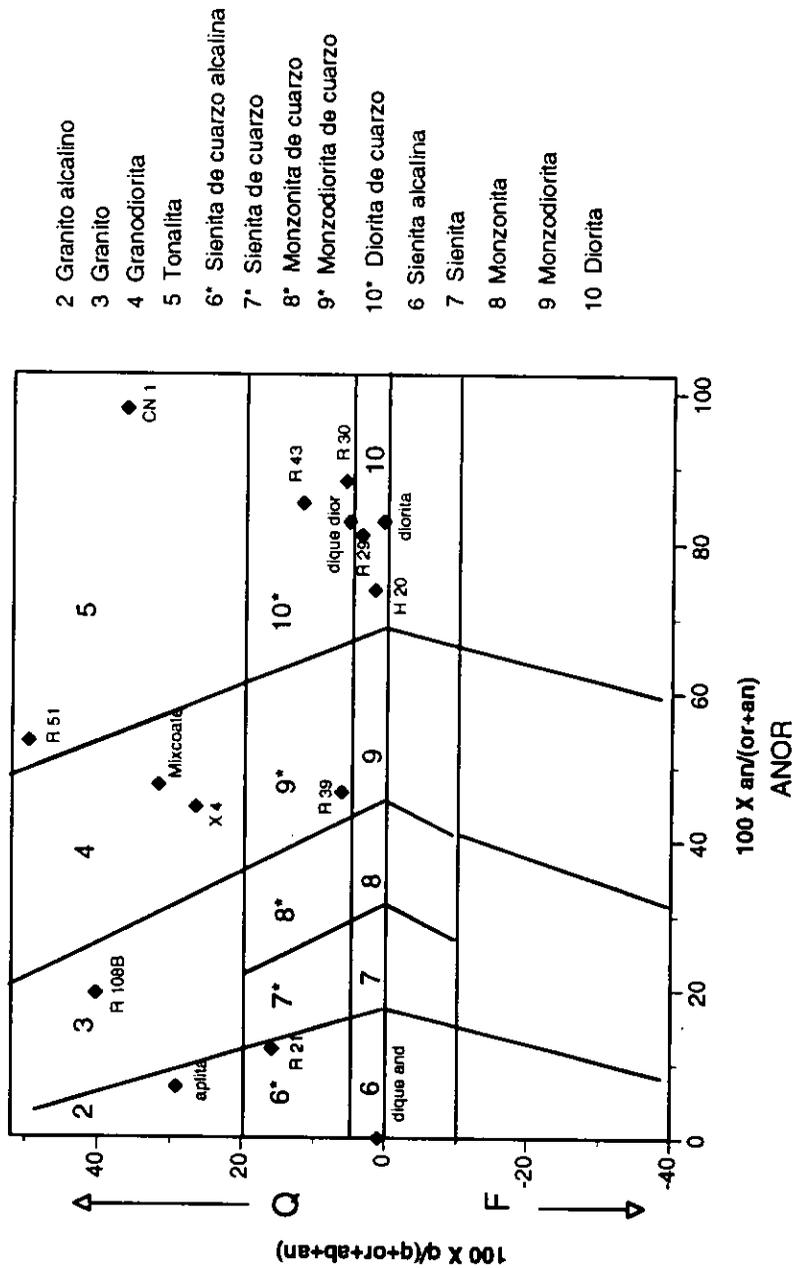


Figura 9. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorado utilizando el diagrama basado en la composición normativa de Streckeisen and Le Maitre (1979)

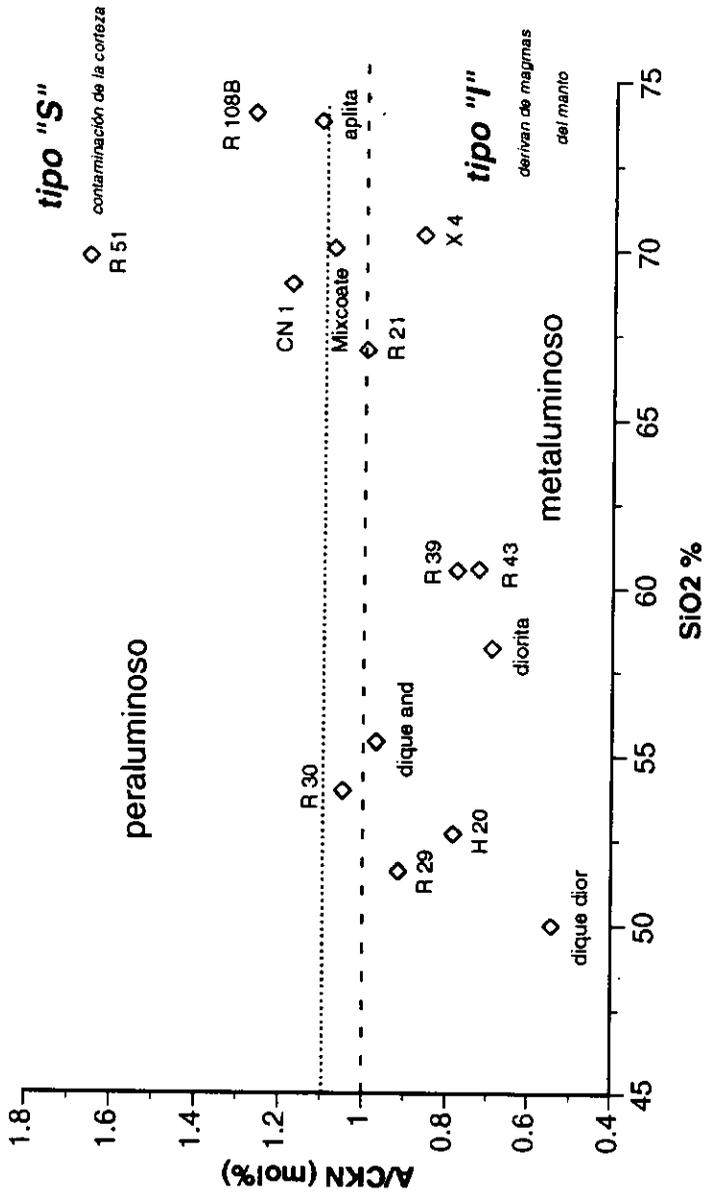


Figura 10. Ubicación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorado en la gráfica A / CKN (mol%) versus SiO₂% de Harker (1909), y Chappell and White (1974)

- Límite entre granitos tipo "S" y tipo "I"
 - - - Límite entre campos peraluminoso y metaluminoso
 - ◇ Premineralización
 - ◇ Postmineralización
 - ◇ Relacionado con la mineralización ?
 - ◇ Fuera del área de estudio
- A = Al₂O₃; C = CaO
 K = K₂O; N = Na₂O

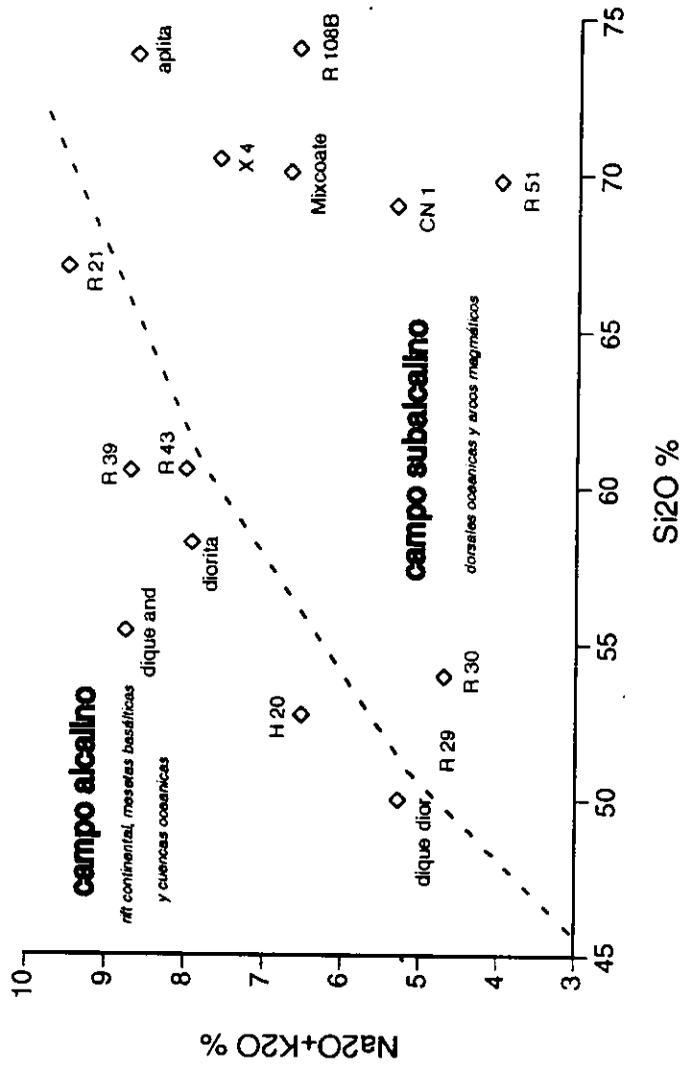


Figura 11. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica de álcalis versus sílice, de Irvine y Baragar (1971)

- ◇ Premineralización
- ◇ Relacionados con la mineralización ?
- ◇ Postmineralización
- ◇ Fuera del area de estudio

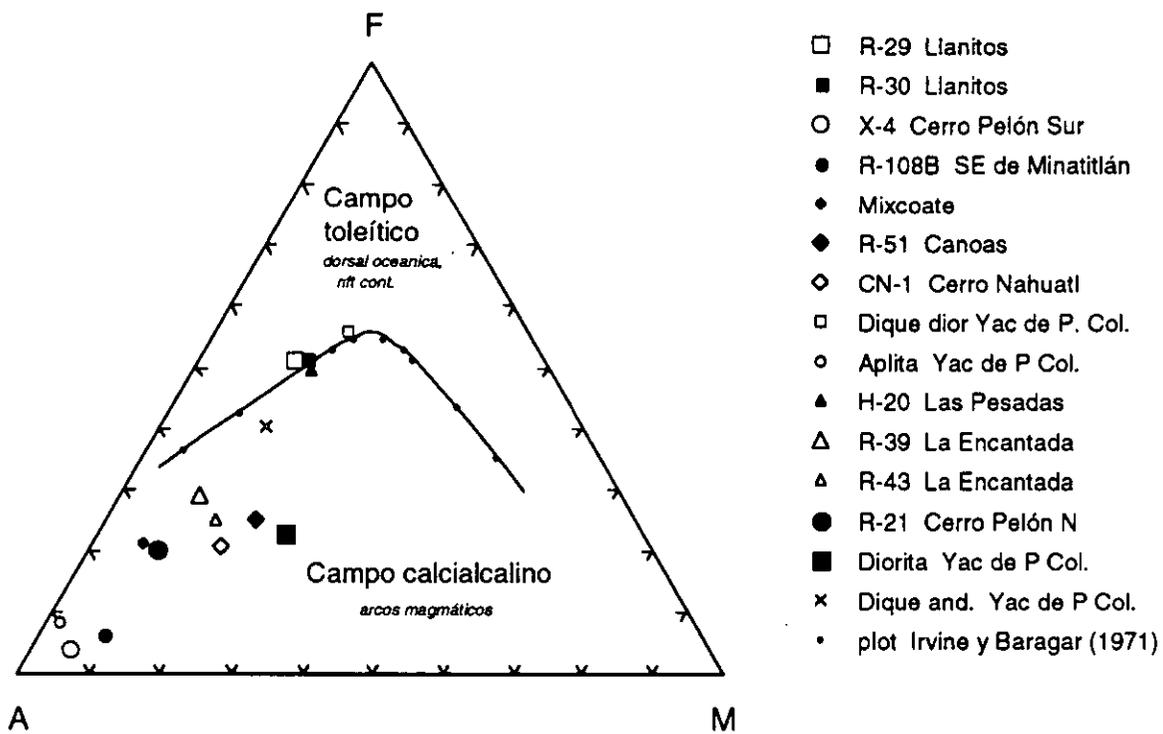


Figura 12. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada en la gráfica AFM (% Na₂O+K₂O, Fe₂O₃+FeO, MgO) de Irvine y Baragar (1971)

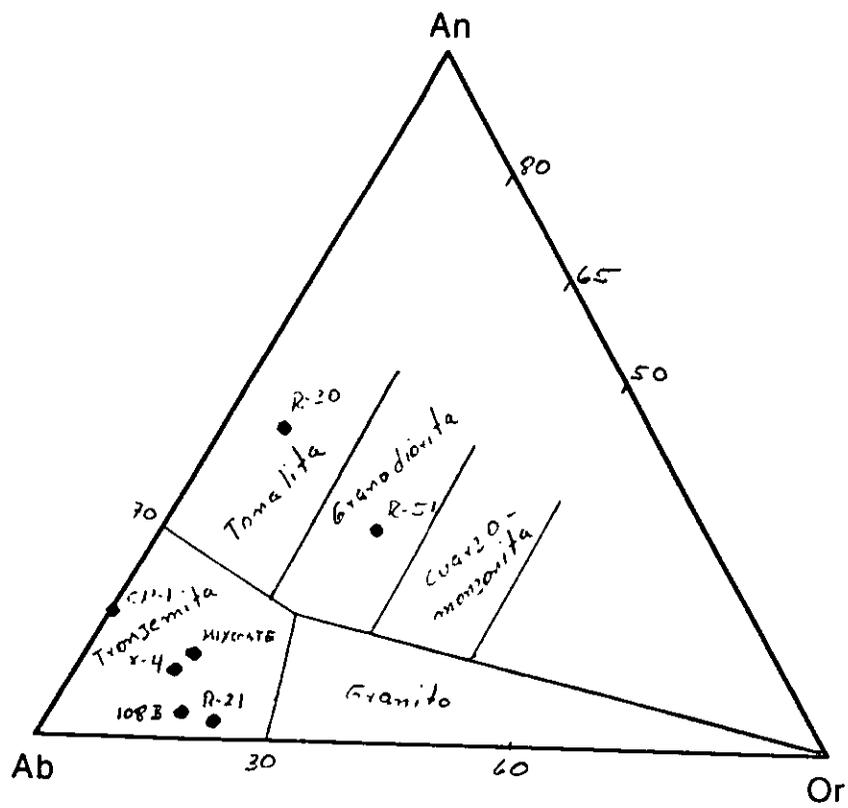


Figura 13 Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada con más del 10% de cuarzo en el diagrama Albita-Anortita-Ortoclasa, de O'Connor (1965), modificado por Barker (1979).

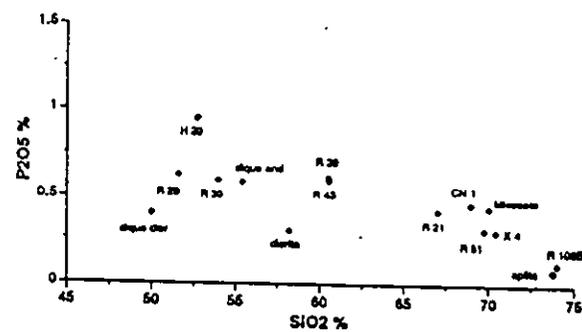
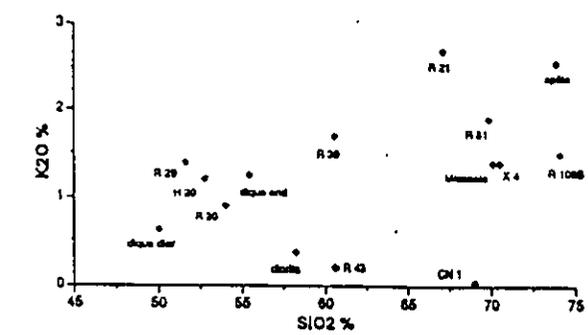
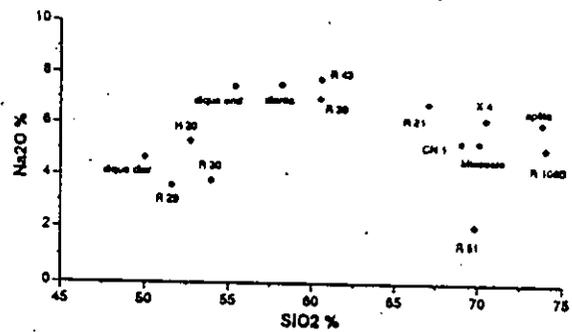
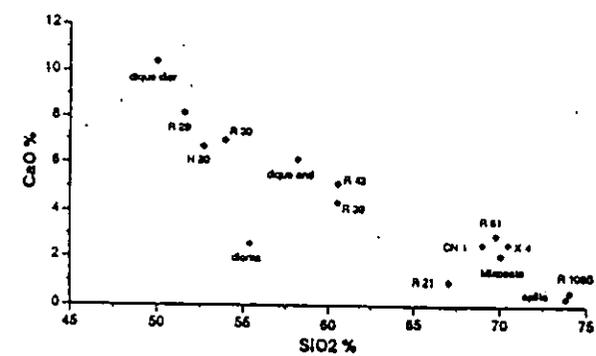
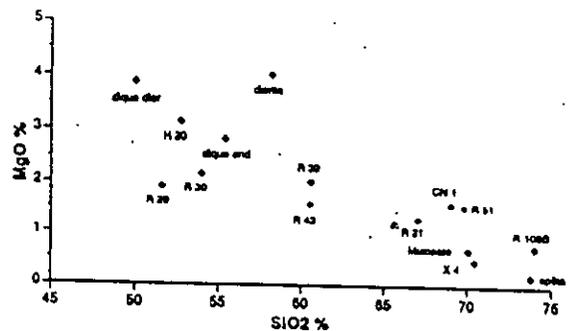
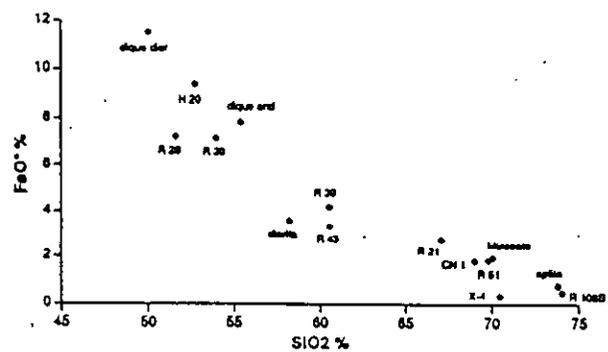
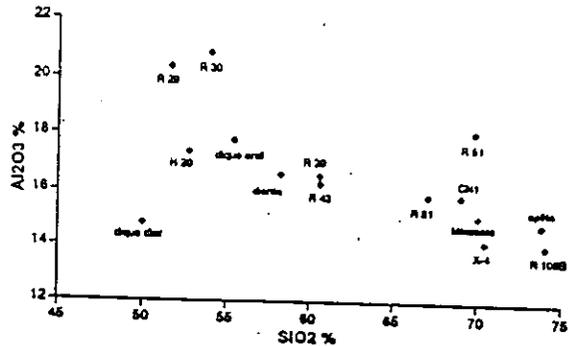
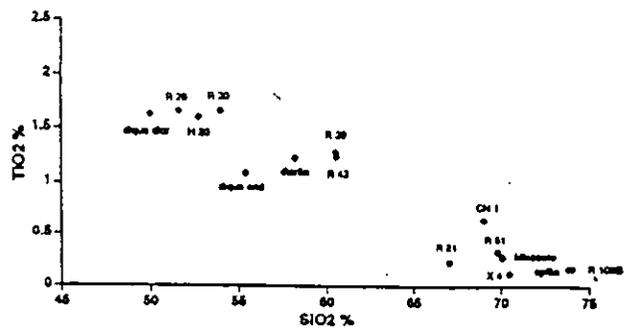
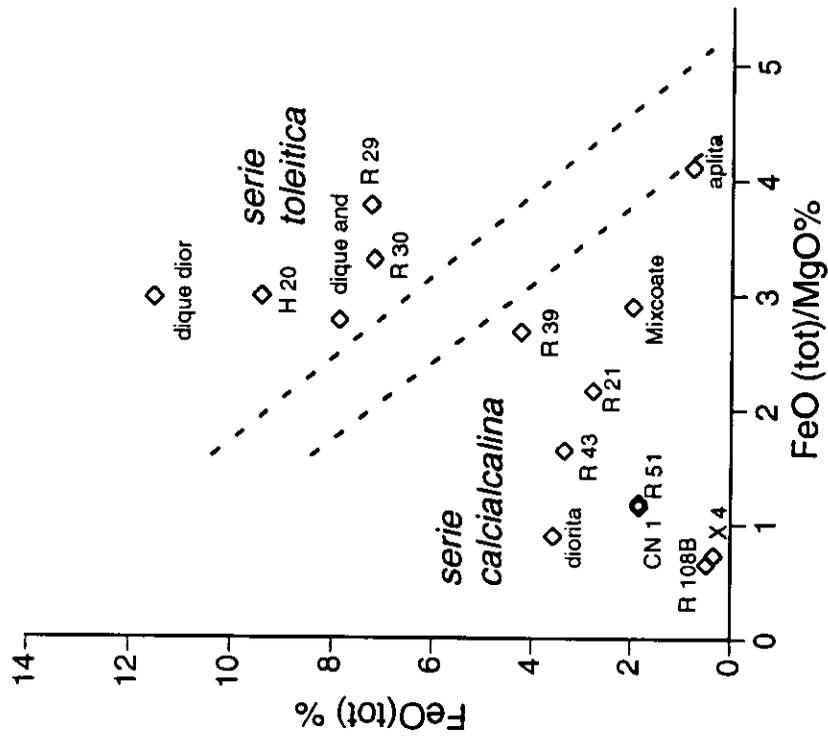
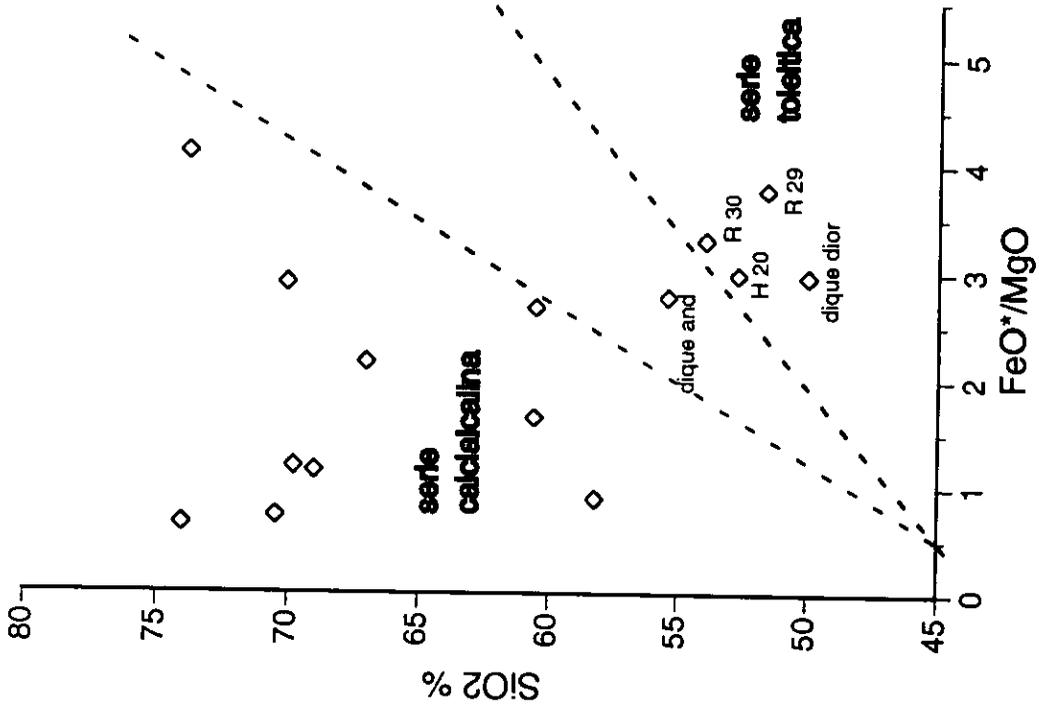


Figura 14 Diagramas de Harker. Intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y plutones cercanos



◇ Premineralización ◇ Relacionado con la mineralización ◇ Postmineralización

Figura 15a. Clasificación de los intrusivos del área Minatitán-Peña Colorada y áreas adyacentes en la gráfica FeO_(tot) versus FeO_(tot) /MgO de Miyashiro and Shido (1975).



◊ Premineralización ◊ Relacionado con la mineralización ◊ Postmineralización

Figura 15c. Clasificación de los intrusivos del área Minatitlán-Peña Colorada y áreas adyacentes en la gráfica SiO₂ versus FeO*/MgO de Miyashiro and Shido (1975).

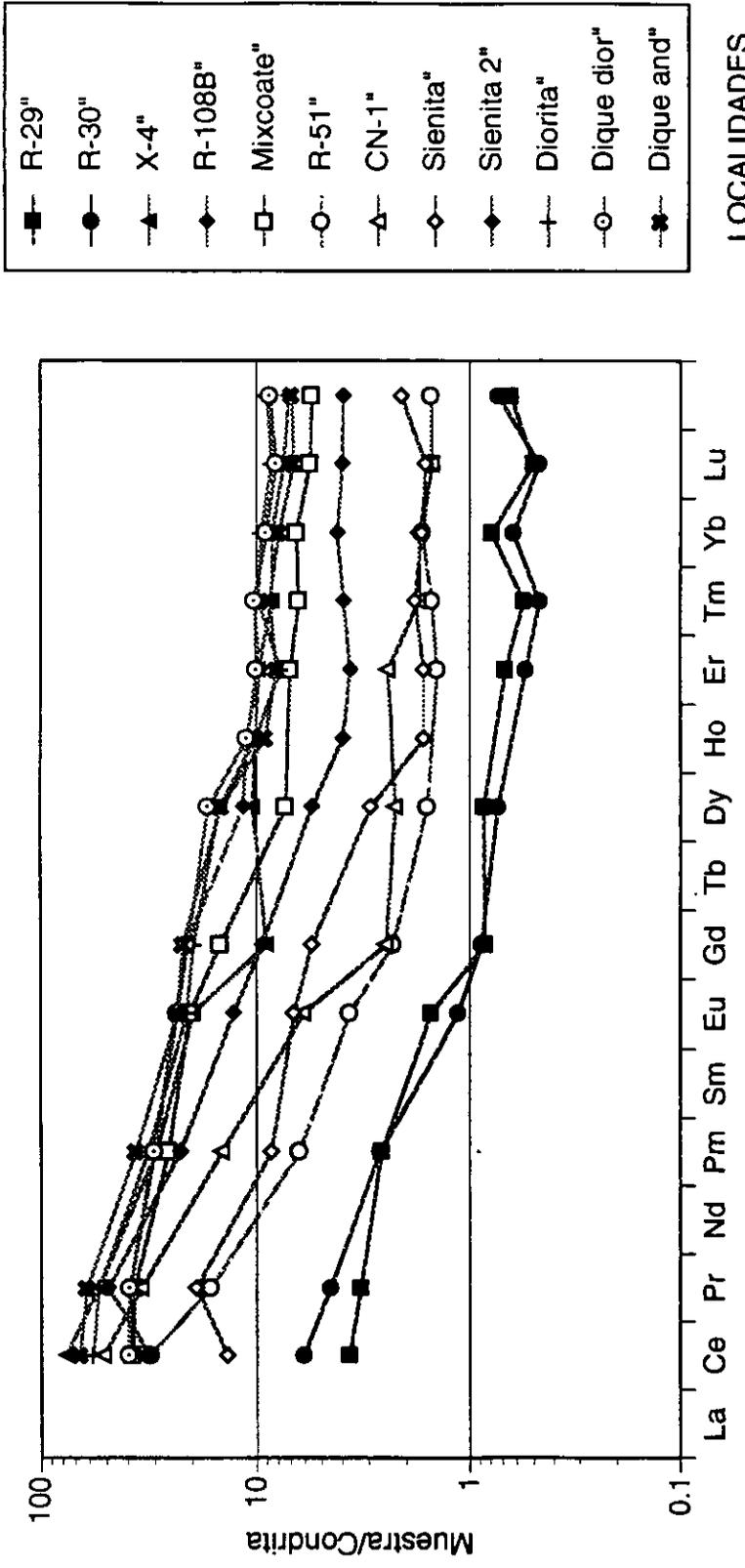


Figura 16. Gráfica de tierras raras (REE) de los intrusivos del area Minatitlán-Peña Colorada y cuerpos adyacentes.

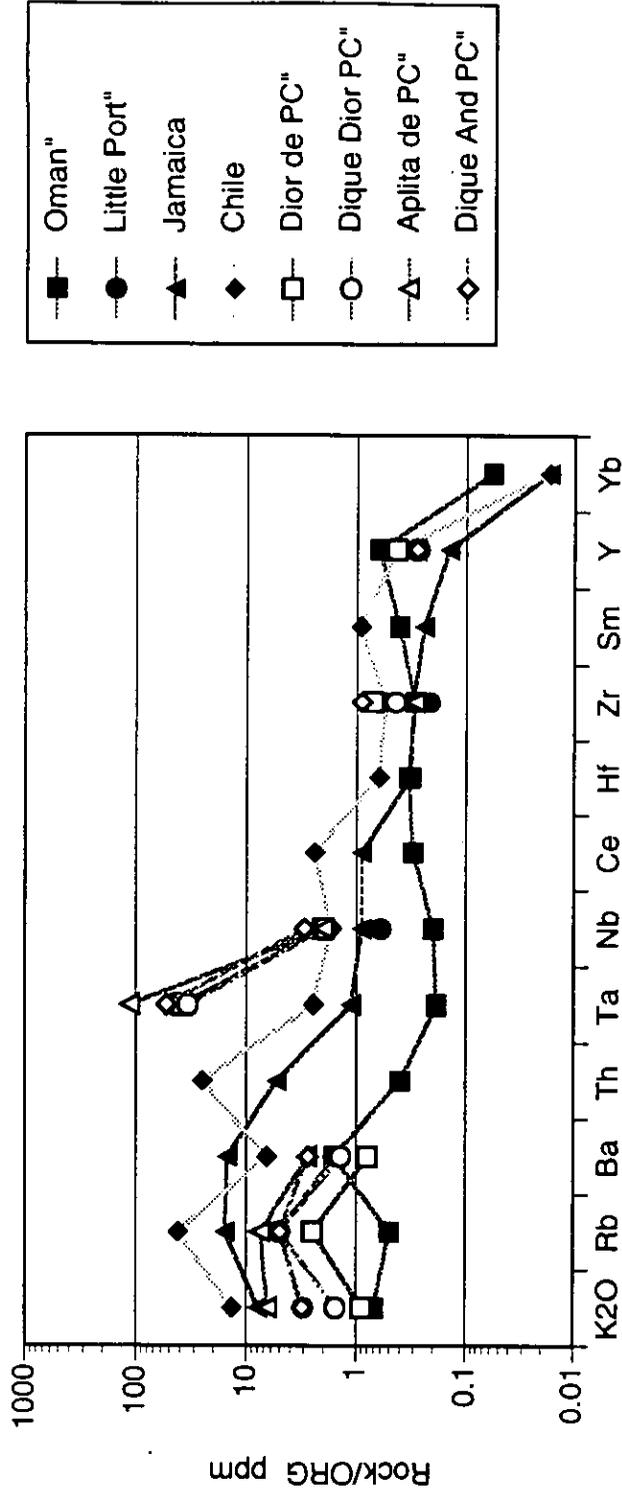
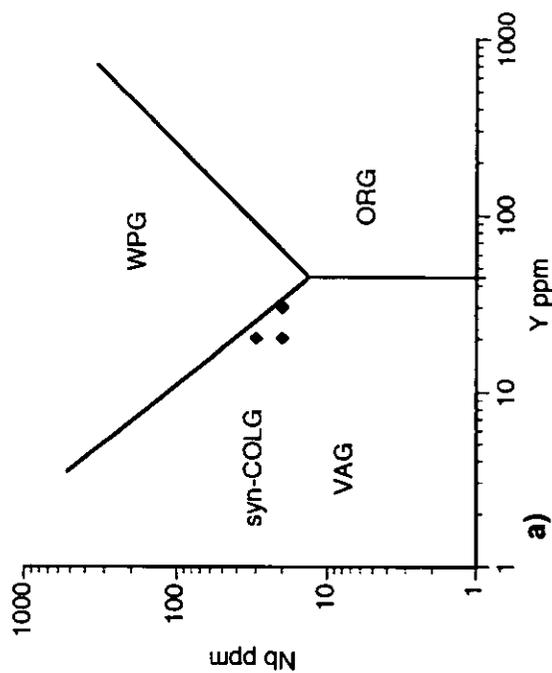
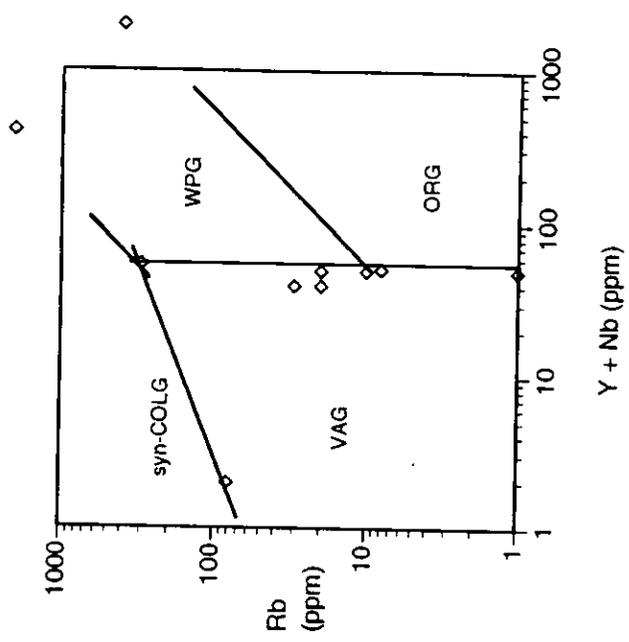


Figura 17. Gráfica que compara elementos traza de los intrusivos de Peña Colorada con intrusivos de arcos volcánicos estudiados por Pearce et al., 1984.



a)



b)

COLG (colisión), VAG (arco), WPG (intraplaca), ORG (cresta oceánica).

Figura 18 Ubicación de los intrusivos de Peña Colorado en los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce et al., (1984). a) Nd versus Y, b) Rb versus Y+Nb

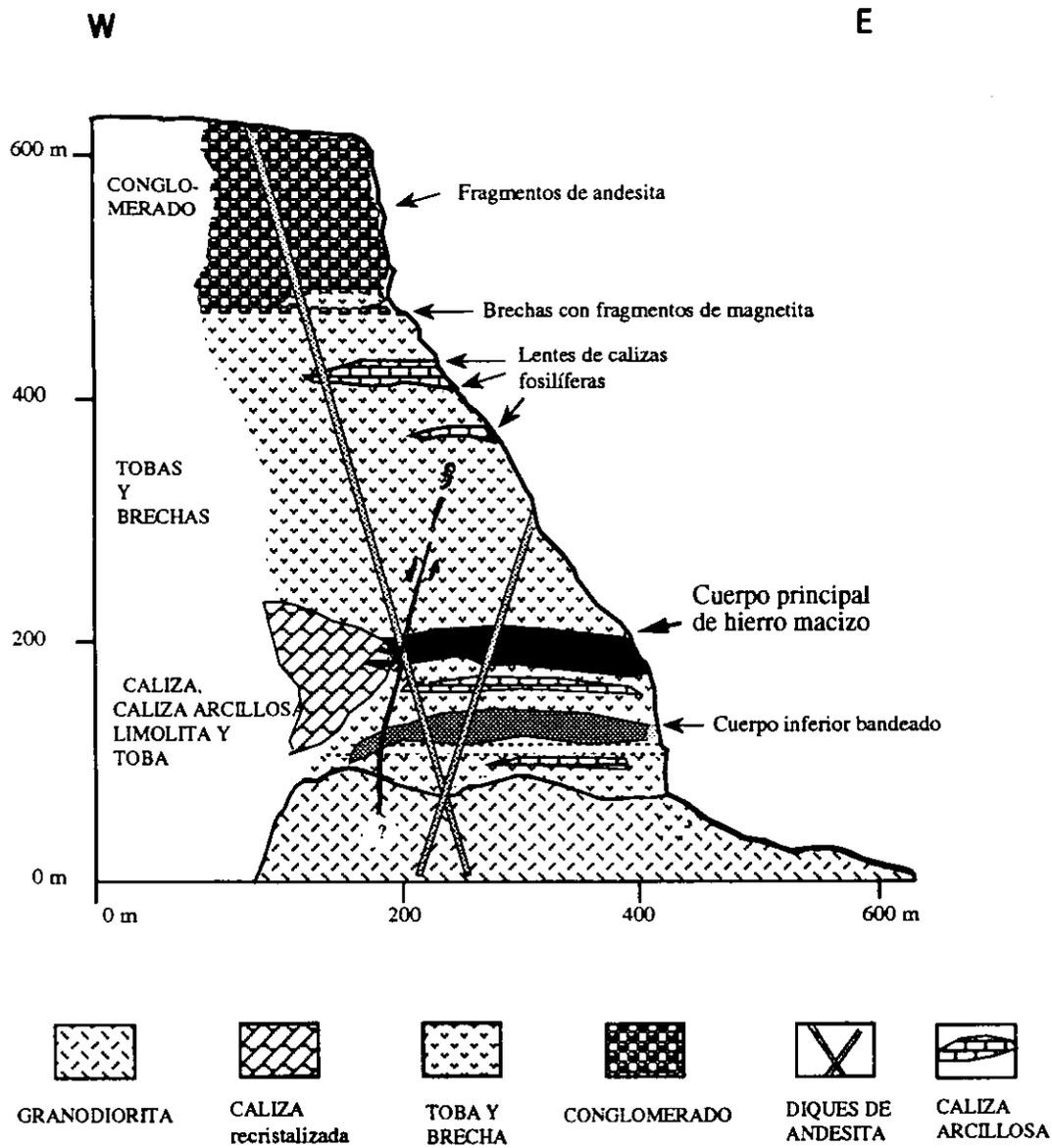
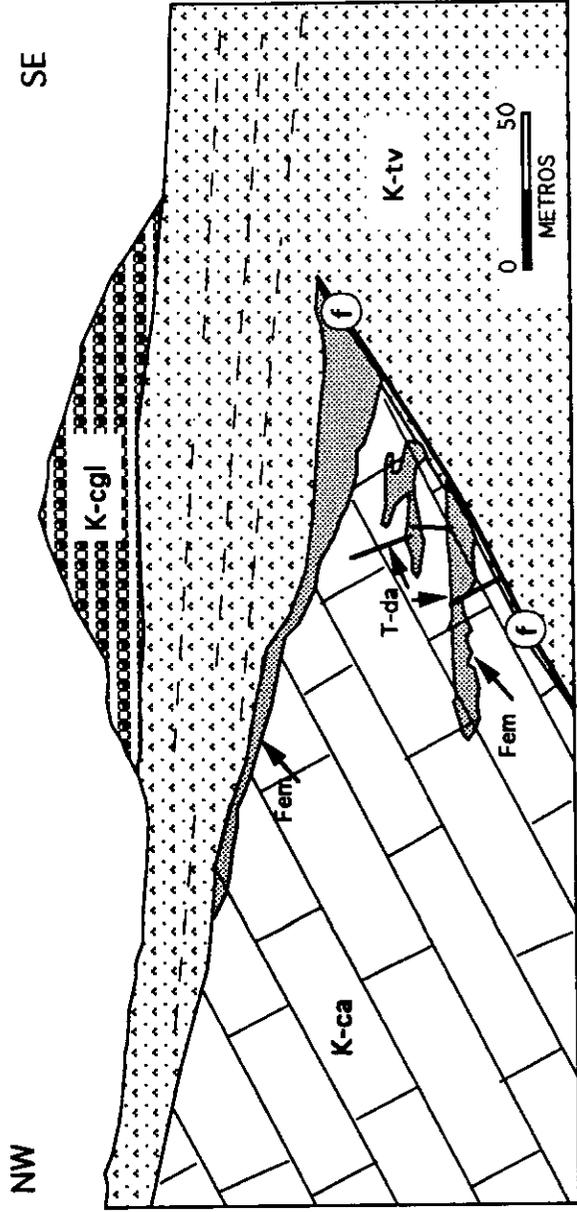


FIGURA 19. SECCION ESQUEMATICA DEL YACIMIENTO DE HIERRO PEÑA COLORADA Y DISTRIBUCION DE LA MINERALIZACION

YACIMIENTO DE PEÑA COLORADA ESTADO DE COLIMA
CROQUIS DEL AREA CHINFORINAZO SUR-CENTRO II

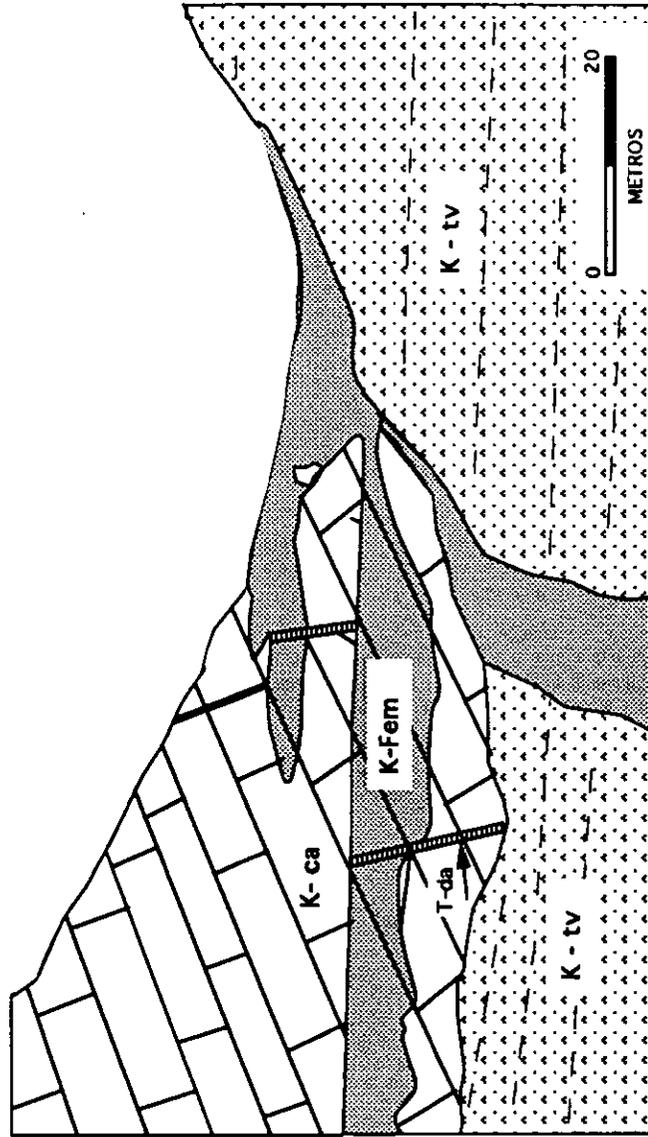


EXPLICACION

- T - da Diques de andesita
- K - cgl Conglomerado
- K - tv Tobas, derrames y brechas andesiticas
- K- ca Caliza masiva
- f Falla
- Estratificación
- Ferr Mineral de hierro macizo

Figura 20. Croquis que muestra los cuerpos laterales de hierro que se localizan en el extremo SW del cuerpo central de mena.

YACIMIENTO DE PEÑA COLORADA ESTADO DE COLIMA
CROQUIS DEL AREA CHINFORINAZO SUR-CENTRO II



EXPLICACION

- T - da Diques de andesita
- K - tv Tobas, derrames y brechas andesíticas
- K - ca Caliza masiva
- Estratificación
- K - Fem Mineral de hierro macizo

Figura 21. Detalle que muestra a los cuerpos laterales de mena de hierro que se localizan en el área de Chinforinazo sur-centro II

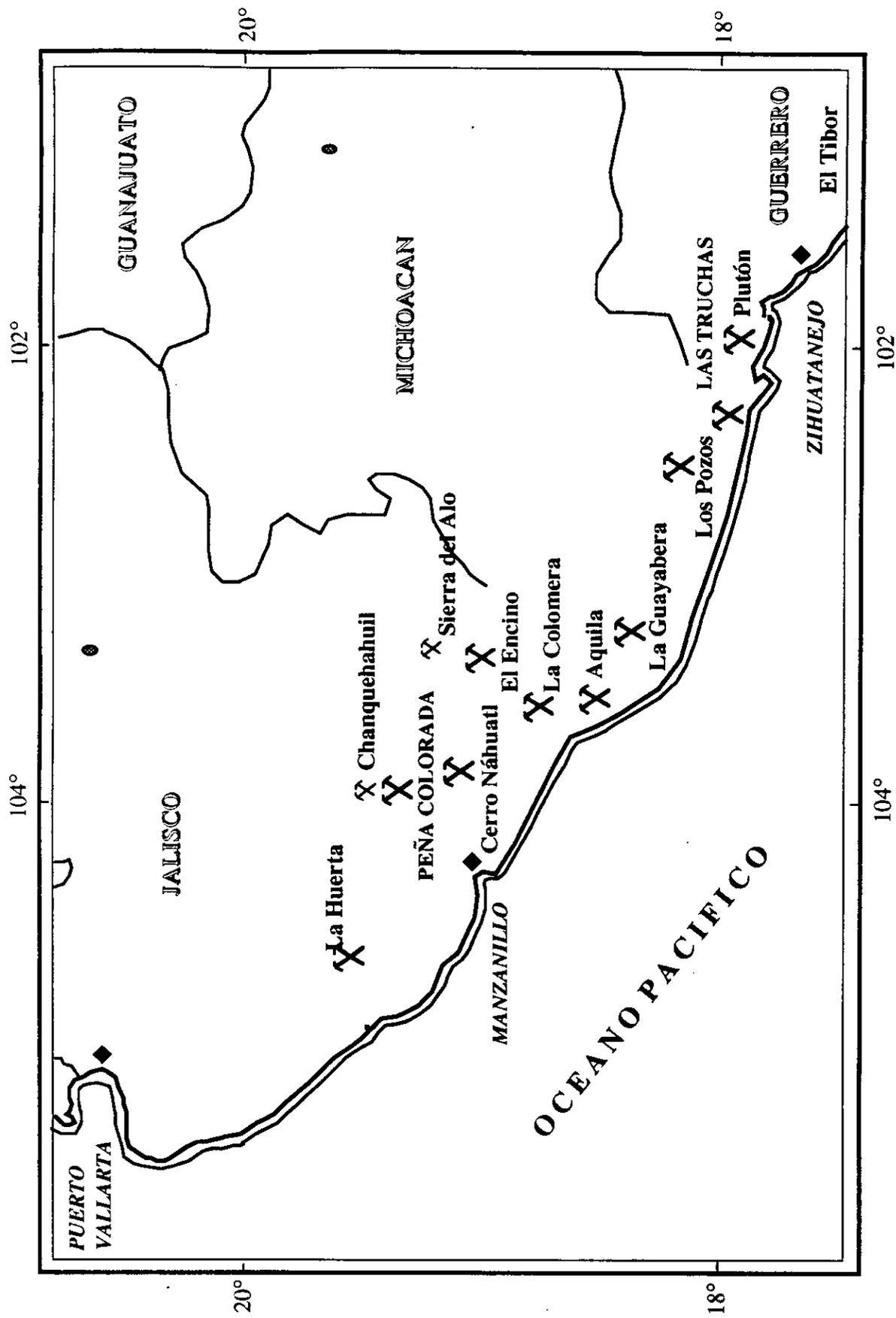


Figura 22. Mapa de localización de los principales yacimientos de hierro de la porción suroccidental de México

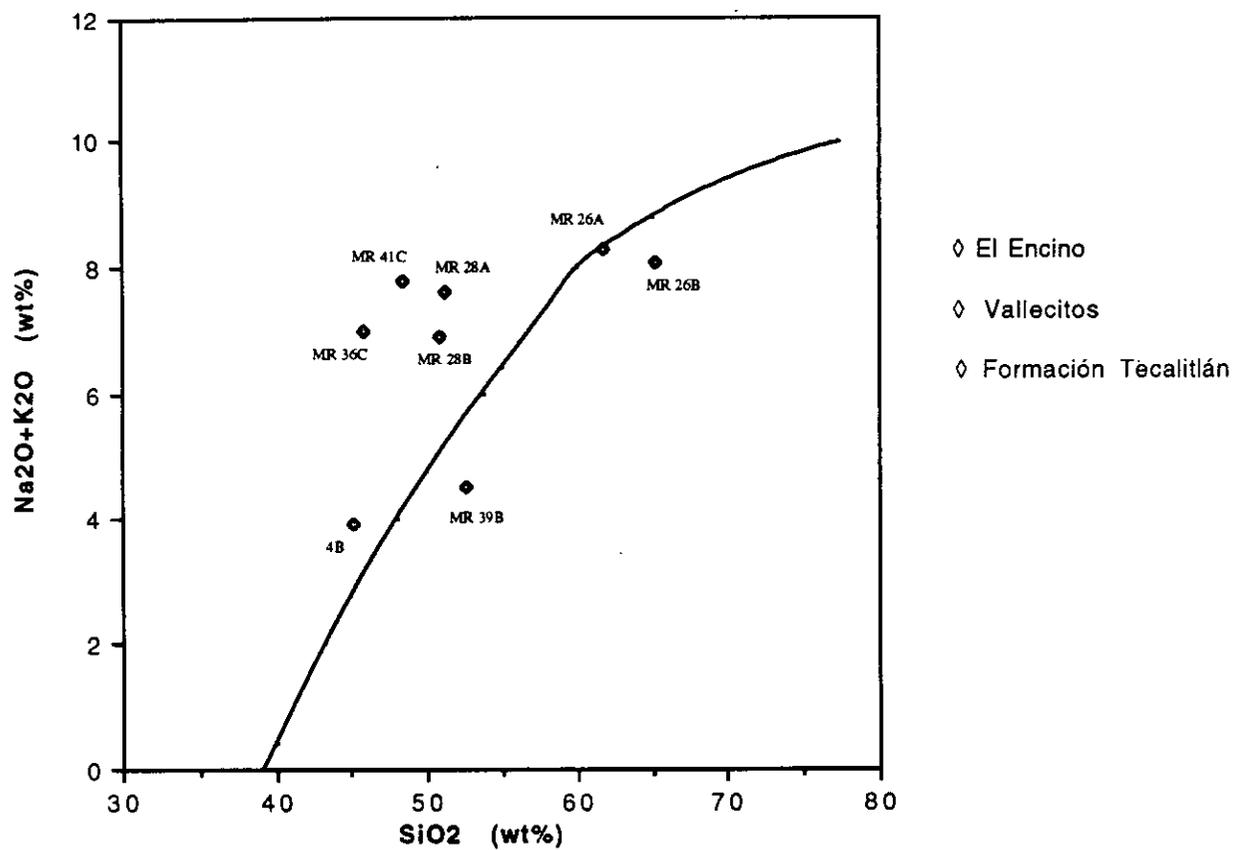
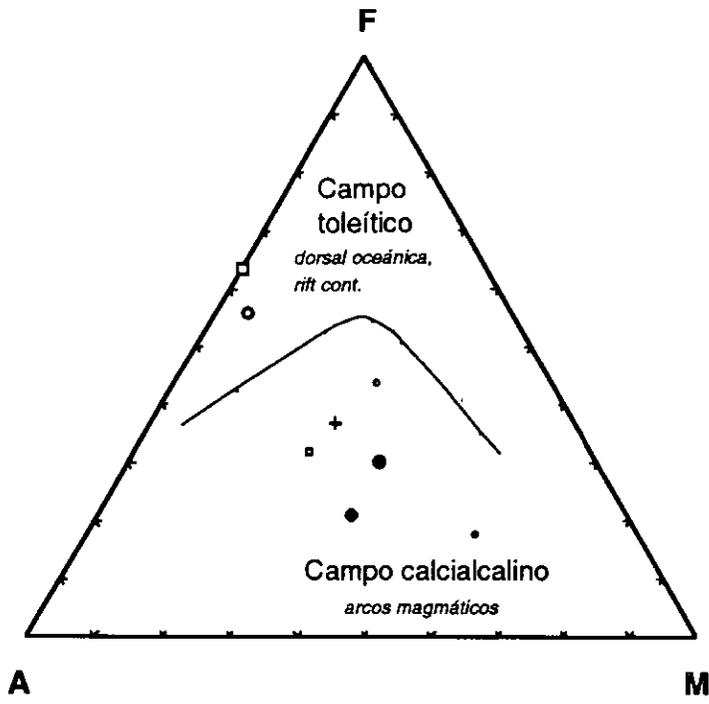


Figura 23. Rocas volcánicas del area de El Encino en la gráfica de alcalis versus sílice, de Irvine y Baragar (1971).



- 4B El Encino
- MR 26A F. Tecalitán
- + MR 28 A Vallecitos
- MR 28B Vallecitos
- MR 36C El Encino
- MR 39B El Encino
- MR 41C El Encino
- MR 26B Tecalitán
- plot Irvine y Baragar (1971)

Figura 24. Clasificación de las rocas volcánicas del área de El Encino, en la gráfica AFM (% Na₂O+K₂O, Fe₂O₃+FeO, MgO) de Irvine y Baragar (1971)

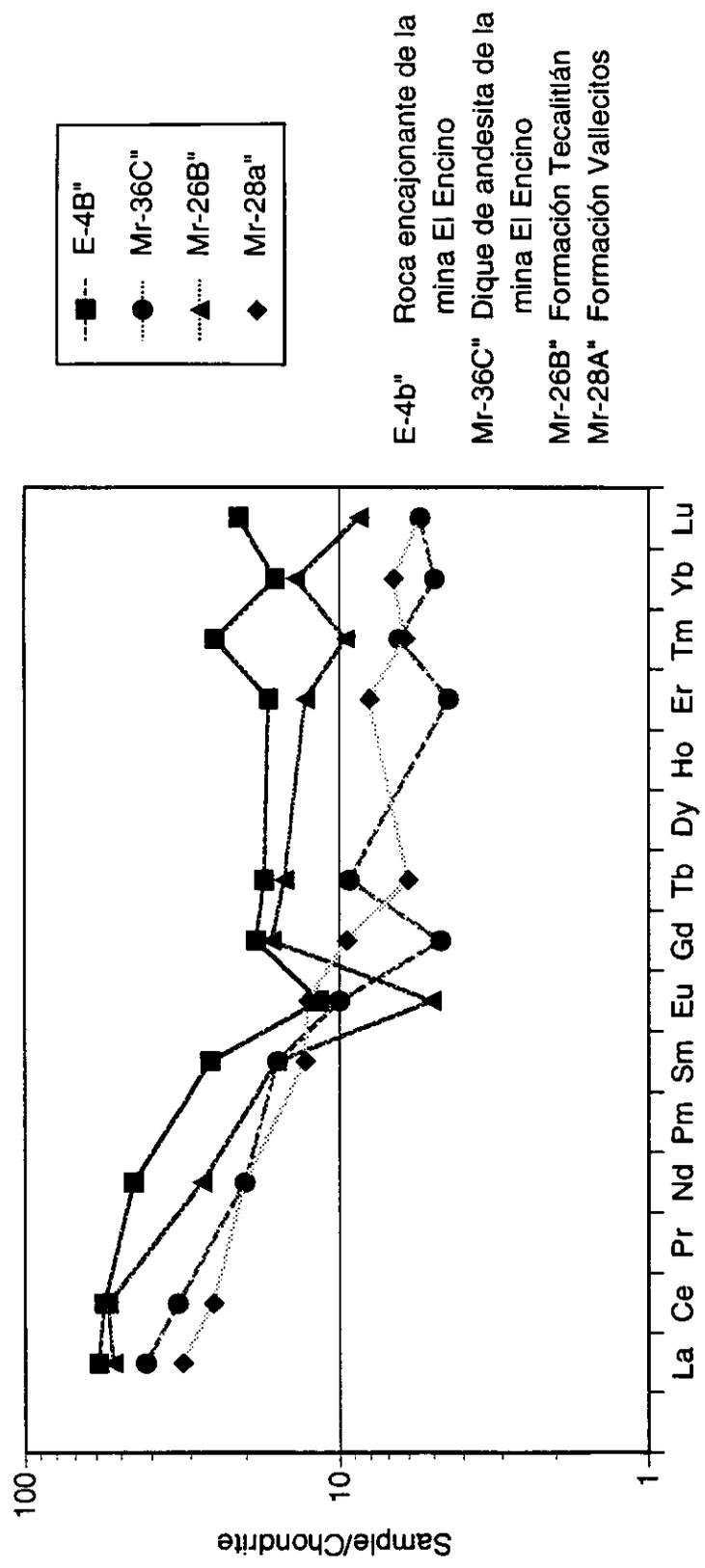


Figura 25. Gráfica de tierras raras de rocas volcánicas del área de El Encino.
 (Datos de Tabla IV.12)

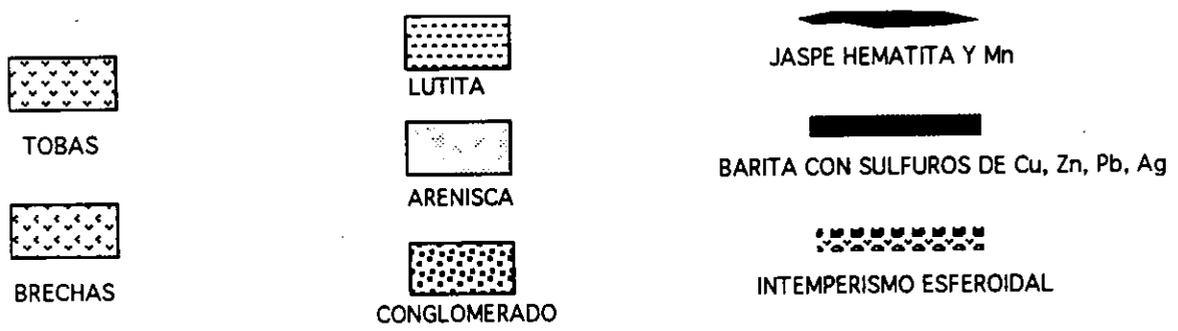
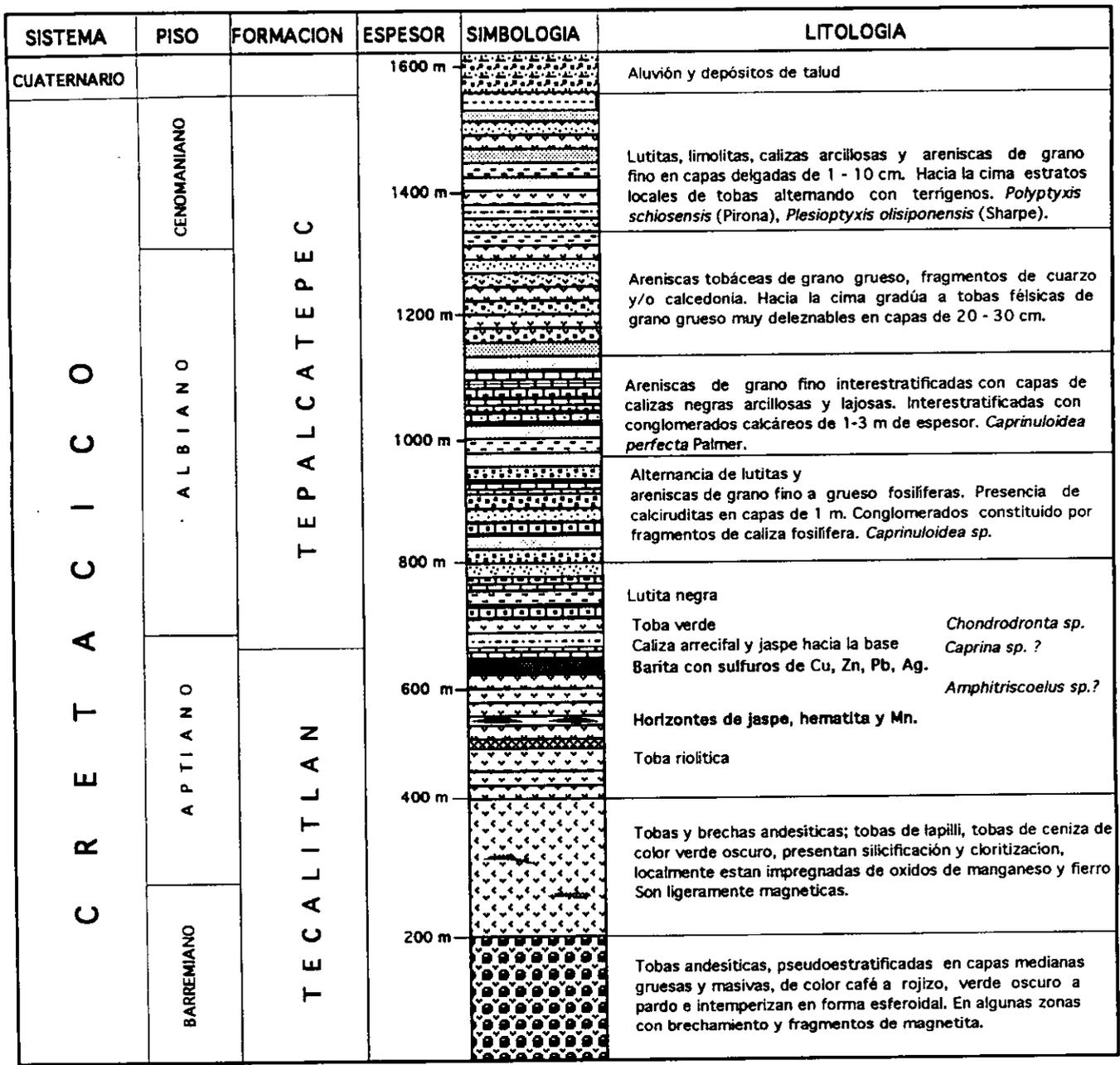


FIGURA 26. COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL AREA DE LA MINITA - LA HUECA MICH.

YACIMIENTO DE CERRO DE MERCADO, DURANGO

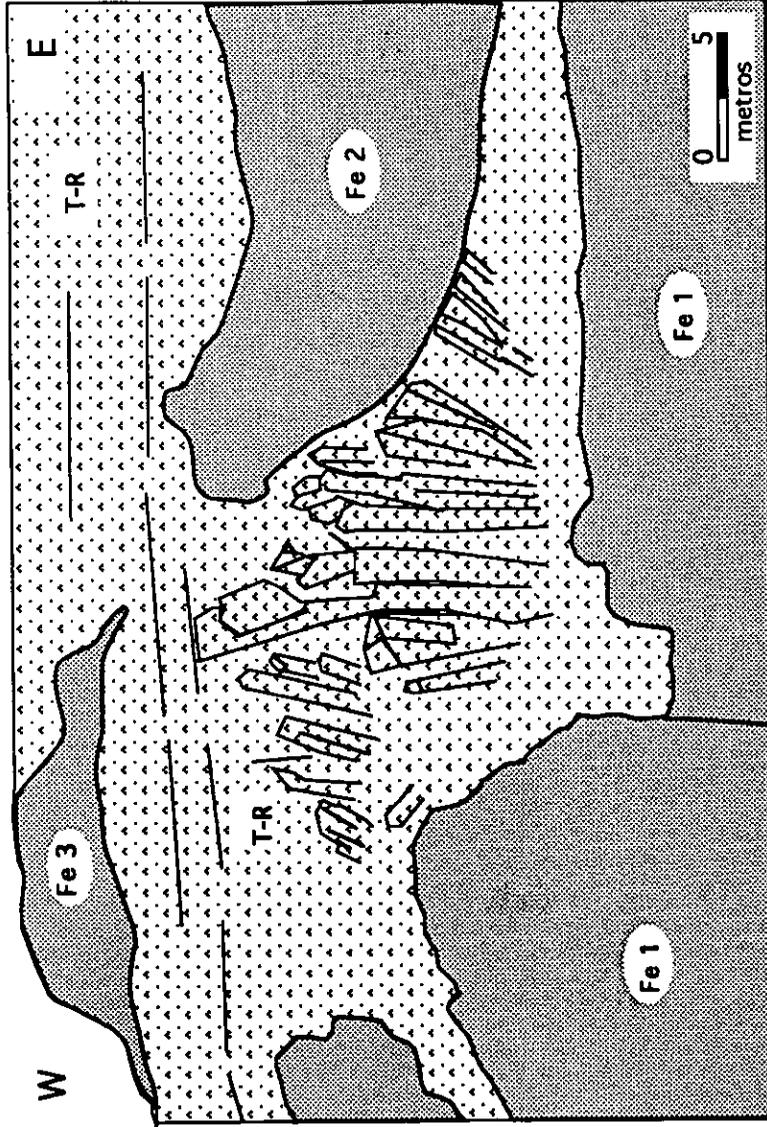


Foto: 17 - Nov. 16, 98.

EXPLICACION

- T-R Riolita
- 1 Numero de cuerpo
- Fe Cuerpos de hierro macizos
- — — Estratificación
-  Disyunción columnar

Figura 27. Croquis de tres coladas de hierro en el área centro del yacimiento

ANEXO III

TABLAS

Tabla 1. Características principales de las Formaciones del área de Peña Colorada - La Minita.

FORMACION	AUTOR	LOC. TIPO	EDAD	LITOLOGIA	DISTRIBUCION	REL. DE CONTACTO	ESESOR	FOSILES
COLIMA	Pano 1979 Lühr y Carmichael 1990	Valle de Colima	Cuaternario	Depósitos de lahar	Valle de Colima	COLIMA Tepalcatepec / Madrid	> 300 m	-----
CERRO DE LA VIEJA	Parga 1977 Corona et al., 1996	Cerro de la Vieja a 7 km al S70W de Coquimatlan, Col.	Albiano	Limolitas, areniscas, conglomerado	W, SW y S de la ciudad de Colima y al S de Tepalcatepec	Colima CERRO DE LA VIEJA Madrid Tepalcatepec	580 m	Retimonocolpites sp. Tricolpites sp. fitociastos: Traquidas y fusinita
VALLECITOS	Piñero 1972 Pantoja y Estrada 1986	Ranchería de Vallecitos, Jal.	Albiano	Andesitas Toba ignimbritica Caliza arrecifal Volcanoclásticas	Mina el Encino y Ranchería de Vallecitos Edo. de Jalisco.	7 VALLECITOS Encino	350 m	Coicomana ramosa Chondrodonta sp.
ENCINO	Pantoja y Estrada 1986	Arroyo de la Navidad en el Rancho el Encino, Jal.	Aptiano-Tardío Albiano-Temprano	Brechas andesíticas Hialoclastitas Limolita calcárea Lentes de caliza	Mina el Encino	Vallecitos ENCINO Tepalcatepec Tecalitán	Sup. 185 m Inf. 250 m	Coicomana ramosa Chondrodonta sp. Tuocasia sp. Orbitolina sp. Cassiope sp. Nerinea sp.
TEPALCATEPEC	Pimentel 1980	Al poniente de Tepalcatepec, Mich.	Albiano-Cenomaniano	Caliza Caliza arcillosa Limolita Arenisca Toba Andesitas Conglomerado	Tepalcatepec, Mich. Peña Colorada, Col. La Minita y Trojes, Mich.	Colima C. la Vieja TEPALCATEPEC Madrid Vallecitos Encino	2500 m 3750 m	Rudistas: Immanitas sp. Coicomana ramosa Texicaprina vivan Mexicaprina sp. Ticht hyosarcocoles sp. Kimbleia sp. Caprinuloides sp. Chondrodonta OSTRODOS: <i>Rasilellum</i> sp.
MADRID	Pano 1975	Estación de Ferrocarril Madrid, Colima.	Albiano	caliza arcillosa, lutitas carbonosas y yesos	N y W de Coquimatlan SE de Ixtahuacan, Col. SE de Pihuamo, Jal. Paso de Ameros, Mich.	Tepalcatepec MADRID Tecalitán	800 m	Colomiella recta Favusella hiltermani Hysteroceras sp. Plantas
TECALITLAN	Rodríguez 1980 Pantoja y Estrada 1986	Carr. Fed. 110 entre Tecalitlan y la Ranchería de Carrizalillo, Jal.	Cretácico Temprano Hauteriviense-Aptiano K/Ar=118.5Ma ± 2.5 (en la parte superior de la Fm.)	conglomerados, tobas nólíticas, brechas y derrames andesíticos.	SE de Tecalitlan W de Tepalcatepec Mina El Encino Cerro de las Fundiciones	Tepalcatepec TECALITLAN Alberca	1200 m 2000 m	-----
ALBERCA	Pimentel 1980	Ranchería la Alberca, a 20 km al N de Consta, Jal.	Cretácico Temprano Berrasiense Hauteriviense Inf.	lutitas, calizas, areniscas, volcanosedimentos, derrames de andesita, brechas y conglomerados volcánicos.	Poniente de Tepalcatepec	Tecalitán ALBERCA Batolito de Jicotlán	1500 m	Amonites: <i>Neocomites</i> sp. <i>Subthurmania</i> sp. <i>Acanthodiscus</i> , <i>Berniasella</i> sp. <i>Thurmaniceras</i> sp. <i>Mexicanoceras</i> sp. Plantas
COMPLEJO ARTEAGA	Centeno 1992	Alrededores de Tumbiscatio Michoacán.	Triásico Tardío (Ladinian-Carnian) (Sedimentos) Jurásico Temp-Med. (metamorfismo)	lutitas, areniscas grauvacas, Pedernal basaltos y lavas almoadilladas calizas y granitos Todo metamorfosado a Esquistos verde	Región al NW de Arteaga, Mich. Tumbiscatio Los Varales Playitas Las Juntas	Tecalitán 7 - Alberca 7 COMPLEJO ARTEAGA 7	Más de 1200 m	Radiolaritas

C O N T A C T O S

concordante _____
discordante ~~~~~
transicional // // //

Tabla 2. OXIDOS MAYORES DE LOS INTRUSIVOS DEL AREA MINATITLAN-PEÑA COLORADA

MUESTRA	LOCALIZACION	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO3	CO2	H2O+	H2O-	TOTAL
R-29	Llanitos	51.60	1.66	20.38	0.60	6.63	0.06	1.92	8.17	3.60	1.40	0.63	0.00	0.00	0.35	2.69	99.69
R-30	Llanitos	53.96	1.66	20.85	1.70	5.46	0.08	2.17	6.97	3.80	0.90	0.60	0.00	0.00	0.34	1.42	99.91
R-39	La Encantada	60.53	1.28	16.56	3.05	1.17	0.05	1.58	4.38	7.00	1.70	0.62	0.00	0.00	0.66	1.10	99.68
R-43	La Encantada	60.57	1.24	16.28	2.04	1.30	0.04	2.03	5.18	7.80	0.20	0.60	0.00	0.00	0.54	1.24	99.06
X-4 (122B)	Cerro Pelón S.	70.46	0.12	14.14	0.08	0.26	0.03	0.47	2.59	6.20	1.40	0.30	0.00	0.00	0.76	3.01	99.82
R-21	Cerro Pelon N.	67.04	0.23	15.85	2.77	0.00	0.02	1.28	0.99	6.80	2.70	0.42	0.00	0.00	0.82	1.04	99.96
H-20	Las Pesadas	52.71	1.60	17.39	4.77	4.62	0.16	3.15	6.70	5.31	1.21	0.95	0.00	0.00	0.56	1.25	100.39
R-108B	SE Minatitlán	74.03	0.17	14.02	0.35	0.13	0.01	0.74	0.59	5.10	1.50	0.12	0.00	0.00	0.96	2.01	99.73
Mixcoate	Mixcoate	70.06	0.28	15.09	0.02	1.95	0.08	0.68	2.09	5.30	1.40	0.44	0.00	0.00	0.24	1.89	99.52
R-51	Canoas	69.79	0.33	18.10	0.02	1.82	0.01	1.55	2.99	2.10	1.90	0.31	0.00	0.00	0.09	0.87	99.88
CN-1	Cerro Nahuatl	69.00	0.64	15.83	0.92	0.91	0.01	1.59	2.59	5.30	0.04	0.46	0.00	0.00	0.56	2.18	100.03
Diorita	Yac. de P. Col.	58.20	1.23	16.60	0.84	2.73	0.13	4.02	6.15	7.56	0.36	0.30	0.00	2.30	0.00	0.00	100.50
Dique dior	Yac. de P. Col.	50.00	1.63	14.80	8.37	3.13	0.24	3.88	10.40	4.66	0.62	0.40	0.00	2.30	0.00	0.00	100.50
Apilita	Yac. de P. Col.	73.80	0.17	14.80	0.78	0.00	0.04	0.19	0.33	6.07	2.57	0.08	0.00	1.30	0.00	0.00	100.20
Dique and	Yac. de P. Col.	55.40	1.09	17.80	2.59	5.26	0.27	2.83	2.58	7.49	1.26	0.59	0.00	1.70	0.00	0.00	99.01

Análisis realizados en el Instituto de Geología, UNAM, por el Quím. Anastasio Lozano C. por los métodos tradicionales de vía húmeda usando gravimetría, flamometría, volumetría y colorimetría. Humedad a 100°C (H2O+) y pérdida por calcinación a 1000°C (H2O-). Precisión ±0.50%. Nota: La muestra H-20 fue comprobada por el Quím. Rufino Lozano por el método de fluorescencia de rayos X. Los análisis de los intrusivos del yacimiento de Peña Colorada se obtuvieron de Zurcher, 1994.

Tabla 3. MINERALES OBTENIDOS EN EL CALCULO DE LA NORMA CIPW DE INTRUSIVOS DEL AREA MINATITLAN - PEÑA COLORADA

Muestra	LOCALIZACION	Cuarzo	Corindon	Ortoclasa	Albita	Anortita	Diopsida	Hiperstena	Magnetita	Hematita	Ilmenita	Rutilo	Apatita	Otros
R-29	Llanitos	2.92	0	8.56	31.51	36.55	0.96	13.82	0.9	0	3.26	0	1.54	
R-30	Llanitos	9.36	2.44	5.42	32.76	31.24	0	11.65	2.51	0	3.21	0	1.45	
R-39	Arroyo La Encantada	5.36	0	10.26	60.48	8.94	7.1	0.73	0.23	2.96	2.48	0	1.5	
R-43	Arroyo La Encantada	4.94	0	1.22	67.84	9.07	10.36	0.39	0.75	1.58	2.42	0	1.46	
122 B(X-4)	Cerro Peñón	25.44	0	8.61	54.61	6.9	3.16	0	0.12	0	0.24	0	0.74	Wolast. 0.2
R-21	Cerro Peñón Norte	14.59	0.97	16.27	58.65	2.21	0	3.25	0	2.82	0.04	0.21	1.01	
H-20	Las Pesadas	1.33	0	7.15	44.93	20.04	5.58	7.38	6.92	0	3.04	0	2.2	
R-108B	SE de Minatitlán	37.82	3.33	9.16	44.6	2.21	0	1.9	0	0.36	0.31	0.01	0.29	
Mixcoate	El Mixcoate	28.99	2.17	8.5	46.08	7.7	0	4.93	0.03	0	0.55	0	1.07	
R-51	Carros	41.63	7.98	11.35	17.96	12.95	0	6.73	0.03	0	0.63	0	0.74	
CN-1	Cerro Náhuatl	32.27	3.56	0.24	46.09	10.12	0	4.07	1.14	0.16	1.25	0	1.12	
Diorita	Yacimiento	0.45	0	2.13	63.97	10.3	2.96	11.13	1.22	0	2.34	0	0.7	Calc. 5.23
Dique dior	Yacimiento	3.49	0	3.66	39.43	17.64	13.08	3.6	6.15	4.13	3.1	0	0.93	Calc. 5.23
Apilita	Yacimiento	27.89	1.62	15.19	51.36	1.11	0	0.47	0	0.78	0.09	0.12	0.19	Rutilo 0.12
Dique and	Yacimiento	0.74	4.78	7.45	63.38	0	0	13.27	3.76	0	2.07	0	1.37	Calc. 3.87

Tabla 5. Elementos traza de la roca encajonante, intrusivos y mena del Yacimiento de Peña Colorada. (Tomado de Zurcher, 1994).

	Roca Encajonante		Int. Rel con la Mineraliz.		Mineralización		Int. Post. Mineralización	
	Toba andesítica	Arenisca	Diorita	Dique diorítico	Promedio de la mena	Apilita	Veta de Jaspe	Dique and.
Ba	900.00	860.00	40.00	70.00	23.00	140.00		140.00
Bi	0.10	0.10	0.10	0.30	1.90	0.20	0.10	0.10
Co	10.20	2.40	8.00	21.10	126.00	0.50	47.00	4.60
Cr	42.10	38.00	3.60	2.90	56.00	0.80	0.00	1.90
Cu	13.70	40.70	20.80	61.30	241.00	71.50	26.80	27.20
Hg	0.10	0.20	0.10	0.30	1.10	0.20	0.20	0.20
Mo	0.40	0.50	3.50	0.90	1.90	2.60	0.90	5.60
Nb	30.00	20.00	20.00	20.00		20.00		30.00
Ni	150.20	39.00	26.90	150.50	64.00	8.30	17.90	98.10
Pb	2.20	3.70	3.10	3.00	1.70	9.10	2.40	17.50
Pb	120.00	160.00	<10	20.00		30.00		20.00
Sn	0.10	0.20	0.00	0.00		0.00	0.00	0.10
Sr	490.00	710.00	300.00	500.00	32.00	60.00		530.00
Ta	11.60	24.20	27.00	24.00		79.70	1.30	37.60
U	0.50	1.20	1.20	0.40		0.60	0.10	1.00
V	74.50	66.00	66.40	175.40	278.00	1.80	18.00	35.30
Y	<10	30.00	30.00	20.00		20.00		20.00
Zn	35.80	198.50	39.90	81.60	109.00	19.40	11.70	204.90
Zr	160.00	170.00	240.00	150.00		100.00		310.00

ANEXO IV

FOTOGRAFIAS

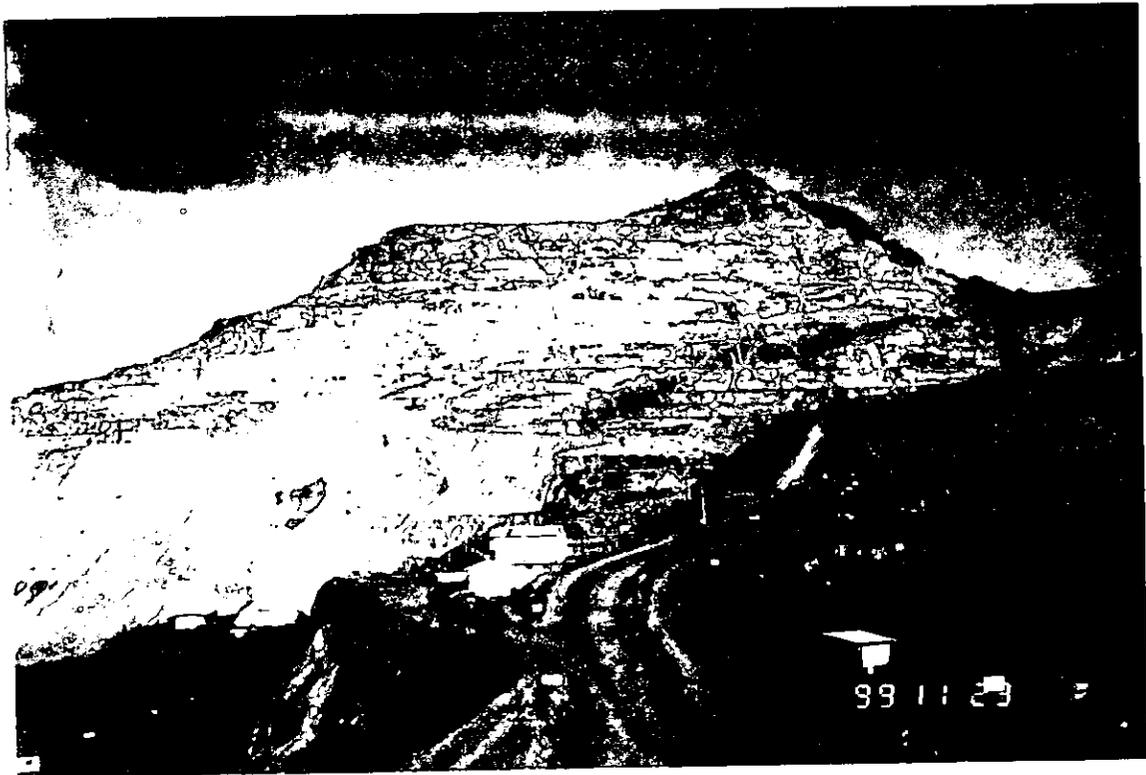


FOTO 1. YACIMIENTO DE PEÑA COLORADA

La franja de color gris oscuro a negro que se observa en el tercio inferior del yacimiento corresponde al cuerpo principal de hierro macizo. La parte superior de color café rojizo corresponde a la unidad de Conglomerado.

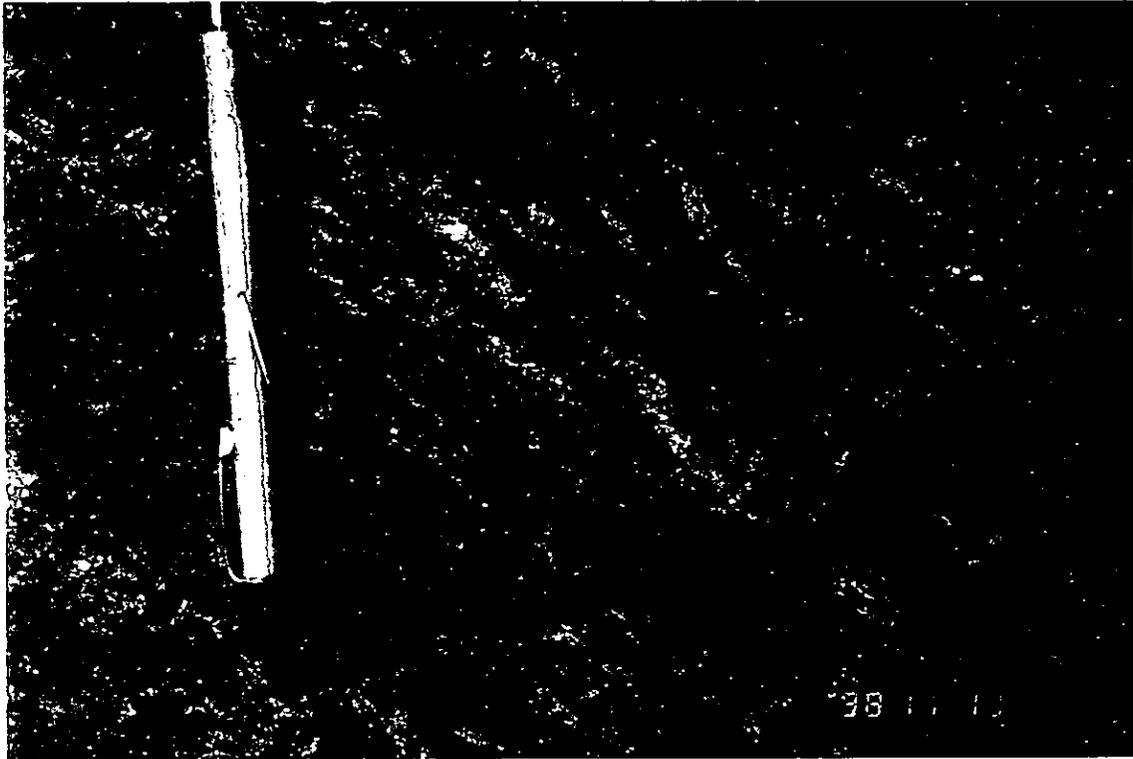


FOTO 2. PEÑA COLORADA, AREA DEL CHINFORINAZO CENTRO

Detalle que muestra la parte central del cuerpo principal de hierro macizo (al que en la mina le denominan "Masivo"). El color negro corresponde a la magnetita la cual contiene abundante pirita en forma de vetillas y en forma diseminada.



FOTO 3. PEÑA COLORADA AREA DE LA PRIMOROSA

En color negro al centro, se observa como se acuña el cuerpo principal de hierro macizo. los contactos con las tobas y brechas andesíticas que lo encajonan son nítidos.

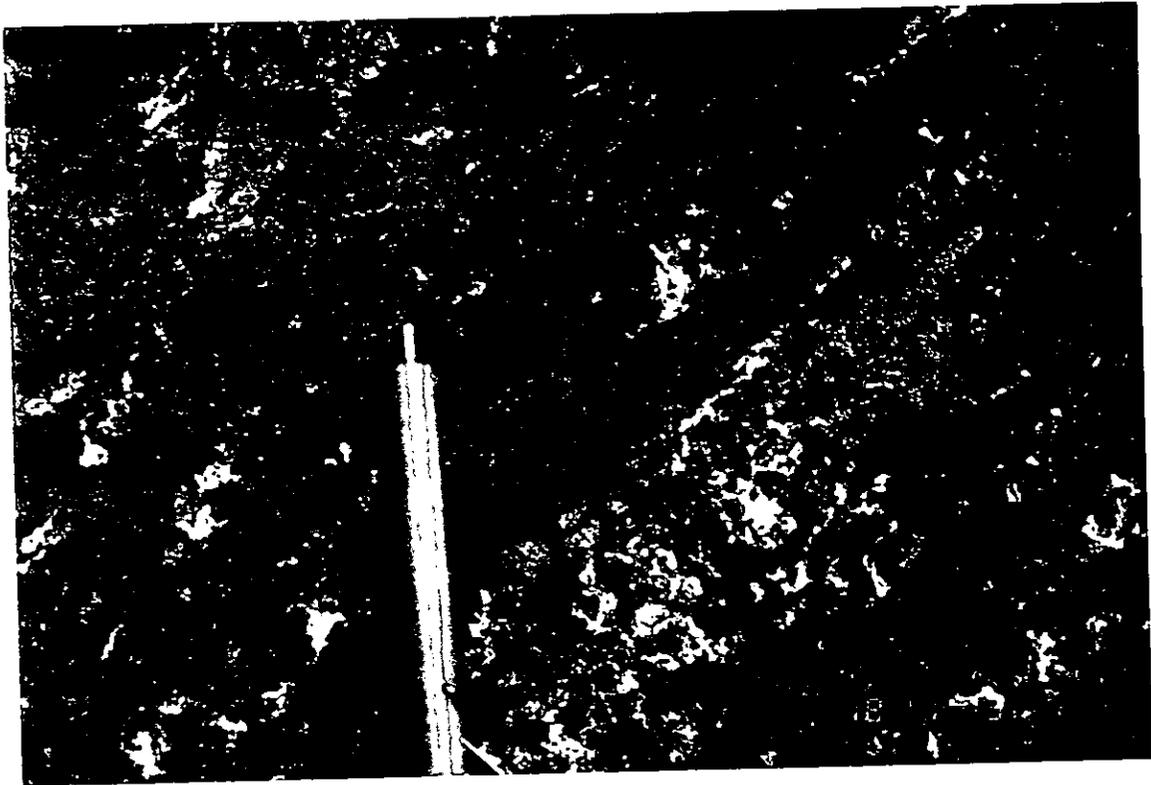


FOTO 4. PEÑA COLORADA, AREA DEL CHINFORINAZO CENTRO

Detalle que muestra la parte superior del cuerpo principal de hierro macizo. el color negro corresponde a magnetita que contiene abundantes vesículas que han sido rellenadas en forma parcial por pirita y calcita.



FOTO 5. PEÑA COLORADA, AREA DEL CHINFORINAZO CENTRO

Detalle de las oquedades en el mineral de hierro macizo. En las paredes de las oquedades han crecido cristales octaédricos de magnetita. El color blanco corresponde a la calcita.



FOTO 6. PEÑA COLORADA, AREA DE CHINFORINAZO SUR CENTRO

Cuerpos laterales de mena de hierro cuyas características sugieren contactos intrusivos, con lo que cada cuerpo se interpreta como un apófisis de un intrusivo de mena de hierro.



FOTO 7. PEÑA COLORADA, AREA DEL CHINFORINAZO SUR-CENTRO

Cuerpos de mena de hierro, paralelos entre si y con una disposición sub-horizontal. Estos cuerpos estan discordantes en relación a la estratificación de las calizas y los contactos mena-caliza son bien definidos y nítidos. Un dique de composición andesítica corta a toda la sección.



FOTO 8. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Cuerpo subvertical de brecha constituida por fragmentos angulosos de tamaños variables en una matriz de magnetita.

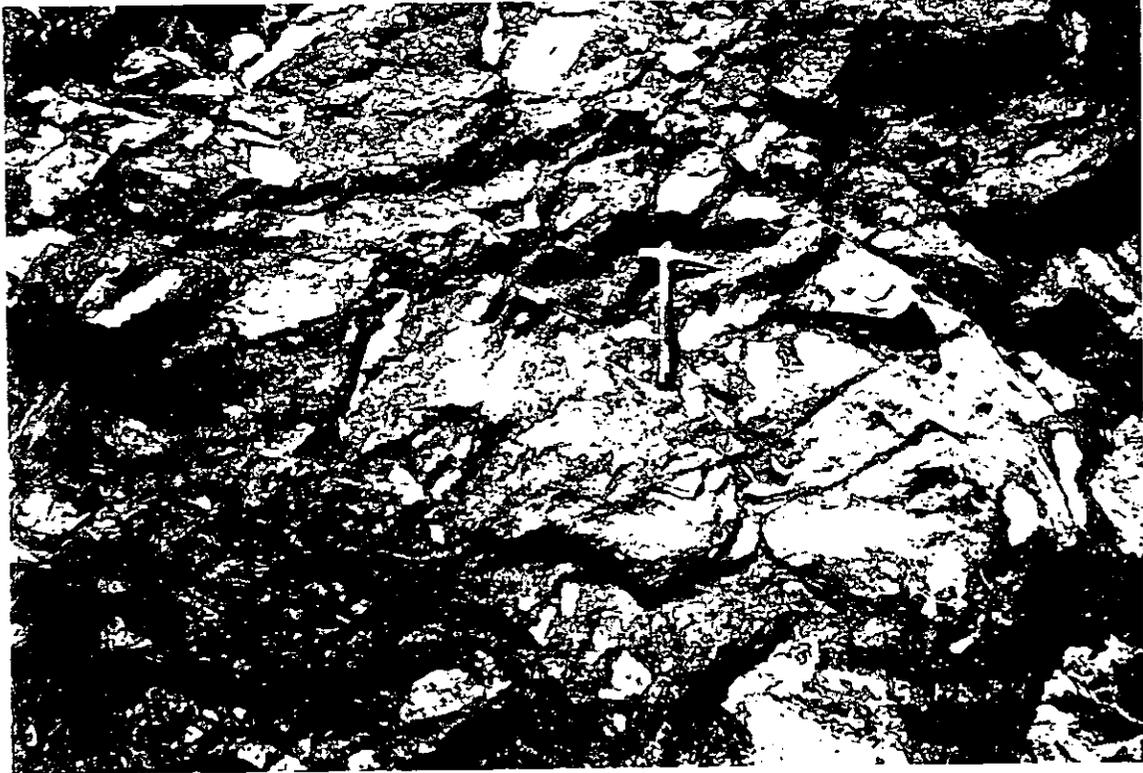


FOTO 9. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Brecha de fragmentos muy angulosos de andesita dentro de una matriz de magnetita de textura gruesa.



FOTO 10. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Detalle de la brecha de fragmentos muy angulosos de andesita dentro de una matriz de magnetita de textura gruesa.



FOTO 10. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Detalle de la brecha de fragmentos muy angulosos de andesita dentro de una matriz de magnetita de textura gruesa.

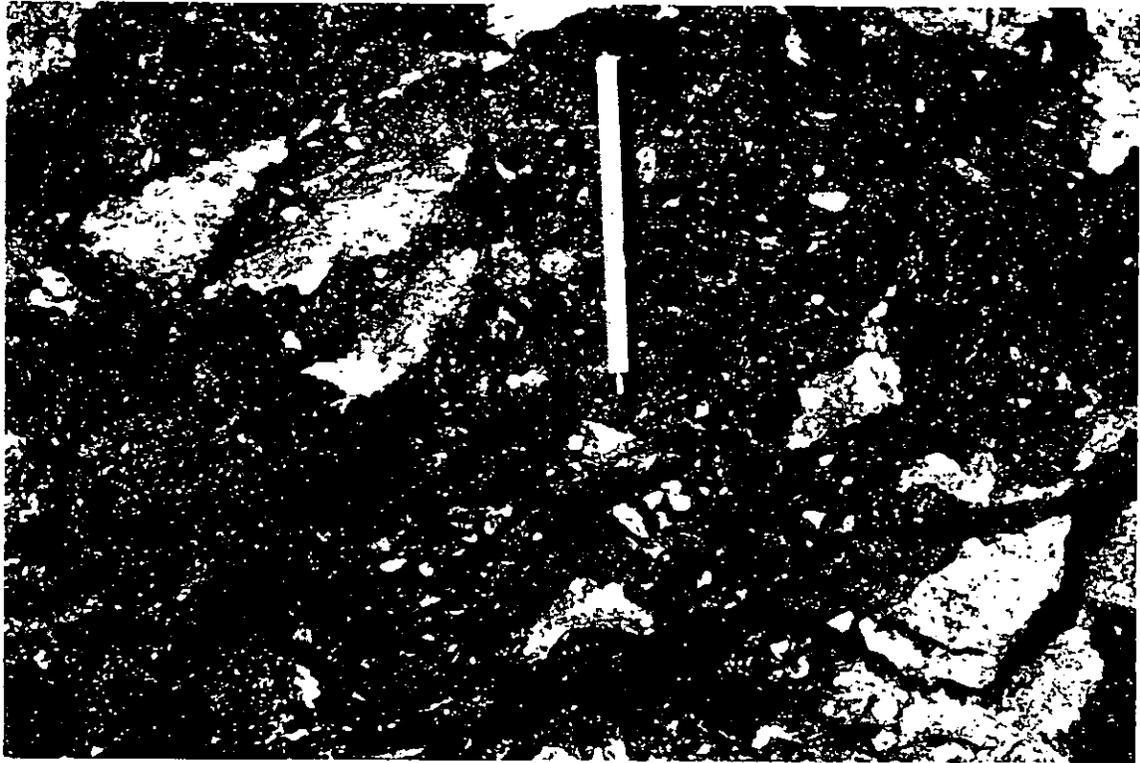


FOTO 11. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Brecha de fragmentos angulosos de andesita dentro de una matriz de magnetita de textura gruesa, y escasa pirita. Los fragmentos no presentan halos de reacción.



FOTO 12. PEÑA COLORADA, AREA DE CHINFORINAZO SUR

Brecha de fragmentos subangulosos de andesita y adcumulado de feldespato potásico dentro de una matriz de magnetita con pirita escasa. Los fragmentos presentan un ligero halo de reacción, y pueden estar cortados por vetillas de magnetita.



FOTO 13. PEÑA COLORADA, AREA DE LA CHULA

Cristales centimétricos de apatita intercrecidos con cristales de actinolita?
dentro de mena de magnetita.



FOTO 14. PEÑA COLORADA, CUERPO INFERIOR BANDEADO

Alternancia de capas delgadas de magnetita (color negro), tobas de silicatos (color verde) y feldespato (color blanco).

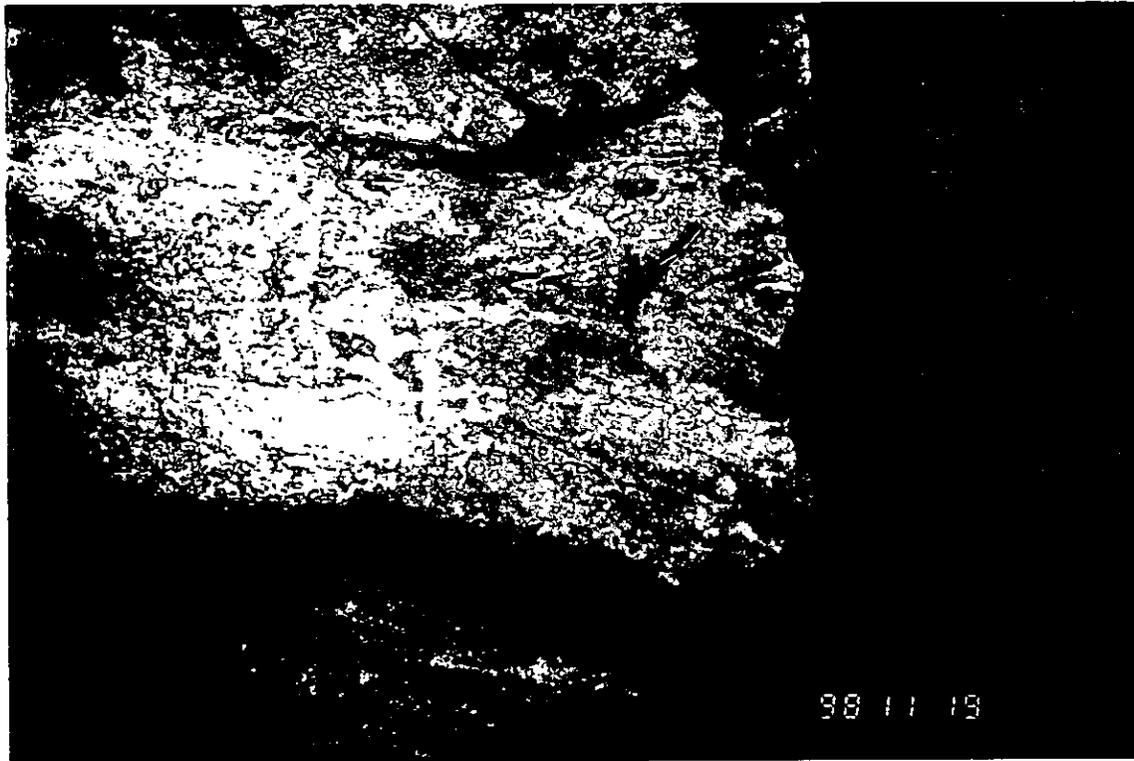


FOTO 15. PEÑA COLORADA, CUERPO INFERIOR BANDEADO

Estratificación cruzada en capas laminares de magnetita (color gris oscuro), y tobas de color claro.



FOTO 16. PEÑA COLORADA, CUERPO INFERIOR BANDEADO

Parte superior de un estrato en el que se aprecian estructuras de calcos de presión desarrollados en la unidad de capas de magnetita y tobas.

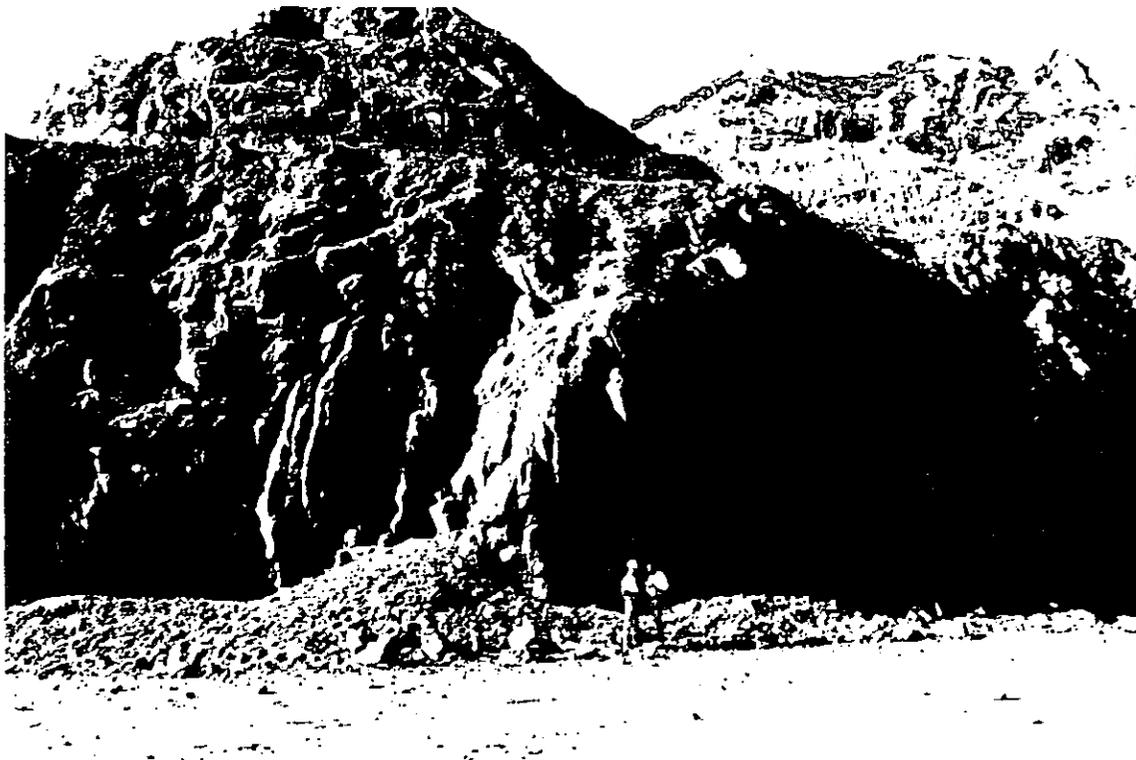


FOTO 17. PEÑA COLORADA, AREA DEL CHINFORINAZO SUR, NIV. 940

Colada de andesita que presenta fracturamiento vertical (disyunción columnar). Esta andesita constituye el contacto inferior del cuerpo principal de mena de hierro.

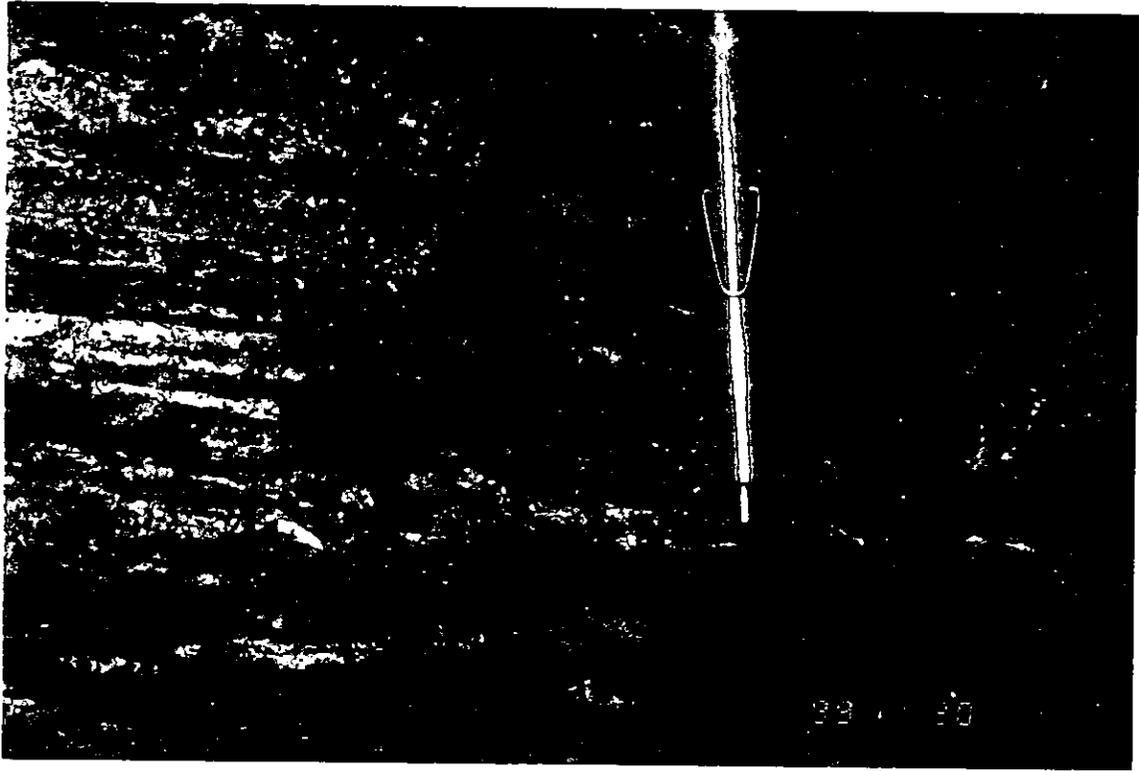


FOTO 18. YACIMIENTO DE CERRO NAHUATL

Alternancia de capas muy delgadas de cenizas de magnetita (color negro), tobas constituídas por piroxenos (color verdoso) y de cuarzo y feldespato (color blanco).

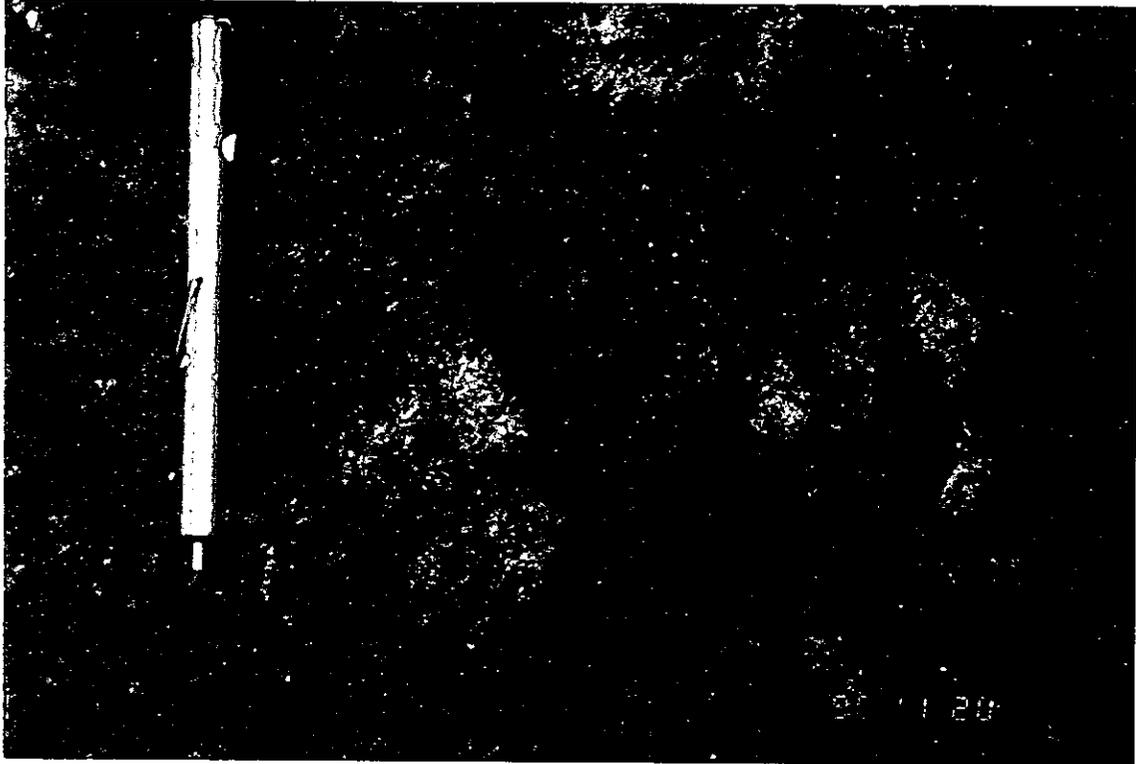


FOTO 19. YACIMIENTO DE CERRO NAHUATL

Detalle de la magnetita de un horizonte muy vesicular, se observa también en forma diseminada cristales euhedrales de pirita de color dorado.



FOTO 20. YACIMIENTO DE AQUILA, MICHOACAN

Al centro en color rojizo se observa el cuerpo de mineral de hierro oxidado, en contacto a la izquierda con calizas cretácicas y a la derecha con un cuerpo intrusivo félsico.

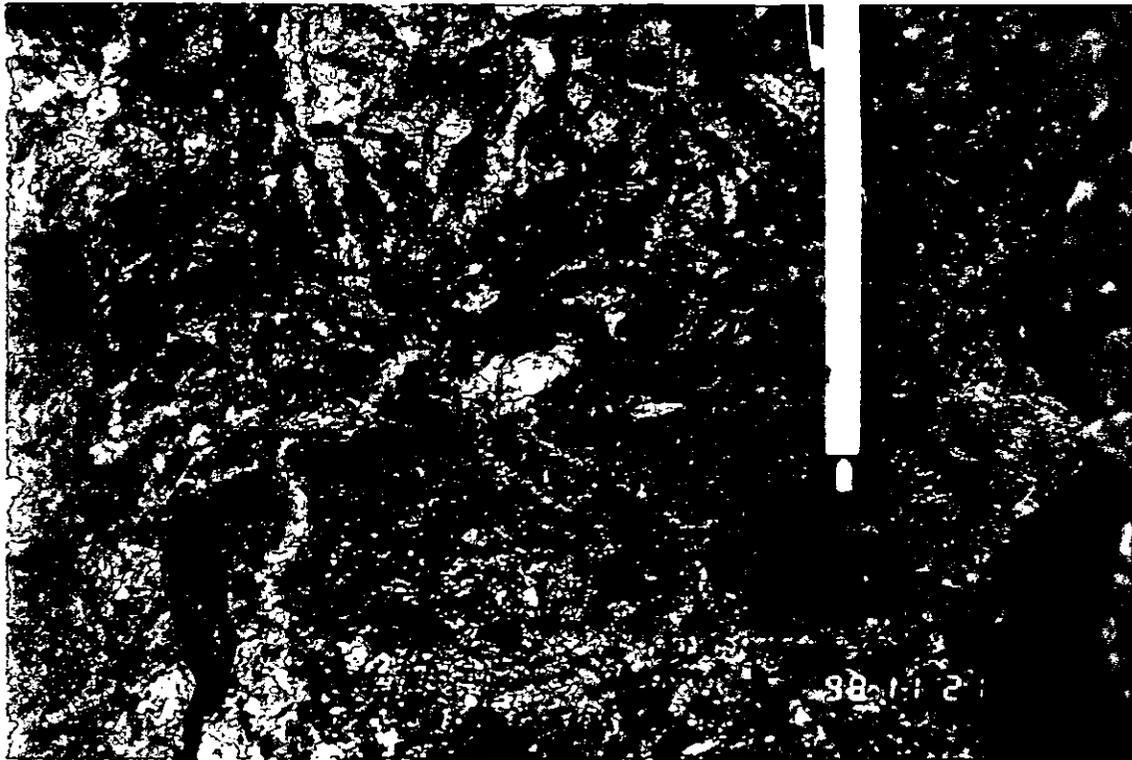


FOTO 21. YACIMIENTO DE AQUILA, MICHOACAN

Se observan texturas de flujo de lava: estructuras de bloque y de lavas cordadas y mena escoriacea, todo en magnetita.

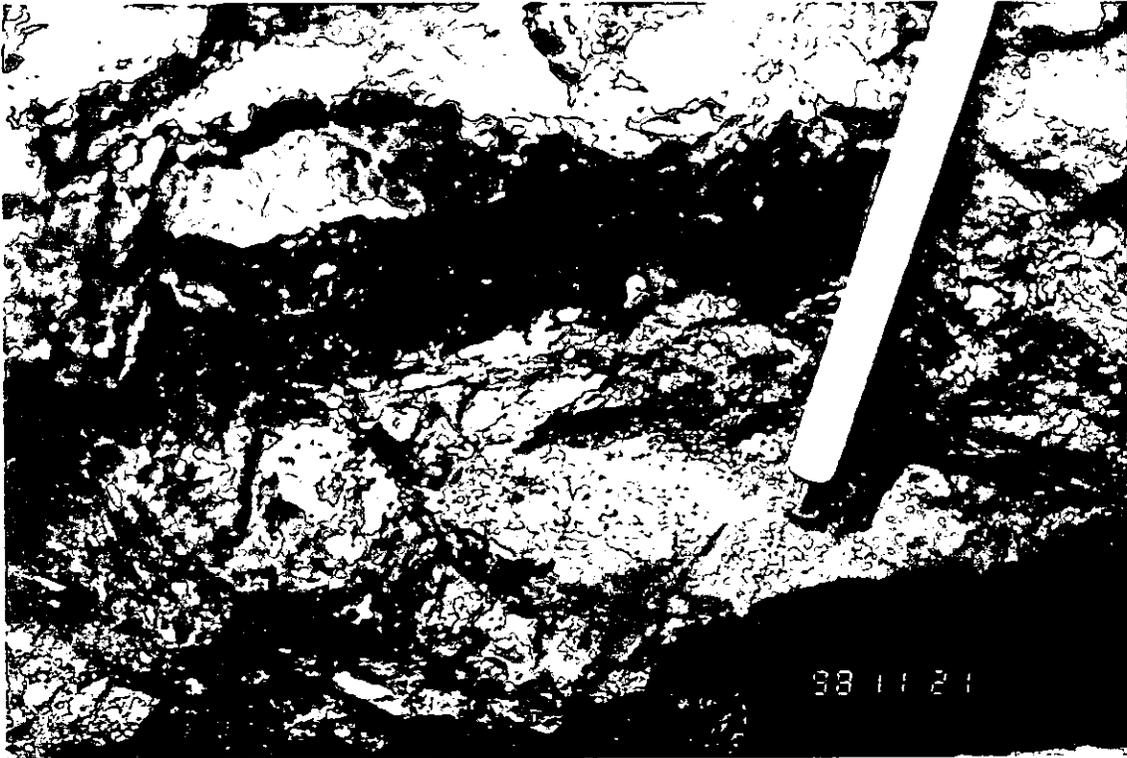


FOTO 22. YACIMIENTO DE AQUILA, MICHOACAN

Se observan estructuras de bloque y tubos de escape de gas en el mineral de hierro.

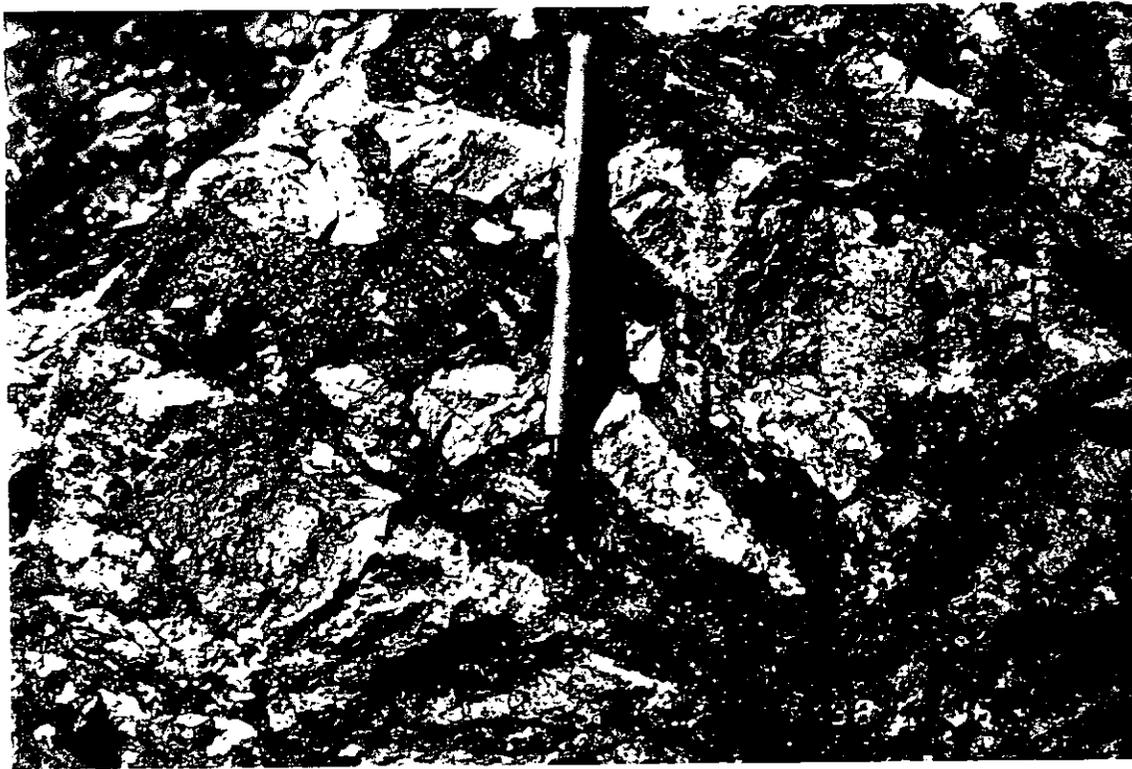


FOTO 23. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PARTE CENTRAL

Brechas de fragmentos muy angulosos de riolita dentro de una matriz de magnetita. Los fragmentos no presentan halo de reacción, y esto puede ser debido a que los magmas de mena de hierro fueron también ácidos y no hacen reacción aún siendo estos de alta temperatura entre 900° y 1200° C. Este magma rico en hierro también lo fue en volátiles como fósforo y/o flúor haciendo de esta manera posible su ascenso. De estos magmas se separaron las fracciones volátiles dejando a los hierros con textura masiva en la parte inferior y las texturas dendríticas de magnetita hacia la parte superior.

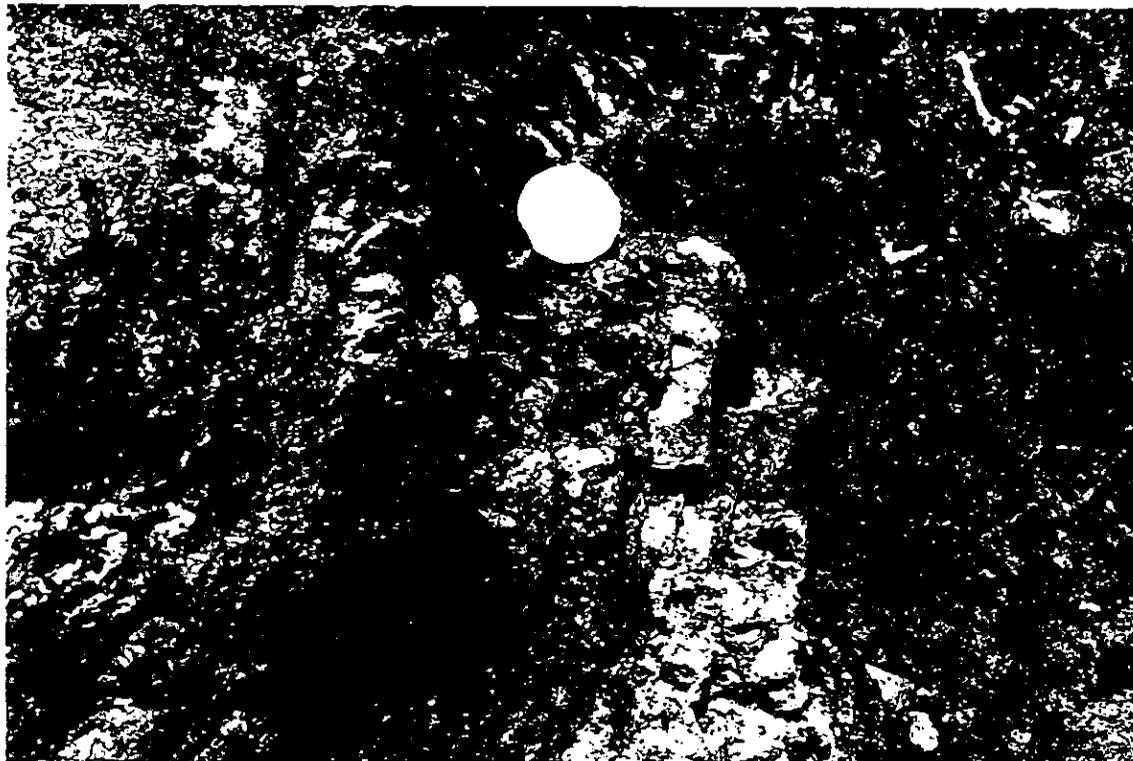


FOTO 24. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PARTE CENTRAL

Cristales de piroxenos alterados de color verde claro en una matriz de magnetita dispuestos alrededor de un núcleo de posible riolita alterada. La presencia de estos piroxenos, cuya temperatura de cristalización es de unos 900°C, indica que el proceso de formación de la mena fue magmático, puesto que un proceso hidrotermal, que sería otra alternativa para formar depósitos de hierro, sólo alcanza temperaturas de 150° a 300°C.

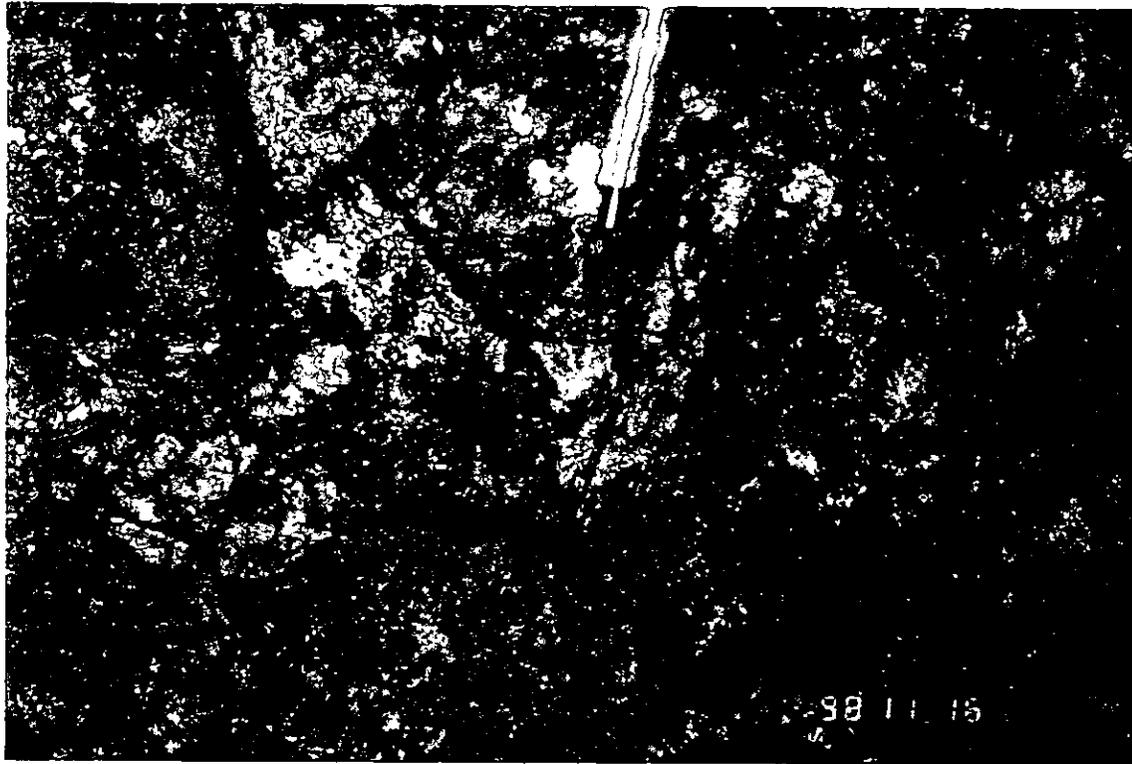


FOTO 25. CERRO DE MERCADO DURANGO. PARTE EXTERIOR

Aquí se observa que los fragmentos de riolita son subangulosos y presentan mayor alteración distinguiéndose ligeramente un halo de alteración. Por otra parte los clastos de riolita suelen estar cortados por vetas de cuarzo o magnetita y la matriz de la brecha es magnetita la cual no contiene cristales de piroxeno aunque si existen cristales de apatita. Estas características son indicativas de una brecha hidrotermal y no magmática.

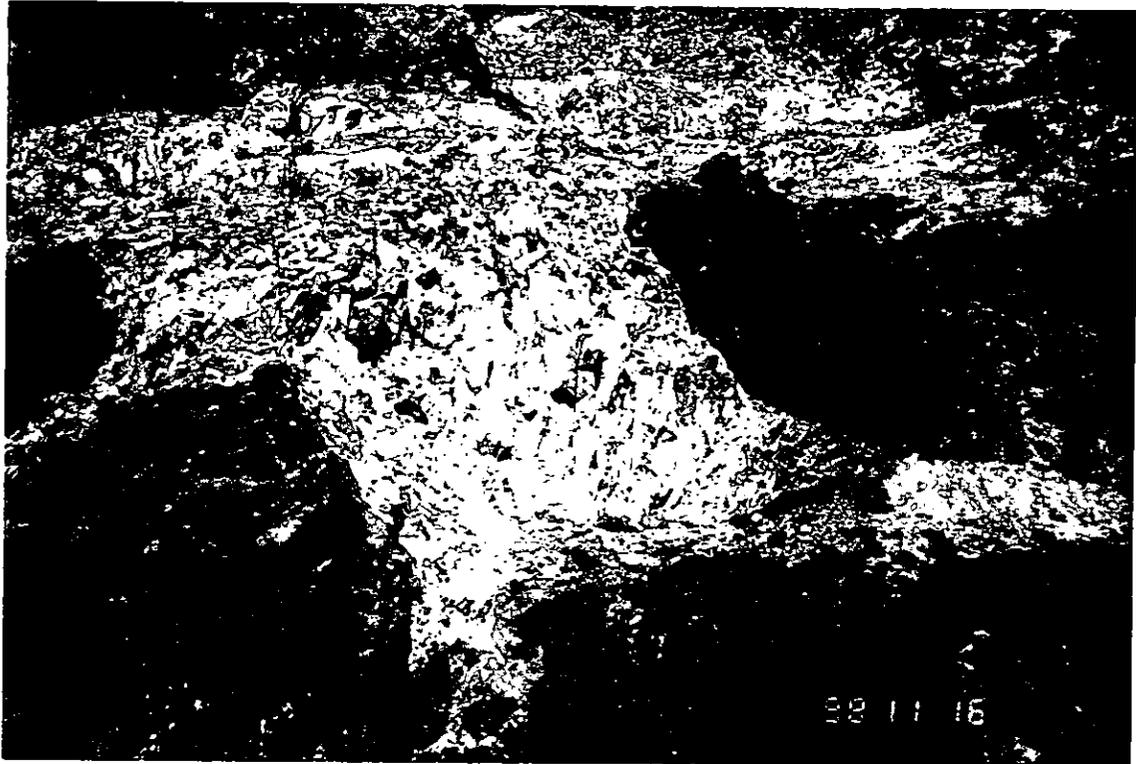


FOTO 26. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PARTE SUPERIOR

La parte inferior de color gris oscuro corresponde a una colada de magnetita, la cual esta cubierta por otra de riolita (color claro) que ocupó una depresión dejada por la magnetita; se puede apreciar un fracturamiento columnar en la riolita como consecuencia de su enfriamiento. Probablemente y proveniente del lado derecho vino otra colada de hierro que cubrió en parte a la riolita.

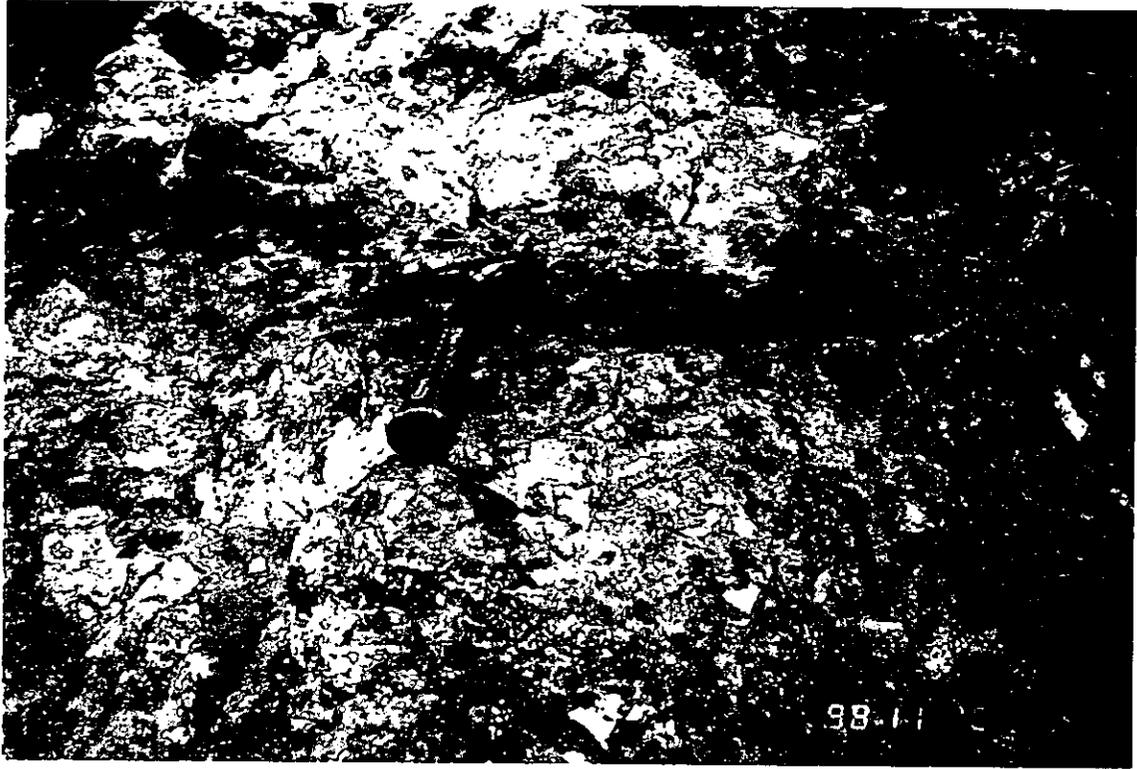


FOTO 27. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PERIFERIA DEL YACIMIENTO

Magnetita pulvurulenta de color negro que corresponde a depósitos de ceniza de magnetita acumulados por un proceso volcánico.

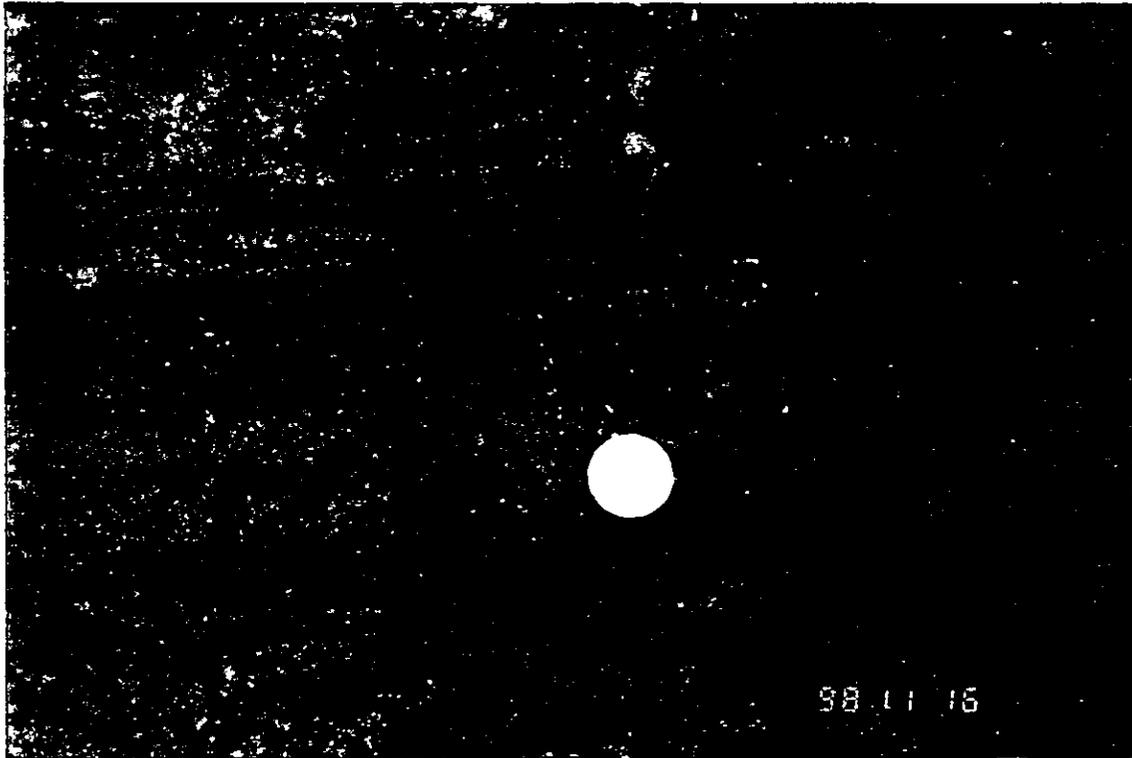


FOTO 28. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PORCIÓN EXTERIOR

Capas finamente estratificadas y poco consolidadas de tobas y hematita las que presentan estratificación cruzada.



FOTO 29. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PORCION SUPERIOR

Resaltando en el centro de la foto se observa un horizonte de sílice (de color blanco), intercalado con horizontes de hematita (color gris oscuro), todo dentro de una toba riolítica (color marrón).

Este nivel se interpreta como "geiserita" en donde, al momento de su formación, estaban cayendo cenizas de magnetita y de toba riolítica.



FOTO 30. CERRO DE MERCADO, DURANGO. PARTE SUPERIOR

Horizonte lenticular de "geiserita", en este caso rico en hierro, que se depositó como un gel intercalado con las tobas riolíticas.

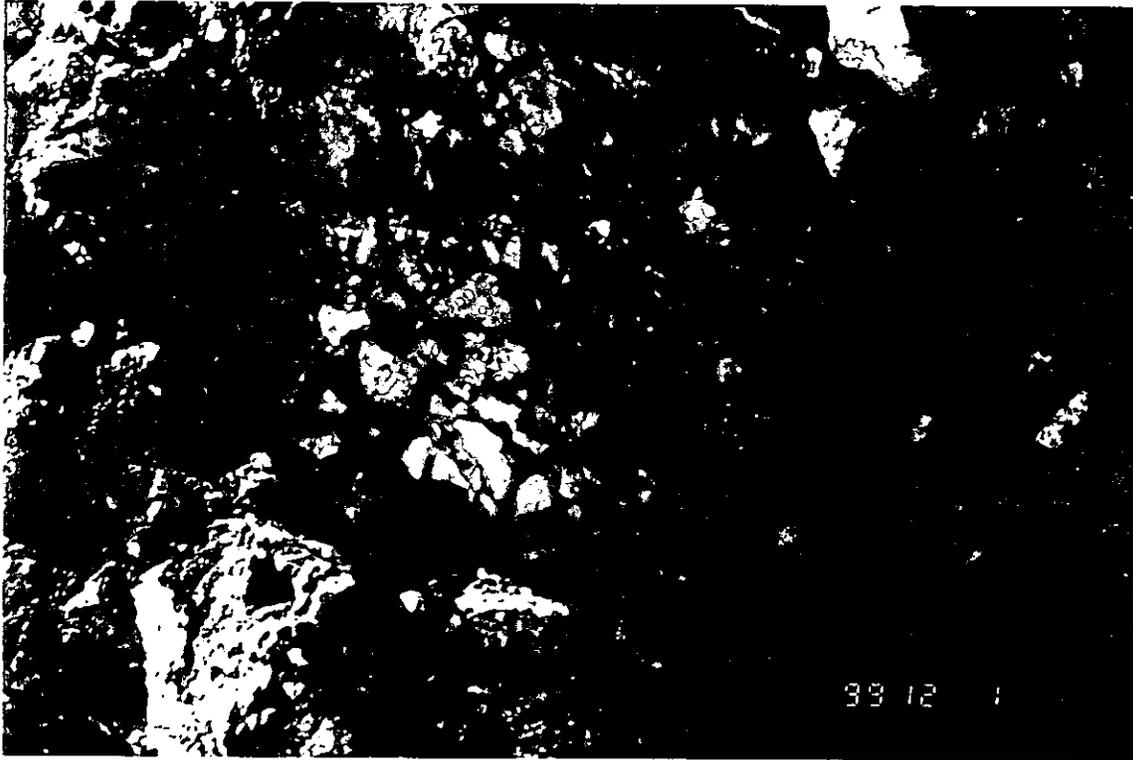


FOTO 31. LA PERLA CHIHUAHUA, TAJO PRINCIPAL PARED ORIENTAL

Brecha compuesta por fragmentos subangulosos de tamaño muy eterogeneo de traquiandesita porfídica y fragmentos más pequeños de magnetita, todos ellos cementados por una mezcla de magnetita-hematita.

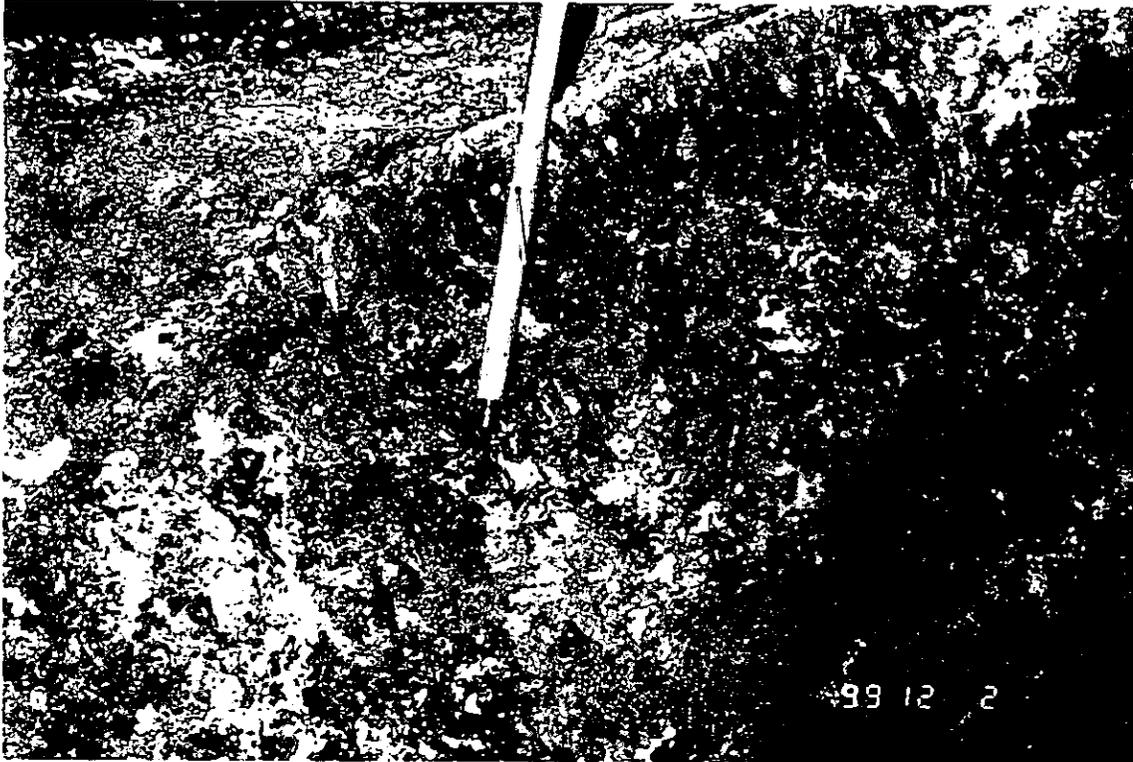


FOTO 34. YACIMIENTO DE HERCULES COAHUILA. TAJO PROMETEO

Cristales tabulares de magnetita intercrecidos con cristales de piroxeno.

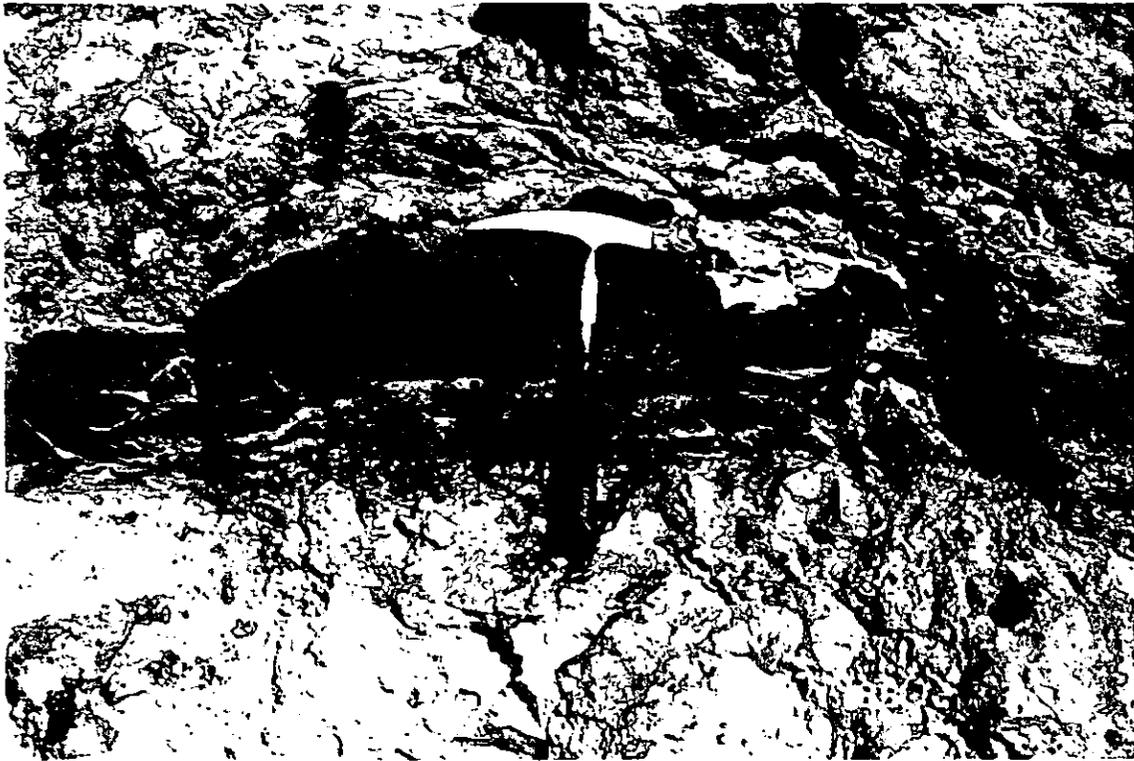


FOTO 36. YACIMIENTO DE HERCULES, TAJO TESEO

Horizonte de sílice (jaspe), intercalado dentro de una secuencia detrítica que también incluye travertino y capas muy finas de cristales de magnetita, que probablemente corresponda a un depósito de cenizas.