



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍAS

Centro de Investigaciones de Ciencias de la Tierra y Materiales

Caracterización Mineralógica y Geoquímica del Yacimiento Manganesífero del Tajo Naopa, Distrito Minero Molango, Hidalgo (México).

TESIS

que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo Ambiental

Presenta:

Jessica Yusseyvi Santander de la Rosa

Asesores:

Dr. Kinardo Flores Castro

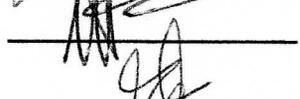
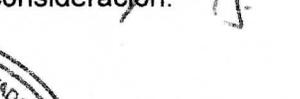
M. en C. Claudia Deyanira Pérez Ángeles



M. en C. Julio César Leines Medécigo
 Director de Administración Escolar de la
 Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
 Presente

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental: **Jessica Yusseyvi Santander de la Rosa**, quien presenta el trabajo de **“Caracterización Mineralógica y Geoquímica del Yacimiento Manganesífero del Tajo Naopa, Distrito Minero Molango, Hidalgo (México)”**. después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

- PRESIDENTE: Dr. José Luis Cadena Zamudio 
- PRIMER VOCAL: Dr. Kinardo Flores Castro 
- SEGUNDO VOCAL: Dr. Julián Núñez Benítez 
- TERCER VOCAL: Dr. Marius Ramírez Cardona 
- SECRETARIO: M. en I. Patricia Candelaria Montiel García 
- PRIMER SUPLENTE: Dr. Eduardo Cerecedo Sáenz 
- SEGUNDO SUPLENTE: Ing. José Alfredo Meneses Lugo 

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente
 “Amor, Orden y Progreso”
 Mineral de la Reforma, Hgo., a 08 de Febrero de 2016

Dr. Orlando Avila Pozos
 Director



Ciudad del Conocimiento
 Carretera Pachuca - Tulancingo km. 4.5
 Colonia Carboneras
 Mineral de la Reforma, Hidalgo, México, C.P. 42184
 Tel. +52 771 7172000 exts 2231, Fax 2109
 direccion_icbi@uaeh.edu.mx





Laboratorio de Geoquímica

Trabajo publicado durante la elaboración de esta tesis:

Santander-de la Rosa, J. Y., Flores-Castro, K., Pérez-Ángeles. C. D., Ramírez-Cardona, M., Esquivel-Macías, C., 2015. **Estudio geoquímico - mineralógico del yacimiento manganesífero del tajo Naopa**. Actas INAGEQ. V.21, no. 1. P.54-59.

La presente tesis de investigación fue en gran parte financiada por:

Compañía Minera Autlan, Unidad Naopa, Departamento de Control de Calidad.

CERTIFICADO DE ASESORES DE TESIS

Certificamos que la tesis intitulada “Caracterización Mineralógica y Geoquímica del Yacimiento Manganesífero del Tajo Naopa, Distrito Minero Molango, Hidalgo (México)”, presentada por el C. Jessica Yusseyvi Santander de la Rosa, y ha sido realizada por ella durante el periodo Marzo del 2015 a Febrero del 2016, bajo nuestra dirección, además informamos que este trabajo es original y no forma parte de otra tesis o trabajo previo.

Dr. Kinardo Flores Castro

Profesor – Investigador Titular C

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

Laboratorio de Geoquímica

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

M. en C. Claudia Deyanira Pérez Ángeles

Departamento de Control de Calidad

Compañía Minera Autlan, Unidad Naopa

DEDICATORIA

A ti José Juan

A ti que has sido el impulso durante toda mi carrera, por tu paciencia y comprensión, por siempre sacarme adelante brindándome las palabras correctas y dándome tu apoyo incondicional, por siempre estar a mi lado y creer en mí, por todo tu amor, simplemente gracias por equilibrar mi vida.

A ti mami

Por haberme apoyado en todo momento porque siempre que te necesite estuviste ahí, porque siempre buscaste la manera de darme todo lo que necesitaba, por tus consejos y tus valores, por la motivación constante que me ha permitido culminar con esta etapa, pero más que nada por tu amor.

A ti papi

Por ser el pilar fundamental en todo lo que soy, en toda mi educación, tanto académica como de la vida, por tu incondicional apoyo, por tus consejos y charlas porque con cada regaño o palabra fuerte sembraste en mí el valor para salir adelante afrontando cada uno de los obstáculos que se me presentaron, y sin más papá gracias por siempre estar conmigo brindándome tu amor y protección.

A ti hermana

A mi mana Wendy por ser el ejemplo de una hermana mayor y de la cual aprendí mucho.

A mi tía Carmen

A ti Calmen por todo tu apoyo brindado cuando más lo necesito, por tu carisma y esas risas (con Wendy Mariana e Indira) que siempre me sacaron del estrés, gracias por tu cariño.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, por abrirme las puertas de su seno científico para estudiar mi carrera, así como también a los diferentes docentes que brindaron sus conocimientos, apoyo, orientación y experiencia en el día a día.

Agradezco sinceramente a mi asesor de Tesis el Dr. Kinardo Flores Castro, por su esfuerzo y dedicación y por todos sus conocimientos, persistencia y paciencia que han sido fundamentales para mi formación. “Dr. Muchas gracias por todo su apoyo y amistad”.

De manera especial agradezco a mi asesora la M. en C. Claudia Deyanira Pérez Ángeles, quien me ha brindado su confianza y apoyo incondicional, así como también por sus consejos no solo como asesora si no como amiga. “Muchas gracias Clau”.

Al Dr. Marius Ramírez Cardona, y a la M en I. Patricia Candelaria Montiel García gracias por su apoyo brindando en la realización de esta tesis.

Al Dr. Julián Núñez Benítez, muchas gracias por su gran asesoramiento en la realización de mis modelos, por su paciencia y perseverancia.

Al Dr. Carlos Esquivel Macías gracias por su tiempo.

Al ingeniero Alfredo Meneses, por todo su apoyo y disponibilidad para ayudarme.

A los sinodales, por sus valorables sugerencias a la versión original del manuscrito, que contribuyeron al mejoramiento y ordenamiento del presente trabajo.

Agradezco a Compañía Minera Autlan, por la oportunidad de ingresar primero como practicante y después en mi estancia profesional, por todo el apoyo y facilidades otorgados para la realización de esta investigación.

Mi agradecimiento va también para el Gerente de Mina de la Unidad Naopa el Ing. Lino Pérez, por su apoyo primeramente para realizar mi servicio social en la Compañía Minera Autlan, y después por la confianza y apoyo en la realización de esta tesis.

Además, quiero agradecer especialmente al geólogo del Tajo Naopa, el Ing. Carlos Carrillo Castillo, por su gran apoyo durante mi estancia en CMA, gracias por todos sus conocimientos y consejos brindandos en la etapa de campo, sin su ayuda la realización de la presente investigación hubiese sido muy difícil. “Carlos gracias por todas tus enseñanzas y amistad”.

Al Ing. Ian Cervantes Gonzales por su gran apoyo, enseñanzas, consejos y amistad. “Ian muchas gracias por todo”.

Al ingeniero Omar Abundes Blancarte por brindarme su apoyo, paciencia y disponibilidad para ayudarme, además gracias por su amistad.

Al Ing. Roberto Morales por todo su apoyo durante mi estancia en el tajo. “Robert muchas gracias por todo amigo”.

A don Aureliano muchas gracias por todo.

Al ingeniero Diego Rolon por apoyarme con los equipos necesarios para la realización de la etapa de campo.

Un agradecimiento muy especial para los auxiliares de geología, Antonio y Chabelo, por sus conocimientos y todo su apoyo brindando en todo momento.

Ing. David Castillo muchas gracias por tu apoyo en la realización de mi plano geológico, y a los encargados del departamento de preparación de muestras, gracias por su apoyo incondicional Ramiro.

Agradezco a todos y cada uno de los que participaron directa o indirectamente en la realización de esta Tesis, Ing. Carlos Larios, Ing. Ángel Hernández, Ing. Silvestre Hernández, a los señores Edelmiro y Procoro,

A los ingenieros Magaly Olvera y Adrián Valencia por sus consejos y amistad, “Muchas gracias por todo”.

A mis amigos y compañeros, gracias por su apoyo y buenos momentos durante la carrera, Allan, Mayra, Mario, Carmen, Violeta, Carlos, Diego y Erick.

RESUMEN

La presente investigación se basa en la interpretación de los resultados geológico-cartográficos, descripciones mineralógicas y análisis geoquímicos del yacimiento manganesífero del Tajo Naopa, que se localiza próximo a la comunidad de la cual se toma el nombre y que pertenece al municipio de Molango de Escamilla (NE del estado de Hidalgo, México).

La mineralogía de mena se presenta principalmente en forma carbonatada asociada a sistemas de fracturas y fallas a las cuales rellena parcial y totalmente. Las especies minerales están representadas por: Manganocalcita (8 a 15% Mn) y Rodocrosita (24 a 28% Mn), y en menor proporción Pirolusita como fase oxidada (>50% Mn) incluida en la porosidad primaria de las rocas calizas pertenecientes a la Formación Chipoco (Jurásico Superior). Otras especies minerales coexistentes, pero minoritarias son: Calcita, Rodonita, Cuarzo y Pirita.

Este trabajo constó de varias etapas, la primera de reconocimiento y cartografía geológica donde se identificaron las principales litologías y se estableció su relación estratigráfica y estructural. Posteriormente y con base en los resultados de los trabajos de exploración y explotación previos, se decidió la toma de nueve muestras representativas que reflejaran la variación en la concentración de manganeso. Cada muestra colectada fue de 50 kg que correspondieron a afloramientos de la base de la Formación Chipoco (JSCh) en las zonas “300” y “980” dentro del tajo y en las inmediaciones la zona “500” y el sitio denominado “La Cueva”. La mayor parte de cada muestra se destinó al análisis geoquímico de elementos mayores y menores, dejando un testigo para los estudios petrográficos y de caracterización mineralógica.

Finalmente se detalló la cartografía geológica existente en el área del tajo y sus alrededores a escala 1:3000, se identificaron las fases mineralógicas presentes y con base en los modelos geoquímicos de iso-concentración elemental, se definieron las zonas de mayor concentración de importancia para la Compañía Minera Autlan; entre ellos el Mn, Fe, SiO₂, Al₂O₃, Mg y CaO.

ABSTRACT

This research is based in the interpretation of observations from field surveys and the consequent geological cartography, as well as in mineralogical descriptions and geochemical analysis of Tajo Naopa Mn ore deposit. This latter site takes the name from the closed Community that is a part of the Municipality of Molango de Escamilla (NE Hidalgo State, Mexico).

The Mn ore minerals in this area are mainly carbonates that partly or totally fill fractures and faults. The mineral species are represented by those from the Mn-carbonate series –Manganocalcite (8 to 15% Mn) and Rodochrosite (24 to 28% Mn)– and, as the relevant minor phase, the Mn-oxide Pirolusite (>50% Mn) related with the primary porosity of limestone of the Chipoco Formation (Upper Jurassic, JSCh). Other secondary minerals have also been identified: Calcite, Rodonite, Quartz and Pyrite.

This work concerned several stages differentiated as follows: firstly, the reconnaissance of the terrain in order to identify the main lithologies and to establish the subsequent stratigraphic and structural relations; then, sampling of representative and massive (i.e. 50 kg) Mn-bearing samples (n=9) from Chipoco Formation outcrops inside the Tajo mine ("300" and "980" zones), and from near the well-known site "La Cueva" ("500" zone); afterwards, the corresponding geochemical, petrographic and mineralogical studies were applied to the whole of the samples. In the final stage, the detailed cartography at 1:3000 serves as cartographic base to build elemental iso-concentration geochemical models and determine the points of maximum concentration of Mn, Fe, SiO₂, Al₂O₃, Mg, and CaO. This latter information is expected to be relevant to the Autlan Company that, presently, is exploiting this ore deposit.

ÍNDICE

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN	1
1.2 OBJETIVOS	3
1.2.1 GENERAL	3
1.2.2 ESPECÍFICOS	3
1.3 JUSTIFICACIÓN	4

CAPÍTULO II

2. ANTECEDENTES	
2.1 LA MINERÍA EN MÉXICO	5
2.2 HISTORIA DEL DISTRITO MINERO MOLANGO	6
2.3 LOCALIZACIÓN DEL DISTRITO MINERO MOLANGO	8
2.4 ESTUDIOS PREVIOS	11

CAPÍTULO III

3. MARCO TEÓRICO	
3.1 YACIMIENTOS MINERALES	14
3.1.1 Clasificación de los Yacimientos	16
3.2 ROCAS SEDIMENTARIAS	18
3.2.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias	18
3.2.1.1 Clasificación de las Rocas Carbonatada	19
3.3 MINERALOGÍA	21
3.3.1 Clasificación	21
3.3.2 Minerales De Manganeseo	23
3.4 GENERALIDADES DEL MANGANESO (Mn)	24
3.4.1 Historia del Manganeseo	24

3.4.2	Propiedades	24
3.4.3	Abundancia	25
3.4.4	Usos del Manganeso	26
3.5	CARACTERÍSTICAS PARA PODER CLASIFICAR LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO	26
3.6	CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO	27
3.6.1	Depósitos vulcano-sedimentarios o tipo SEDEX	28
3.7	GEOQUÍMICA	29
3.7.1	Los Elementos Mayores	30
3.7.2	Elementos Menores	31
3.8	TÉCNICAS ANALÍTICAS PARA CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA	31
3.8.1	Difracción de Rayos X (DRX)	31
3.8.2	Fluorescencia de rayos X (XRF)	32
3.8.3	Espectroscopia de Plasma ICP-OES	33

CAPÍTULO IV

4.	MARCO GEOLÓGICO	
4.1	GEOLOGÍA REGIONAL	35
4.1.1	PRECÁMBRICO	
4.1.1.1	GNEIS HUIZNOPALA	35
4.1.2	PÉRMICO	
4.1.2.1	Formación Tuzancoa	36
4.1.3	JURÁSICO INFERIOR	
4.1.3.1	Formación Huayacocotla (Jih)	37
4.1.4	JURÁSICO MEDIO	
4.1.4.1	Formación Cahuasas (Jmc)	38
4.1.4.2	Formación Tepexic (Jmt)	40
4.1.5	JURÁSICO SUPERIOR	
4.1.5.1	Formación Santiago (Jss)	41

5.1.5.2 Formación Chipoco (Jsch)	42
5.1.5.3 Formación Pimienta (JsCp)	44
4.1.6 CRETACICO TEMPRANO	
4.1.6.1 Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior	45
4.1.7 CRETACICO TARDÍO	
4.1.7.1 Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez	46
4.1.8 Terciario	
4.1.8.1 Formación Tlanchinol	47
4.1.8.2 Formación Atotonilco El Grande	47
4.1.9 CUATERNARIO	
4.1.9.1 Aluvión (Qa)	48
4.2 GEOLOGÍA LOCAL	51

CAPÍTULO V

5. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

5.1 Localización Del Tajo Naopa	53
5.2 Fisiografía	53
5.3 Hidrografía	54
5.4 Clima	54
5.5 EL Mn EN EL YACIMIENTO DEL TAJO NAOPA	56
5.5.1 Origen del Mn en el Yacimiento	56
5.5.2 Asociaciones Mineralógicas	56

CAPÍTULO VI

6. MÉTODOS

6.1 TRABAJO DE CAMPO	58
6.1.1 Levantamiento cartográfico	58
6.1.2 Muestreo	59

6.1.2.1 Preparación de muestras	60
6.2 ANÁLISIS	62
6.2.1 Análisis Petrográfico	62
6.2.2 Análisis Mineralógico	63
6.2.3 Análisis Geoquímico	64

CAPÍTULO VII

7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
7.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA	65
7.2 ANÁLISIS PETROLÓGICO	67
7.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	69
7.3.1 M1 - VTN 2014	69
7.3.2 M2 - VTN 2015	71
7.3.3 M4 - VTN 701	73
7.3.4 M5 - VTN 2039	75
7.3.5 M6 - VTN 2050 (SEMI-ÓXIDO)	77
7.3.6 M7 - VTN 2083	79
7.3.7 F1 - VTN 2037 (FACIES)	81
7.3.8 F2 - VTN 700 (FACIES)	83
7.3.9 F3 - VTN 702 (FACIES)	85
7.4 ANÁLISIS MINERALÓGICO	87
7.4.1 VTN-700 (F2)	87
7.4.2 VTN-701 (M4)	88
7.4.3 VTN-702 (F3)	89
7.4.4 VTN-2014 (M1)	90
7.4.5 VTN-2015 (M2)	91
87.4.6 VTN-2037 (F1)	92
7.4.7 VTN-2039 (M5)	93
7.4.8 VTN-2050 (M6)	94
7.4.9 VTN-2083 (M7)	95
7.4.2 Caracterización De Los Nuevos Minerales	96

7.4.2.1 Bementita	96
7.4.2.2 Birnesita	97
7.5.2.3 Todorokita	97
7.4.2.4 Kutnahorita	98
7.4.2.5 Siderita	98
7.4.3 Orden de la cristalización de fases minerales en Mn	99
7.6 ANÁLISIS GEOQUÍMICO	101
7.6.1 Elementos Mayores	101
7.6.2 Modelos de Iso-concentración	102
7.6.1.1 Modelo de Iso-concentración Mn	102
7.6.1.2 Modelo de Iso-concentración Fe	105
7.6.1.3 Modelo de Iso-concentración SiO ₂	108
7.6.1.4 Modelo de Iso-concentración Al ₂ O ₃	111
7.6.1.5 Modelo de Iso-concentración Mg	114
7.6.1.6 Modelo de Iso-concentración CaO	117
8. CONCLUSIONES	120
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
GLOSARIO	128
ANEXOS	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localización del área de estudio	8
Figura 2: Mapa de Localización del Distrito Minero Molango y sus unidades	10
Figura 3: Diagrama de la Clasificación de Rocas Sedimentarias.	18
Figura 4: Columna estratigráfica, del Distrito Minero Molango. Modificado de Carta Geológica F14-D51 SGM-2000	49

Figura 5: Columna estratigráfica del Yacimiento Unidad Naopa	52
Figura 6: Plano de localización del Tajo Naopa	55
Figura 7: Tajo Naopa: Localización de las muestras	59
Figura 8: Microscopio Petrográfico Olympus BX41	62
Figura 8: Molino Pulverisette II, el cual consta de un mortero de ágata.	63
Figura 9: Plano geológico del área del tajo.	66
Figura 10: Difractograma muestra F2, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	87
Figura 11: Difractograma muestra M4, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	88
Figura 12: Difractograma muestra F3, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	89
Figura 13: Difractograma muestra M1, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	90
Figura 14: Difractograma muestra M2, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	91
Figura 15: Difractograma muestra F1, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	92
Figura 16: Difractograma muestra F1, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	93
Figura 17: Difractograma muestra M5, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	94
Figura 18: Difractograma muestra M5, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu))	95
Figura 19: Muestra de la comparación de los picos de cada una de las muestras	96
Figura 20: Diagrama de estabilidad mineral $Mn^{+}-MnO_2-MnCO_3$ (modificado de Hem, 1963)	100
Figura 21: Iso-concentraciones de Mn y ubicación de muestras	102
Figura 22: Mapa de isoclinas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Mn	104
Figura 23: Iso-concentraciones de Fe y ubicación de muestras	106
Figura 24: Mapa de isoclinas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Fe	107
Figura 25: Iso-concentraciones de SiO_2 y ubicación de muestras	108
Figura 26: Mapa de isoclinas en tiempo y espacio de la unidad Naopa distribución de SiO_2	110
Figura 27: Iso-concentraciones de Al_2O_3 y ubicación de muestras	111
Figura 28: Mapa de isoclinas en tiempo y espacio de la unidad Naopa,	

distribución de Al ₂ O ₃	113
Figura 29: Iso-concentraciones de Mg y ubicación de muestras	114
Figura 30: Mapa de isolíneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Mg	116
Figura 31: Iso-concentraciones de CaO y ubicación de muestras	117
Figura 32: Mapa de isolíneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de CaO	119

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación Genética de los yacimientos minerales (Smirnov, 1976)	17
Tabla 2: Clasificación de rocas carbonatadas, Dunham (1962)	19
Tabla 3: Clasificación de las rocas carbonatadas basada en el método de Folk (1959)	20
Tabla 4: Rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas, ilustradas usando los términos de la clasificación de Folk (modificado de Folk, (1959-1962)	20
Tabla 5: Correlación estratigráfica. Modificada de Alexandri y Martínez, 1991	50
Tabla 6: Caracterización de las muestras de mano	67
Tabla 7: Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores de interés para CMA por FRX	101
Tabla 8: Resultados del análisis del Mn para las muestras obtenidas	102
Tabla 9: Resultados del análisis del Fe para las muestras obtenidas	105
Tabla 10: Resultados del análisis del Si ₂ O para las muestras obtenidas	108
Tabla 11: Resultados del análisis del Al ₂ O ₃ para las muestras obtenidas	111
Tabla 12: Resultados del análisis del Mg para las muestras obtenidas	114
Tabla 13: Resultados del análisis del CaO para las muestras obtenidas	117

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFÍAS

Fotomicrografía a: imagen en nicoles paralelos (4x)	70
Fotomicrografía b: imagen en nicoles paralelos (4x)	70
Fotomicrografía c: imagen en nicoles paralelos (4x)	72
Fotomicrografía d: imagen en nicoles paralelos (4x)	72
Fotomicrografía e: imagen en nicoles paralelos (10x)	74
Fotomicrografía f: imagen en nicoles cruzados (4x)	74
Fotomicrografía g: imagen en nicoles paralelos (4x)	76
Fotomicrografía h: imagen en nicoles paralelos (4x)	76
Fotomicrografía i: imagen en nicoles cruzados (4x)	78
Fotomicrografía j: imagen en nicoles cruzados (4x)	78
Fotomicrografía k: imagen en Nicoles paralelos (4x)	80
Fotomicrografía l: imagen en nicoles cruzados (4x)	80
Fotomicrografía m: imagen en nicoles paralelos (4x)	82
Fotomicrografía n: imagen en nicoles paralelos (4x)	82
Fotomicrografía ñ: imagen en nicoles paralelos (4x)	84
Fotomicrografía o: imagen en nicoles paralelos (4x)	84
Fotomicrografía p: imagen en nicoles cruzados (10x)	86
Fotomicrografía q: imagen en nicoles paralelos (4x)	86

ABREVIATURAS

Mn	Manganeso
Fe	Hierro
Si	Silíceo
Mg	Magnesio
Ca	Calcio
Cu	Cobre
Hg	Mercurio
Sn	Estaño
Zn	Zinc
Ti	Titanio
Al	Aluminio
K	Potasio
P	Fosforo
g/t	Gramos por tonelada
ppm	Partes por millón
oz/t	Onzas por tonelada
SEDEX	Sedimentario Exhalativo
EAA	Espectrómetro de absorción atómica
DRX	Difracción de Rayos X
XRF	Fluorescencia de Rayos X
ICP-OES	Espectroscopia de Plasma
CMA	Compañía Minera Autlan
m.s.n.m	metros sobre el nivel del mar
m	metros
km	kilómetros
mm	milímetros
JiH	Formación del Jurásico Inferior Huayacocotla
JmC	Formación del Jurásico Medio Cahuwasas
JmT	Formación del Jurásico Medio Tepexic

JsS	Formación del Jurásico Superior Santiago
JsCh	Formación del Jurásico Superior Chipoco
JsC	Formación del Jurásico Superior Pimienta
Cal	Caliza
Hem	Hematita
Rsd	Rodocrosita
Fil	Filamento
Q	Cuarzo
Otc	Ostrácodo
Rdc	Restos de conchas
HF	Ácido fluorhídrico
HClO₄	Ácido perclórico
HNO₃	Nítrico
HCl	Ácido clorhídrico

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia geológica la corteza terrestre ha estado expuesta a innumerables procesos que han modificado su composición y su estructura. Es durante el curso de esos procesos que algunos elementos químicos o minerales pueden concentrarse selectivamente por encima de su valor normal o de fondo (*background*) dentro de las rocas, dando origen a concentraciones "anómalas" de algunos minerales, las cuales pueden llegar a formar un yacimiento mineral.

La mineralogía y geoquímica se dedican a la identificación de minerales y al análisis del comportamiento y dispersión con base en sus propiedades fisicoquímicas y a los procesos geológicos involucrados en su formación, de vital importancia en las diferentes etapas de desarrollo de un proyecto minero.

En la actualidad los depósitos de manganeso en México y en el mundo tienen mucha importancia en el desarrollo de la industria siderúrgica, en especial del acero, constituyendo un recurso potencial para el desarrollo del país, (Fernández, 1980).

Los depósitos manganesíferos conocidos en el Distrito de Molango se encuentran dentro de un área orientada de norte a sur, con unos 50 km de longitud por 25 km de anchura. Sin embargo, la facies manganesífera no se encuentra en forma continua dentro del distrito, sino que ha sido erosionada en la parte central, quedando descubiertos 90 km lineales de afloramientos, los que desarrollan 180 km² con evidencias de la facies manganesífera, (Eguía-Romero, 1979).

El yacimiento de manganeso del Tajo Naopa es de tipo manto con rumbo N45°W y recumbencia hacia el SW que ha sido explotado desde su reapertura en el año 2011. Se encuentra emplazado en rocas carbonatadas marinas afectadas por la deformación Laramide que las pliega y falla intensamente, condicionando su explotación.

El manto se encuentra incluido en la Formación Chipoco (Jurásico Superior) que localmente tiene 200 m de espesor, limitando su valor económico a la base de dicha secuencia (10 a 30 m aumentando gradualmente). Los trabajos de explotación en el tajo han revelado una extensión de la mineralización manganesífera a lo largo de aproximadamente 500 m de longitud con leyes que oscilan de 3 a 28 % de Mn.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 GENERAL

Caracterizar mineralógica y geoquímicamente el yacimiento manganesífero del Tajo Naopa, perteneciente al Distrito Minero Molango.

1.2.2 ESPECÍFICOS

1. Realizar la cartografía geológica del Tajo Naopa para identificar la litología presente en el área de estudio.
2. Definir las fases mineralógicas del manto manganesífero y facies para identificar los minerales económicos.
3. Realizar las descripciones petrológicas y petrográficas de la roca encajonante para identificar los minerales mena.
4. Determinar la geoquímica de elementos mayores y menores en las muestras obtenidas para identificar las zonas de interés económico.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Compañía Minera Autlan (CMA) es la empresa productora más grande de manganeso en centro y Norteamérica, siendo también el único productor de nódulos de manganeso en el mundo, (AMERI, 2012).

Los afloramientos del área de Naopa representan el 0.13 % del total del área manganesífera del distrito, contando con grandes reservas de mineral, (Eguía-Romero, 1979). Es así que en el año 2011 la CMA invierte en la exploración y reapertura del Tajo Naopa, además de la gran demanda del metal para aplicaciones industriales, siendo una de las más importantes nacional e internacionalmente las ferroaleaciones (Reséndiz-Silva).

Por lo expuesto anteriormente y a necesidad de la empresa por cubrir la gran demanda mundial del manganeso, decide ampliar los trabajos de exploración, reabriendo el Tajo Naopa como una estrategia de crecimiento (AMERI, 2012). Ésta área cuenta con diversos estudios geológicos y mineralógicos realizados en épocas anteriores por lo cual surge la necesidad de realizar la presente investigación con el objetivo de actualizar la información existente con respecto al estado de la cartografía geológica del tajo y sus alrededores, así como la determinación mineralógica y geoquímica dentro del mismo, y con ello ayudar a un mejor entendimiento en el comportamiento del yacimiento, brindando un grado mayor de conocimiento sobre la concentración y distribución del manganeso en el Tajo Naopa, contenido principalmente en los minerales de mena: Rodocrosita (carbonato) y Pirolusita (óxido) del Distrito Minero Molango.

CAPÍTULO II

ANTECEDENTES

2. LA MINERÍA EN MÉXICO

La Minería constituye una de las actividades con mayor tradición en México, practicada desde la época prehispánica, es reconocida en la historia como un factor de avance y desarrollo económico para el país. En sus inicios la minería tenía un mayor auge en estados como Guerrero (Taxco), Oaxaca, Querétaro y Chiapas.

Son tres los momentos históricos que cobran relevancia en la historia de la industria minera mexicana: 1) la época cuando la actividad minera se llevó a su máximo esplendor, fue durante el Porfiriato, desde entonces se comenzó a utilizar la energía eléctrica para las labores mineras; 2) la Revolución de 1910, en este periodo decayó la producción minera; sin embargo, se recuperó rápidamente con el tercer momento histórico de la minería mexicana: 3) la Constitución de 1917, donde se establecieron los lineamientos jurídicos para la orientación de la minería en el siglo en cuestión.

En la segunda mitad del siglo XIX hubo un auge en la minería en la zona norte del país debido al descubrimiento de oro californiano. Gracias a la fiebre del oro hubo un florecimiento del comercio local en la zona norte de México e internacional. Esto no solo ayudo al crecimiento de la industria minera, sino también, las rutas comerciales de diferentes productos se reactivaron y provoco intercambios comerciales hacia a diferentes partes del mundo, Europa entre ellos, quienes exportaban oro e importaban diversos productos al país, como materiales para la vestimenta y manufactura de otras industrias. Durante ese periodo se buscó atraer capital extranjero y de comerciantes de los puertos para rescatar a todos los mineros que ya no contaban con el recurso o herramientas para seguir excavando y explotando sus minas.

Sin embargo, el lado negativo surgió al paso de los años, pues surgió la necesidad de una inversión mayor, por ello muchas minas pasaron a manos extranjeras, norteamericanas principalmente, quienes si tenían las condiciones para sacarlas adelante debido a las nuevas ideologías y sistemas que implementaron. (Gil, 2001).

2.2 HISTORIA DEL DISTRITO MINERO MOLANGO

El primer hallazgo de mineral en lo que ahora es el yacimiento fue realizado por Erasmo Aparicio (1958) en un lugar denominado “Piedras Negras” que se ubica a 5 km al suroeste de Molango, quien llevo las muestras recolectadas a los propietarios de una mina en el estado de Puebla de apellido Moreno del Razo, quienes realizaron los primeros denuncios mineros en esta región.

En mayo de 1960 la Compañía Minera Autlan fue invitada por los Moreno del Razo a visitar el Distrito de Molango, los cuales estaban en ese tiempo haciendo alguna exploración preliminar directa en algunos afloramientos de óxidos de manganeso que se habían localizado en el área. Estos afloramientos eran relativamente pequeños y estaban separados por grandes distancias, motivo por el cual en ese momento no era económicamente explotable.

Unos meses más tarde, la Compañía Minera San Fernando hizo arreglos preliminares para comenzar el reconocimiento del Distrito Molango, para lo cual estableció una oficina provisional de geología. La primera etapa del trabajo de campo consistió en levantamientos y muestreos de afloramientos importantes conocidos en el área a esa fecha, iniciado el reconocimiento general de la zona norte del distrito, lo que permitió deducir que el manganeso se presentaba principalmente de forma carbonatada y como óxidos, que en realidad tenía muy poca presencia.

La explotación de los depósitos de alta ley en el distrito fue iniciada en el año de 1960 por la Compañía Minera San Fernando, con una producción muy pequeña, unos meses más tarde la Compañía Minera Buenavista, S.A., comenzó el desarrollo de la mina Buenavista, localizada a 4 km al sur de Molango.

Investigaciones metalúrgicas concluyeron que el gran tonelaje de carbonatos resultaría económico si se aplicaban procesos de calcinación para aumentar su ley; posteriormente se construyó un horno de nodulización.

Hacia finales de 1962 la Compañía Minera San Fernando comenzó el desarrollo de la mina del mismo nombre, localizada al norte del distrito, al tiempo que la Compañía Minera Autlan adquirió el dominio total de la mina San Fernando. En ese mismo año cubriendo un programa de exploración regional se encontraron los yacimientos de manganeso de Naopa, Tetzintla y Acuatitla.

En el año de 1964 comienza a operar la Unidad Minera Nonoalco para explotar el dióxido de manganeso, grado batería; sin embargo, fue hasta el año de 1968 que se terminó la construcción del horno y en mayo del mismo año comenzó su operación. Al mismo tiempo se comenzó la explotación de carbonatos de manganeso por el sistema de “tajo abierto”, lo que redundó en la explotación de obras subterráneas, situación que continúa hasta ahora.

En 1973, Minera Autlan adquiere su primera planta de ferroaleaciones localizada en Teziutlán, Puebla, con este hecho la Compañía se transforma en empresa integrada, al contar con una mina de manganeso y con una planta siderúrgica que consume el mineral para la fabricación de ferroaleaciones.

Posteriormente, Minera Autlan da muestra de su crecimiento al construir su planta más grande en Tamós, Veracruz, cerca del puerto de Tampico, donde este complejo industrial le permitiría fabricar una mayor gama de ferroaleaciones, ante el incremento de las necesidades de la industria del acero nacional.

En 1993, vendría el inicio de una renovación en la empresa y un futuro promisorio, al ser adquirida la Compañía por Grupo Ferrominero, por parte de la iniciativa privada.

Este acontecimiento se dio junto con la adquisición de una tercera planta adicional de ferroaleaciones, localizada en Gómez Palacio, Durango, por lo que significó un gran reto para la controladora. Los siguientes años caracterizarían a Minera Autlán en una mejora continua en sus productos y servicios, y en una reestructuración financiera. Todas las minas y plantas cuentan con certificado ISO 9001-2000. Por otro lado, Autlan cotiza en la BMV y cuenta con un gobierno corporativo independiente y profesional.

Para el 2009, Autlan es una empresa competitiva y se mantiene con una presencia sólida en la industria siderúrgica, con 56 años de historia, con personal humano experimentado en el medio de las ferroaleaciones y del manganeso, innovando sus procesos de producción, y garantizando abasto oportuno y cercanía con sus clientes.

2.3 LOCALIZACIÓN DEL DISTRITO MINERO MOLANGO

El acceso al Distrito Manganesífero Molango se lleva a cabo mediante la carretera Federal n. 105, el cual dista 157 km desde la ciudad de Pachuca, capital del estado de Hidalgo, que conduce al puerto de Tampico. La desviación se hace en el lugar denominado “Casetas” donde existe un ramal que conduce hacia el municipio de Tepehuacán de Guerrero, así como a la zona industrial y a la unidad habitacional de Otongo, estas dos últimas son propiedad de la Compañía Minera Autlan. En la (Figura 1) se muestran el mapa de localización de la zona de estudio.



Figura 1: Mapa de localización del área de estudio

El Distrito Minero Molango se encuentra en la parte meridional de la Sierra Madre Oriental. Estructuralmente pertenece a la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Ochoa-Camarillo *et al*, 1996).

Los depósitos manganesíferos conocidos en el Distrito Molango se encuentran dentro de un área de forma alargada y orientada de norte a sur que tiene 50 km de longitud por 25 km de anchura. Sin embargo, la facies manganesífera no se encuentra en forma continua dentro del distrito, sino que ha sido erosionada en la parte central, quedando descubiertos 90 km lineales de afloramientos en los que se desarrollan 180 km² de facies manganesífera (Eguia, 1979), en la (Figura 2) se muestra el plano de localización del Distrito Minero Molango con sus tres unidades, Molango, Naopa y Nonoalco.

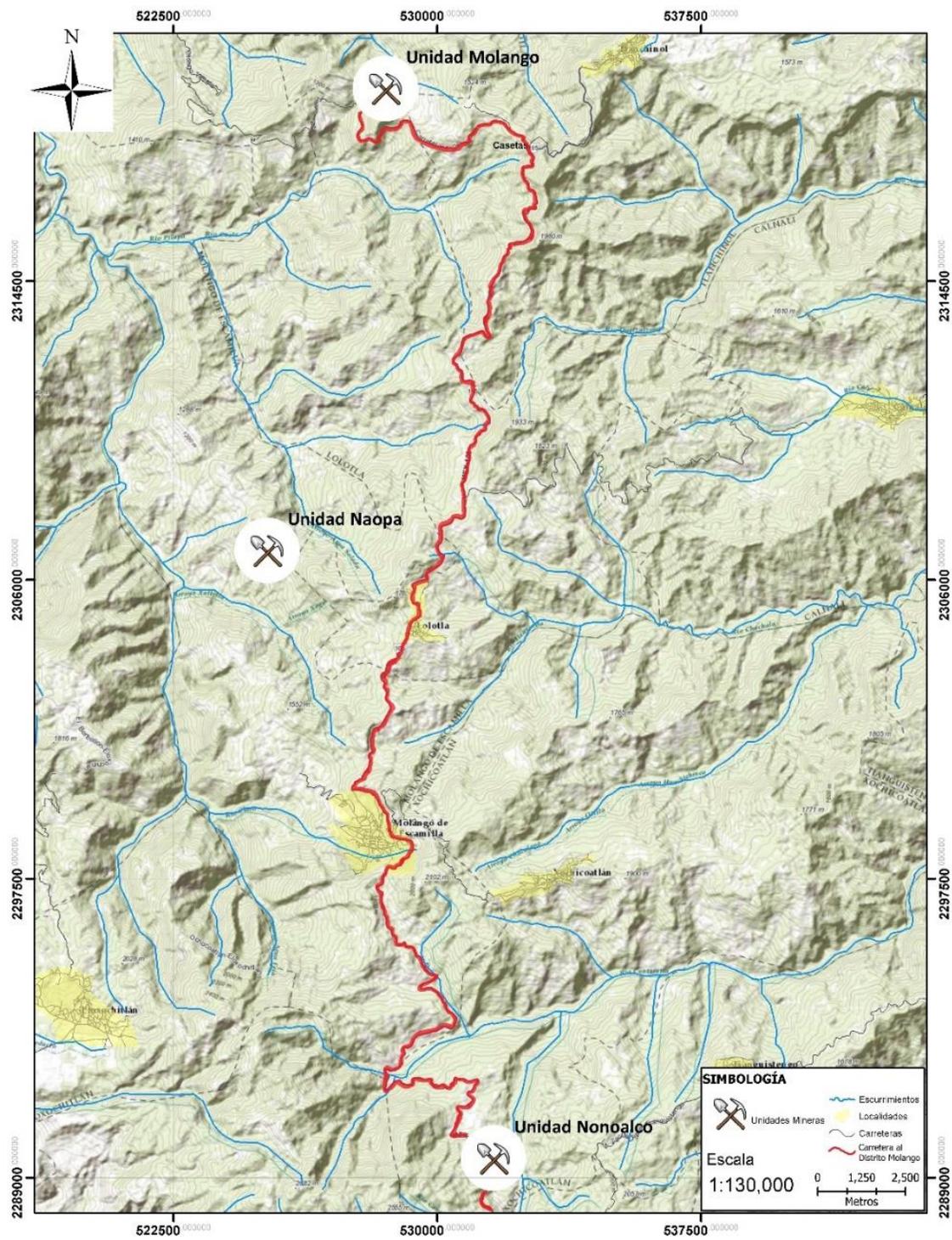


Figura 2: Mapa de Localización del Distrito Minero Molango y sus unidades.

2.4 ESTUDIOS PREVIOS

- Von Kuegelgen (1958), realizó la primera cartografía geológica que abarca la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla, donde delimita seis unidades estratigráficas: Complejo Cristalino del Precámbrico (Gneis Huznopala), secuencias marinas del Jurásico Inferior (Formación Huayacocotla), Jurásico Medio (Formación Huizachal), a la que designó como Lechos Rojos. Además realizó la cartografía de una parte de la traza de la cabalgadura en el área de Naopa. A la vez, hizo una descripción petrográfica del basamento, usando láminas delgadas.
- Carrillo Bravo (1965) resumió los estudios geológicos efectuados por Petróleos Mexicanos, su estudio abarca las partes septentrional y central del Anticlinorio de Huayacocotla, describió la litología de las unidades que afloran ahí y estableció la columna estratigráfica del área.
- Cantú-Chapa (1977), Hermoso de la Torre y (1972). Aguayo-Camargo (1977), Pedrazzini y Basañez (1979), realizaron estudios estratigráficos y sedimentológicos de las formaciones del Jurásico Superior, Santiago y Chipoco. Dichos estudios describen principalmente la litología y ambiente de depósito de dichas formaciones.
- Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972), definieron la Formación Chipoco, como una alternancia de caliza tipo *grainstone* y lutita calcárea. La localidad tipo se encuentra en el Tajo Tetzintla cerca de la localidad de donde se tomó el nombre de la formación.
- Robin (1975) describió y caracterizó químicamente las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental, además en su estudio incluye la descripción de las emisiones fisurales de la Sierra Hidalguense, así como edades de K-Ar de las rocas volcánicas.
- Aguayo-Camargo (1977) realizó un estudio sobre el origen y diagénesis de la Formación Chipoco. Posteriormente, Imlay y colaboradores (1980) estudiaron los fósiles de la

- Formación Huayacocotla. Peralta-Maldonado (1985) en su tesis profesional propuso un método de exploración de $MnCO_3$ para llevarse a cabo en la mina subterránea del yacimiento Acuatitla.
- Eguia-Romero (1979), realizó su tesis profesional en el área de Naopa, brindando el primer análisis mineralógico de la zona, el cual se hizo por medio de difracción de rayos X y análisis por microsonda electrónica. Las variedades mineralógicas que atribuye al valor económico del yacimiento son: rodocrosita ($MnCO_3$) 89.9%; pirolusita (MnO_2) en 5 %; y la partridgeita (Mn_2O_3) en un 5.1 %. Con base a esto afirma, que la distribución de la mineralización del yacimiento no es uniforme, debido a su depósito, como a procesos secundarios que han originado zonas de concentración y consideró que el flanco SW como la zona de mayor concentración del manganeso. En su estudio hace la aclaración de la asociación que hay en la mineralogía de la zona de Naopa con la del yacimiento de Tetzintla.
- Okita y Maynard (1986) sugieren que la zona económica del depósito de manganeso consiste de carbonato de grano fino con materia orgánica dispersa y escasa cantidad de piritita y relacionan la presencia de manganeso en la columna de agua con el vulcanismo submarino producido a partir de la apertura del Golfo de México.

También existen algunos estudios que están relacionados con la génesis del horizonte manganesífero del Distrito de Molango y que surgieron de un convenio entre la Compañía Autlan y la Universidad de Cincinnati., a continuación se muestran algunos de ellos:

- Okita (1987), en su disertación doctoral habla sobre la geoquímica y mineralogía del Distrito Minero Molango, que incluye datos isotópicos muy detallados de las Formaciones Santiago y Chipoco, así como un modelo de la génesis de la mineralización del manganeso en el Distrito Molango.

- May (1990), en su tesis describe la petrografía, paleogeografía y ambiente de depósito de la Formación Chipoco y la mineralización del manganeso en el Distrito Molango.
- Maynard (1990), en su estudio incluye datos sobre la paleogeografía del Jurásico Superior y la mineralización del manganeso en el Distrito de Molango, además interpreta el ambiente de depósito del yacimiento, así como sus relaciones con la roca encajonante.
- Suter (1990) elaboró la hoja Tamazunchale (escala 1:100,000) con especial énfasis en la geología estructural y la tectónica, que involucran el área de estudio.
- Alexandri y Martínez (1991) realizan un estudio sobre la génesis del yacimiento y le asignan un origen sedimentario marino; mientras que a depósitos de óxidos de manganeso presentes en esta zona les atribuyen un origen supergénico.
- Okita (1992) sugiere un ambiente de depósito en una cuenca restringida, esto en base a la fina laminación de los carbonatos de manganeso, además de realizar estudios químicos y mineralógicos en los que observa los cambios de mineralogía que se presentan en el yacimiento.
- Maynard y Klein (1995), propusieron un modelo para analizar la subsidencia tectónica de los depósitos sedimentarios del área de Molango.
- Ochoa-Camarillo (1996), realiza un estudio detallado en la zona de Chipoco, distingue cuatro unidades litológicas con base en núcleos de sondeo y en una estratigrafía detallada: Miembro-1 constituido por caliza, Miembro-2 caracterizado por arenisca calcárea con intercalaciones de lutita calcárea arenosa, Miembro-3 presenta limolita y lutita calcárea con intercalaciones de caliza arcillosa y Miembro-4 constituido por una secuencia de caliza interstratificada en forma rítmica con lutita negra.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 YACIMIENTOS MINERALES

Un Depósito Mineral es una parte de la corteza terrestre, en la cual debido a procesos geológicos, ha habido una acumulación de materia mineral, la cual por sus características de cantidad, calidad y condiciones de depósito es redituable su explotación.

Los términos *Yacimiento Mineral* y *Depósito Mineral* son considerados como sinónimos, y estos por su forma se pueden dividir en líquidos, gaseosos y sólidos; los metálicos se presentan en forma sólida.

Los Yacimientos Minerales se forman durante los procesos de formación de las rocas, tanto ígneas, sedimentarias y metamórficas; hay depósitos minerales relacionados con procesos ígneos, conocidos como endógenos o magmáticos; otros relacionados con procesos sedimentarios y reciben el nombre de exógenos o sedimentogénicos y otros relacionados con procesos metamórficos que reciben el nombre de metamorfogénicos.

Cuando hablamos de Yacimientos Minerales, los principales componentes geológicos – mineros, geoquímicos y económicos son:

➤ ***Mena***

Es el mineral cuya explotación presenta interés. En general, es un término que se refiere a minerales metálicos y que designa al mineral del que se extrae el elemento químico de interés (Cu de la calcopirita, Hg del cinabrio, Sn de la casiterita, entre muchos ejemplos posibles). En este caso de los minerales metálicos, se requiere un tratamiento de la mena, que en general comprende dos etapas: el tratamiento minero y el metalúrgico.

➤ **Ganga**

Comprende a los minerales que acompañan a la mena, pero que no presentan interés económico en el momento de la explotación. Ejemplos frecuentes en minería metálica son el Cuarzo y la Calcita. Conviene resaltar que minerales considerados como ganga en determinados momentos se han transformado en menas al conocerse una nueva aplicación para los mismos.

➤ **Reservas**

Cantidad (masa o volumen) de mineral susceptible de ser explotado. Depende de un gran número de factores: ley media, ley de corte (ver más abajo), y de las condiciones técnicas, medioambientales y de mercado existentes en el momento de llevar a cabo la explotación. Se complementa con el concepto de Recurso, que es la cantidad total de mineral existente en la zona, incluyendo el que no podrá ser explotado por su baja concentración o ley.

➤ **Ley media**

Es la concentración que presenta el elemento químico de interés minero en el yacimiento. Se expresa como tantos por ciento, o como gramos por tonelada (g/t) (equivale a partes por millón, ppm) u onzas por tonelada (oz/t).

➤ **Ley de corte o cut-off**

Es la concentración mínima que debe tener un elemento en un yacimiento para ser explotable, es decir, la concentración que hace posible pagar los costes de su extracción, tratamiento y comercialización. Es un factor que depende a su vez de otros factores, que pueden no tener nada que ver con la naturaleza del yacimiento, como por ejemplo pueden ser su proximidad o lejanía a vías de transporte, avances tecnológicos en la extracción, etc.

➤ **Factor de concentración**

Es el grado de enriquecimiento que tiene que presentar un elemento con respecto a su concentración normal para que resulte explotable, es decir, (Fernández, 1980).

$$F_c = \frac{\text{Ley de corte}}{\text{Ley media}}$$

3.1.1 Clasificación de los Yacimientos

En la actualidad existe un gran número de clasificaciones, basándose en diferentes criterios, no obstante, se ha recurrido a la clasificación genética con preferencia, considerando que es lo mejor que puede dar elementos para reconocer la distribución y tipo de la mineralización, así como su potencialidad económica. En el siglo actual las clasificaciones han dado énfasis en la forma, texturas, contenido y asociaciones mineralógicas de los yacimientos, mientras las clasificaciones más recientes se han desarrollado sobre las teorías genéticas y los ambientes de depósito. A continuación se muestra la (Tabla 1) con la clasificación genética de (Smirnov, 1976).

- **Yacimientos Exógenos**

Los Yacimientos Minerales Exógenos están relacionados con procesos geoquímicos que se realizaron en el pasado o actualmente efectuándose sobre las zonas superficiales de la Tierra o cercanas a ella. Se forman por diferenciación química, bioquímica y en menor grado mecánica de la materia mineral, condicionada por la energía externa de la Tierra, en este caso por el Sol. Se forman a partir de la descomposición de rocas o material preexistente, en algunos casos también por adición de material volcánico submarino o cercano a las costas.

Tabla 1: Clasificación Genética, de los Yacimientos Minerales (Smirnov, 1976).

SERIE	GRUPO	CLASE
ENDÓGENA	MAGMÁTICOS	FUSIÓN
		MAGMÁTICOS TEMPRANOS
		MAGMÁTICOS TARDÍOS
	PEGMATÍTICOS	PEGMATITAS SIMPLES
		PEGMATITAS RECRISTALIZADAS
		PEGMATITAS METASOMÁTICAS
		MAGMÁTICAS
	CARBONATITAS	METASOMÁTICAS
		ENDÓGENA
		CALCÁREOS
	SKARN	MAGNESIANOS
		SILICATADOS
		ALBITA
	ALBITA - GREISEN	GREISEN
		PLUTÓNICOS
HIDROTERMALES	VULCANOGÉNICOS	
	MAGMATOGÉNICOS (TELETERMALES O ESTRATIFORMES)	
	METASOMÁTICOS	
SULFUROS MASIVOS	VULCANOSSEDIMENTARIOS	
VULCANOGÉNICOS	COMBINADOS	
EXÓGENA	INTEMPERISMO	<i>IN SITU</i>
		INFILTRADOS
	PLACER	ELUVIALES
		DELUVIALES
		PROLUVIALES
		ALUVIALES
		LATERALES
		GLACIARES
	SEDIMENTARIOS	MECÁNICOS
		QUÍMICOS
		BIOQUÍMICOS
		VULCANOGÉNICOS
		METAMORFIZADOS
METAMORFOGÉNICA	NETAMORFIZADOS REGIONALES	
	METAMORFIZADOS DE CONTACTO	
	METAMÓRFICOS	

3.2 ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias son el producto de la meteorización, erosión y transporte de las partículas y granos derivados de rocas preexistentes; o bien, por la acumulación de restos orgánicos depositados en las partes bajas de la superficie terrestre en ambientes marinos y continentales, así como de precipitación química directa.

Estas representan un volumen muy pequeño de la corteza terrestre en comparación con las rocas ígneas y metamórficas; sin embargo, en la superficie ocupan un 75 %. Pueden formarse en las orillas de ríos, en el fondo de barrancos, valles, lagos, mares deltas, lagunas, etc. La importancia de estas rocas estriba en que proveen un registro detallado de la edad (Estratigrafía y Sedimentología), evolución de los organismos, cambios en el nivel del mar, geometría de los depósitos, niveles energéticos y distancia de transporte (Tarbuck y Lutgens, 2008).

3.2.1 Clasificación de Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias se clasifican como se muestra en la Figura 3.

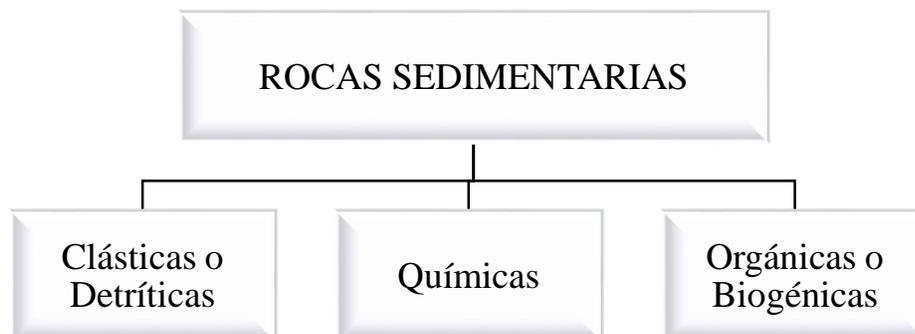


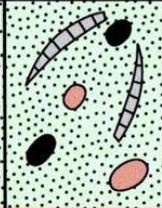
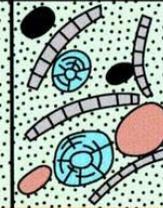
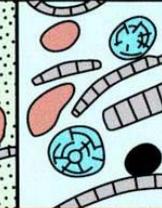
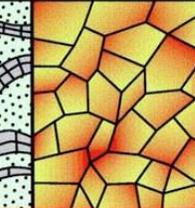
Figura 3: Diagrama de la Clasificación de Rocas Sedimentarias.

Rocas sedimentarias químicas. Se forman a partir de la precipitación de determinados compuestos químicos en soluciones acuosas, tales como sales disueltas que posteriormente son precipitados por procesos inorgánicos u orgánicos. Se dividen en: Evaporíticas, Carbonatadas, Ferruginosas y Silíceas.

3.2.1.1 Clasificación de las Rocas Carbonatadas

Dos de las clasificaciones más ampliamente empleadas son las de Folk que se muestran en las tablas 3 y 4 (1959-1962) y Dunham (1962), que se han resumido en la (Tabla 2).

Tabla 2: Clasificación de rocas carbonatadas, Dunham (1962).

Textura deposicional reconocible				Textura deposicional no reconocible	
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico	Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Cristalina
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado			
Esqueleto matriz-soportado					
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Carbonatos con textura deposicional reconocible:

- **Boundstone:** Los componentes originales se encuentran ligados durante la sedimentación debido a la acción de organismos bioconstructores (corales, algas rodoíceas, cianobacterias, etc.).
- **Grainstone:** Textura grano-soportada y sin matriz micrítica. El espacio intergranular puede estar ocupado por cemento.
- **Packstone:** Textura grano-soportada y con matriz micrítica. El espacio intergranular está ocupado por micrita.
- **Wackestone:** Textura matriz-soportada con más del 10% de granos.
- **Mudstone:** Textura matriz-soportada con menos del 10% de granos.

La segunda clasificación para carbonatos es la de Folk 1959.

Tabla 3: Clasificación de las rocas carbonatadas basada en el método de Folk (1959, 1962). Los nombres que se emplean para las rocas se han indicado en letras mayúsculas.

Proporciones volumétricas de aloquímicos		> 10 % de aloquímicos		< 10 % de aloquímicos		Rocas arrecifales y biohermales sin modificar
		Calcita esparítica > micrita	Micrita > calcita esparítica	1-10 % de aloquímicos	< 1 % de aloquímicos	
< 25 % de intraclastos < 25 % de ooides. Relación en volumen bioclastos:peloides	> 25 % de intraclastos	INTRAESPARITA	INTRAMICRITA	Componentes aloquímicos más abundantes	Intraclastos MICRITA CON INTRACLASTOS	MICRITA o, si se observan zonas esparíticas, DISMICRITA
	> 25 % de ooides	OOESPARITA	OOMICRITA		Ooides MICRITA CON OOIDES	
	> 3:1	BIOESPARITA	BIOMICRITA		Bioclastos MICRITA FOSILÍFERA	
	de 3:1 a 1:3	BIOPELESPARITA	BIOPELMICRITA		Peloides MICRITA CON PELOIDES	
	< 1:3	PELESPARITA	PELMICRITA			BOLIITO

Tabla 4: Rango de texturas que se presentan en las rocas carbonatadas, ilustradas usando los términos de la clasificación de Folk (modificado de Folk, (1959)).

>2/3 de matriz micrítica				Esparita y micrita en proporciones similares	> 2/3 de cemento esparítico		
0-1%	1-10%	10-50%	>50%		Mal seleccionada	Bien seleccionada	Redondeados y erosionados
Micrita y dismicrita	Micrita fosilífera	Biomicrita dispersa	Biomicrita Empaquetada	Biomicrita escasamente lavada	Bioesparita mal seleccionada	Bioesparita bien seleccionada	Bioesparita redondeada

3.3 MINERALOGÍA

George Bauer un famoso agricultor conocido como el padre de la Mineralogía, la define como la ciencia que estudia a los minerales, su comportamiento y su interacción con otros elementos naturales, su ubicación terrestre y subterránea; en otras palabras, todo lo relativo a este tipo de elementos. Debido a que gran parte de los minerales se encuentran bajo o dentro de la Tierra, la mineralogía forma parte de una ciencia mayor que es la geología y que estudia los diferentes estratos del Planeta Tierra.

La mineralogía es una ciencia muy completa ya que estudia tanto las propiedades físicas como químicas que caracterizan a los diferentes minerales que se encuentran en el planeta, pudiendo así clasificarlos y determinar su utilidad, peligrosidad, vida útil, ubicación, etc., (Cornelius y Hurlbut, 1991).

Una de las partes más importantes de la mineralogía es estudiar la fisonomía de cada mineral, estableciendo así elementos tales como las vetas, los colores, la porosidad, la alteración que el metal sufre ante diferentes elementos naturales, por ejemplo, la luz o el aire, su posible combinación o aleación con otros metales o elementos.

Es importante que la información obtenida de la mineralogía, como lo son las relaciones texturales, tamaño de partículas, distribución de elementos y las asociaciones mineralógicas, deben ser conocidas tan pronto como sea posible durante la etapa de exploración de un yacimiento mineral. Estos datos y características mineralógicas permiten a los geólogos de exploración interpretar la génesis del yacimiento y programar los trabajos para la evaluación del mismo, lo que servirá de apoyo en las etapas subsiguientes (Petruck, 1976).

3.3.1 Clasificación

Los minerales se pueden clasificar de acuerdo a criterios genéticos, cristalográficos y químicos, todas ellos agrupados en lo que se denomina *mineralogía determinativa*.

El método *genético* presenta inconvenientes, pues aborda el modo de presentación y de formación del mineral, pero no tiene en cuenta que esa formación puede ser producto de variados procesos.

El método *crystalográfico*, también llamado *estructural*, utiliza el conocimiento de la estructura interna del mineral, su composición química y propiedades físicas cristalinas, para explicar las relaciones que existen entre ellas. El método *químico* se establece como el más importante a efectos de identificación de los minerales, aunque en la mayoría de ocasiones se pueden identificar mediante un reconocimiento físico a simple vista.

La clasificación *química* divide los minerales según sus compuestos químicos, todos ellos agrupados en ocho categorías:

- I) Elementos nativos
- II) Sulfuros y sulfosales
- III) Halogenuros o haluros
- IV) **Óxidos** e hidróxidos
- V) Boratos, nitratos y **carbonatos**
- VI) Sulfatos, cromatos, volframatos y molibdatos
- VII) Fosfatos, arseniados y vanadatos
- VIII) Silicatos.

Cualquier mineral conocido puede ser integrado dentro de estos grupos, pues la práctica totalidad de ellos incluyen alguno de estos compuestos.

Óxidos e hidróxidos

Son el producto de la combinación del oxígeno con un elemento. En realidad, casi todos los elementos forman óxidos, que se dividen según sus propiedades en óxidos *básicos* (metálicos) y *ácidos* (formados por combinación del oxígeno con un elemento no metálico).

Carbonatos

Los carbonatos son sales derivadas de la combinación del ácido carbónico y un metal. Estos compuestos están muy difundidos como minerales en la naturaleza (Cornelius y Hurlbut, 1991).

3.3.2 Minerales de Manganeso

- **Óxidos de Manganeso**

Estas especies mineralógicas se encuentran en cientos de minerales, aunque sólo algunos tienen interés industrial, entre ellos destacan la Pirolusita (MnO_2), Hausmannita (Mn_3O_4), Psilomelano ($\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$), Manganita [$\text{MnO}(\text{OH})$], Braunita ($3\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{MnSiO}_3$), Birnesita ($\text{Mn}_7\text{O}_{13} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Estas especies son fácilmente identificables por métodos de laboratorio, pero difícilmente por métodos de campo, por lo cual se propusieron términos generales descriptivos de “Psilomelano” y “*wad*”. El primero se emplea para designar cualquier óxido de manganeso con las siguientes características: duro, pesado y de grano fino. El término “*wad*” se aplica a aquellos óxidos de manganeso suaves, pero específico bajo y con apariencia ferrosa.

- **Carbonatos de Manganeso**

El carbonato de manganeso más importante es la Rodocrosita (MnCO_3); contiene 61.7 % de Mn. La Kutnahorita $\text{CaMn}(\text{CO}_3)$, la Manganocalcita $\text{CaCO}_3(\text{CaMn})$, (Eguía-Romero, 1979). También se ha encontrado en nódulos marinos, en donde el contenido en manganeso oscila entre un 40 y un 50 % (Bender, 1972). La Pirolusita junto con la Rodocrosita, son la principal mena de manganeso; sin embargo, en ocasiones se forman minerales de manganeso como producto de la oxidación de mineralogía primaria.

- **Silicatos de Manganeso**

Además podemos encontrar a la Rodonita (Mn^{2+}) SiO_3 , que tiene un 54 % de Mn, frecuentemente se encuentra relacionado a la Rodocrosita.

- **Sulfuros de Manganeso**

El más conocido es la especie Alabandita (MnS), y contiene el 63 % de Mn.

3.4 GENERALIDADES DEL MANGANESO (Mn)

3.4.1 Historia del Manganeso

La palabra manganeso viene del italiano *manganese* y del latín *magnesia*; antiguamente se le conocía con el nombre de “magnesia negra”. Fue conocido por los egipcios, quienes empleaban los óxidos de manganeso para colorear el vidrio.

Después los químicos trabajaron con los compuestos de manganeso hasta 1656 y los usaron como pigmentos y secadores de pinturas. No fue hasta el año de 1740 en que los compuestos de este metal fueron diferenciados de los del hierro, con los que se asocia comúnmente. En este año Potts muestra que la pirolusita no contiene hierro y que los óxidos de manganeso forman una serie de especies mineralógicas diferentes a las que forma el hierro.

El manganeso como elemento fue descubierto en 1774 por el químico Sueco Carl Wilhelm Scheele; y fue aislado por primera vez como metal por el sueco Johan Gottlieb en 1774.

El valor principal del manganeso fue conocido a fines del siglo XVIII, al descubrir que este elemento actúa como agente purificador al fundir el hierro. Posteriormente Josiah Marshal obtuvo acero de calidad fundiendo hierro con una mezcla de alquitrán de hulla y óxidos de manganeso. Este proceso revolucionó la industria siderúrgica. Otra causa que aumento la necesidad del manganeso fue la aplicación de bióxido de manganeso en un tipo de baterías, (McKenzie, 1977).

3.4.2 Propiedades

El manganeso (Mn), es un elemento metálico, frágil, de aspecto plateado y fácilmente oxidable, de número atómico 25, posee una densidad de 7.2 g/cm^3 y una masa atómica de 54,938 umas. Su punto de fusión es 1246°C y su punto de ebullición es de 962°C , se sitúa en el grupo VII de la Tabla Periódica de los Elementos perteneciendo al grupo de los Metales de Transición.

Su mineralogía es muy diversa debido a la gran variedad de escenarios en los que puede trabajar desde Mn^{+1} a Mn^{+7} , siendo los estados de oxidación +2, +4, +7 los más comunes (Burns, 2003) que forman óxidos, hidróxidos, carbonatos y sulfuros, donde el hierro está asociado frecuentemente.

El manganeso se oxida con facilidad en el aire para formar una capa castaña de óxido. También lo hace a temperaturas elevadas. A este respecto su comportamiento es más parecido a su vecino de mayor número atómico en la Tabla Periódica (Hierro), que al de menor número atómico, el Cromo.

El manganeso es un metal bastante reactivo. Aunque el metal sólido reacciona lentamente, el polvo metálico reacciona con facilidad y en algunos casos, muy vigorosamente. Cuando se calienta en presencia de aire u oxígeno, el manganeso en polvo forma un óxido rojo, Mn_3O_4 . Con agua a temperatura ambiente se forman hidrógeno e hidróxido de manganeso, $Mn(OH)_2$. En el caso de ácidos, y a causa de que el manganeso es un metal reactivo, se libera hidrógeno y se forma una sal de manganeso. El manganeso reacciona a temperaturas elevadas con los Halógenos, Azufre, Nitrógeno, Carbono, Silicio, Fósforo y Boro (Greenwood y Earnshaw, 1997).

3.4.3 Abundancia

El manganeso no se encuentra en la naturaleza en estado nativo (excepto en los meteoritos), en orden de abundancia ocupa el undécimo lugar entre los elementos que constituyen la Corteza Terrestre 0.09 %.

Debido a su gran afinidad con el oxígeno generalmente se presenta en forma de óxidos, silicatos y carbonatos. Se encuentra ampliamente distribuido en la litosfera.

Se conocen 130 especies mineralógicas en cuya composición forma parte el elemento Mn, de los cuales son: 49 óxidos, 46 silicatos, 5 carbonatos, 11 sulfuros, 15 fosfatos, 4 boratos, (Alexandrov, 1972).

Por orden de importancia económica los óxidos ocupan el primer lugar en la producción mundial; en segundo lugar están los carbonatos y en tercer lugar los silicatos.

3.4.4 Usos del Manganeso

El uso más generalizado del manganeso en la industria siderúrgica es como desoxidante y desulfurante en los altos hornos para producir aceros; también se usa para darle mejores características a los aceros especiales, pues aumenta la resistencia, tenacidad y dureza. Para ser usado el manganeso en la industria siderúrgica es necesario incrementar su ley al 76 %, por lo cual se creó la industria de las ferroaleaciones que fabrican: Ferromanganeso (76 % Mn y 24 % Fe) y Silicomanganeso (76 % y 24 % SiO₂).

Otras combinaciones son con el Cobre (Cu), Zinc (Zn) y Estaño (Sn) que produce el bronce de manganeso, el cual resiste a la corrosión del agua de mar y la combinación con Cu y Níquel (Ni) que da como resultado la manganina, que es muy utilizada para construir resistencias eléctricas y cables para medidas eléctricas precisas.

Además el dióxido de manganeso se presenta en la naturaleza principalmente en forma de pirolusita y se utiliza en la fabricación de baterías secas, en la elaboración de pinturas y barnices; algunos otros compuestos del manganeso se utilizan como tintes para algodón y como desinfectantes. Entre otras de sus aplicaciones está en los fertilizantes, fabricación y coloración de vidrio, secador, pigmentos, electrónica y medicina.

3.5 CARACTERÍSTICAS PARA PODER CLASIFICAR LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO

Para poder comprender mejor la clasificación de los depósitos de manganeso hay que tener en consideración las características geológicas y geoquímicas del manganeso, en especial las siguientes.

I) El Mn se comporta análogamente al hierro; en su forma primaria está ligado a magmas básicos de acidez media que puede ser fraccionado y transportado mediante soluciones acuosas (hidrotermales). Por intemperismo se logra la separación y posterior migración del elemento hasta su sedimentación química, ya que el Mn es fácilmente soluble en aguas que contengan CO₂, (Roy, 1992).

II) La precipitación de los óxidos e hidróxidos de Mn tiene lugar en forma escalonada, de modo que primero precipitan fases precursoras transitorias que gradualmente dan lugar a especies más estables, (Klinkhammer y Bender, 1980; Roy, 1981; Grill, 1982; Dasgupta *et al.*, 1989).

III) El comportamiento de las soluciones acuosas ricas en Mn, presentes en diversos ambientes geológicos fósiles y modernos, está condicionado por las condiciones *Redox*, (Borchert, 1980).

IV) Los depósitos recientes de Mn se localizan predominantemente en los fondos oceánicos (especialmente asociados a dorsales), más que en aguas someras. La contribución hidrotermal de manganeso en los depósitos submarinos puede ser sustancial.

V) Los procesos hidrotermales y sedimentarios que originan depósitos de Mn tienen lugar en diversos regímenes tectónicos y en diferentes ambientes geoquímicos. Los depósitos hidrotermales representan menor volumen que los de tipo sedimentario.

VI) La actividad biológica juega un papel muy importante en la precipitación del Mn (Ehrlich, 1963; Perfilev y Gabe, 1965; Marshall, 1979; Cowen *et al.*, 1986).

3.6 CLASIFICACIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE MANGANESO

El presente apartado recopila información de las características geológicas de los diferentes tipos de depósitos de manganeso, a fin de ilustrar su origen, características principales de cada uno de ellos, así como su distribución e importancia, tanto a nivel nacional como mundial.

Los depósitos de manganeso son formados por varios procesos: hidrotermales, sedimentarios y supergénicos, que son producidos directamente por actividad de fluidos hidrotermales, procesos sedimentarios o procesos climáticos continentales (Rodríguez-Díaz, *et al.*, 2005). Los depósitos de manganeso fueron formados a lo largo de la historia geológica y en diversos ambientes geológicos, los cuales fueron determinados por la intensidad y el estilo de la actividad tectónica, volcánica e hidrotermal, así como de la composición de la atmósfera y la hidrósfera (Roy, 1997).

Existen diversas clasificaciones de los depósitos de manganeso basadas en criterios diferentes. Las clasificaciones generales en las que coinciden más autores se basan en:

- a) Las características genéticas del depósito (Varentsov y Rakhmanov, 1980);
- b) Estructura y litología encajonante (Rodríguez-Díaz, *et al.*, 2005).

A continuación se enlistan los principales tipos de depósitos de manganeso, pero además se describe el primero de este grupo, ya que es el tipo de yacimiento al que pertenece el Yacimiento Manganesífero Molango.

- Depósitos vulcano-sedimentarios o tipo SEDEX
- Depósitos hidrotermales
- Depósitos metamorfizados
- Depósitos supergénicos

3.6.1 Depósitos vulcano-sedimentarios o tipo SEDEX

Estos se refieren básicamente a la acumulación de manganeso en cuencas sedimentarias, y se caracterizan por su carácter exógeno. Los depósitos sedimentarios contienen más del 70 % de manganeso en rocas cenozoicas (Rodríguez-Díaz, *et al.*, 2005). Este tipo de depósitos son fácilmente diferenciados de otros, esto tomando en cuenta su tamaño, distribución espacial y temporal.

Como su nombre lo indica, estos depósitos están acumulados en rocas mediante procesos sedimentarios y pueden proporcionar información útil para determinar el régimen tectónico y el ambiente geoquímico predominante durante la deposición del manganeso.

La deposición de manganeso en ambientes sedimentarios involucra varias etapas desde su origen de una o varias fuentes, transporte hacia una cuenca y deposición, o concentración directa por pronta diagénesis (Roy, 1997).

3.7 GEOQUÍMICA

El término *Geoquímica* fue usado por primera vez en 1838, por el químico suizo C. F. Schönbein. Los primeros estudios formales acerca de la composición química de la Tierra surgieron a mediados del siglo XIX (Bischoff, 1947: *Lehrbuch der Physikalischen und Chemischen Geologie*). Sin embargo, el resurgir de la Geoquímica como una disciplina independiente tiene lugar con el desarrollo de los grandes laboratorios del Servicio Geológico de los Estados Unidos (U.S.G.S) en 1884, y la Institución Carnegie de Washington en 1904, y en algunos países europeos, principalmente Noruega y la U.R.S.S., entre los años 1910 y 1925.

En 1909 el investigador Clarke publicó el primer trabajo llamado “*Los Datos de la Geoquímica*”, el cual brindaba la composición de algunas rocas y minerales describiendo datos termodinámicos y obteniendo como resultado el promedio de la composición de la corteza terrestre. Clarke define a la geoquímica como el estudio de los cambios producidos en los sistemas químicos naturales representados estos por las rocas. Definición que llevó a

la confusión con la Química Petrológica y Mineralógica. Solo a partir de los trabajos de Vernadsky y Ferman en Rusia y Goldschmidt en Noruega y Alemania, publicados en la década de los años 20's, fue posible definir adecuadamente los fines propios de la geoquímica, (Faure., 1991).

Así, la *Geoquímica* se define como la rama especializada de la geología y la química que se encarga de estudiar el comportamiento reactivo (reactividad química), migración, distribución y concentración de los elementos químicos en nuestro planeta Tierra y el Cosmos. La geoquímica utiliza como principales muestras a los minerales, las rocas que componen la corteza terrestre, el

agua, el petróleo, el gas, el aire atmosférico, el suelo y el material extraterrestre. Algunas áreas de especialidad de esta son: Geoquímica Ambiental, Litogeoquímica, Biogeoquímica, Geoquímica Orgánica y Geoquímica Inorgánica, entre otras. Siendo esta última la que compete y enfoca el presente trabajo de investigación. Además en ella se considera a la Geoquímica de Exploración Mineral o Prospección Geoquímica.

La Geoquímica de *Exploración Mineral, o Prospección Geoquímica*, utiliza los principios de la distribución de los elementos en la naturaleza en la búsqueda de indicaciones para la localización de depósitos minerales de valor económico. Su uso se intensificó en la década de 1940, con el empleo de técnicas crecientemente sofisticadas en los trabajos de exploración mineral. El descubrimiento en 1955, por el australiano Sir Alan Walsh, da la posibilidad de usarse el fenómeno de absorción atómica para la medición de elementos químicos en los materiales analizados, llevando a la creación del Espectrómetro de Absorción Atómica (EAA), permitiendo realizar análisis químicos de los minerales y rocas a bajo costo y con gran rapidez, (Viladevall., 2008).

➤ **Geoquímica Inorgánica**

La concentración de elementos en una roca sedimentaria dependerá de su reactividad con respecto a los procesos de formación de la roca, disposición, condiciones fisicoquímicas del ambiente, génesis y litificación. La movilidad de los elementos describe los cambios químicos que ocurren en la roca después de su formación. Por lo general, la movilidad ocurrirá durante el intemperismo, diagénesis y metaforismo, o por la interacción de algún fluido hidrotermal.

3.7.1 Los Elementos Mayores

Son aquellos elementos químicos que predominan en cualquier tipo de roca. Se considera elemento mayoritario a aquel que se presenta en una concentración mayor al 1% en peso (> 1000 ppm) siendo; el Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K y P y sus concentraciones se expresan como tanto por ciento (%) en peso del óxido correspondiente.

Por lo general, las determinaciones analíticas de los elementos mayores sólo se hace sobre los cationes, asumiéndose que están acompañados de una cantidad apropiada de oxígeno, de manera que la suma de estos es aproximadamente el 100%, (Viladevall., 2008). La movilidad de los elementos mayoritarios está controlada principalmente por tres factores:

1. Estabilidad y composición de los minerales de la roca inalterada.
2. Estabilidad y composición de los minerales en el producto de alteración.
3. Composición, temperatura y volumen de la fase fluida.

Cuantificar el contenido de elementos mayoritarios resulta útil para clasificar y nombrar a la roca sedimentaria, determinar el ambiente tectónico dominante, procedencia del sedimento (identificación del protolito) y nivel de intemperismo.

3.7.2 Elementos Menores

Son los elementos estructurales en importantes minerales menores y/o elementos que sustituyen un alto grado en los minerales mayores (con concentraciones típicamente en el rango 0.1-1 %).

3.8 TÉCNICAS ANALÍTICAS PARA CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA

3.8.1 Difracción de Rayos X (DRX)

Principio del Método

La Difracción de Rayos X, es una técnica de caracterización geoquímica que se produce al interactuar un haz de rayos X con una determinada longitud de onda en una sustancia cristalina. Este fenómeno consiste en que parte de la radiación X incidente se desvía de su dirección original por interacción con el material irradiado.

La teoría de la difracción, es decir, la relación entre el diagrama de difracción y la distribución espacial de los átomos, es la misma para los tres tipos de radiación. Si un haz de rayos X pasa a través de un conjunto de átomos, las cortezas electrónicas de los átomos interactúan con

la onda incidente dispersándola mediante procesos elásticos e inelásticos. La mayor parte de la radiación es dispersada elásticamente formando el diagrama de difracción, cuyo estudio permite conocer la distribución de los átomos dispersores. De forma muy general, el fenómeno de DRX se describe con la *Ley de Bragg*, que describe la dirección en la que se da interferencia entre haces de rayos X dispersados por un cristal.

Los cristales contruidos por familias de planos actúan como espejos semitransparentes donde al incidir un haz monocromático de rayos X se produce el proceso de la difracción. Es posible difractar los rayos X en un cristal, ya que este se encuentra constituido por átomos espaciados regularmente que pueden actuar como centros de difusión de los rayos, entonces la difracción se produce cuando la ley de Bragg es cumplida.

$$n \lambda = 2d * \text{sen} (\theta)$$

Donde:

n = orden de la reflexión y corresponde al número de las longitudes de onda.

λ = longitud de onda de los rayos X.

d = la distancia entre los planos de la red cristalina.

θ = ángulo entre los rayos incidentes y los planos de dispersión.

3.8.2 Fluorescencia de rayos X (XRF)

La técnica de fluorescencia de rayos X (XRF) se utiliza para determinar concentraciones de elementos químicos en diversos tipos de muestras. El análisis de la composición de la muestra mediante la medición de un espectro de XRF se lleva a cabo en diversas áreas de investigación como biología, medicina, control ambiental, geología, arte por nombrar algunas. Es un método analítico de alta precisión, con la ventaja de ser no destructivo en la mayoría de las aplicaciones y de poder preparar la muestra de manera simple.

Para que esta técnica de caracterización que es cuantitativa y cualitativa se produzca, primero tiene que ocurrir la absorción fotoeléctrica por el elemento. La absorción fotoeléctrica por la muestra sucede cuando un fotón altamente energético proveniente de una radiación de rayos X interactúa con la materia. Cuando los átomos de la muestra a analizar absorben esta alta energía, un electrón de los más cercanos al núcleo de las capas internas *K* o *L* es expulsado del átomo. En este proceso de absorción, parte de la energía del fotón incidente de rayos X es utilizada para romper la energía de enlace del electrón interno del elemento y la energía restante acelera el electrón expulsado.

Después de que el electrón es expulsado, el átomo queda en un estado altamente excitado y por lo tanto muy inestable. Para que se restablezca la estabilidad, los electrones de las capas adyacentes llenaran el espacio vacante, al pasar un electrón de otra capa y con una energía diferente al del electrón saliente hay una diferencia de energía, la cual se emite en forma de radiación de rayos X. Precisamente, este proceso de emitir rayos X es conocido como fluorescencia de rayos X. El fotón de rayos X emitido tendrá una energía específica igual a la diferencia entre las dos energías de enlace de un electrón de las capas interna y adyacente, y esta energía es única para cada elemento.

La fluorescencia de rayos X nos brinda algunas ventajas: el análisis no es destructivo (es decir la muestra no sufre daños al analizarla), bajo costo, determinación rápida, interpretación de resultados simple, permite determinaciones multi-elemento (varios elementos) simultáneamente.

3.8.3 Espectroscopia de Plasma ICP-OE

El Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP) es una fuente de ionización que junto a un espectrofotómetro de emisión óptico (OES) constituye el equipo de ICP-OES. En esta técnica, la introducción continua de la muestra líquida y un sistema de nebulización forma un aerosol que es transportado por el argón a la antorcha del plasma, acoplado inductivamente por radiofrecuencia.

En el plasma, debido a las altas temperaturas generadas, los analitos son atomizados e ionizados generándose los espectros de emisión atómicos de líneas características. Los espectros son dispersados por la red de difracción y el detector sensible a la luz se encarga de medir las intensidades de las líneas. La información es procesada por el sistema informático.

Su principal ventaja son sus bajos límites de detección para la mayoría de los elementos detectando unas pocas ppb – ppt lo que la hace ideal para el análisis de elementos traza. El hardware del ICP está diseñado para generar plasma, el cual es un gas en el que hay átomos presentes en estado ionizado. La alineación básica del ICP consiste en tres tubos concéntricos de sílice. Estos tubos, que son el *loop externo*, el *loop intermedio* y el *loop interno*, forman lo que es la antorcha del ICP. La antorcha está situada entre una bobina enfriada a agua con un generador de frecuencias de radio. A medida de que los gases son introducidos en la antorcha, su campo de ondas de radio se activa y el gas en la región del embobinado se hace eléctricamente conductora. La secuencia de dichos eventos forman el “Plasma”.

CAPÍTULO IV

MARCO GEOLÓGICO

4.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional está representada por un complejo metamórfico basal de edad Precámbrico, sobre el cual descansa una potente columna de 2,500 m de sedimentos, que van del Paleozoico tardío al Mesozoico, y que a su vez fueron cubiertos parcialmente por productos volcánicos del Terciario que se caracterizan por lavas y piroclastos de composición basáltica - andesítica, conteniendo una serie de brechas con aspecto tobáceo y material reciente que consiste de aluviones conformados por gravas y arenas depositados en los cursos de los arroyos y ríos en las inmediaciones al área de estudio.

4.1.1 PRECÁMBRICO

4.1.1.1 GNEIS HUIZNOPALA

- ORTOGNEIS.- Granito y gabro.
- PARAGNEIS.- Pelítico, psamítico y calcáreo.

El basamento en esta región está caracterizado por rocas metamórficas regionales descritas por Von Kuegelgen (1958) y definidas posteriormente por Fries y Rincón-Orta (1965), quienes las nombran como *Gneis Huiznopala*. Los afloramientos de roca metamórfica se presentan en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla. Corresponden principalmente de paragneises y ortogneises anfibolíticos y granulíticos; metanortositas y gneises gabroicos (Martínez-Pérez, 1962; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1997; Lawlor *et al.*, 1999), asociados con brechas tectónicas que las ponen en contacto con rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. La edad atribuida mediante datación geocronométrica Sm/Nd en granates es de 1200 Ma (Grenviliano) (Ruíz *et al.*, 1988).

En la zona norte del Distrito Manganesífero de Molango (Alexandri y Martínez, 1991), aflora el Gneis Huiznopala en el arroyo de Chipoco y los gneises en esta localidad se presentan de color gris verdoso con abundantes cristales de hornblenda que han sido clasificados petrográficamente como gneises cuarzofeldespáticos (Carrillo-Bravo, 1965).

Debido al clima húmedo de la región, la meteorización ha formado, a expensas del gneis, una gruesa capa de suelo arenoso de color rojo que contiene pequeños cristales rojos de granate que han resistido la meteorización.

4.1.2 PÉRMICO

Originalmente el conjunto de rocas pérmicas fueron referidas a la Formación Guacamaya, descrita por Carrillo-Bravo (1965) en la Barranca de Huizachal-Peregrina; sin embargo, estudios posteriores revelaron que tanto los ambientes sedimentarios como las rocas ígneas asociadas a un contexto de *rift* no correspondían con los materiales geológicos y con el escenario propuesto por dicho autor, por lo que Rosales-Lagarde (2005) *et al.*, la redefinen primero dividiéndola en las Formaciones Otlamalacatla y Tuzancoa, para posteriormente unificarlas, tomando como base la edad mediante paleontología estratigráfica y la datación geocronométrica de las lavas basálticas submarinas encontradas en las inmediaciones de la región de Tianguistengo, Hidalgo.

4.1.2.1 Formación Tuzancoa

Con respecto a los afloramientos paleozoicos en Hidalgo, Rosales-Lagarde (2002, 2005), observa y reporta importantes diferencias litológicas y petrogenéticas, y que fueron originalmente referidos a la Formación Guacamaya, por lo que las redefine como Formación Tuzancoa.

La Formación Tuzancoa está compuesta principalmente por una secuencia vulcanosedimentaria (Centeno-García *et al.*, 1995) consiste, hacia la base, de una secuencia de rocas siliciclásticas que cambia a derrames y brechas andesíticas y basálticas, intercaladas con arenisca y lutita de origen volcánico; éstos dos últimos tipos de estratos presentan pliegues sinsedimentarios, estratificación convoluta, laminaciones, intraclastos y otras estructuras primarias características de ambientes turbidíticos.

En las capas epiclásticas se encuentran además, lentes de flujos de detritos calcáreos y lentes conglomeráticos de relleno de canal. Los conglomerados están formados por clastos de rocas volcánicas, caliza, granito y gneiss. Los flujos calcáreos contienen abundantes tallos de crinoides que en ocasiones forman una coquina (Rosales-Lagarde, 2002).

La Formación Tuzancoa se caracteriza de acuerdo a sus litofacies en: volcánica, turbidítica, siliciclástica, turbidítica volcanoclástica, flujos de detritos calcáreos y conglomerática. Éstas se repiten e interdigitan predominando una matriz turbidítica vulcanosedimentaria relacionada a expansión de fondo oceánico (*rift*).

En la región cercana a Tianguistengo presenta numerosas unidades turbidítica con secuencias tipo *Bouma* completas (Arellano-Gil *et al.*, 1998). En algunos puntos en el estado de Hidalgo se encuentra en contacto discordante sobreyaciendo al Gneis Huiznopala y en su contacto superior es sobreyacida, también discordantemente, por los lechos rojos de la Formación Huizachal del Triásico Superior (Arellano-Gil *et al.*, 1998).

Rosales-Lagarde (2002) infirió que la Formación Tuzancoa se desarrolló en una cuenca ligada a un arco volcánico generado sobre corteza continental. En este ambiente, las rocas fosilíferas representan flujos de origen turbidítico y flujos de detritos calcáreos intercalados dentro de la secuencia volcánica.

Dadas las características sedimentológicas y de la fauna asociada, se puede inferir un ambiente de depósito primario somero en pequeñas plataformas terrígenas que bordeaban los edificios volcánicos, previo al transporte hacia zonas más profundas por las corrientes de turbidez.

4.1.3 JURÁSICO INFERIOR

4.1.3.1 Formación Huayacocotla (JiH)

Descrita formalmente por Imlay *et al.*, (1948) en un reporte para la *American Association of Petroleum Geologist* (AAPG). La localidad tipo de esta formación se localiza en un tramo a lo largo del río Vinasco, al sur de Huayacocotla, Veracruz. Está compuesta de base a cima, por areniscas y lutitas cementadas por material arcillo-arenoso de color gris oscuro. Forma el relleno

de una cuenca de extensión continental con dimensiones aproximadas de 100 km de anchura por 300 km de longitud y espesor de 900 aproximadamente.

Los afloramientos de la Formación Huayacocotla tienen una amplia distribución en gran parte del anticlinorio del mismo nombre y en la región del Distrito Manganesífero de Molango se encuentra enmarcando al yacimiento (Peralta-Maldonado, 1985), subyaciendo discordantemente a la Formación Cahuwasas (Jurásico Medio). En el área de Otongo, la formación está constituida por arenisca de grano grueso y limolita verdosa que incluye restos de helechos fósiles de los géneros *Phlebopteris* y *cf. Cladophlebis* (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). En el área de estudio del Tajo Naopa, se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Tepexic (Jurásico Medio).

Con base en su contenido fosilífero, a la Formación Huayacocotla se le ha asignado una edad del Sinemuriano Superior, pero también es probable que contenga sedimentos del Pliensbaquiano hacia la cima correspondiente a la unidad "Capa con Plantas" (Esquivel-Macías *et al.*, 2005).

Esta formación se puede subdividir en tres unidades litológicas debido a la presencia de escamas intraformacionales que provocan repeticiones estratigráficas.

- Miembro inferior: conglomerados, arenisca, lutita y limolita con ausencia de fósiles. Predominan los estratos de 10 a 60 cm.
- Miembro intermedio: conglomerados, arenisca, lutita. Predominan los estratos de 20 a 40 cm. Presenta fósiles de fauna marina (amonites) principalmente
- Miembro superior: conglomerados, arenisca, lutita. Presenta fósiles de fauna continental (plantas), (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

4.1.4 JURÁSICO MEDIO

4.1.4.1 Formación Cahuwasas (Jmc)

La Formación Cahuwasas fue definida por Carrillo-Bravo (1958), como una secuencia de más de 1000 m. de espesor de arenisca, conglomerado y limolita de color rojo, que aflora en la porción central de la Sierra Madre Oriental (estados de Hidalgo y Veracruz) y al sur de la región

petrolera de Pánuco-Ébano (Carrillo-Bravo,1965). La localidad tipo se encuentra en el Rancho Cahuwasas, sobre el río Amajac, al SE de Chapulhuacán, Hidalgo.

La Formación Cahuwasas está representada básicamente por rocas de origen continental (Arellano-Gil *et al.*, 1998). Según Ochoa-Camarillo (1998) consta de dos litologías: brecha y conglomerado de color rojo de aspecto masivo que carece de estratificación y que por lo general se presenta en intervalos de areniscas conglomeráticas con limolita y arenisca masivas de color verde y rojo en diferentes matices. En la limolita se puede observar nódulos calcáreos bien redondeados y regularmente clasificados. Estas observaciones fueron realizadas en la región de Molango, estado de Hidalgo. También se han reportado en el río Chinameca (área de Tianguistengo) y en la zona del río Claro, donde se observan areniscas de color gris y verde (Carrillo-Bravo, 1965). Su ambiente de depósito corresponde con abanicos aluviales de planicie aluvial continental, formados arriba de la línea de supramarea que fueron sometidos a condiciones semiáridas.

Su edad ha sido deducida, con base en su posición estratigráfica ha sido considerada representar la parte temprana del Jurásico Medio (parte o todo el Aaleniano, Bajociano, y Bathoniano) (Salvador, 1991). Esta unidad carece de fósiles y su edad comprendida entre el Aaleniano y Bathoniano, se basa en la relación que guarda con las formaciones encajonantes fechadas con amonites (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1997, 1998, 1999).

Tomando en cuenta la similitud, tanto litológica como estratigráfica de la Formación Cahuwasas en el Anticlinorio de Huayacocotla, con la Formación La Joya en el Anticlinorio Huizachal – Peregrina. Ochoa-Camarillo (1998) propone que ambas formaciones tuvieron un ambiente de depósito semejante, reconociendo en ambas depósitos de abanico aluvial, de planicie aluvial por encima de la supramarea, de planicie aluvial marina y de inundación fluvial.

4.1.4.2 Formación Tepexic (JmT)

La Formación Tepexic fue descrita formalmente por Erben (1956), denominándola “Calcarenita Tepexic”. Es conveniente aclarar que el término calcarenita fue introducido por Grabau (1903) para describir una caliza con más de 50 % de detritos calcáreos del tamaño de arena. Esta formación, junto con la Santiago representa la base de la denominada "Serie Huasteca", depositada en el Este de México sobre rocas continentales de la Formación Cahuásas (Cantú-Chapa, 1998).

La Formación Tepexic está compuesta hacia su base por calcarenita que varía de color gris a gris oscuro con intercalaciones de lutita calcárea, dispuestas en capas de poco espesor y que presentan abundantes pelecípodos (Peralta-Maldonado, 1985). Más hacia la cima muestra una secuencia de caliza impura de color gris a gris oscuro, así como calizas de grano grueso con abundantes granos de cuarzo. La localidad tipo de esta formación se localiza en un punto cercano a la Planta Hidroeléctrica Tepexic, perteneciente a la presa Necaxa en el estado de Puebla.

La Formación Tepexic sobreyace concordantemente a la Formación Cahuásas y en algunas zonas donde no existe esta última, sobreyace a la Formación Huayacocotla en discordancia angular (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). El límite superior de la Formación Tepexic es concordante con la Formación Santiago; Sin embargo, las capas de lutita aumentan conforme se pasa transicionalmente de la Formación Tepexic a la Santiago (Olivares-Robles., 1978).

Según Ochoa-Camarillo (1998) la Formación Tepexic se depositó en un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa, esto evidenciado por la estratificación ondulada y la presencia de oncolitos y oolitos.

La depositación de la Formación Tepexic indica un cambio notable en la naturaleza química de los sedimentos, mostrando el inicio de la sedimentación de los carbonatos y de la fase transgresiva que duró hasta el Cretácico Superior (Ochoa-Camarillo 1998).

4.1.5 JURÁSICO SUPERIOR

Las rocas sedimentarias del Jurásico Superior se consideran como las de mayor interés económico, ya que dentro de estos sedimentos se encuentra incluido el yacimiento manganesífero.

4.1.5.1 Formación Santiago (JsS)

Fue propuesta originalmente, por Reyes (1964) llamándole informalmente “Lutita Santiago”. Antes de ser elevada al rango de Formación, sus estratos fueron tomados en cuenta como una parte de la Formación Tamán (Suter, 1980).

La Formación Santiago fue definida formalmente por Cantú-Chapa (1971) como una secuencia sedimentaria de limolita calcárea y carbonosa que varían de color gris oscuro a negro y que presenta intercalaciones de caliza con espesores de 40 centímetros aproximadamente. Los afloramientos de esta formación están restringidos al núcleo de los anticlinorios de Huayacocotla y Pisaflores (Suter, 1980).

La parte superior de la Formación Santiago presenta abundantes concreciones negras calcáreas, donde frecuentemente se encuentran amonites bien conservados, también se pueden observar algunos estratos de caliza arcillosa en forma aislada de color negro, en espesores de 5 a 15 cm. La ausencia de fósiles en la parte media señala que se depositó bajo condiciones marinas tranquilas y reductoras en facies de cuenca.

En la región de Molango está constituida por un paquete de limolita negra calcárea, existiendo ocasionalmente capas de caliza (Ochoa-Camarillo *et al.* 1998). En el área de estudio la Formación Santiago está formada principalmente por limolita negra calcárea y que presenta pirita diseminada, la cual está dispuesta en capas de 3.5 m aproximadamente; además de algunas capas de caliza de color negro.

La Formación Santiago descansa concordantemente sobre la Formación Tepexic (Erben, 1956) y en el área de Huiznopala descansa sobre el Gneis Huiznopala (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Con base a su contenido fosilífero se le asignó una edad de Calloviano-Oxfordiano (Alexandri y Martínez, 1991).

4.1.5.2 Formación Chipoco (JsCh)

Definida por Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972) en el Tajo Tetzintla, a un kilómetro del rancho Chipoco (localidad tipo), donde describen una alternancia de caliza de tipo *grainstone* y lutita calcárea.

Ochoa-Camarillo (1996) distingue cuatro unidades litológicas distintas, que a continuación se describen:

- Unidad Manganésífera.- Este miembro también llamado facies manganésíferas de la Formación Chipoco, se encuentra distribuido ampliamente en el Distrito Manganésífero de Molango. Está constituida por caliza manganésífera arcillosa negra, en estratos de 10 a 20 cm con algunas intercalaciones de lutitas calcáreas negras. Al meteorizarse adquiere un aspecto oxidado con piritita diseminada y cantidades menores de magnetita, tiene un espesor aproximado de 40 hasta 80 m; las calizas son fósiles y sus fracturas se presentan rellenas de calcita y ocasionalmente rodocrosita (Olivares-Robles, 1978; Alexandri y Martínez, 1986).
- Unidad Arenosa.- Está constituida por arenisca calcárea gris oscura en estratos de 20 a 60 cm que incluye algunos horizontes granulares de cuarzo blanco lechoso, bien redondeados y clasificados.
- Unidad Limolítica.- Predominan intercalaciones de limolita y lutita calcáreas de color gris oscuro con caliza arcillosa que en conjunto presentan un espesor de 20 a 40 cm.
- Unidad Rítmica.- Está constituida por una secuencia de caliza negra recristalizada en estratos de 10 a 40 cm, interestratificada en forma rítmica con lutita negra en estratos de 2 a 5 cm, tiene un espesor de 20 a 40 m.

El espesor total de las calizas manganesíferas fluctúa entre los 75 y 85 m; sin embargo, el espesor de importancia económica solo es de 8 a 10 m y se ubica en la parte basal de la Formación Chipoco que se deposita concordantemente a la Formación Santiago. En algunos puntos sobreyace de manera concordante sobre el Gneis Huiznopala (Camarillo-Ochoa *et al.*, 1998). La Formación Chipoco se encuentra subyaciendo a la Formación Pimienta.

Existen diversas opiniones sobre el ambiente de depósito de la Formación Chipoco, algunos autores proponen que corresponde a un ambiente sedimentario marino de plataforma somera. Pedrazzini y Basañez (1978) suponen un cambio transicional de sedimentos someros y profundos para esta formación. Basañez y Fernández (1989) consideran que el carácter litológico de la Formación Chipoco corresponde a un ambiente somero cubierto por facies pelágicas transgresivas. Ochoa-Camarillo (1998) propone que el depósito ocurriera en un ambiente de cuenca, mientras que Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972) proponen que ésta formación se depositó en un ambiente de talud.

La edad del Kimeridgiano temprano - Tithoniano que se le asigna a la Formación Chipoco se basa en amonites de los géneros *Idoceras* y *Glochiceras* (Cantú-Chapa, 1971).

El espesor total de este horizonte o “facies manganesífera” de la Formación Chipoco es de aproximadamente 75 m; sin embargo, la parte de interés económico varía en espesor entre 10 hasta los 30 m aumentando gradualmente. En la zona de carbonatos con alto contenido de manganeso (24 y 28 %) las capas son laminares, físis y de poco espesor; presentando en algunos pliegues crucero bien definido (Peralta-Maldonado, 1985). Mientras que hacia su parte superior, donde la concentración de manganeso va disminuyendo, los estratos tienden a engrosarse hasta 1 m. Presenta fracturamiento de bajo grado, el cual generalmente está relleno de calcita y de rodocrosita hacia la base del horizonte. En algunas zonas presenta contenido faunístico, caracterizado principalmente por pelecípodos y amonites del género *Haploceras* y *Dichotomosphinctes*, característicos del Oxfordiano Superior, Imlay (1948).

Este horizonte se encuentra sobreyaciendo de manera concordante a la Formación Santiago (Ochoa-Camarillo, 1998).

4.1.5.3 Formación Pimienta (JsCp)

El nombre de Formación Pimienta fue propuesto originalmente por Heim (1926) para una secuencia de sedimentos arcilloso-calcáreos de coloración oscura y estratificación delgada que incluye capas de pedernal negro (Carrillo-Bravo, 1965; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Suter (1990) describe a la Formación Pimienta como una secuencia de lutita de color café - rojizo y grisáceo, caliza arcillosa oscura y limolita, que se presentan en capas delgadas con nódulos de pedernal. Su espesor es de aproximadamente 300 m, pero este varía considerablemente de una a otra localidad, condicionada por la actividad tectónica (Peralta-Maldonado, 1985).

La localidad tipo de la Formación Pimienta se localiza en el Rancho del mismo nombre, situado a aproximadamente 300 m al oeste de la carretera México-Laredo, en el estado de San Luis Potosí.

En los afloramientos cercanos al Distrito Manganésífero de Molango, la formación se encuentra constituida por estratos de 5 a 30 cm de caliza negra con intercalaciones rítmicas de lutita negra en espesores de 1 a 5 cm. (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998).

La Formación Pimienta sobreyace transicional y concordantemente a la Formación Chipoco. Este límite está marcado en la zona donde la micrita de la Formación Pimienta se vuelve más arcillosa (Olivares-Robles, 1978); además, la presencia de pedernal y los pliegues de tipo *Chevron* que se presentan dentro de esta formación son un criterio para poder diferenciar la parte inferior de la Formación Pimienta de la parte superior de la Formación

Chipoco (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Es sobreyacida también de manera concordante por rocas del Cretácico Inferior correspondientes a la Formación Tamaulipas Inferior (Carrillo-Bravo, 1965).

La edad tithoniana de la Formación Pimienta se determinó con base a la presencia de amonites de los géneros: *Mazapilites*, *Haploceras*, *Suarites*, *Parodontoceras*, *Proniceras* (Cantú-Chapa, 1971). Aguilera (1972) reporta los microfósiles: *Calpionella* sp., *Globochaete alpina* y *Fibrosphaera* sp. Ochoa-Camarillo (1998) propone un ambiente de depósito pelágico para esta formación.

Con base en la microfauna pelágica que contiene y a su arcillosidad se considera que la Formación Pimienta corresponde a un ambiente de cuenca intraplatafórmica de tipo euxínico (Pedrazzini y Basáñez, 1976 y 1978).

4.1.6 CRETACICO TEMPRANO

4.1.6.1 Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior

El Cretácico Inferior consta de secuencias de caliza gris con nódulos de pedernal (Formación Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior) separadas por un horizonte más arcilloso (Formación Otates); descansa concordantemente sobre la Formación Pimienta y se encuentra bajo la Formación Agua Nueva (Carrillo-Bravo, 1965).

La Formación Tamaulipas Inferior consiste de caliza cuyos estratos son de 0.5 a 1 m de espesor de facies pelágica que lateralmente gradúa a la facies de la Formación El Doctor. Entre los planos de estratificación se encuentran cuerpos de pedernal cuya geometría es nodular, o en bandas irregulares que varían de 0.10 a 0.30 m de espesor. La caliza contiene arcilla insoluble que fluctúa entre un 3 y 7 % enriquecida de iones de magnesio y hierro.

El depósito de esta unidad se efectuó en un ambiente de plataforma externa, de profundidad relativa con baja energía y moderado aporte de material terrígeno, (Aguayo, 1978).

4.1.7 CRETACICO TARDÍO

4.1.7.1 Formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez

La Formación Agua Nueva fue descrita por Stephenson (1922) en el Cañón de la Borrega al oeste de la Sierra de Tamaulipas, cerca del rancho Agua Nueva; se establece como caliza con pedernal, interdigitada con lutita carbonosa negra. La Formación Agua Nueva está conformada por calizas arcillosas, color gris, gris-verdoso y crema, con nódulos y bandas de pedernal negro, con intercalaciones de lutitas gris verdoso y café amarillento; relacionado al ambiente de depósito se tiene que se formó en zonas que fluctuaban entre plataforma externa y cuenca intraplatafórmica.

La Formación Agua Nueva yace concordantemente sobre el Cretácico Inferior. Tanto el Jurásico Superior como el Cretácico se depositaron en un ambiente marino pelágico. A partir del Cretácico Superior la depositación terrígena aumenta gradualmente hasta llegar a la marga poco estratificada de la Formación Méndez (Suter, 1990).

La Formación San Felipe fue descrita informalmente por Jeffrey (1910), quien empleó por primera vez este nombre en un reporte no publicado y Muir (1936) definió de una manera formal en la localidad de San Felipe, 4 km. al este de Ciudad Valles, S.L.P., nombrando así a una secuencia incompleta de calizas y lutitas, sin embargo Seibertz (1988) propuso una localidad neotipo en la Sierra de la Colmena en la parte oeste de Ciudad Valles, S.L.P. Aflora principalmente en la porción nororiental de la carta en las sierras: Las Mitras, Loma Larga y Cerro de la Silla. Litología y Espesor.

La litología de esta unidad es muy homogénea, y corresponde a niveles arcillosos y bentoníticos, de color gris claro y gris verdoso, en capas de espesor delgado, con escasos nódulos de pedernal. Son abundantes las intercalaciones de bentonita y de lutitas bentoníticas laminares. Su espesor es muy variable de 5 a 330 metros.

4.1.8 TERCIARIO

4.1.8.1 Formación Tlanchinol

La Formación Tlanchinol fue utilizada por Robin y Bobier (1975) para describir los derrames volcánicos que afloran en la región con el mismo nombre. Robin (1975, 1982) describe esta formación como una secuencia de derrames basálticos que descansan sub-horizontalmente sobre sedimentos marinos plegados y erosionados. De acuerdo con Demant y Robin (1975), las rocas de la Formación Tlanchinol pertenecen a la Provincia Magmática del Oriente de México.

Los basaltos de la Formación Tlanchinol son generalmente porfídicos de olivino y piroxeno; algunos en la región de Molango ésta formación, está constituida por una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tobas de caída aérea y algunos derrames andesíticos.

Los basaltos de la Formación Tlanchinol descansan sobre rocas precámbricas en la región de Huiznopala y también cubren parcialmente sedimentos marinos jurásicos y cretácicos. Cantagrel y Robin (1979) obtuvieron para la Formación Tlanchinol las edades mediante potasio-argón, indicando que las rocas volcánicas de dicha formación se depositaron durante el Mioceno Tardío.

4.1.8.2 Formación Atotonilco El Grande

Los antecedentes de la Formación Atotonilco El Grande fueron presentados por Geyne y colaboradores (1963). La localidad tipo de esta formación se encuentra en la periferia del poblado de Atotonilco El Grande, estado de Hidalgo. Según los autores, la formación está compuesta principalmente por capas de textura variable, desde lutitas a conglomerado

Robin (1975, 1982) consideró estas tobas como ignimbritas (ignimbritas de la región de Quetzalongo, ignimbritas de la región de Zacualtipán). La litología de esta formación en esta región consta principalmente de basaltos intercalados con derrames piroclásticos de brecha o toba de composición dacítica a riolítica. Esta unidad se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la Formación Tlanchinol.

Se estima que el espesor es de 400 m, según los afloramientos de las inmediaciones de Molango. Cantagrel y Robin (1979) dieron a esta serie las edades 7.33 ± 0.13 Ma por el método K/Ar a las rocas de esta formación. Según los datos anteriores, esta unidad se ubica dentro del Mioceno Tardío (Ochoa-Camarillo, 1997).

4.1.9 CUATERNARIO

4.1.9.1 Aluvión (Qa)

Se trata de sedimentos formados por actividad fluvial, acumulándose en los ríos y arroyos principalmente y en ocasiones han podido formar suelos aptos para establecer cultivos. La mayor parte son depósitos conglomeráticos mono y oligomícticos, que forman abanicos aluviales no consolidados, su matriz areno-arcillosa comúnmente saturada evoluciona a suelos muy fértiles.

En la (Figura 4) se presenta la columna estratigráfica del Distrito Minero Molango, además en la (Tabla 5) la correlación estratigráfica entre las unidades del distrito.

COLUMNA GEOLÓGICA

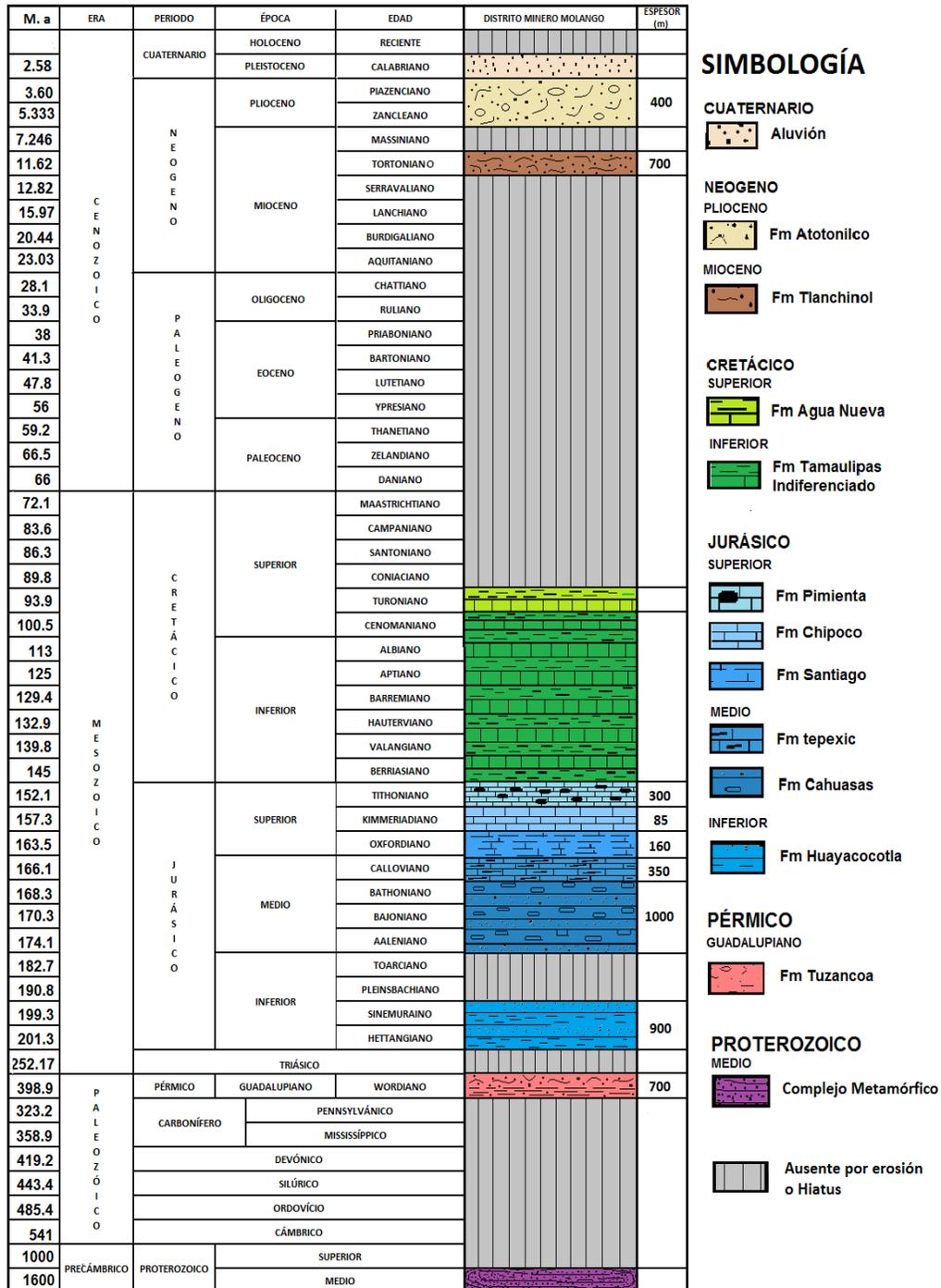


Figura 5: Columna estratigráfica, del Distrito Minero Molango. Modificado de Carta Geológica F14-D51 SGM-2000

Tabla 5: Correlación estratigráfica. Modificada de Alexandri y Martínez, 1991.

ERA	PERIODO	ÉPOCA	EDAD	ÁREA NONOALCO	ÁREA NAOPA	ÁREA TEZINTLA			
C E N O Z O I C O	CUATERNARIO	HOLOCENO	RECIENTE	ALUVIÓN					
	T E R C I A R I O	PLEISTOCENO	CALABRIANO		VOLCÁNICAS	VOLCÁNICAS	VOLCÁNICAS		
		PLIOCENO	PIAZENCIANO						
			ZANCLEANO						
		MIOCENO	MASSINIANO					CONGLOMERADO	
			TORTONIANO						
			SERRAVALIANO						
			LANCHIANO						
			BURDIGALIANO						
			AQUITANIANO						
		OLIGOCENO	CHATTIANO						
			RULIANO						
		EOCENO	PRIABONIANO						
			BARTONIANO						
			LUTETIANO						
			YPRESIANO						
		PALEOCENO	THANETIANO						
			SELANDIANO						
			DANIANO						
		M E S O Z O I C O	C R E T Á C I C O	SUPERIOR				MAESTRICIANO	
CAMPANIANO									
SANTONIANO									
CONACIANO									
TURONIANO									
CENOMANIANO									
INFERIOR	ALBIANO			TAMAULIPAS INFERIOR (Kit)					
	APTIANO								
	NEO BARREMIANO								
	CO HAUTERIVIANO								
	MIA VALANCIANO								
NO IBERIASIANO									
J U R Á S I C O	SUPERIOR		TITONIANO	PIMIENTA (Jsp)	CHIPOCO (Jsch)	PIMIENTA (Jsp)			
			KIMMERIDIGIANO	TAMÁN (Jst)	MIEMBRO	MIEMBRO	CHIPOCO (Jsch)		
		MANGANESÍFERO		MANGANESÍFERO	MANGANESÍFERO				
		SANTIAGO (Jss)		SANTIAGO (Jss)	SANTIAGO (Jss)				
		OXFORDIANO		SANTIAGO (Jss)	SANTIAGO (Jss)				
		MEDIO	CALLOVIANO		TEPEXIC (Jsx)	TEPEXIC (Jsx)			
	BATONIANO		CAHUASAS (Jmc)						
	BAJONIANO								
	AALENIANO								
	INFERIOR	TOARCIANO							
		PLEINSBACHIANO							
		SINEMURAINO	HUAYACOCOTLA (Jih)		HUAYACOCOTLA (Jih)				
		HETTANGIANO							
	J U R Á S I C O	SUPERIOR	RHAETIANO				HUIZACHAL (Tih)		
NORIANO									
CARNIANO									
MEDIO		LADINIANO							
		ANISIANO							
		SCYTIANO							
P E R M I C O	PÉRMICO				TUZANCOA (Pit)				
	CARBONÍFERO								
	DEVÓNICO								
	SILÚRICO								
	ORDOVÍCIO								
	CÁMBRICO								
PRECÁMBRICO				BASAMENTO					
 AUSENTE POR EROSIÓN O HIATUS									
 CONTACTO INFERIOR NO OBSERVADO									

4.2 GEOLOGÍA LOCAL

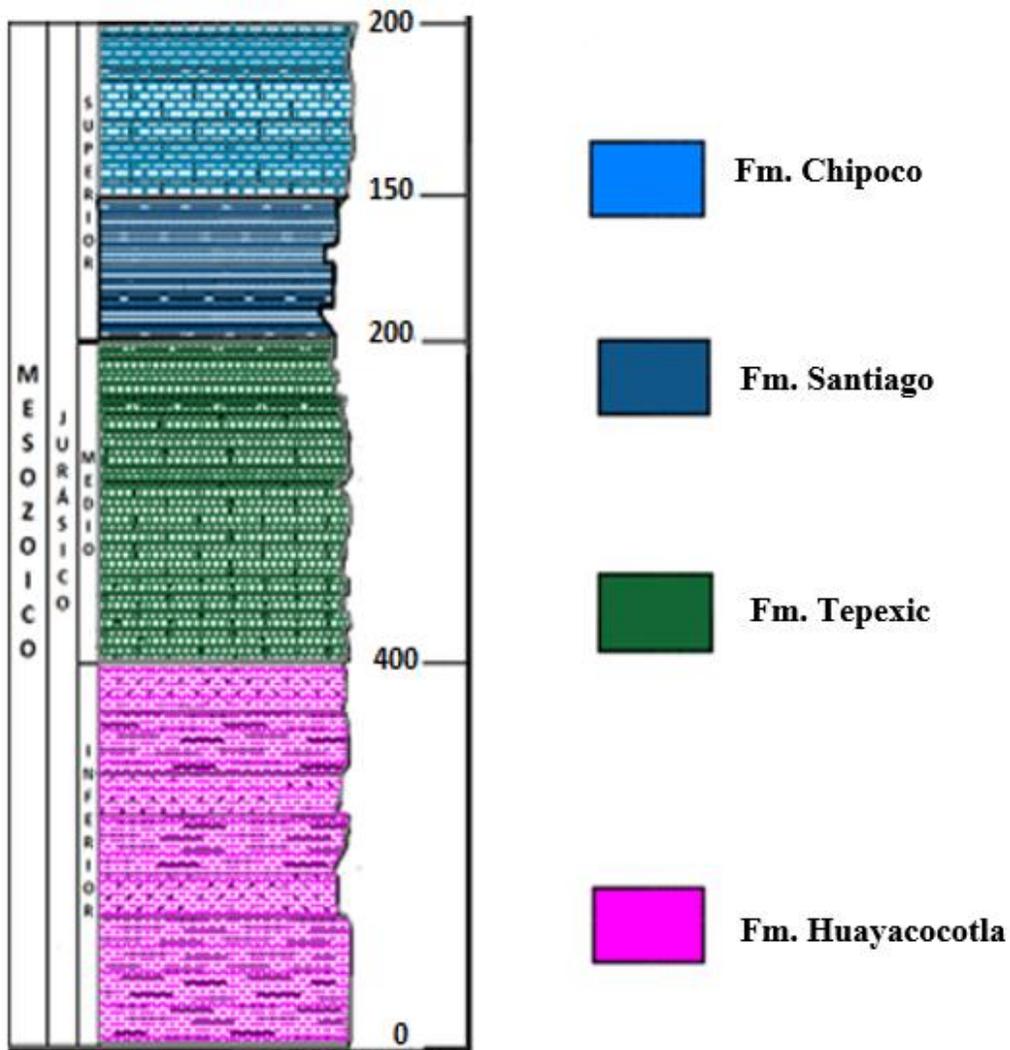
La base de la columna estratigráfica (Figura 5) en el área de estudio está representada por un paquete de areniscas y lutitas cementadas por material arcillo-arenoso de aproximadamente 450 m de espesor correspondientes a la **Formación Huayacocotla (JiH)**, compuesta en menor escala por areniscas de color gris claro que intemperizan a color rojizo, en estratos de hasta 25 cm de espesor, además de presentar abundantes vetilleo de cuarzo. En su mayoría se caracteriza por lutitas cementadas por material arcillo-arenoso de color marrón y de gris claro a oscuro, se encuentra laminar y en estratos de hasta 15 cm de espesor, además de presentar pliegues (anticlinales). Esta formación se encuentra subyaciendo concordantemente a la Formación Tepexic, que enmarca completamente al yacimiento.

Posteriormente, y de forma concordante, se observa una secuencia de 200 m de calcarenitas con intercalaciones de lutita calcárea que se intemperizan de color amarillento a blanquecino, limolitas laminares de color gris claro y calizas de color gris oscuro de la **Formación Tepexic (JmT)**.

Formación Santiago (JsS), compuesta por limolita con pirita diseminada y abundantes concreciones negras calcáreas con un espesor total de 150 m, y que sobreyace concordantemente a la Formación Tepexic.

A continuación se deposita la **Formación Chipoco (JsCh)**, compuesta por un paquete de calizas estratiformes de un espesor de 200 m, limitándose su valor económico actual a la base de dicho paquete, el cual presenta espesores variables que van de 10 a 30 m aumentando gradualmente de SW a NE, y cuyo contenido de manganeso varía de 3% a 28 %, está constituido predominantemente por calizas arcillosas de estratificación desde muy delgada (laminar) hasta estratos de 10 cm, de color gris oscuro a negro. Esta zona incluye algunas interestratificaciones de limolita calcárea - carbonosa, de color gris oscuro a negro.

En general, la roca se encuentra compacta, presenta una dureza media y es muy fácil de fracturar a lo largo de las separaciones arcillosas; a menudo presenta brechamiento a lo largo de zonas de esfuerzo, además presenta cristalización de rodocrosita, pirita diseminada, cuarzo y calcita. Una de las principales alteraciones presentes en esta roca es la oxidación.



CAPÍTULO V

CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

5.1 Localización del Tajo Naopa

El yacimiento manganesífero del Tajo Naopa se localiza en el municipio de Molango en el estado de Hidalgo (México) entre las coordenadas 20°51´ de Latitud Norte y 98°45´ de Longitud Oeste (Figura 1) que colinda al norte con Tepehuacán de Guerrero, al oriente con Lolotla y Xochicoatlán y al poniente con Tlahuiltepa de Juárez y Eloxochitlán y al sur con Metztitlán. El acceso al área de estudio se realiza por medio de la carretera Federal n. 105 (México – Tampico), desviándose en el kilómetro 139, denominado Tlaxcango con rumbo a Naopa por un camino de terracería que dista 5.5 km hasta el tajo, en la (Figura 3) se observa el plano de localización de la zona de estudio. La localidad de Naopa, del cual toma su nombre el tajo, tiene un área de alrededor de 0.24 km², se encuentra aproximadamente a 10 km al noroeste de la cabecera municipal que es Molango.

5.2 Fisiografía

El área se encuentra ubicada dentro de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental, la cual se extiende en una franja alargada con rumbo NW-SE, dentro del Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965), también se encuentra formando parte de la zona conocida como Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (Sedlock *et al.*, 1993). Desde un punto de vista geológico – tectónico, se enmarca en el terreno “Sierra Madre” definido por Campa y Coney (1983).

La topografía de la zona es sumamente abrupta, presentando elevaciones entre 600 y 1300 m.s.n.m., por reflejo de la gran erosión a la que están expuestas las rocas sedimentarias que se caracterizan por presentar pliegues paralelos al plano axial sub-vertical; además de cabalgaduras como el resto de la Sierra Madre Oriental, cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, las cuales fueron levantadas y comprimidas formando pliegues, cabalgaduras, valles estructurales en los anticlinales y sinclinales durante la orogenia Laramide

Presenta el ciclo geomorfológico transicional de juventud a madurez, que se manifiesta por profundas barrancas en forma de "V" y algunos valles de poca extensión entre hileras de montañas que se alinean con rumbo aproximado NW-SE 45°(Eguiluz, 2000).

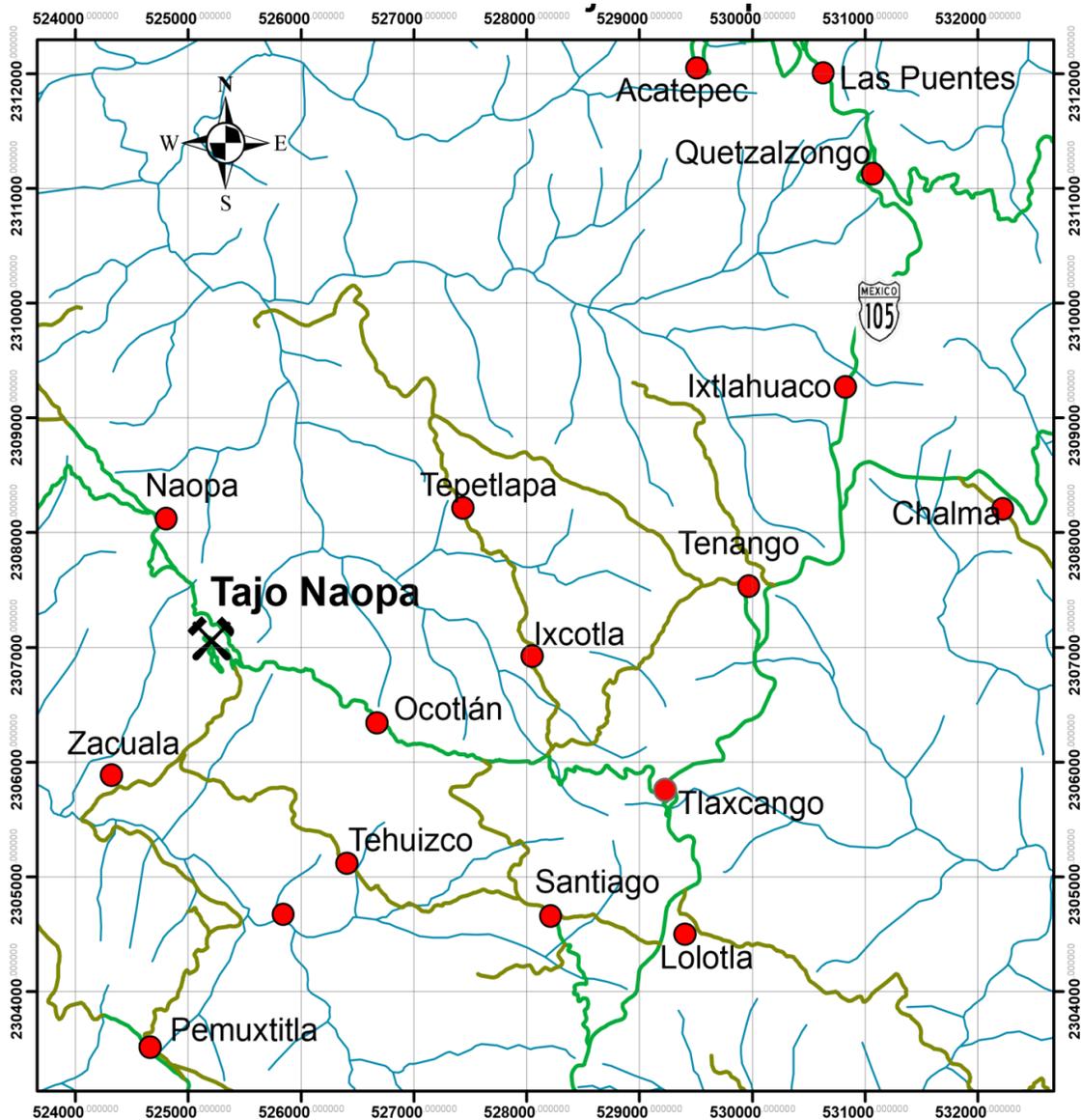
5.3 Hidrografía

La zona de estudio se localiza dentro de la región hidrológica n. 26 perteneciente al río Pánuco. Corresponde a la vertiente del Golfo de México, que es considerada como una de las más importantes del país, tanto por su superficie, como por el volumen de sus escurrimientos. Se ubica dentro de la cuenca del río Moctezuma que finalmente desemboca en el Golfo de México. Localmente esta zona pertenece a la micro-cuenca del río Claro en donde drenan los escurrimientos del área del Tajo Naopa.

5.4 Clima

De acuerdo a la clasificación climática de *Köppen* modificada por Enriqueta García (1981), el clima de la región es templado con cierta tendencia a ser extremoso. Es del tipo (a) con clave (fm), que presenta veranos moderadamente calientes e inviernos cuya temperatura a menudo llegan a 0° C con niebla espesa en los meses de noviembre a diciembre, esto se debe a los vientos cargados de humedad que provienen del Golfo de México, y que al llegar a la región serrana se enfría, condensándose en forma de vapor de agua, ocasionando una zona con mucha niebla y lloviznas.

Los valles a lo largo de los ríos principales con solo algunos cientos de metros por encima del nivel del mar, son húmedos y calientes. Las lluvias son abundantes durante el verano y pueden ser frecuentes durante el invierno, teniéndose en esta zona una de las precipitaciones pluviales más elevadas de la región la precipitación del mes más seco llega a ser mayor a 40 mm y la temperatura promedio anual es de 24.1°C y con una precipitación promedio anual de 2300 mm.



LEYENDA

- Localidades
- Tajo Naopa
- Carreteras y caminos
- Caminos
- Rios



KILOMETRAJE

México-Casetas	288 km
Casetas-Tampico	233 km
Casetas-Zona Industrial	12 km
Casetas-Naopa	40 km

Figura 4: Plano de localización del Tajo Naopa

5.5 EL Mn EN EL YACIMIENTO DEL TAJO NAOPA

5.5.1 Origen del Mn en el Yacimiento

Existen dos hipótesis para explicar la génesis del Manganeso (Mn):

- 1) Que el Mn se haya formado en continente; el cual es muy poco probable, puesto el que Mn no es soluble en condiciones oxidantes.
- 2) La formación del Mn ocurrió en el mar; lo cual suena más lógico, al parecer fue causado por fuentes exhalativas termales, las emisiones hidrotermales pudieron derivarse de las fallas normales que dieron origen al sistema de fosas y pilares tectónicos, o bien por algunas dorsales submarinas formadas por el rompimiento de Pangea, ya que las dorsales submarinas se caracterizan por las grandes olas de calor y serían las fuentes emisoras del Mn.

El manganeso, en su forma primaria, está ligado a magmas básicos y de acidez media, y puede ser fraccionado y transportado mediante soluciones acuosas hidrotermales. Por intemperismo se logra la separación y posterior migración del elemento hasta su sedimentación química, ya que el Mn es fácilmente soluble en aguas que contengan CO₂ (Roy, 1992).

5.5.2 Asociaciones Mineralógicas

Los minerales de mena que se encuentran incluidos en el manto manganésífero principalmente son del tipo carbonatos y óxidos de manganeso. Las fases minerales carbonatadas consisten principalmente de Rodocrosita y Manganocalcita en cantidades subordinadas y la Pirolusita como especie oxidada de alta ley. Los minerales de ganga que acompañan a los de mena son esencialmente: Calcita, Cuarzo y Pirita.

La Rodocrosita (MnCO_3), se encuentra en forma de agregados botroidales de hasta dos cm, difícilmente se encuentran los cristales bien formados, este mineral presenta una coloración rosada desde muy tenue (baja concentración de Mn), hasta llegar al rojo (alta concentración de Mn), la rodocrosita en el tajo se encuentra únicamente asociada a fallas y fracturas. En el microscopio la Rodocrosita tiene una apariencia muy similar a la de la calcita.

La Manganocalcita (Mn,CaCO_3) presenta las mismas características que la Rodocrosita en forma y tamaño con la diferencia del porcentaje de Mn, y que redunda en su coloración de blanquecino a rosa pálido.

El cuarzo (SiO_2) en algunas áreas específicas del tajo, como la “1200” y parte de la “980” se encuentra abundantemente, es incoloro a blanquecino, en general se encuentra rellenando fallas y/o fracturas, además de formar costras sobre la rodocrosita.

La Calcita (CaCO_3) al igual que el cuarzo se encuentra asociada a fallas y fracturas, por lo que puede confundirse con el mismo, diferenciándose por su dureza, presentando una coloración desde incolora hasta blanca.

La Pirita (FeS_2) Es un mineral metálico que se encuentra ampliamente distribuido en el yacimiento y se presenta en cristales euhedrales a subhedrales y en agregados masivos, en su mayoría diseminados con un lustre brillante, que en algunas ocasiones presenta iridiscencia (pátina).

CAPÍTULO VI

MÉTODOS

La presente investigación constó de varias etapas, iniciando con una recopilación bibliográfica exhaustiva sobre el estado de conocimiento de la geología regional del área de estudio y trabajos geológicos previos que involucran al Distrito Minero Manganésífero de Molango, además de la realización del mapa geológico a semi-detalle, el muestreo de mineral de mena y facies, para su posterior análisis e interpretación.

6.1 TRABAJO DE CAMPO

6.1.1 Levantamiento cartográfico

En este proyecto se levantó la cartografía geológica a escala 1:3000 que consideró un área aproximada de 1.5 km², donde se distinguieron y delimitaron las diferentes unidades litológicas, rasgos geomorfológicos y características estructurales de la mismas.

Se realizó una base datos con los puntos correspondientes al levantamiento geológico-cartográfico (coordenadas X, Y y Z), mediante el equipo de posicionamiento global GPS modelos *Map60CSx*, marca *Garmin* y los datos estructurales, rumbo y echado, fueron obtenidos con una brújula de cuadrantes tipo *Brunton*, además de la litología por formaciones, éstos fueron dibujados en una planta topográfica y al final, con todo esto, se realizó el plano geológico a semi-detalle utilizando el software *AutoCAD*® 2015 de *Autodesk*®.

Posteriormente y con base en los resultados de los trabajos de exploración - explotación previos, se decidió la toma de nueve muestras representativas de la variación en la concentración de manganeso. Cada muestra colectada fue de 50 kg y correspondieron a afloramientos del manto manganésífero de la base de la Formación Chipoco (JsCh) en las zonas “300” y “980” dentro del tajo y en las inmediaciones en la zona “500” y en el sitio denominado “La Cueva”.

Las nueve muestras colectadas se dividieron en dos grupos, el primero en mineral de mena con clave: VTN-2014, VTN-2015, VTN-2039, VTN-2050, VTN-2083 y VTN-701; éstas fueron tomadas del talud en explotación. El segundo grupo de muestras con clave VTN-700, VTN-702 y VTN-2037, correspondieron a mineral en facies. La muestra número uno de este grupo (VTN-2037) y la tres (VTN-700), fueron tomadas en talud en explotación y la número dos (VTN-702) fue tomada de piso, en la (Figura 6) se puede observar la localización de cada muestra.



Figura 7: Tajo Naopa: Localización de las muestras

6.1.2 Muestreo

Definida el área de muestreo en el Tajo Naopa se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones:

- a) Limpieza del afloramiento para evitar contaminación por esquirlas ajenas al afloramiento
- b) Geoposicionamiento

-
- c) Orientación de los estratos para realizar el muestreo perpendicular a la estratificación.
 - d) Medición de los estratos
 - e) Toma de datos estructurales, evitando zonas de falla
 - f) Descripción litológica preliminar evitando las zonas con alta presencia de vetas hidrotermales.

En cada sitio de muestreo se tomaron dos tipos muestras, la primera de esquirlas para los estudios geoquímicos fue de 50 kg, obtenidas directamente con el martillo de geólogo de forma perpendicular al estrato (muestreo estratificado) y depositadas en costales previamente etiquetados. El segundo tipo de muestra corresponde al ejemplar de mano representativo, que en el lugar fue debidamente identificado con la misma clave del muestreo de esquirlas e introducida en una bolsa de polietileno para realizar posteriormente los estudios petrológicos - petrográficos.

6.1.2.1 Preparación de muestras

Una vez que las nueve muestras fueron colectadas y debidamente identificadas, se les dio una preparación previa al laboratorio que consistió en la trituración, cuarteo, tratamiento que se llevó a cabo en el cuarto de preparación de muestras del tajo, para finalmente ser embaladas y transportadas al Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones de Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

En primera instancia se aseguró que cada uno de los equipos de trituración, pulverizado y tamizado estuvieran limpios para cada proceso, enseguida se ordenaron y etiquetaron las nueve muestras.

➤ Proceso de trituración

Las muestras se redujeron de tamaño con un molino de quijada como molienda primaria y después, una secundaria con un molino de cono, los detritos que se obtuvieron como producto tuvieron un tamaño aproximado de 0.5 a 1.5 cm.

➤ **Proceso de cuarteo**

Para lograr la reducción del tamaño de muestra y obtener la muestra homogénea, se optó por hacer un primer cuarteo con cuarteador tipo *Riffle*, partiendo de la muestra total de 50 kg, y con ello pasar a muestras de 25 kg, luego de 12 kg y finalmente de 6 kg para continuar con la operación de trituración de cono.

La segunda etapa se hace para reducir el tamaño con más control, manejándose tamaños intermedios y finos; los 6 kg de partida procedentes de la trituradora de quijada son procesados posteriormente en la de cono, de aquí los esquirlas quedan con un tamaño menor a 0.5 cm, luego la muestra se cuarteo por segunda vez en un cuarteador tipo *Riffle* más pequeño para obtener una muestra de 2 kg.

➤ **Proceso de pulverización**

Se realizó un tercer cuarteo y se separaron 100 g que fueron pesados con una balanza analítica marca *Ohaus Pioneer*, para realizar análisis geoquímicos de roca total por Fluorescencia de rayos X (FRX) y Plasma de Inducción Acoplada (ICP) y para identificar fases minerales mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX) se separaron 20 g, el resto de los 2 kg se guardó como testigo.

➤ **Proceso de tamizado**

Una vez que los 120 g por muestra fueron pulverizados, se prosiguió a su tamizado, utilizando una malla-100, desechando las partículas que no pasaban la malla, y así hasta obtener los 120 g de material fino como producto final.

Al final de este proceso la muestra se colocó en bolsas y sobres pequeños, los cuales fueron etiquetados con los números y claves dadas a cada muestra, una vez que se hizo esto las muestras quedaron listas para ser analizadas.

6.2 ANÁLISIS

6.2.1 Análisis petrográfico

Con las muestras testigo de cada afloramiento seleccionado se realizaron nueve láminas delgadas para petrografía en los Laboratorios Petroanálisis, S.A.

Para la caracterización mineralógica se empleó un microscopio petrográfico marca Olympus BX-41 del Laboratorio de Geoquímica (UAEH) con acoplamiento de cámara digital de alta resolución y un software para la edición de las fotomicrografías *INFINITY*- v6.5.1, (Figura 8).



Figura 8: Microscopio Petrográfico Olympus BX41

6.2.2 Análisis Mineralógico

La fracción mayor de cada muestra se pulverizó a malla 100 para su caracterización de fases minerales tanto en los sitios de alta (>24% Mn), como de baja ley (<12% Mn), utilizando para ello la Difracción de Rayos X (DRX). Para esta técnica el difractograma se obtuvo en un Difractómetro *EMPYREAN* equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector *PIXcel3D*.

Las muestras se trituraron y homogeneizaron mediante un equipo *Pulverisette II* (Figura 8) con un mortero y pistilo de ágata, después se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un “*step-scan*” de 0.003° (2θ Theta) y un tiempo de integración de 40s por paso.



Figura 8: Molino Pulverisette II, el cual consta de un mortero de ágata.

6.2.3 Análisis Geoquímico

Para la geoquímica de elementos mayores se empleó la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) con el método de meta-tetraborato de litio en perla de fusión, y la de Plasma de Inducción Acoplado - Óptico (ICP-OES) para la determinación de los elementos traza a digestión ácida total, en tubos de teflón tratándolos con los siguientes ácidos: HF, HClO₄, HNO₃ y HCl, realizada en los laboratorios *Intertek* en Perth, Australia.

Además los modelos de iso-concentración y distribución espacial se realizaron con base en el análisis metodológico *kriging* en el software SURFER v. 12.

CAPÍTULO VII

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

7.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Como resultado del trabajo de campo se realizó la cartografía geológica del Tajo Naopa a escala 1:3,000 tomando como base la Carta Geológico-Minera Molango F14-D51 escala 1:50,000 (SGM, 2002), y la cartografía geológica previa realizada por (CMA) del tajo escala 1:5,000.

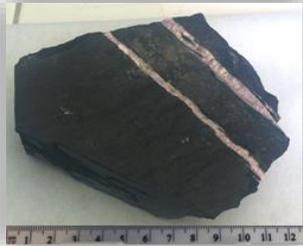
Los caminamientos permitieron establecer relaciones de campo de los conjuntos litológicos y su reconocimiento dentro de un contexto de rocas marinas mesozoicas de la Cuenca de la Sierra Madre Oriental.

La base de la columna estratigráfica en el área de estudio está representada por un paquete de areniscas y lutitas cementadas por material arcillo-arenoso de aproximadamente 450 m de espesor correspondientes a la **Formación Huayacocotla (JiH)**. Posteriormente, y de forma concordante, se observa una secuencia de 200 m de calcarenitas con intercalaciones de lutita calcárea de la **Formación Tepexic (JmT)**, que a su vez sobreyace concordantemente a la **Formación Santiago (JsS)** que está compuesta por limolita con pirita diseminada y abundantes concreciones negras calcáreas con un espesor total de 150 m. A continuación se depositan rocas calizas arcillosas de estratificación centimétrica, que ocasionalmente incluyen limolita calcárea carbonosa y que constituyen el manto manganesífero representado por la **Formación Chipoco (JsCh)**, en la (Figura 9) se muestra el plano geológico del área del tajo.

Figura 9: Plano geológico del área del tajo.

7.2 ANÁLISIS PETROLÓGICO

Tabla 6: Caracterización de las muestras de mano

MUESTRA	COORDENADAS (UTM)	DATOS ESTRUCTURALES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	FOTOGRAFÍA
VTN-2014 (M1)	X = 525325 Y = 2307249 E = 1183.85 X = 525276 Y = 2307256 E = 1191.65	Rumbo S28°W Echado 34° SE	Megascópicamente se describe una caliza con estratificación gruesa a masiva que ocasionalmente cambia a media y fina, de coloración gris clara en superficie y al corte gris oscura con alta densidad por su alto contenido en manganeso. A simple vista la caliza se observa homogénea e intensamente fracturada por la deformación y éstas se encuentran rellenas, formando vetas de calcita y Rodocrosita. Se observa la presencia de pirita diseminada y que también forma masas cristalinas euhedrales a subhedrales.	
VTN-2015 (M2)	X= 525417 Y= 2307229 E = 1187.65	Rumbo S42°W Echado 28° SE		
VTN-701 (M4)	X = 525604 Y = 2307097 Z = 1127	Rumbo S10°E Echado 65° NE		
VTN-2039 (M5)	X = 525105 Y = 2307331 Z = 1255	Rumbo N41°W Echado 20° SW		

Capítulo VII

<p>VTN-2050 (M6)</p>	<p>X = 525307 Y = 2307443 Z = 1286</p>	<p>Rumbo N47°W Echado 49° SW</p>	<p>Mismas características que las anteriores, a diferencia de la coloración de gris oscuro a rojizo por la presencia de óxidos.</p>	
<p>VTN-2083 (M7)</p>	<p>X = 525459 Y = 2307024 Z = 1215</p>	<p>Rumbo S59°W Echado 79° SE</p>	<p>Mismas características</p>	
<p>VTN-2037 (F1)</p>	<p>X = 525587 Y = 2307167 Z = 1220</p>	<p>Rumbo S51°E Echado 64° SW</p>	<p>Caliza homogénea con estratificación gruesa a masiva que ocasionalmente cambia a media, e inclusive fina. Exhibe una coloración gris oscura con baja densidad por su bajo contenido en manganeso. Se observa escasa pirita diseminada, que también forma masas cristalinas euhedrales a subhedrales.</p>	
<p>VTN-700 (F2)</p>	<p>X = 525398 Y = 2307290 Z = 1134</p>	<p>Rumbo S20°E Echado 46° NE</p>	<p>Mismas características que las anteriores de facies, a diferencia de la coloración de gris oscuro a rojizo por la presencia de óxidos de hierro (Hematita).</p>	
<p>VTN-702 (F3)</p>	<p>X = 525135 Y = 2307352 Z = 1295</p>	<p>Rumbo S20°W Echado 29° SE</p>	<p>Mismas características que las anteriores de facies, a diferencia de la coloración de gris oscuro a rojizo por la presencia de óxidos de hierro (Hematita).</p>	

7.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

7.3.1 M1 - VTN 2014

Textura: Bandeada-Laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

Matriz: Micrita

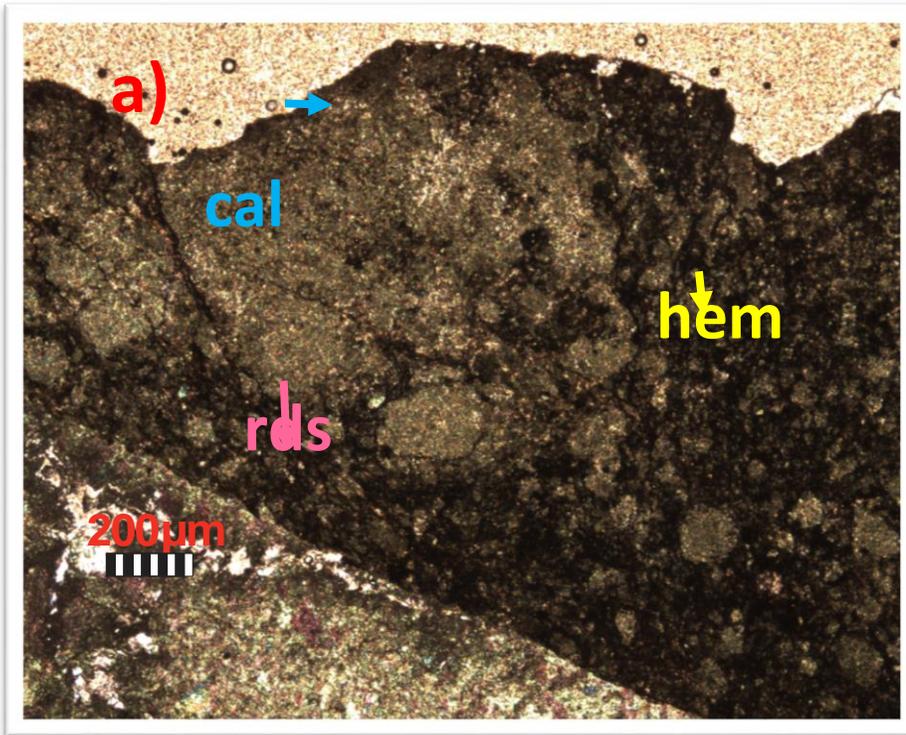
Clasificación: *Packstone*, Dunham (1962)

Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

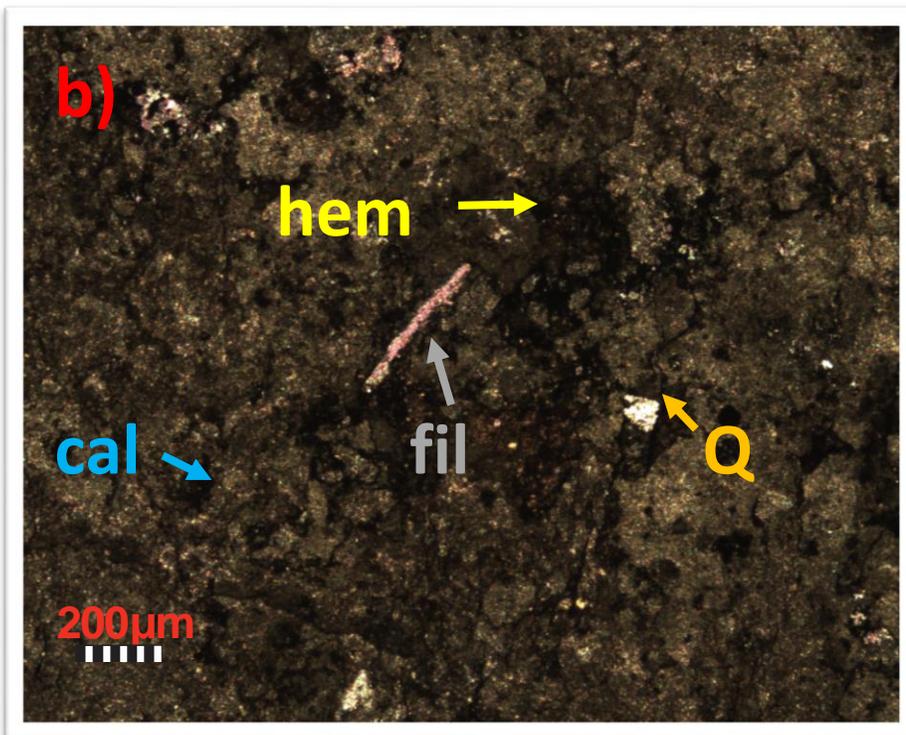
Se observan tres fases de sedimentación; primero ocurre la precipitación del carbonato y formación de la micrita (fotomicrografías a y b), luego la recristalización de cavidades (fotografía b) y por último la formación de la veta hidrotermal.

La estructura laminar de las calizas sugieren condiciones tranquilas de depósito, escasa bioturbación, granos de calcita con selección regular a buena, dominio de dos a tres modas de tamaño de grano y morfología con tendencia semiredondeada a subangulosa.

Se sugiere que en el paso del fluido hidrotermal por la caliza, arrastra consigo el Mn y en la precipitación del CaCO_3 , por las condiciones favorables de presión y temperatura, se forma la rodocrosita. En toda la lámina se puede observar a los óxidos, mientras que la rodocrosita se encuentra asociada únicamente a fallas y/o fracturas.



Fotomicrografía a: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales. (cal) Calcita, (hem) Hematita, (rds) Rodocrosita.



Fotomicrografía b: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales. (cal) Calcita, (hem) Hematita y (fil) filamentos bacterianos y/o de plantas.

7.3.2 M2 VTN-2015

Textura: Bandeada-Laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

Matriz: Micrita

Clasificación: *Wackestone*, Dunham (1962)

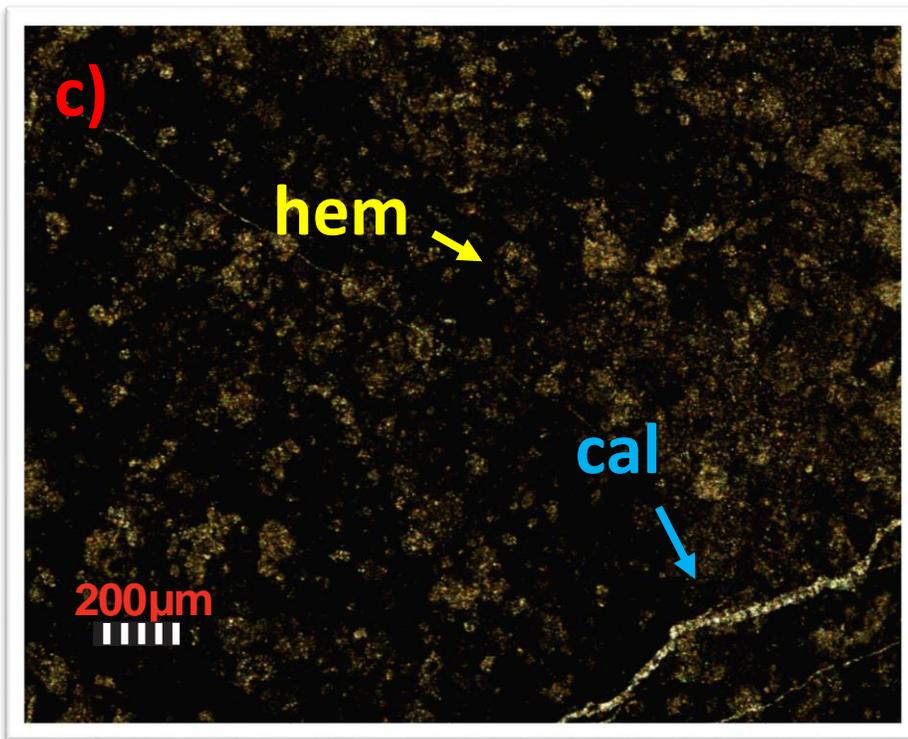
Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

Presenta una veta de calcita “Diente de Perro”, la cual muestra abundante mineralización, el Mn se va depositando cuando el fluido hidrotermal entra en contacto con el CaCO_3 , este proceso ocurre cuando la temperatura baja y el pH se alcaliza, causando la precipitación y después la mineralización.

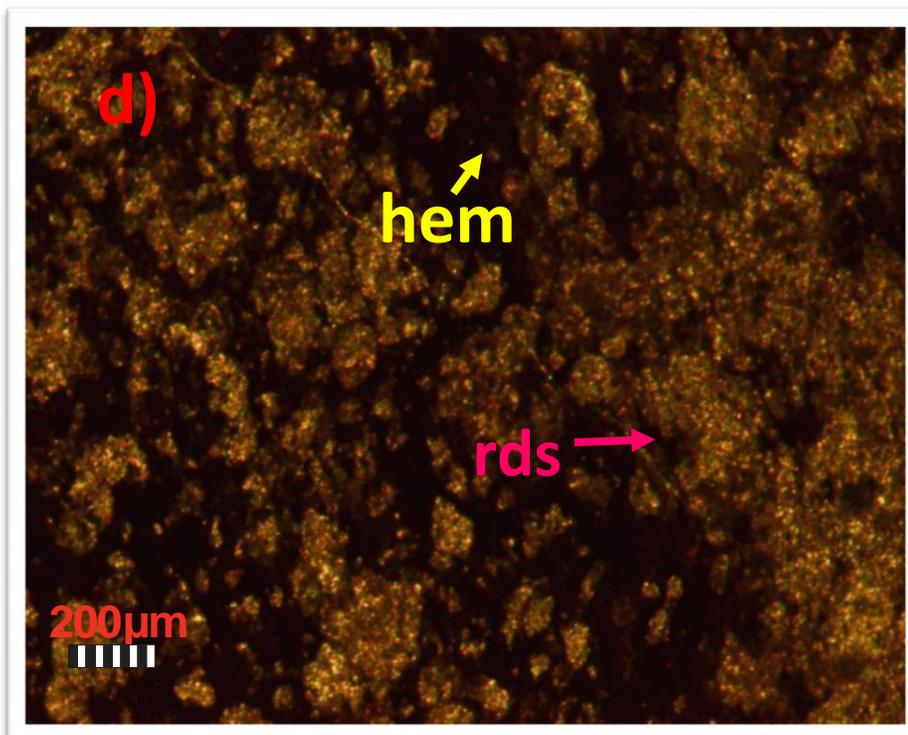
El grado de cristalización del mineral varia y depende estrictamente de la entrada del fluido en la porosidad efectiva, o en el microfracturamiento ó sistema de vetillas en donde el fluido ácido va diluyendo al CaCO_3 , haciendo conductos en forma enramada en donde finalmente se deposita.

Como se menciona en la lámina anterior la comunicación del fluido depende de la porosidad presente en la roca, ocurriendo una mejor mineralización en los pequeños conductos.

En la parte central y en el extremo derecho de la veta principal se observan algunos cristales amorfos de pirita, con poca presencia de granos de cuarzo (Fotomicrografías c y d). En la lámina también se observa gran presencia de bioclastos, los cuales se encuentran totalmente reemplazados por calcita, este material sugiere un ambiente de plataforma nerítica.



Fotomicrografía c: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales. (cal) Calcita, (hem) Hematita.



Fotomicrografía d: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales. (rds) Rodocrosita y (hem) Hematita.

7.3.3 M4 -VTN 701

Textura: Bandeada-Laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Vetilleo

Mineralogía: Calcita y Hematita

Fósiles: Posiblemente una alga (*volvox*)

Matriz: Micrita

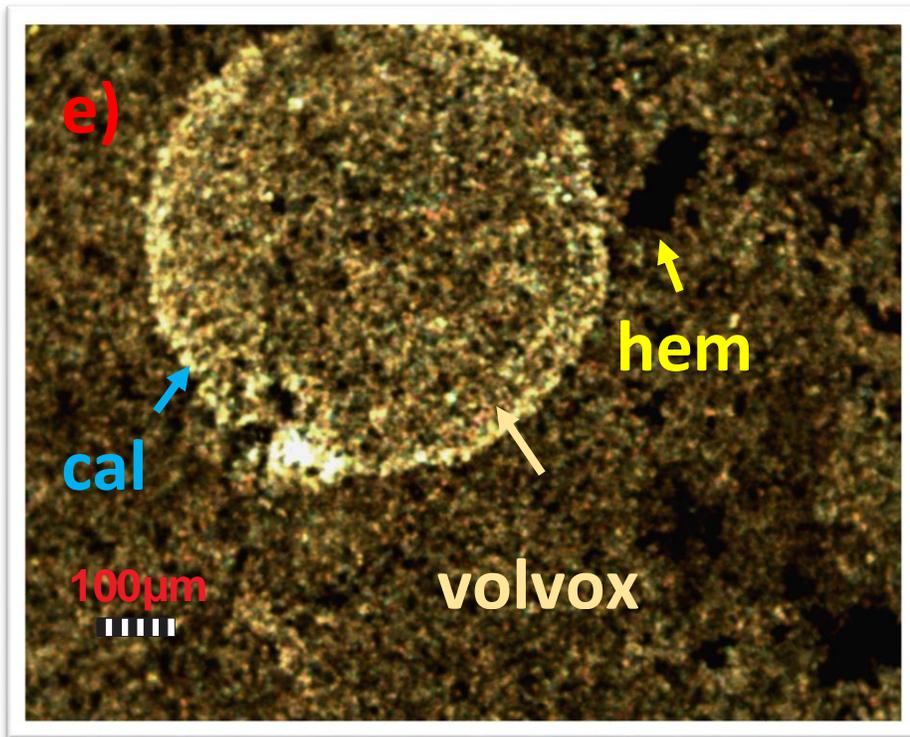
Clasificación: *Packstone*, Dunham (1962)

Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

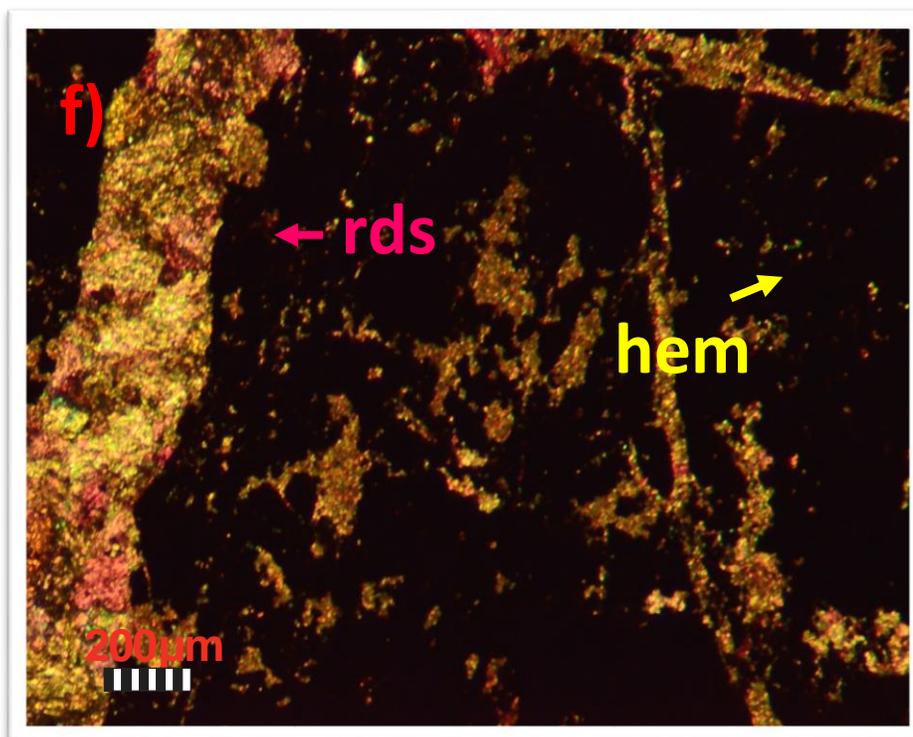
En las (Fotomicrografías e y f), se puede observar una matriz micro-esparítica muy uniforme, la cual se encuentra relleno de cavidades, mientras que el metal se encuentra en dichas cavidades.

La veta mayor está compuesta en su totalidad de Cuarzo “Diente de Perro”, además se observa el desprendimiento y fraccionamiento de la roca, el cual es transportado por el fluido hidrotermal, y finalmente depositado en medio de la veta. En toda la lámina hay abundante presencia de pirita.

En esta fotomicrografía se aprecian grandes costras de pirolusita, interconectadas unas con otras en un sistema de microvetillas de Cuarzo, por lo que se sugiere que, hay dos eventos hidrotermales, ya que se observa que uno corta al otro. Aquí se aprecia un bioclasto totalmente recrystalizado por calcita, y aunque no está identificado por el ambiente disódico se puede tratar de una alga del tipo *volvox*.



Fotomicrografía e: imagen en nicoles paralelos (10x), donde se puede observar los siguientes minerales. (cal) Calcita y (hem) Hematita, alga volvox.



Fotomicrografía f: imagen en nicoles cruzados (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y (rds) Rodocrosita.

7.3.4 M5 - VTN 2039

Textura: Bandeada-Laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

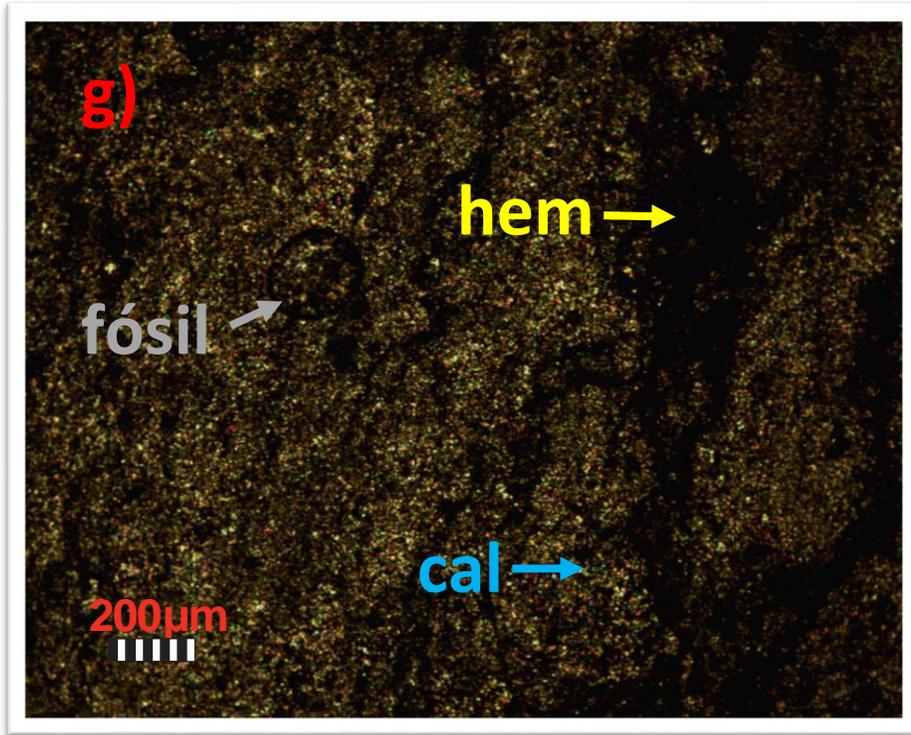
Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

Matriz: Micrita

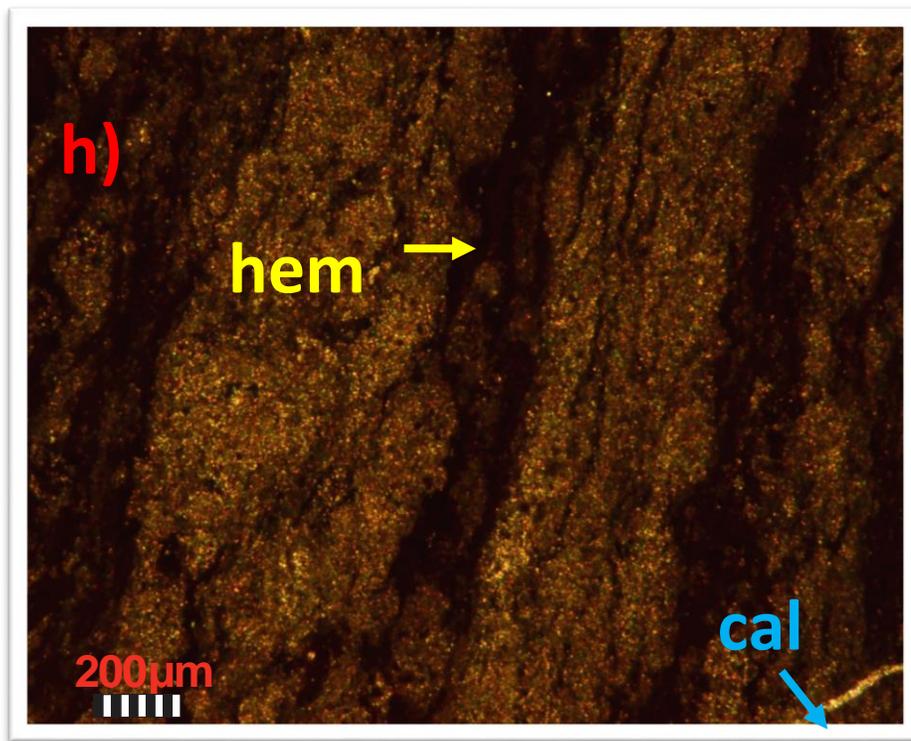
Clasificación: *Packstone*, Dunham (1962)

Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, I 959).

En estas (Fotografías g y h) se aprecia la matriz micritica, en donde la mineralización aprovecha los planos de laminación milimétrica (planos de debilidad de la roca), esta misma laminación es cortada por un sistema de vetillas de calcita y cuarzo. Por las características físicas presentes, se llega a la conclusión, de que se trata de una caliza de grano fino con incipiente mineralización, tratándose de un *packstone*.



Fotomicrografía g: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y Calcita (cal).



Fotomicrografía h: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y Calcita (cal).

7.3.5 M6-VTN 2050 (SEMI-ÓXIDO)

Textura: Bandeada - laminar.

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

Matriz: Micrita

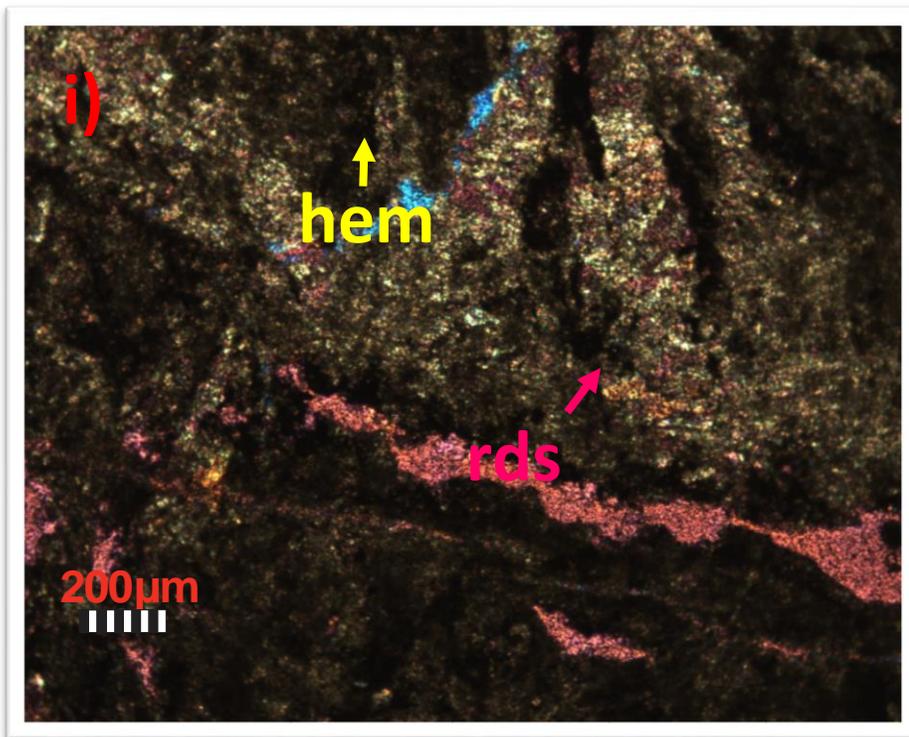
Clasificación: *Packstone*, Dunham (1962)

Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

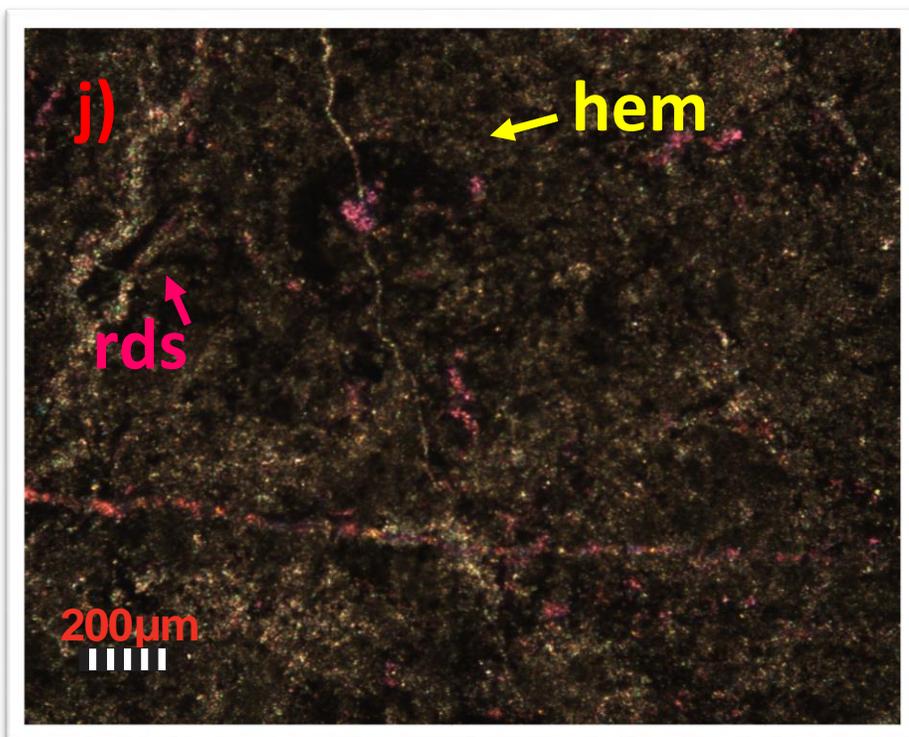
En las (Fotomicrografías i, j) se observa una caliza recristalizada irregularmente, a causa de que el fluido permineralizante aprovecha la condición de la permeabilidad - porosidad de primaria, que es la que permite, o condiciona el grado de depósito de los metales base (Mg – Fe).

Se aprecia claramente como los óxidos (mineralización opaca “Pirolusita”) se encuentra enmarcando a la Calcita. Además se observa como en la parte por donde el fluido hidrotermal pasa en menor proporción por la resistencia de la roca, los cristales son más pequeños y la coloración es más clara, en estos canales dicha mineralización ocurre cuando las condiciones son las mejores y el fluido se absorbe y después se precipita. En las orillas de cada vetilla la disolución es evidente y ésta es ocurrida porque el fluido es muy ácido.

Las microfracturas son contemporáneas a la roca, mientras que la deformación de la misma es Laramidica. En esta lámina existen restos de conchas totalmente sustituidos por la Calcita en drusa, estos reflejan un ambiente de plataforma nerítica con alta energía y retrabajo hacia el sedimento.



Fotomicrografía i: imagen en nicoles cruzados (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y Rodocrosita (rds).



Fotomicrografía j: imagen en nicoles cruzados (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: Hematita (hem) y Rodocrosita (rds).

7.3.6 M7- VTN 2083

Textura: Bandeada - laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o debris de plantas

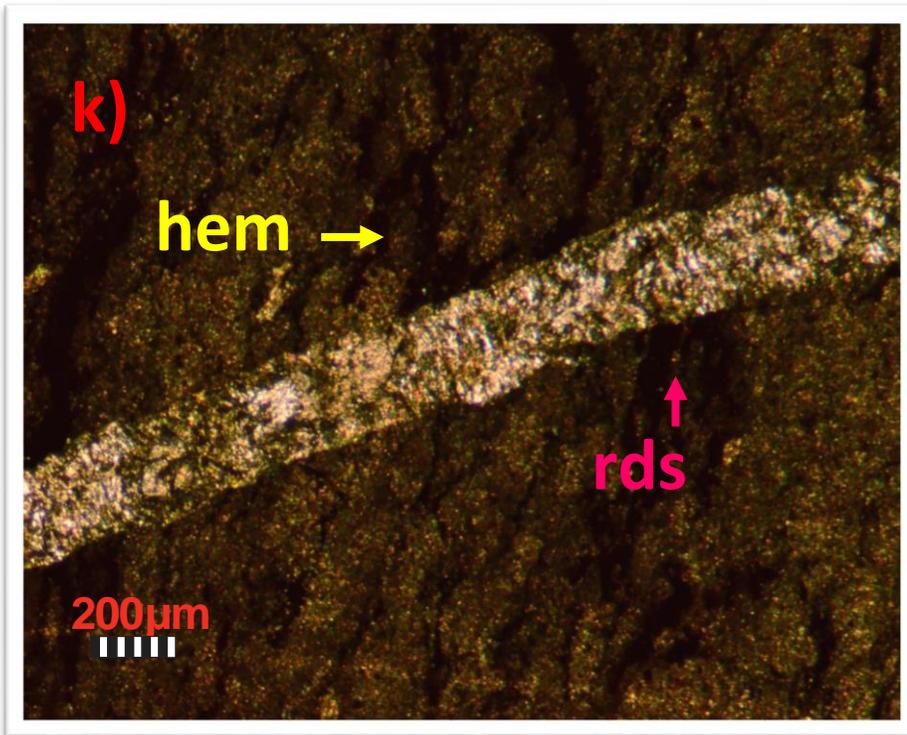
Matriz: Micrita

Clasificación: *Wackestone*, Dunham (1962)

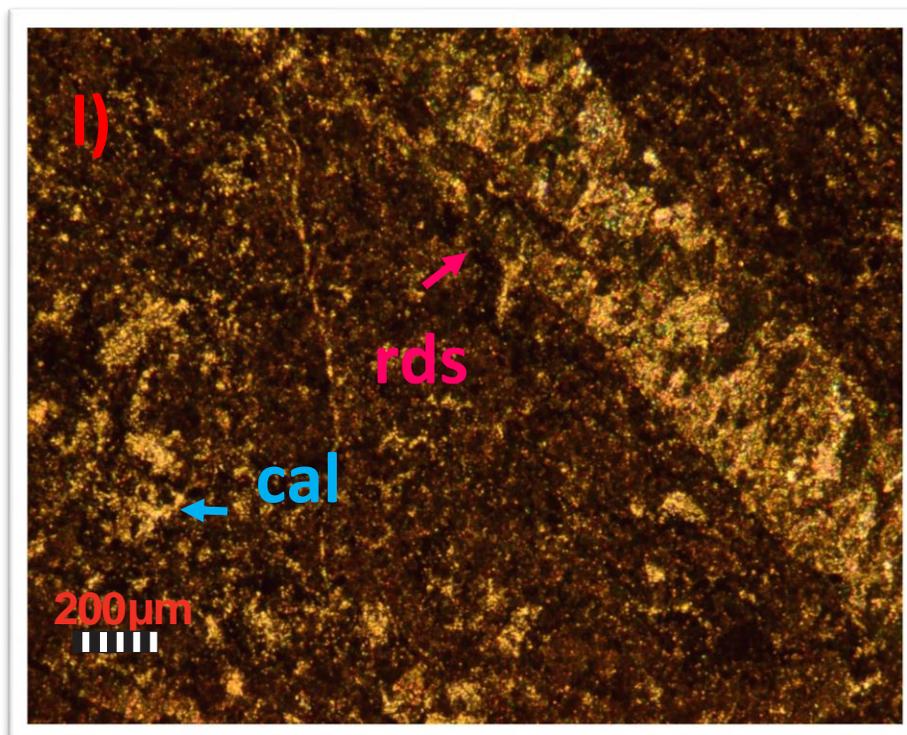
Biomicrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

En esta muestra (Fotomicrografías k y l) encontramos una matriz micrítica, con un relleno dendrítico de una caliza policristalina cortando la estratificación, a la par se observa un bandeamiento de cristales mayores de Rodocrosita.

El mineral de Mn se encuentra disuelto y aprovecha la porosidad efectiva de la caliza, por lo que cuando éste precipita el metal es absorbido y termina rellenando dichos poros, por lo que los minerales opacos se presentan en toda la muestra. En la lámina existe una gran veta de Rodocrosita policristalina.



Fotomicrografía k: imagen en Nícoles paralelos (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y (rds) Rodocrosita.



Fotomicrografía l: imagen en nicoles cruzados (4x), donde se puede observar los siguientes minerales: (hem) Hematita y (rds) Rodocrosita.

7.3.7 F1- VTN 2037 (FACIES)

Textura: Bandeada, laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

Matriz: Micrita

Clasificación: *Wackestone*, Dunham (1962)

Biomicrocrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

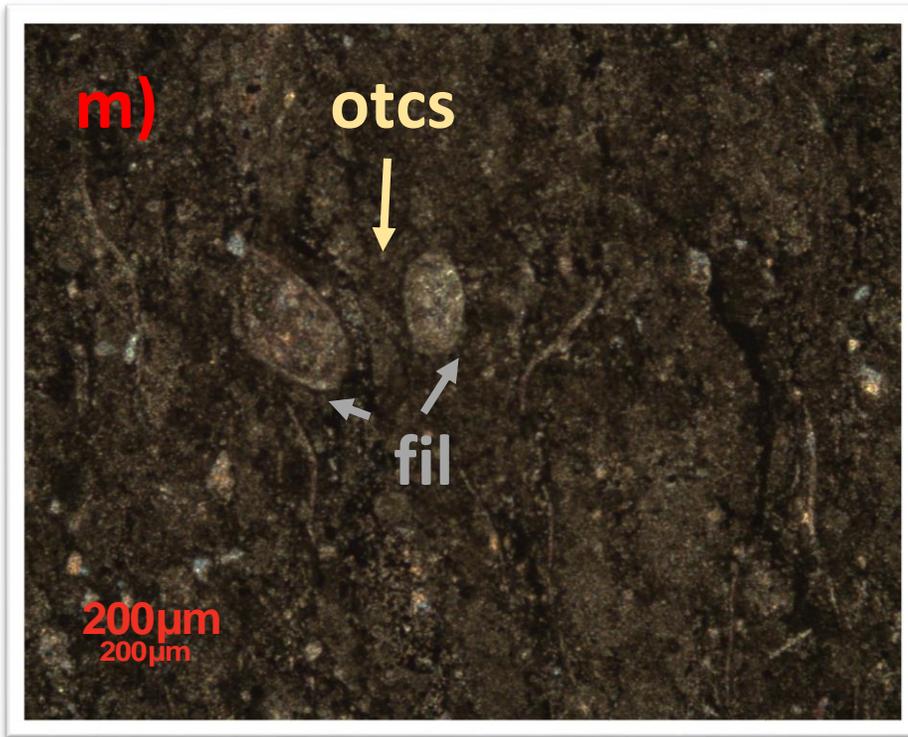
Esta muestra (Fotomicrografías m y n) presenta una matriz más calcárea (sedimento calcáreo arcilloso), el cual es más grueso hacia la base y conforme se va subiendo en la columna de agua este se hace más fino, además presenta algunas estructuras laminares, en la que se puede apreciar la poca presencia de minerales opacos.

Las estructuras laminares corresponden con estilolitos diagénéticos, creados por la disolución de la roca, éstos se encuentran rellenos por calcita. La muestra contiene materia orgánica recristalizada. En la parte central de la lámina se observa una gran veta de calcita, con pequeños granos de cuarzo ocupando del 5 al 10 % de la muestra total. Además de que en toda la lámina se observan pequeños cristales de pirita.

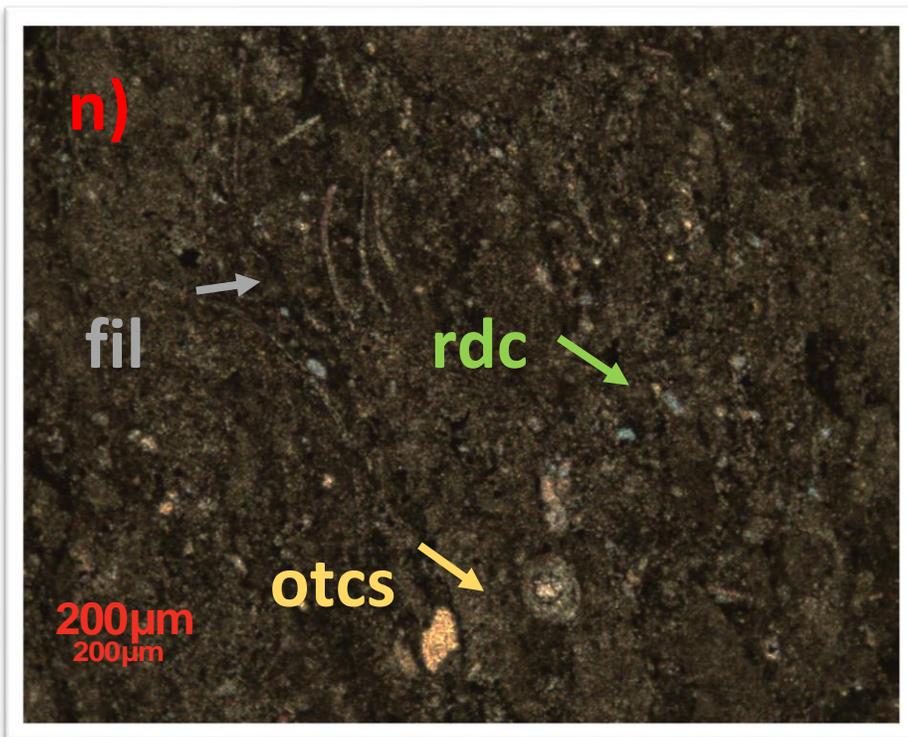
Esta lámina en particular tiene gran presencia de fósiles de tres tipos, (almejas, filamentos bacterianos y ostrácodos). Lo que representa un cambio en la sedimentación ya que esta ocurre muy rápido.

- Las almejas se presentan en plataforma profunda
- Los filamentos anuncian un ambiente hipersalino
- Los ostrácodos nos hablan de una plataforma proximal.

Las conchas de estos organismos se encuentran retrabajadas y recristalizadas por calcita.



Fotomicrografía m: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar bioclastos completa o parcialmente recristalizados. (fil) filamento bacteriano y/o de plantas y (otcs) ostrácodos.



Fotomicrografía n: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar bioclastos completa o parcialmente recristalizados. (fil) filamento bacteriano y/o de plantas, (otcs) ostrácodo y restos de conchas.

7.3.8 F2-VTN 700 (FACIES)

Textura: Bandeada - laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Veta hidrotermal

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Filamentos bacterianos y/o plantas

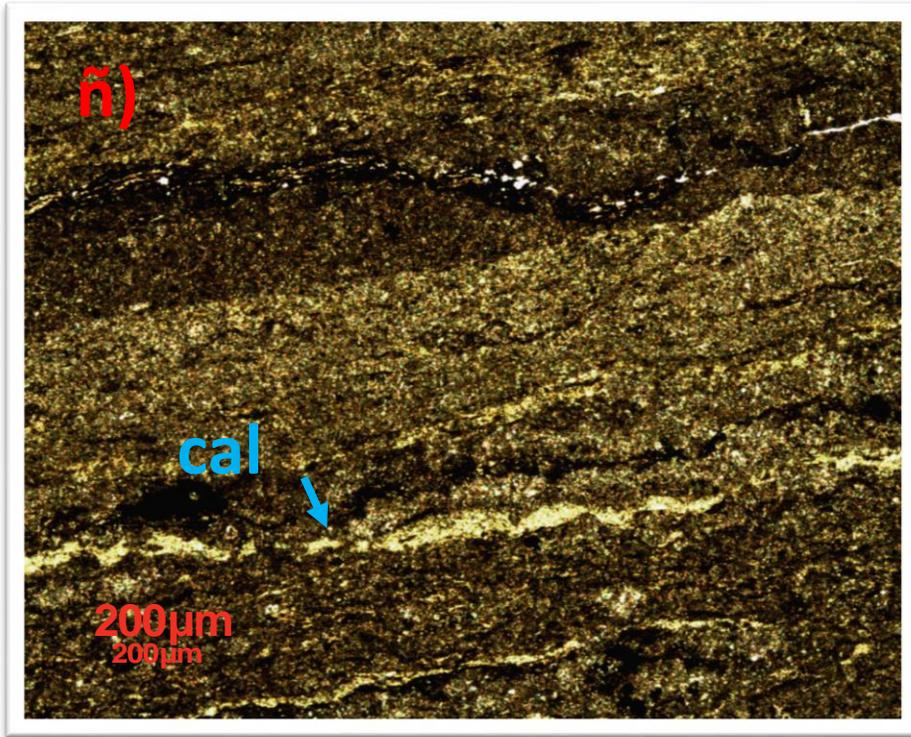
Matriz: Micrita

Clasificación: *Packstone*, Dunham (1962)

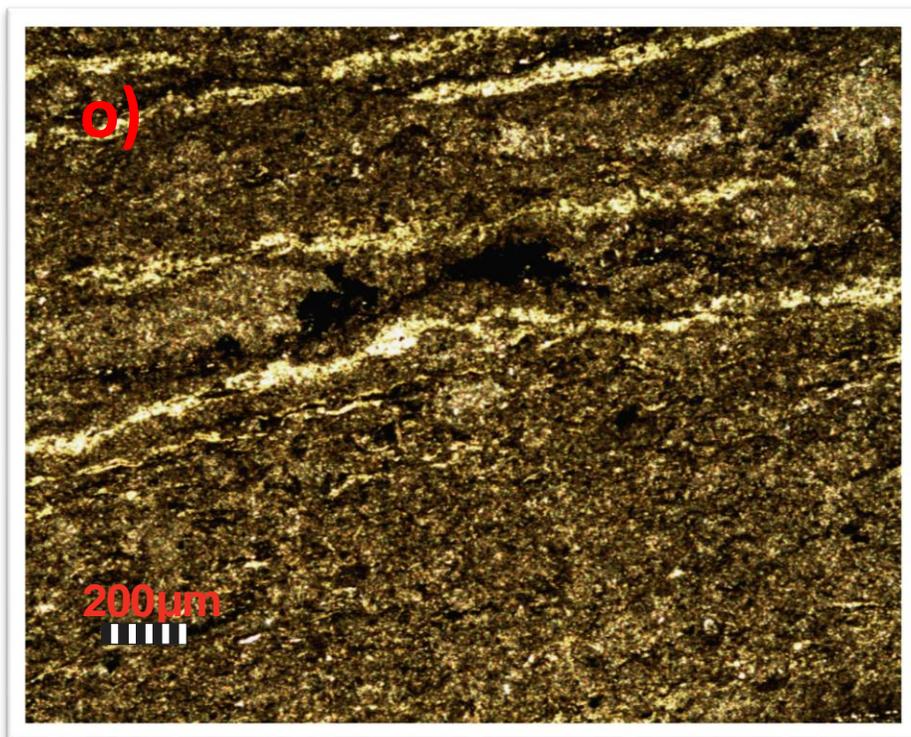
Biomicrocrita dispersa, Folk (modificado de Folk, 1959).

Esta muestra (Fotomicrografías ñ y o) presenta una matriz micrítica, la sedimentación tiene presencia de bioclastos muy deteriorados, filamentos bacterianos, cristales de pirita en dirección con la laminación, misma que es cortada horizontalmente por una vetilla de Calcita y podemos observar más pirita en los borde de la veta. Por los elementos presentes en la lámina se llega a la conclusión de que se trata de un *packstone*.

Los cambios que se observan tanto en la petrología como aquí en la petrografía son la recristalización tanto parcial como totalmente, además del cemento que las sostiene, siendo mayoritariamente micrita.



Fotomicrografía ñ: imagen en nicols paralelos (4x), donde se puede observar varios eventos de sedimentación, además de algunas vetillas de calcita (cal) y el posible camino que siguió el fluido hidrotermal.



Fotomicrografía o: imagen en nicols paralelos (4x), donde se puede observar varios eventos de sedimentación, además de algunas vetillas de Calcita (cal).

7.3.9 F3 -VTN 702 (FACIES)

Textura: Bandeada - laminar

Componentes: Aloquímicos

Estructura: Masiva

Mineralogía: Calcita, Rodocrosita y Hematita

Fósiles: Ostrácodos

Matriz: Micrita

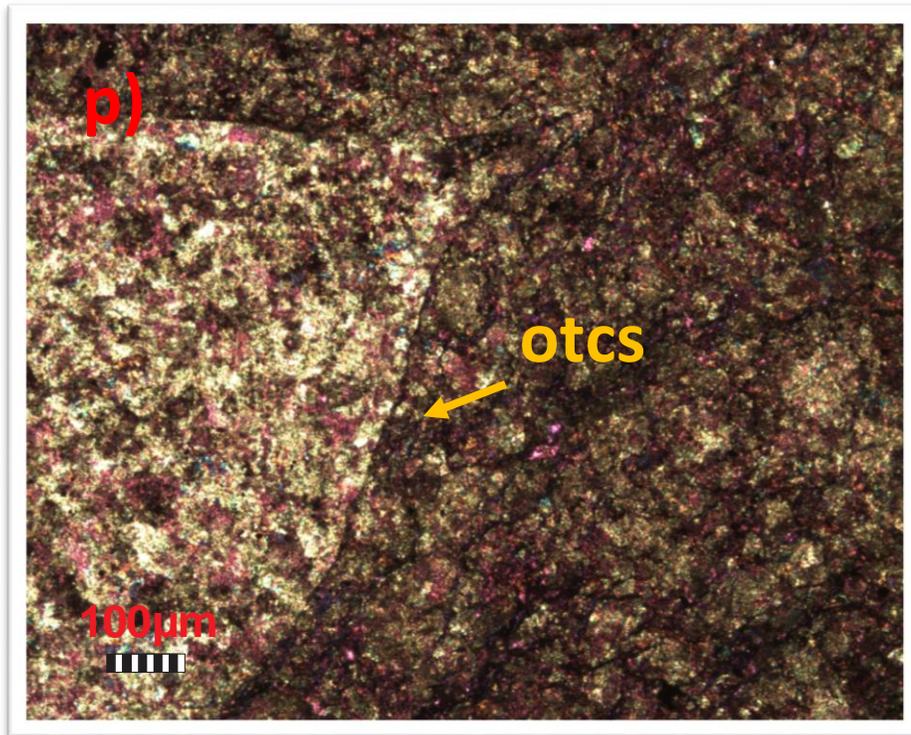
Clasificación: *Wackestone*, Dunham (1962)

Biomicrita empaquetada, Folk (modificado de Folk, 1959).

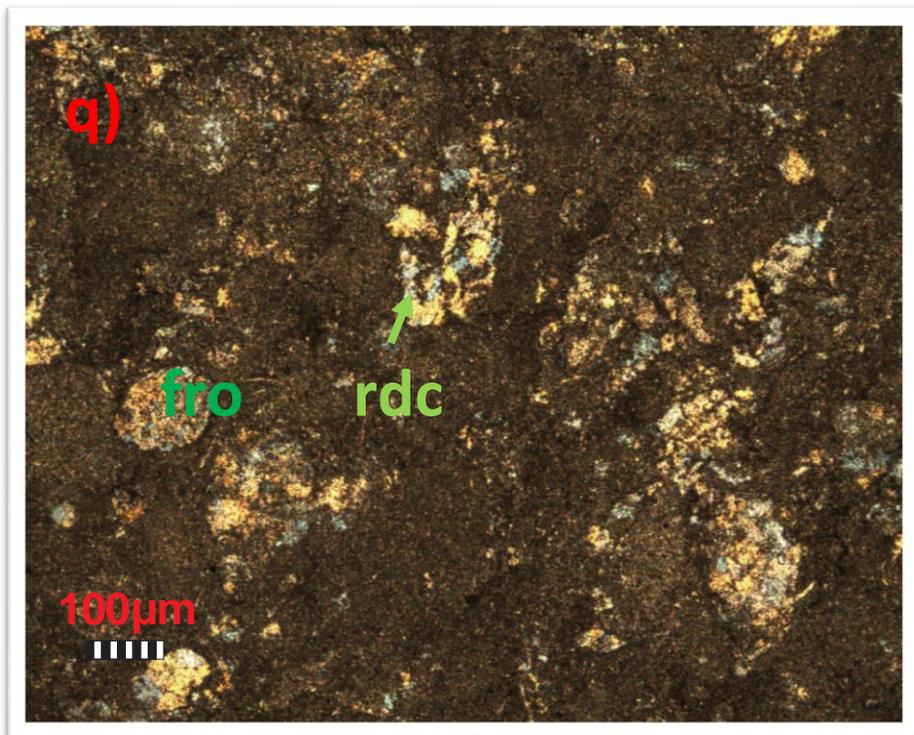
Matriz micrítica con presencia de bioclastos angulosos y filamentos bacterianos en clastos de tamaño de arena. Esta roca que estuvo expuesta y fue afectada por un fluido rico en sílice (silicificación), lo que nos muestra un Cuarzo policristalino con extinción ondulante.

Además se aprecian vetas de calcita, afectadas por hidrotermalismo por el conducto de fallas regionales a causa del intrusivo, y finalmente siendo silicificadas. Esta lámina presenta escasa mineralización.

También se observan algunos organismos que corresponde a un ostrácodo el cual cayó y por último se rellenó y recristalizó de Calcita, presentando incipiente cristalización del metal, además un foraminífero relleno de Pirolusita (Fotomicrografías p y q).



Fotomicrografía p: imagen en nicoles cruzados (10x), donde se puede observar perfectamente un ostrácodo totalmente reemplazado.



Fotomicrografía q: imagen en nicoles paralelos (4x), donde se puede observar la presencia de diferentes organismos como un foraminífero y restos de conchas.

7.4 ANÁLISIS MINERALÓGICO

Las fases mineralógicas determinadas mediante el análisis por difracción de rayos X de las nueve muestras que forman parte de esta tesis: VTN 700, VTN 701, VTN702, VTN2014, VTN2015, VTN, VTN, VTN se presentan a continuación en orden decreciente de acuerdo a su abundancia.

7.4.1. VTN-700 (F2)

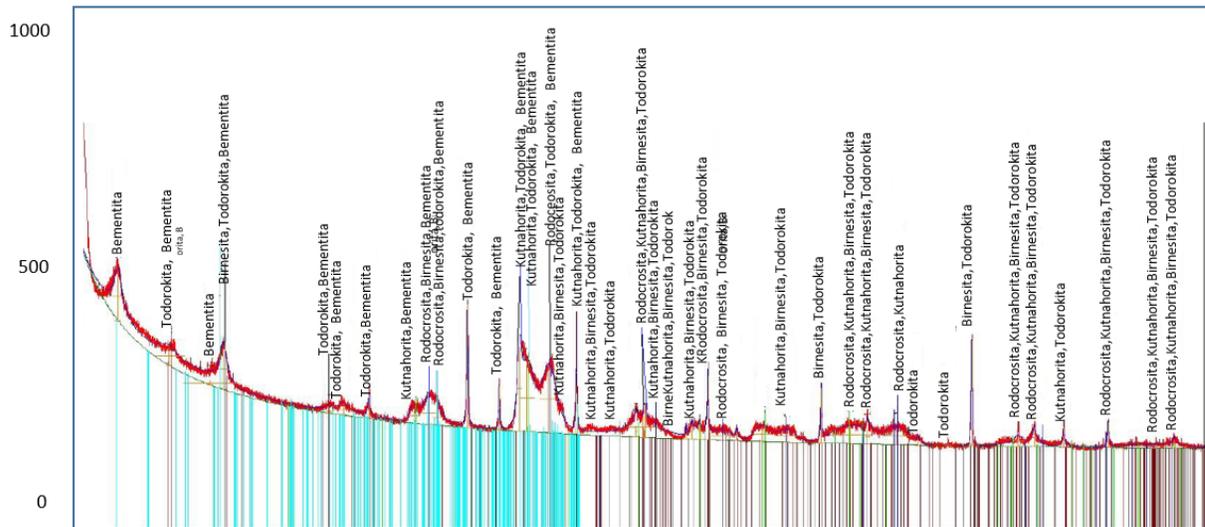


Figura 10: Difractograma muestra F2, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu)).

FASES IDENTIFICADAS	RIR
Bementita: $(\text{Mn,Fe,Mg,Zn})_7\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8$	42 %
Rodocrosita: MnCO_3	23 %
Kutnahorita: $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$	23 %
Todorokita: $(\text{Mn}^{2+}, \text{Ca}, \text{Mg}) \text{Mn}_3^{4+}\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	9 %
Birnesita: $\text{Na}_{0.3}\text{Ca}_{0.1}\text{K}_{0.1}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot .5\text{H}_2\text{O}$	4 %

*Nota: No quedan picos por identificar

7.4.4 VTN-2014 (M1)

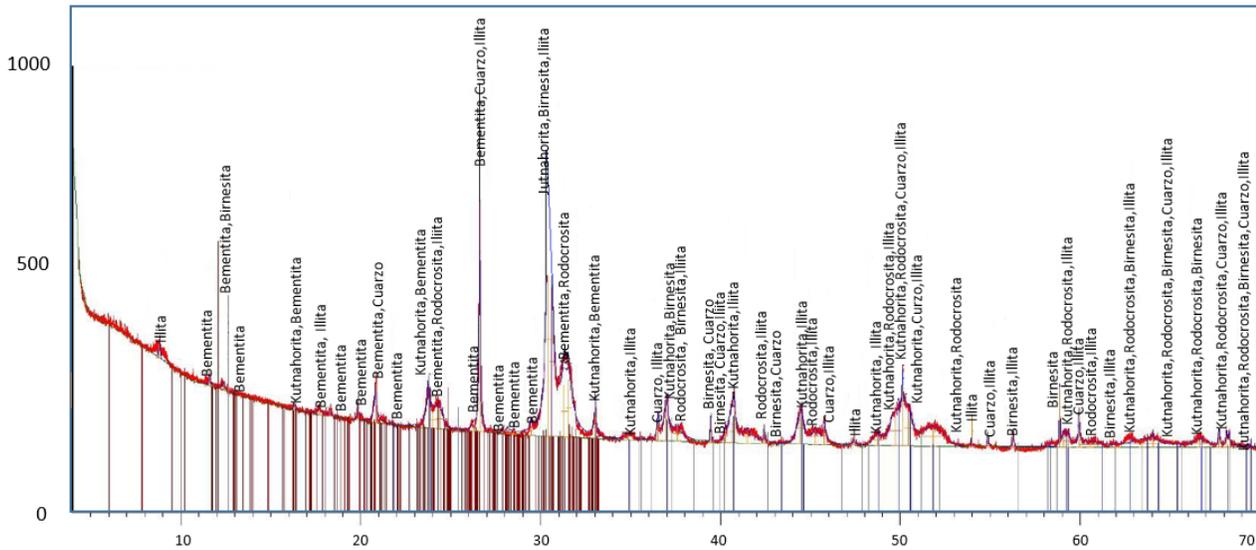
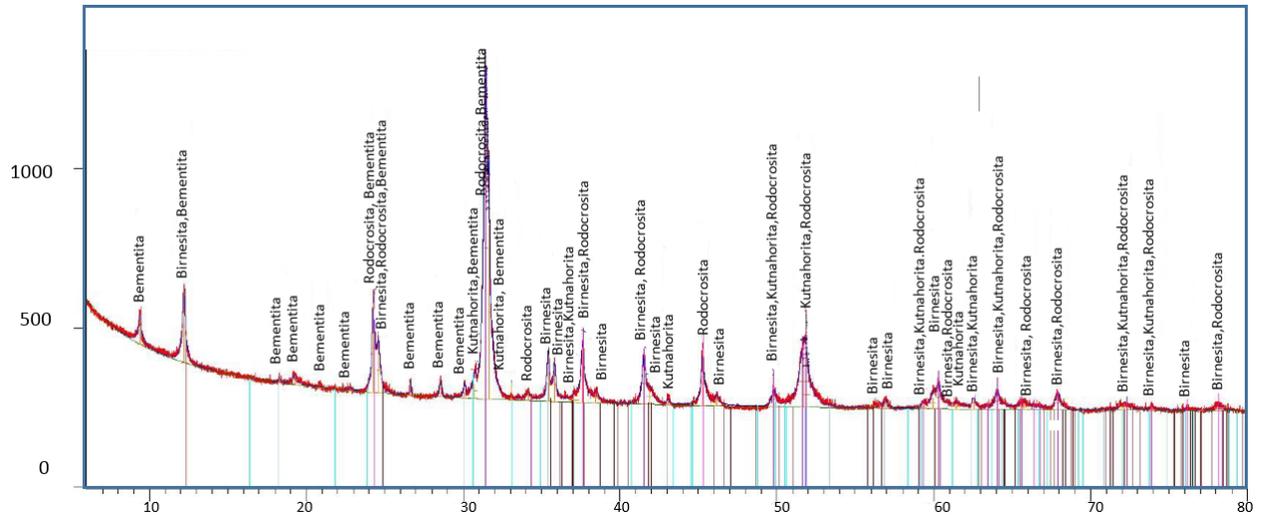


Figura 13: Difractograma muestra M1, Posición [°2θ] (Copper (Cu)).

FASES IDENTIFICADAS	RIR
Rodocrosita: $MnCO_3$	55 %
Bementita: $(Mn,Fe,Mg,Zn)_7Si_6O_{15}(OH)_8$	40 %
Kutnahorita: $CaMn(CO_3)_2$	3 %
Birnesita: $(Na_{0.3}Ca_{0.1}K_{0.1})(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4 \cdot .5H_2O$	2 %

7.4.5 VTN-2015 (M2)

Figura 14: Difractograma muestra M2, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu)).

FASES IDENTIFICADAS	RIR
Rodocrosita: MnCO_3	60 %
Bementita: $(\text{Mn,Fe,Mg,Zn})_7\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8$	32 %
Kutnahorita: $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$	5 %
Birnesita: $(\text{Na}_{0.3}\text{Ca}_{0.1}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	3 %

*Nota: Muy similar a la muestra VTN 2014

7.4.6 VTN-2037 (F1)

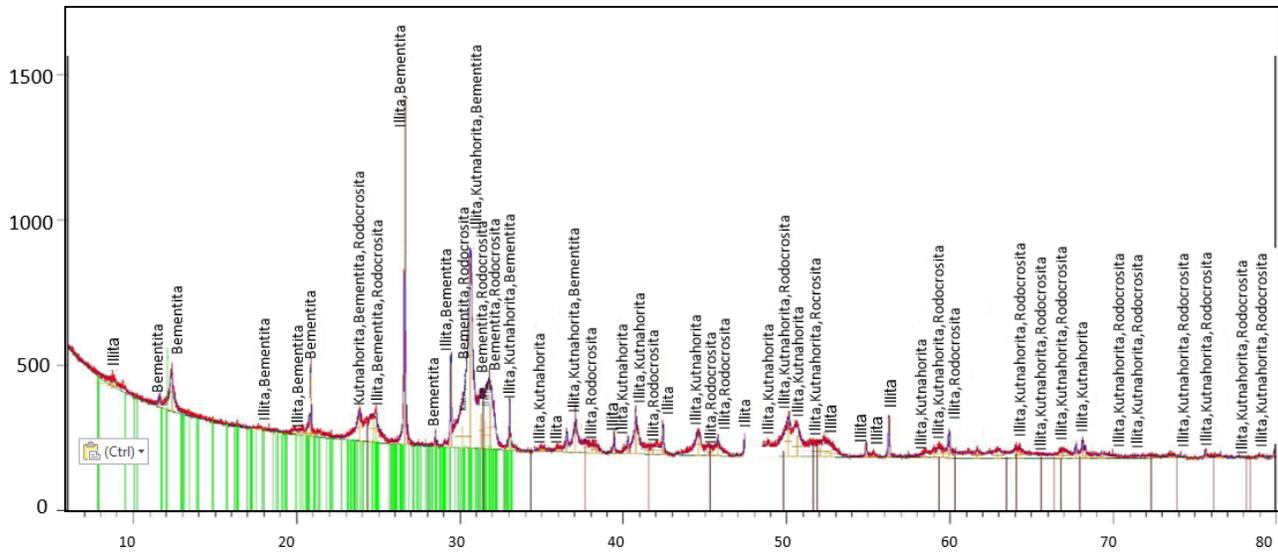
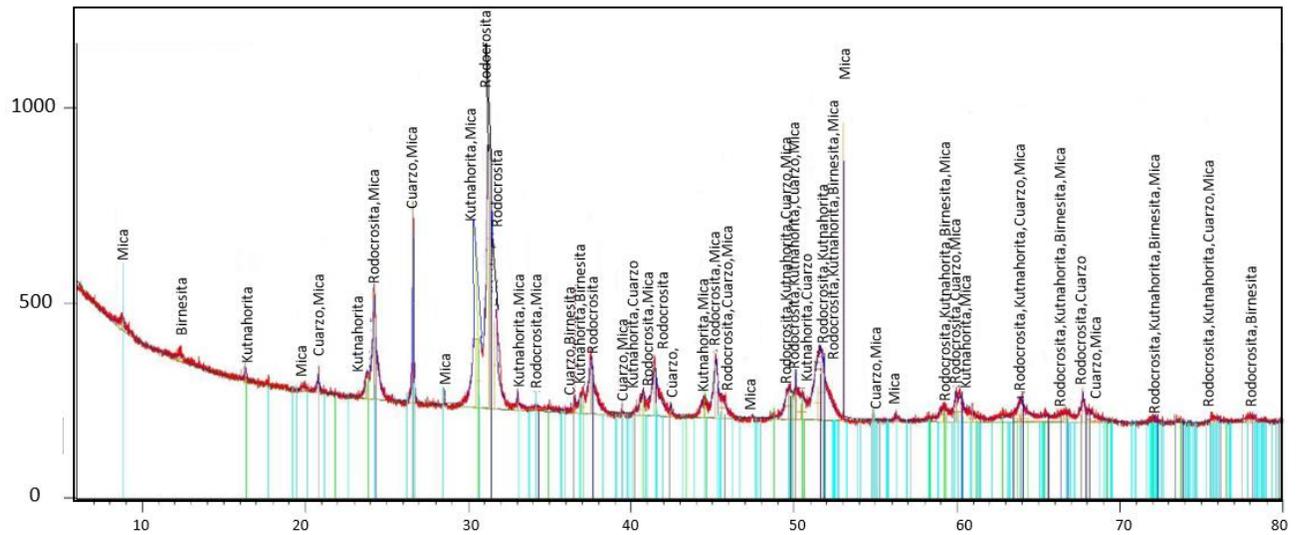


Figura 15: Difractograma muestra F1, Posición [°2θ] (Copper (Cu)).

FASES IDENTIFICADAS	RIR
Rodocrosita: $MnCO_3$	23 %
Manganofilita: (mica de manganeso)	22 %
Cuarzo: SiO_2	21 %
Kutnahorita: $CaMn(CO_3)_2$	21 %
Birnesita: $(Na_{0.3}Ca_{0.1}K_{0.1})(Mn^{4+}, Mn^{3+})_2O_4 \cdot 5H_2O$	13 %

*Nota: Carbonatos y silicatos

7.4.7 VTN-2039 (M5)

Figura 16: Difractograma muestra F1, Posición [$^{\circ}2\theta$] (Copper (Cu)).

FASES IDENTIFICADAS	RIR
Rodocrosita: MnCO_3	26 %
Cuarzo: SiO_2	22 %
Kutnahorita: $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$	21 %
Birnesita: $(\text{Na}_{0.3}\text{Ca}_{0.1}\text{K}_{0.1})(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})_2\text{O}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	17 %
Mica de Mn: $\text{AC}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}\text{X}_2$	14 %

*Nota: Carbonatos y silicatos.

COMPARACIÓN DE LOS DIFRACTOGRAMAS DE LAS NUEVE MUESTRAS

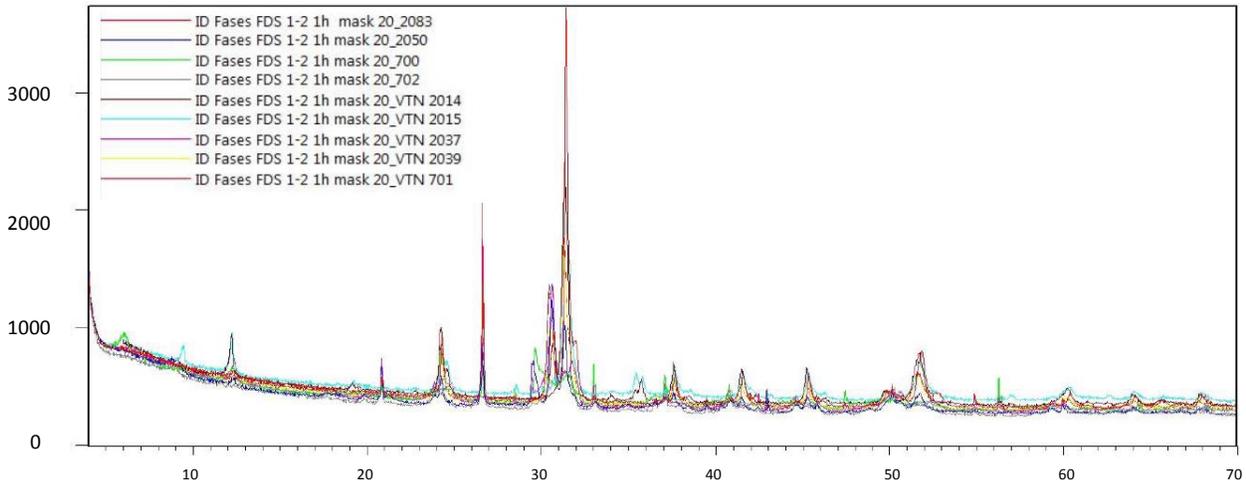


Figura 19: Muestra de la comparación de los picos de cada una de las muestras

La mineralogía reportada en esta tesis difiere de la reportada anteriormente (Eguía, 1979); magnesita (MgCO_3), dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], Magnetita (Fe_3O_4) y Talco $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

7.4.2 Caracterización de los Nuevos minerales

A continuación se describen y caracterizan los nuevos minerales reportados en este trabajo de investigación para el Tajo Naopa.

7.4.2.1 Bementita

Grupo: Filosilicatos

Formula química: $\text{Mn}_8\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_{10}$

Sistema cristalino: Monoclínico

Color: pardo

Dureza: 6

Densidad: 2.98 g/cm^3

Relaciones minerales y origen: Se puede formar en depósitos de cinc metamorizados, en los que tiene un aspecto de cristales masivos uniformemente indistinguibles, formando enormes masas, suele llevar impurezas de magnesio, hierro, cinc, aluminio o calcio.

7.4.2.2 Birnesita

Grupo: Óxidos

Formula química: $(\text{Na,Ca,K})_{0.6}(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_2\text{O}_{4.1} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Sistema cristalino: Monoclínico

Color: Negro-marrón oscuro

Dureza: 1.5

Densidad: 3 g/cm³

Relaciones minerales y origen: Una de las principales formas del manganeso en muchos suelos, que se forma como producto común de la alteración de los depósitos de minerales ricos en manganeso. También aparece como consecuencia de la precipitación por bacterias. Suele tener cantidades variables de calcio, sodio y potasio; con estructura molecular en hojas de octaedros. Además de los elementos de su fórmula, suele llevar como impurezas: cloro, cobalto, cobre, hierro, níquel, magnesio, azufre y silicio. Suele encontrarse asociado a otros minerales como: Rodonita, Rodocrosita, Tefroíta, Spessartina, Alleghanyita, Cummingtonita, óxidos del hierro y del manganeso, y en los nódulos polimetálicos marinos acompaña al carbonato cálcico.

7.4.2.3 Todorokita

Grupo: Óxidos

Formula química: $(\text{Ca,K,Na,Mg,Ba,Mn})(\text{Mn,Mg,Al})_6\text{O}_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Sistema cristalino: Monoclínico

Color: Gris - Marrón

Dureza: 1.5

Densidad: 3.67 g/cm³

Relaciones minerales y origen: Aparece como mineral secundario por intemperie o alteración hidrotermal de otros minerales del manganeso. Suele encontrarse asociado a otros minerales como la Pirolusita, Criptomelana, Manganita, Rodocrosita, Cuarzo u Ópalo.

7.4.2.4 Kutnahorita

Grupo: Carbonatos

Formula química: $\text{Ca}(\text{Mn},\text{Mg},\text{Fe})(\text{CO}_3)_2$

Sistema cristalino: Trigonal

Color: Blanco-Rosa

Dureza: $3\frac{1}{2}$ - 4

Densidad: 3.12 g/cm^3

Relaciones minerales y origen: Mineral polimetálico asociado depósitos de Hierro, Cinc, etc. Se relaciona con ankerita, dolomita, calcita, rodocrosita, smithsonita, entre otros.

7.4.2.5 Siderita

Grupo: Carbonatos

Formula química: FeCO_3

Sistema cristalino: Trigonal

Color: Amarillo - café

Dureza: $3\frac{1}{2}$ - $4\frac{1}{2}$

Densidad: 3.96 g/cm^3

Relaciones minerales y origen: Muy a menudo se encuentra en depósitos de lechos sedimentarios mezclada con algún componente biológico, pizarras, arcillas o carbón, lo que sugiere que la siderita es creada biogénicamente bajo condiciones de bajo pH y baja concentración de oxígeno.

También se puede encontrar en rocas sedimentarias metamorfizadas formando masas cristalinas masivas, como mineral principal de depósitos hidrotermales, así como en pegmatitas y en depósitos de pantanos. Suele asociarse a minerales como la Calcita, Magnesita, Rodocrosita, Dolomita, etc.

7.4.3 Orden de la cristalización de fases minerales en Mn

La cronología de cristalización de las fases minerales manganesíferas en el manto del Tajo Naopa es consistente con la termodinámica del sistema: $Mn^{+}-MnO_2-MnCO_3$ presentado por Hem (1963) en la (Figura 20) se muestra el diagrama de estabilidad mineral, el cual define que en el primer episodio, el Mn^{+} viaja disuelto a 220° C en el fluido hidrotermal a pH ácido y a un potencial *redox* que pasa de oxidante a reductor, y que conforme es introducido bajo presión a través de la porosidad primaria de las rocas calizas jurásicas, paulatinamente se va neutralizando hasta alcalinizarse. Cuando el fluido hidrotermal interacciona con el carbonato de la roca encajante primero forma un carbonato ácido de manganeso meta-estable ($MnHCO_3^{+}$) a pH prácticamente neutro y ligeramente reductor.

Al continuar el paso del fluido hidrotermal a través de la caliza, con el consiguiente avance del proceso de alcalinización (*pH* 6 – 8), el $MnHCO_3^{+}$ se transforma a la fase cristalina de Pirolusita (MnO_2) a un *Eh* claramente oxidante, que al seguir aumentando el pH, la reducción es notable con la precipitación y cristalización de la fase carbonatada correspondiente a rodocrosita ($MnCO_3$) a un *pH* > 8. La baja concentración del Mn^{+} en el fluido hidrotermal en este último proceso, permitirá cristalizar manganocalcita y rodocrosita en fluidos más ricos, (Flores-Castro, 2015).

Es pertinente mencionar que la fase oxidada de pirolusita y la fase carbonatada con la rodocrosita representan la mena de más alta ley, es por eso que se presenta el orden de la cristalización de los diferentes minerales presentes en el tajo, siendo estos anteriores los principales, pero los cuales se relacionan y asocian con los diferentes minerales tratados en esta investigación como son; birnesita, bementita, Kutnahorita.

Así en condiciones oxidantes se formara pirolusita o alguna otra forma de MnO_2 , con preferencia a otras especies mineralógicas; en valores intermedios de Eh y pH, se depositarán birnesita (un raro oxido) y después los carbonatos y silicatos de manganeso; así en ambientes reductores se formaran Rodocrosita, Magnesita, Kutnahorita y Siderita (carbonatos), la Bementita (silicato). Los otros minerales que si son comunes en el área de estudio parecen depositarse de acuerdo con sus restricciones termodinámicas individuales; Cuarzo (óxido), Calcita (carbonato), Pirita (sulfuro).

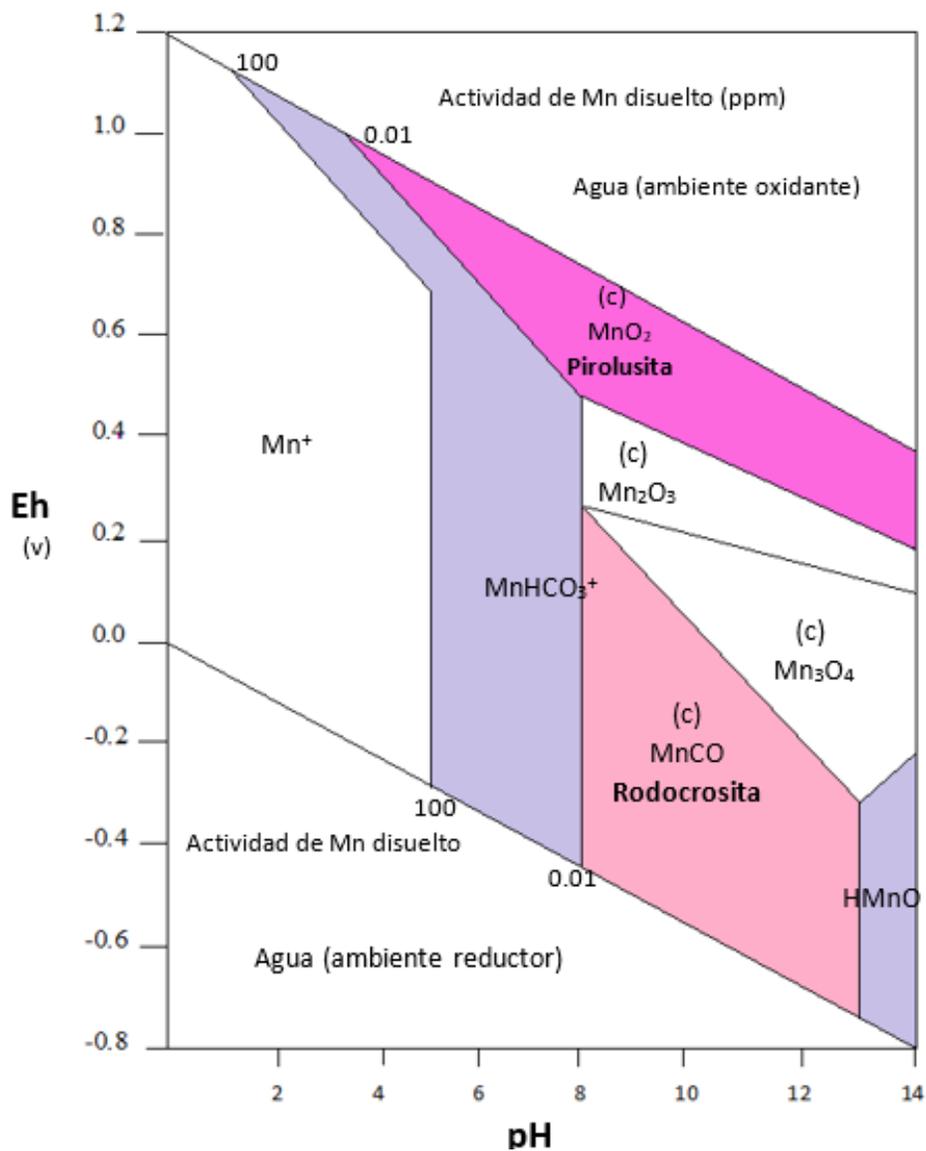


Figura 20: Diagrama de estabilidad mineral Mn^{2+} — MnO_2 — $MnCO_3$ (modificado de Hem, 1963).

7.6 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

El mineral analizado es de tipo carbonatado mayoritariamente y oxidado, con una alta ley en manganeso. Los otros óxidos más significativos que lo constituyen son SiO_2 y, en proporciones también importantes el CaO y Al_2O_3 . El magnesio y el azufre aparecen en valores bajos.

7.6.1 Elementos Mayores

En la tabla que se muestra a continuación (Tabla 7), se reporta el resultado de dicho análisis geoquímico de elementos mayores de interés para la CMA en los que se incluyen: Mn, Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO y S.

Tabla 7: Resultados del análisis geoquímico de elementos mayores de interés para CMA por FRX

Elemento	Mn	Fe	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	S
Unidad	%	%	%	%	%	%	ppm
Método	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	OE
VTN-702	14.93	8.04	14.32	3.99	15.02	3.21	1597
VTN-700	11.06	12.26	13.26	3.59	14.41	6.42	43470
VTN-701	22.14	5.97	9.45	2	9.51	5.89	5542
VTN-2014	27.84	5.83	10.65	2.27	2.07	10.21	4608
VTN-2015	24.48	10.4	10.14	1.81	2.36	9.62	3790
VTN-2037	12.34	9.13	13.96	3.64	14.59	4.21	20002
VTN-2039	26.53	5.35	7.38	2.17	8.92	3.21	4876
VTN-2050	24.07	4.81	11.43	3.77	11.96	3.44	1924
VTN-2083	27.21	6.85	9.24	1.2	3.93	5.59	9262

Los valores máximos se relacionan al Mn con las muestras (VTN- 2014 y VTN – 2083), correspondientes a las zonas 300 y La Cueva, además del SiO_2 con las muestras VTN – 702 y VTN – 2037) de las zonas 500 y 980.

7.6.2 Modelos de Iso-concentración

7.6.2.1 Modelo de Iso-concentración Mn

Tabla 8: Resultados del análisis del Mn para las muestras obtenidas.

Muestra	Ubicación	X	Y	Fecha	Tipo	Mn (% en peso)
M1	Zona Trescientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	27.84
M2	Zona Trescientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	24.48
M3	Zona Nueve ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	22.14
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	26.53
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	24.07
M6	Zona La cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	27.21
M7	Zona Trescientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	12.34
M8	Zona Nueve ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	11.06
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	14.93
						Min 11.06
						Max 27.84

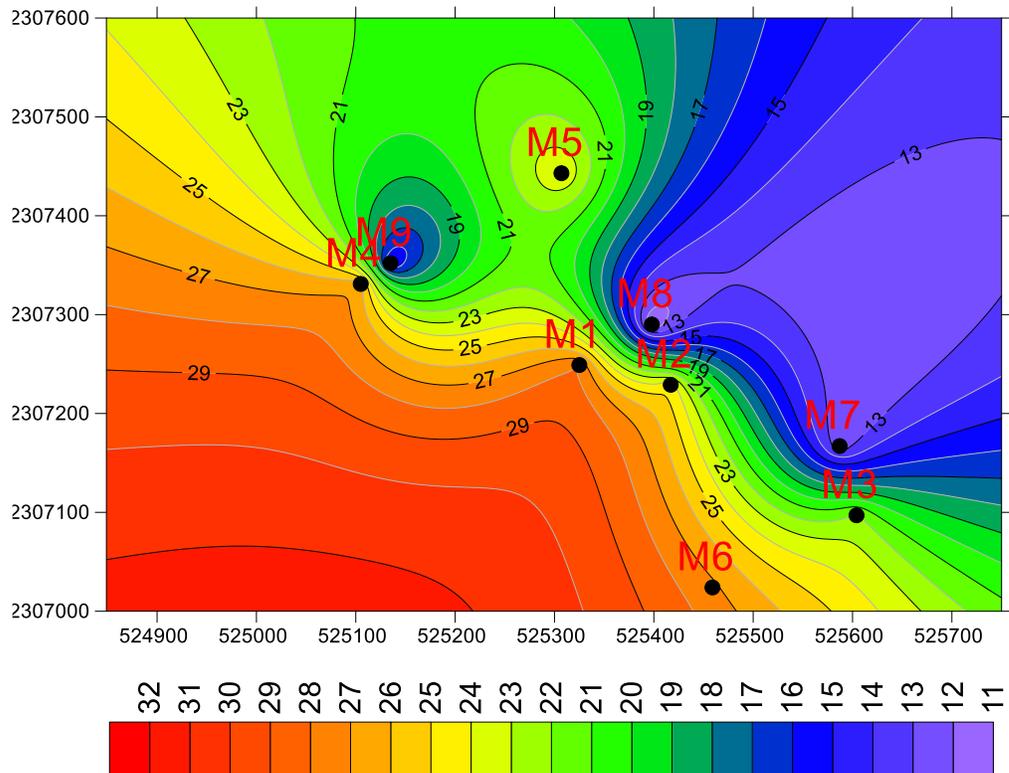


Figura 21: Iso-concentraciones de Mn y ubicación de muestras.

En la (Fig. 21) se observa en el modelo que muestra a través de las isoclinas una superficie de alta concentración en Mn (anomalía positiva) que inicia con la muestra M1, seguida por la M6 y se extiende hasta la región de la muestra M4 con un rango (26 a 27.84 % en peso Mn), representadas con una coloración naranja a rojo.

La región que determina una concentración media, en un rango de 22 a 25% en peso Mn, está representada en la (Fig. 21) por el color amarillo a verde, superficie que enmarca a las muestras M3, M5 y M2; mientras que la concentración menor (baja ley) se encuentra representada por la superficie de color azul – lila en donde se ubican las muestras M8, M7 y M9 con un rango de 11.06 a 15% en peso Mn.

En el modelo de iso-concentración el Mn se concentra hacia la zona SW del tajo, cambiando lo establecido para el manto económico (NW – SW), ya que los altos picos se encuentran con una dirección NW- SE presentando predominancia hacia la zona centro del tajo (Figura 22) en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

Todas las muestras se encuentran en la Formación Chipoco, a continuación se muestra el modelo de iso-concentración, el 3D del terreno y el *raster* del terreno.

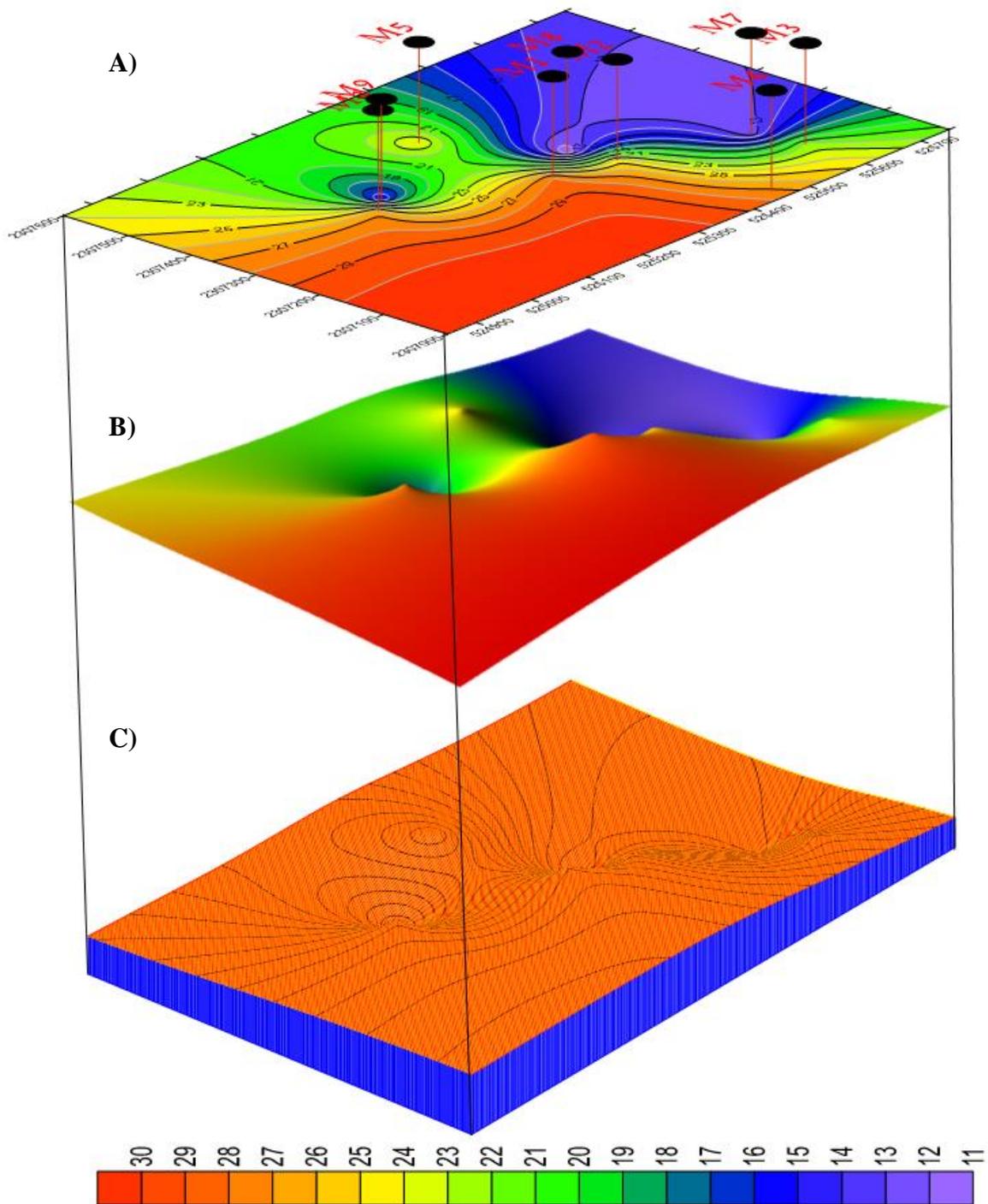


Figura 22: Mapa de isolneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Mn.

7.6.1.2 Modelo de Iso-concentración Fe

Tabla 9: Resultados del análisis del Fe para las muestras obtenidas.

Muestra	Zona	X	Y	Fecha	Tipo	Fe (% en peso)
M1	Zona Trescientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	5.83
M2	Zona Trescientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	10.4
M3	Zona Nueve Ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	5.97
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	5.35
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	4.81
M6	Zona La Cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	6.85
M7	Zona Trescientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	9.13
M8	Zona Nueve Ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	12.26
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	8.04
						Min 4.81
						Max 12.26

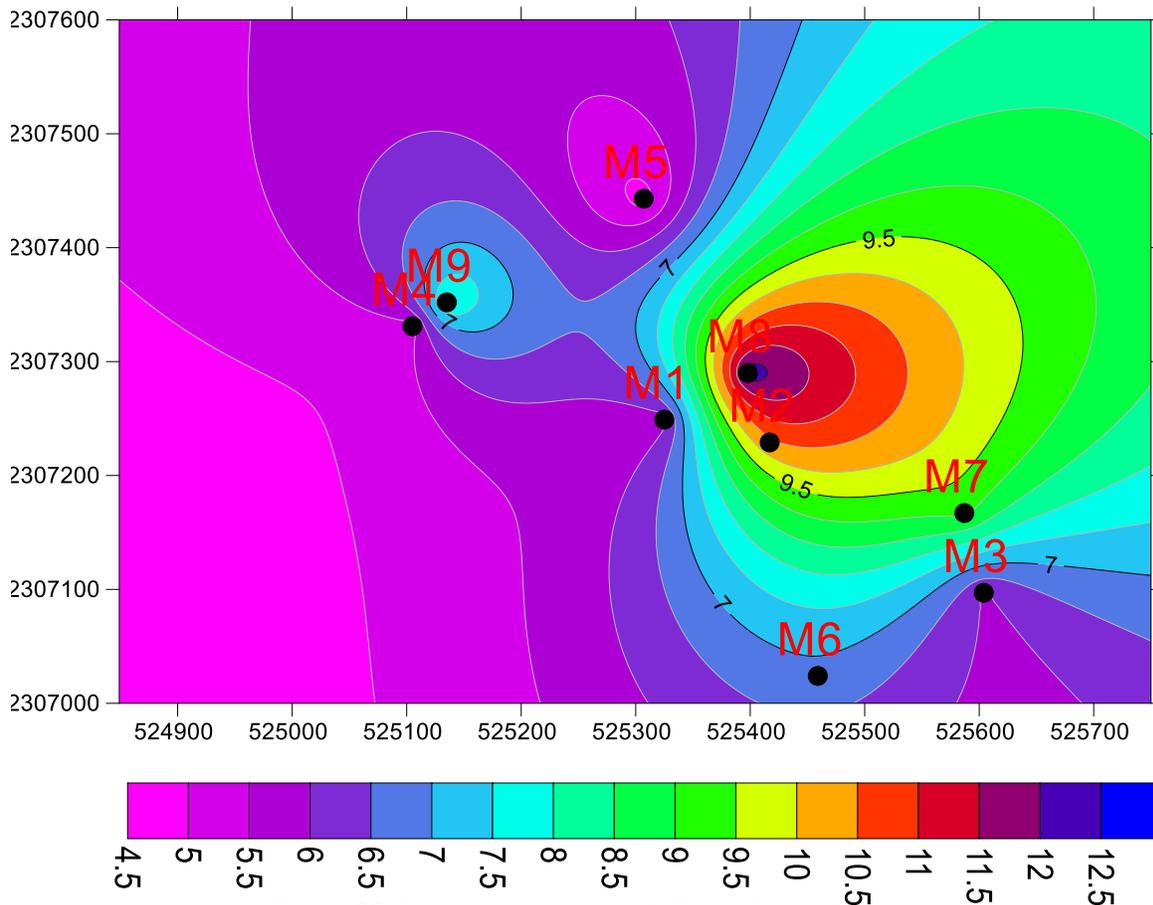


Figura 23: Iso-concentraciones de Fe y ubicación de muestras

El modelo de distribución geoestadístico muestra una superficie de alta concentración en Fe (anomalía positiva) con un rango de 10 a 12.26 % en peso Fe y representada con una coloración que va del amarillo al azul rey como valor máximo, iniciando desde la región de influencia de la muestra M8, seguida por la M2 con un rango.

La concentración media representada por la superficie de coloración verde al azul celeste incluye las muestras M7, M9 y M6 con un rango (6 a 9.5% en peso Fe); mientras que la concentración menor se encuentra representada por el rango de variación de color rosa al morado con las muestras M3, M1, M4 y M5 con un rango de 4.81 a 5.97% en peso Fe (ver Figura 23 y Tabla 9).

El modelo de iso-concentración para el Fe muestra los picos altos hacia la zona Este del tajo, donde se localiza una pequeña porción de óxidos, misma que colinda con las lutitas de la Formación Huayacocotla, (Figura 25), en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

La región con los valores máximos de Fe, elemento que les da una coloración rojiza a las calizas, y aunque a pesar de ser no la única zona con valores altos de Fe, esta concentración es muy pequeña dentro del tajo y se encuentra lejos del Mn, sin embargo, su presencia en las muestras les da una mayor densidad elevando su ley.

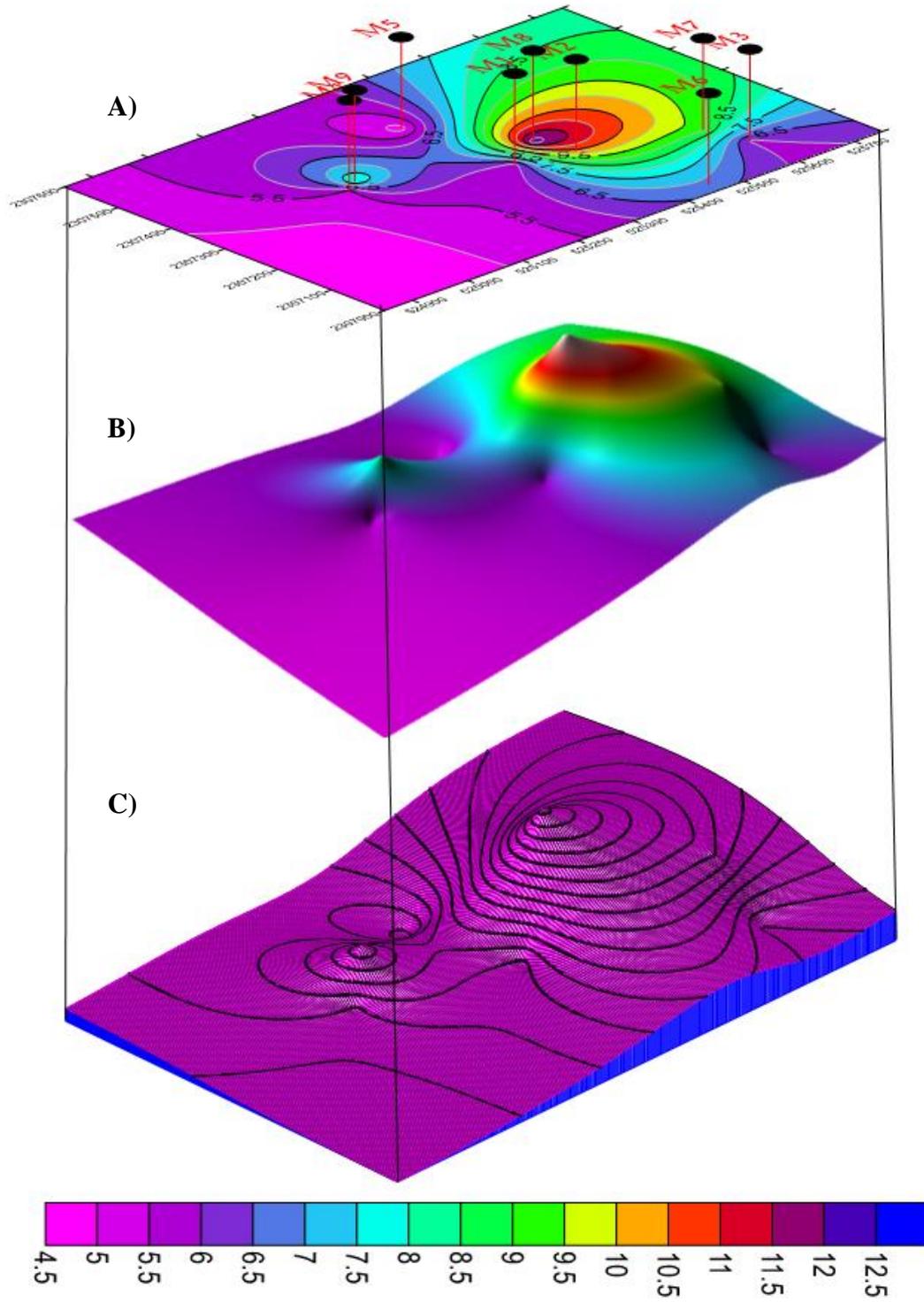


Figura 24: Mapa de isolneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Fe

7.6.1.3 Modelo de Iso-concentración SiO₂.

Tabla 10: Resultados del análisis del SiO₂ para las muestras obtenidas.

Muestra	Zona	X	Y	Fecha	Tipo	SiO ₂ (% en peso)
M1	Zona Trescientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	10.65
M2	Zona Trescientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	10.14
M3	Zona Nueve Ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	9.45
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	7.38
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	11.73
M6	Zona La cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	9.24
M7	Zona Trescientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	13.96
M8	Zona Nueve Ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	13.26
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	14.32
						Min 7.38
						Max 14.32

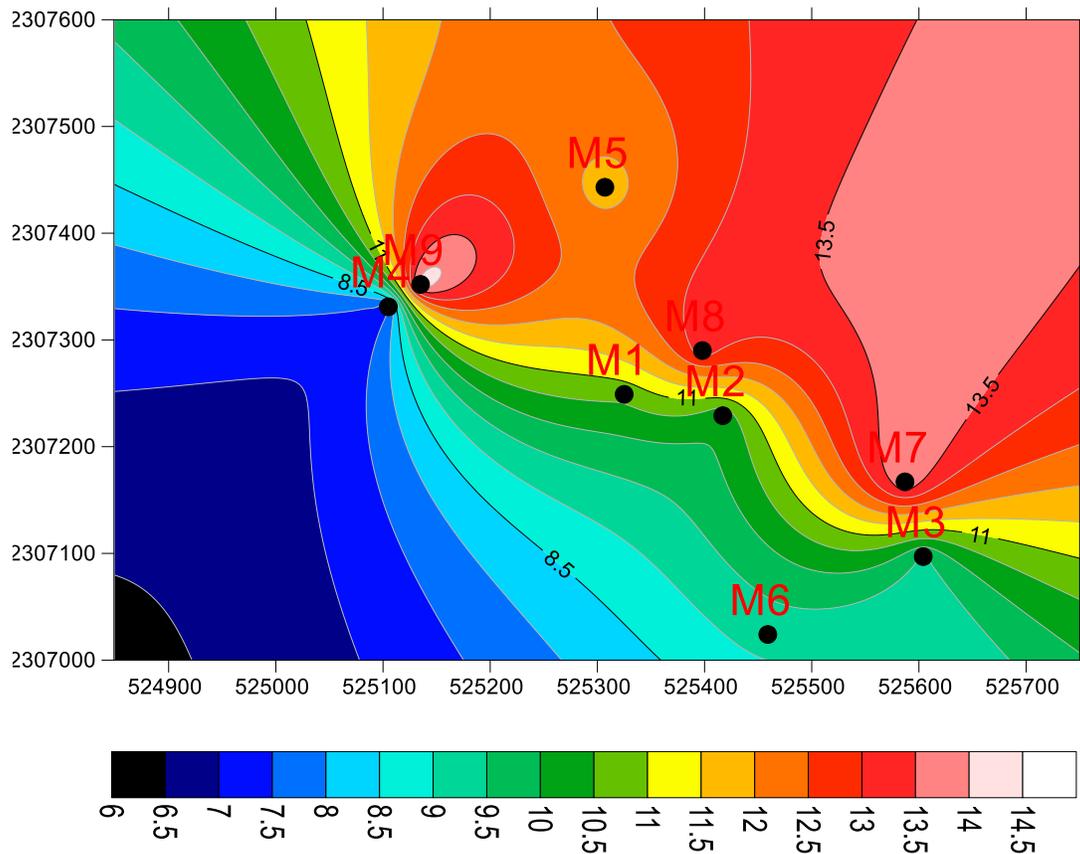


Figura 25: Iso-concentración de SiO₂ y ubicación de muestras.

Los resultados de la distribución del SiO₂ se representan en el siguiente modelo indicando valores máximos (anomalía positiva) en coloración de blanco a rojo con un rango de concentración de 13 a 14.32 % en peso de SiO₂. El modelo geoestadístico revela dos superficies con valores máximos con influencia de las muestras M9, M7 y M8.

Valores medios que reflejan concentraciones entre 10 a 12 % en peso SiO₂, se ilustran en el gráfico con una coloración naranja a verde que está delimitada por las muestras M1 y M2, mientras que los valores de baja ley (7.38 a 9.5 % en peso SiO₂) se muestran en la región de color azul a negro donde se ubican las muestras M3, M6 y M4 (Figura 25 y Tabla 10).

La sílice SiO₂, cuya especie mineral más común es el cuarzo, es una sustancia abundante en la naturaleza y tiene un amplio rango de aplicaciones en la industria.

El modelo de iso-concentración del SiO₂ sigue una trayectoria de NW-SE marcando una banda que coincide con la localización de las zonas del tajo con mayores valores de sílice (zona 1100 y 980) (ver Figura 26), que redundando en la disminución en la concentración de las leyes de Mn, además la baja concentración de este compuesto nos refleja la alta impermeabilidad de la roca, en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

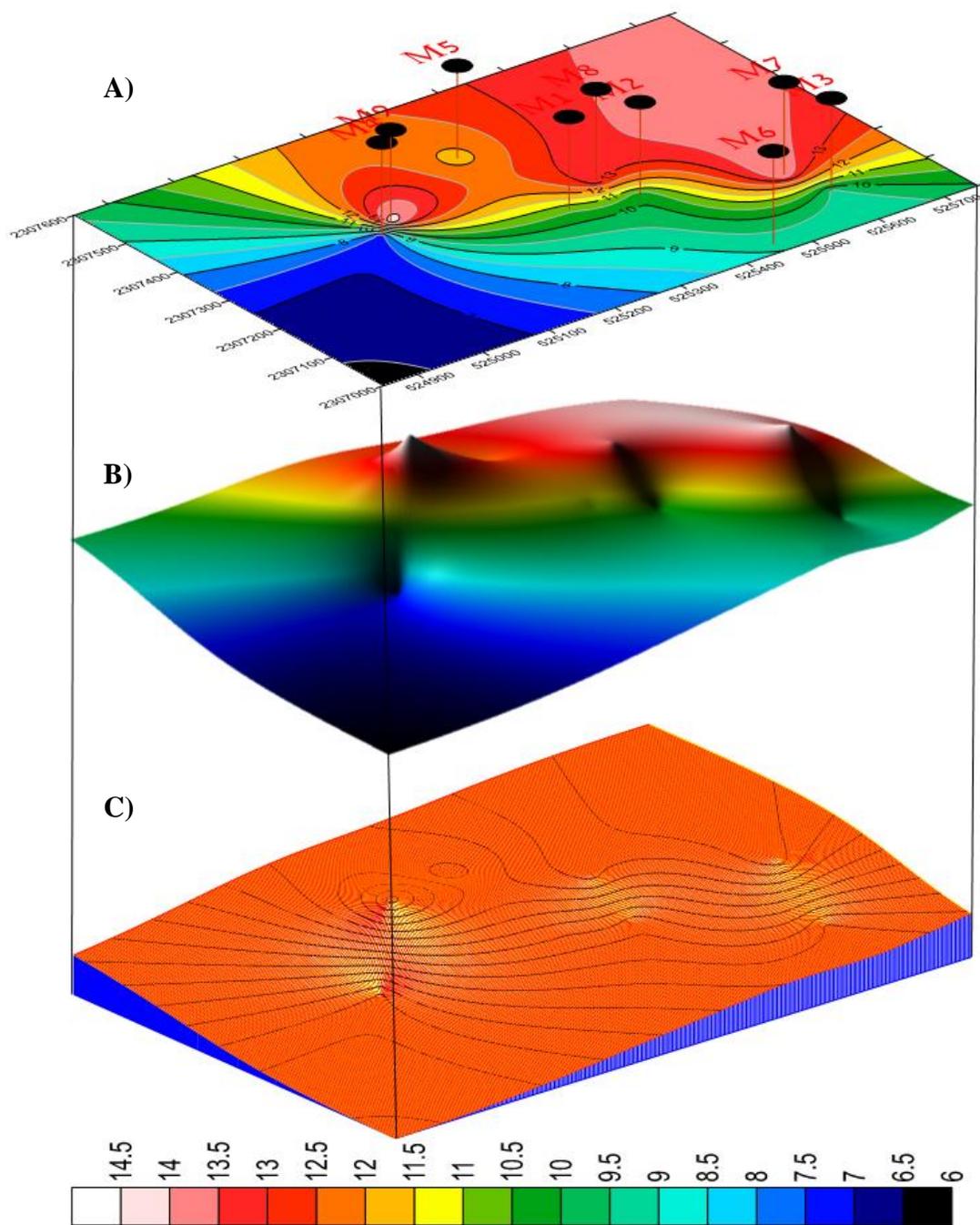


Figura 26: Mapa de isolneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de SiO₂

7.6.1.4 Modelo de Iso-concentración Al_2O_3

Tabla 11: Resultados del análisis del Al_2O_3 para las muestras obtenidas.

Muestra	Zona	X	Y	Fecha	Tipo	Al_2O_3 (% en peso)
M1	Zona Trecientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	2.27
M2	Zona Trecientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	1.81
M3	Zona Nueve ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	2
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	2.17
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	3.77
M6	Zona La cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	1.2
M7	Zona Trecientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	3.64
M8	Zona Nueve ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	3.59
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	3.99
Min						1.2
Max						3.99

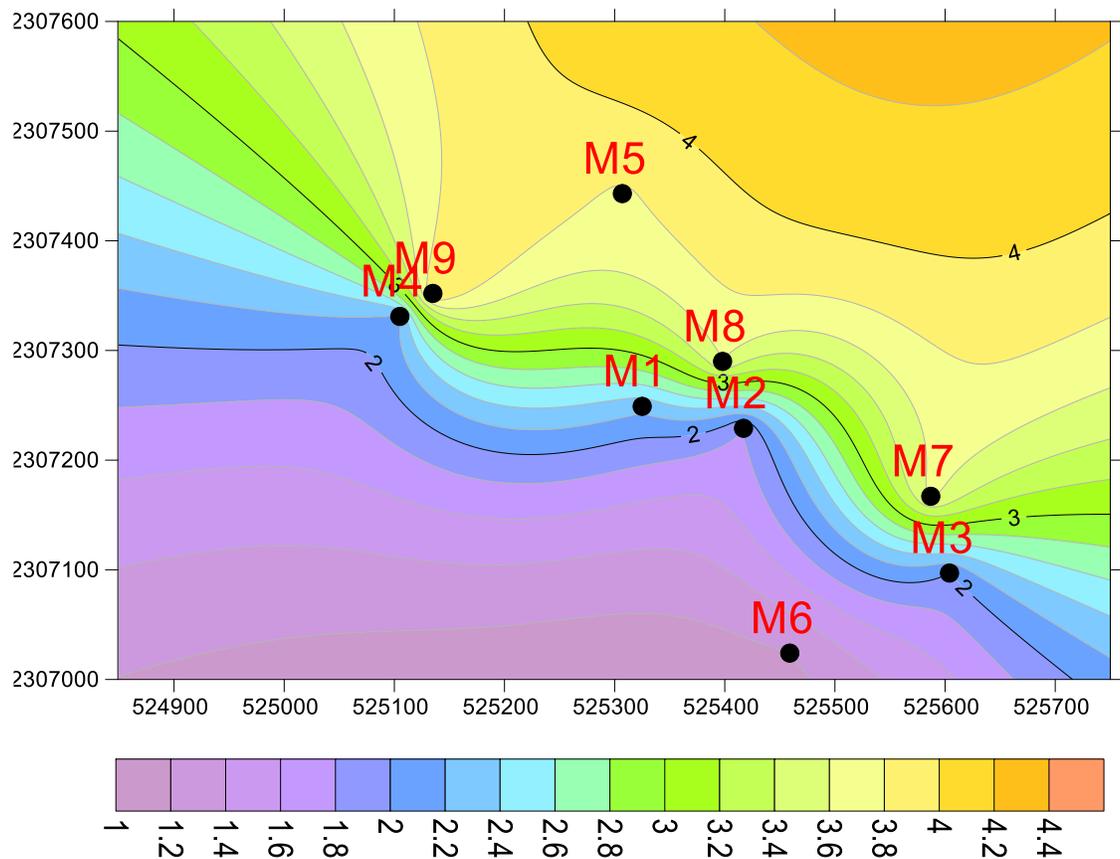


Figura 27 Iso-concentraciones de Al_2O_3 y ubicación de muestras.

El resultado del análisis de la dispersión de Al_2O_3 en las muestras definen una superficie de valores máximos en colores naranja a amarillo en las que se incluyen las muestras M9, M5, M7 y M8 con un rango de concentración de 3.59 a 3.99 % en peso de Al_2O_3 .

Valores medios se definen en coloración verde a azul en el gráfico con un rango de 2 a 2.27 % en peso Al_2O_3 correspondiente a las muestras M1, M4 y M3.

Por último, los valores bajos se representan en colores en tonos lila representado por las muestras M2 y M6 con un rango 1.2 a 1.87 % en peso Al_2O_3 (Figura 28 y Tabla 11). La superficie que revela los valores altos se ubica en una banda con dirección NW-SE (ver Figura 27), en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

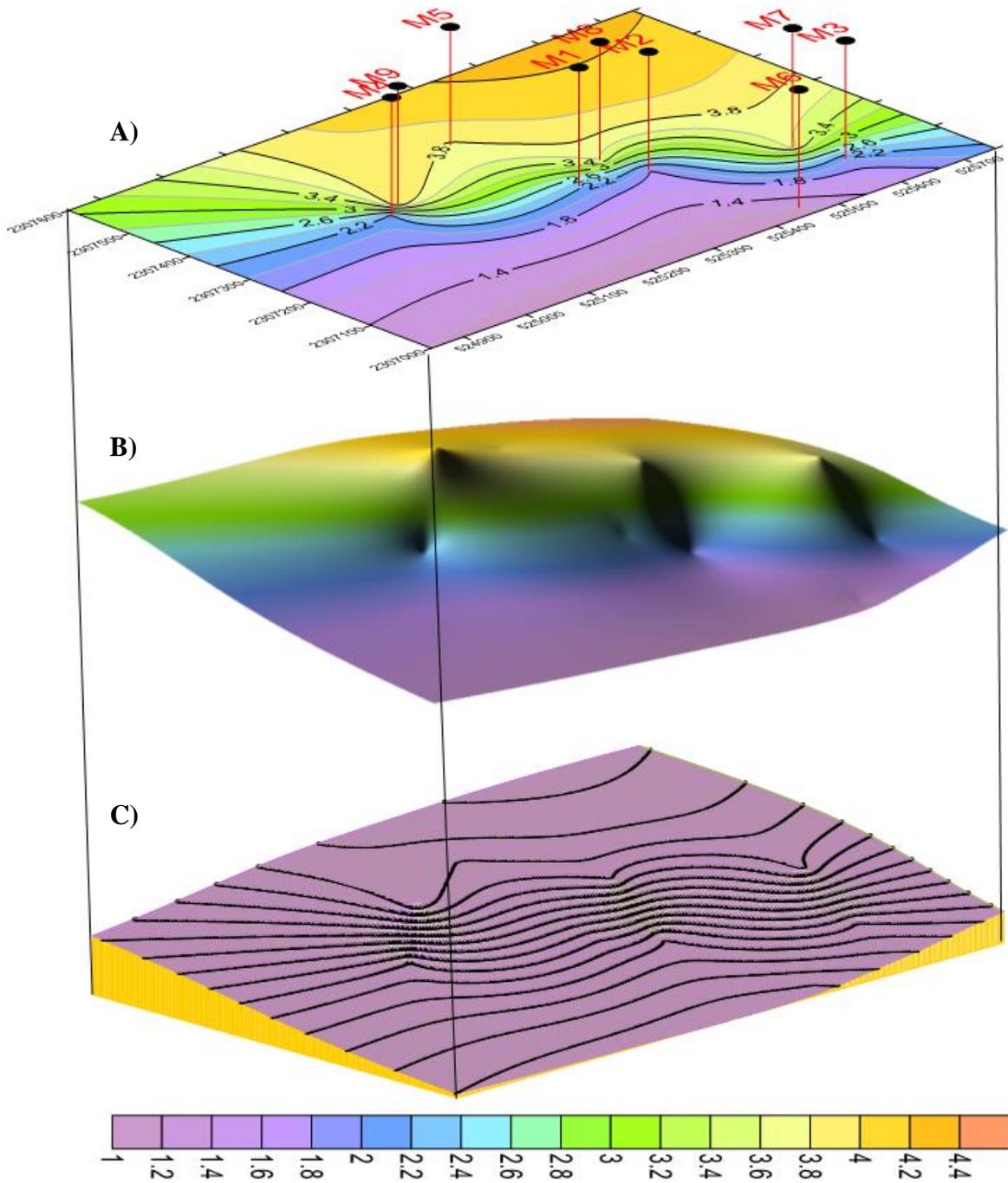


Figura 28: Mapa de isolneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Al_2O_3

7.6.1.5 Modelo de Iso-concentración Mg

Tabla 12: Resultados del análisis del Mg para las muestras obtenidas.

Muestra	Zona	X	Y	Fecha	Tipo	Mg (% en peso)
M1	Zona Trecientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	10.21
M2	Zona Trecientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	9.62
M3	Zona Nueve ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	5.89
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	3.21
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	3.44
M6	Zona La cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	5.59
M7	Zona Trecientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	4.21
M8	Zona Nueve ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	6.42
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	3.21
						Min 3.21
						Max 10.21

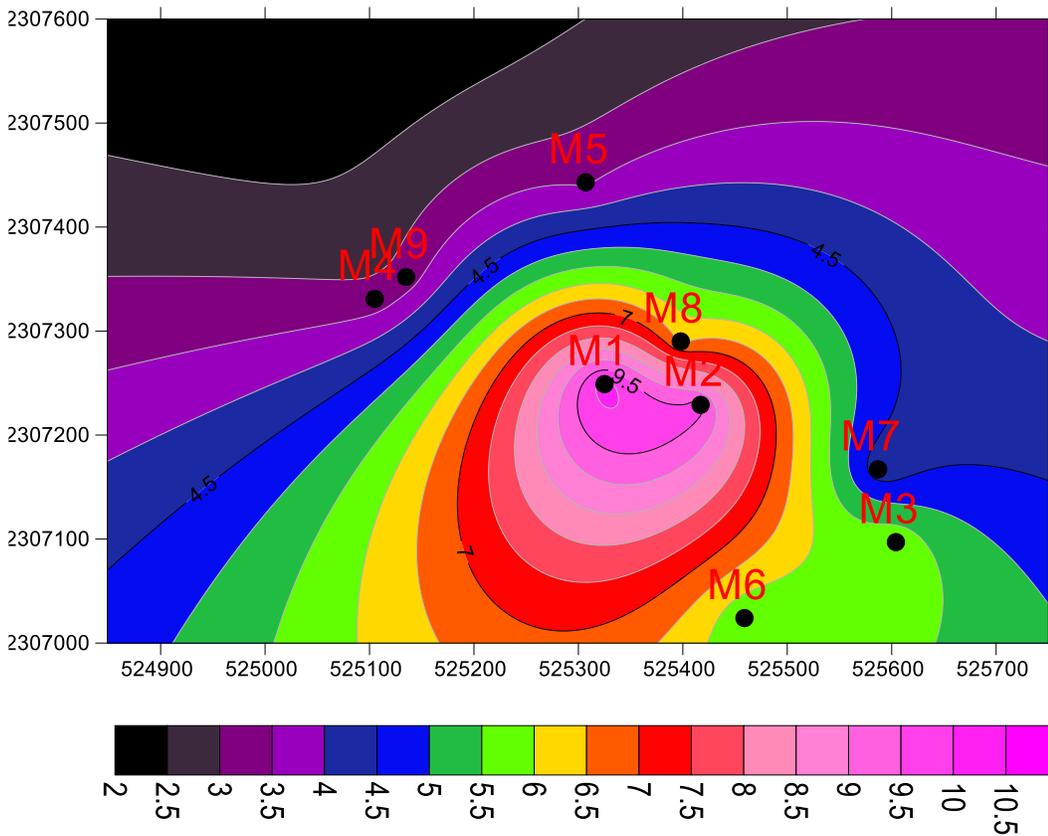


Figura 29 Iso-concentraciones de Mg y ubicación de muestras.

Las curvas de iso-concentración para el nivel máximo de Mg se representan en el modelo con una coloración rosa marcada en un rango de 9.62 a 10.21 % en peso de Mg, superficie cubierta por las muestras M1 y M2.

La concentración media se observa con una coloración de rojo a verde con las muestras M8, M3 y M6 extendiéndose en un rango de 5.59 a 6.42 % en peso de Mg, mientras que la concentración menor para este elemento se ilustra con el color negro a azul marino abarcando las muestras M7, M5, M4 y M9 con un rango que va de 3.21 a 4.21 % en peso de Mg (Figura 29 y Tabla 12).

En el modelo de iso-concentración el pico más alto para Mg se concentra prácticamente al centro del tajo con ligera tendencia al SE (ver Figura 30), en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

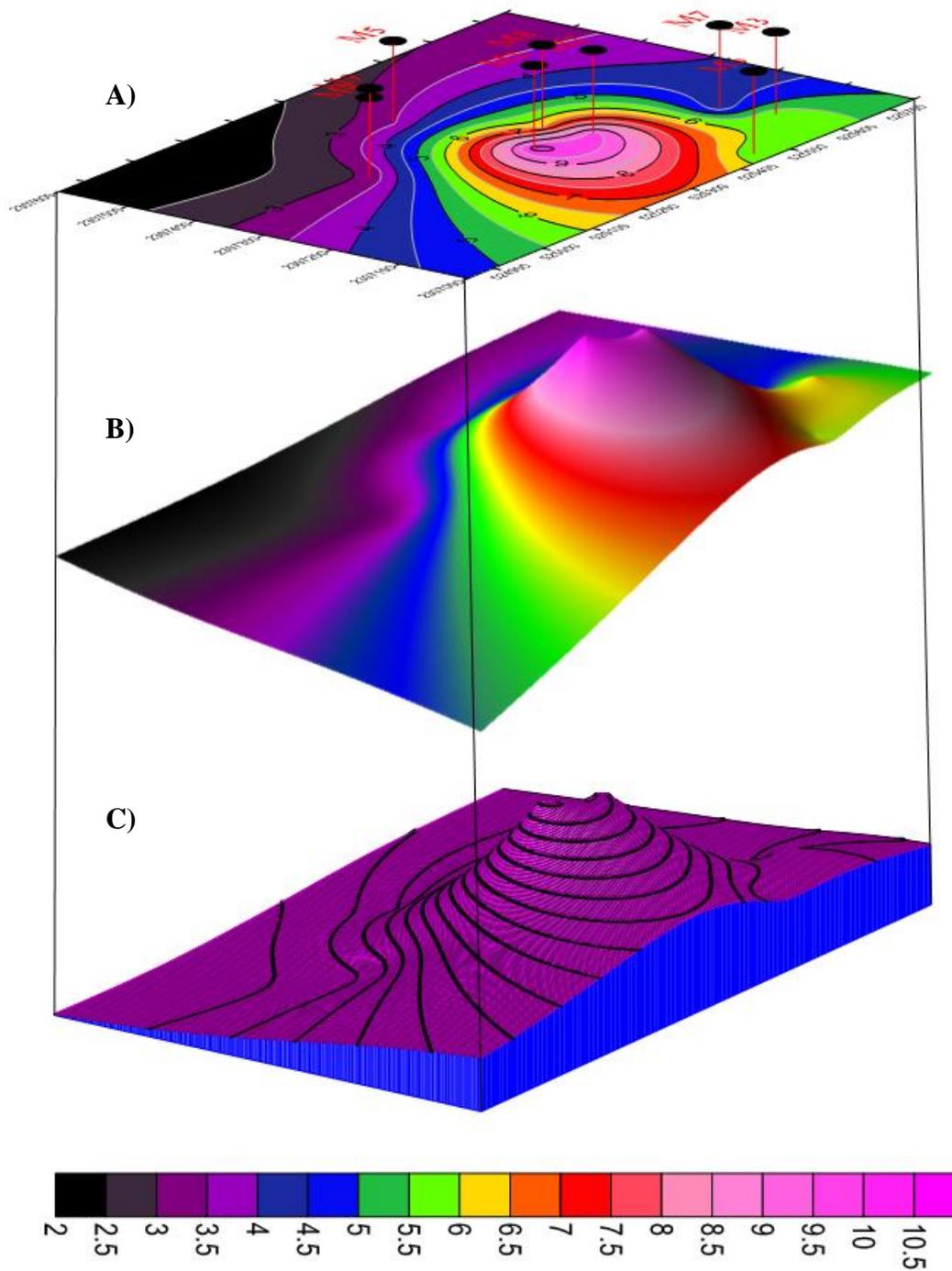


Figura 30: Mapa de isolíneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de Mg.

7.6.1.6 Modelo de Iso-concentración CaO

Tabla 13: Resultados del análisis del CaO para las muestras obtenidas.

Muestra	Zona	X	Y	Fecha	Tipo	CaO (% en peso)
M1	Zona Trecientos	525325	2307249	10/11/2015	Superficial	2.07
M2	Zona Trecientos	525417	2307229	10/11/2015	Superficial	2.36
M3	Zona Nueve ochenta	525604	2307097	10/11/2015	Superficial	9.51
M4	Zona Quinientos	525105	2307331	10/11/2015	Superficial	8.92
M5	Zona Quinientos	525307	2307443	10/11/2015	Superficial	11.96
M6	Zona La cueva	525459	2307024	10/11/2015	Superficial	3.93
M7	Zona Trecientos	525587	2307167	10/11/2015	Superficial	14.59
M8	Zona Nueve ochenta	525398	2307290	10/11/2015	Superficial	14.41
M9	Zona Quinientos	525135	2307352	10/11/2015	Superficial	15.02
						Min 2.07
						Max 15.02

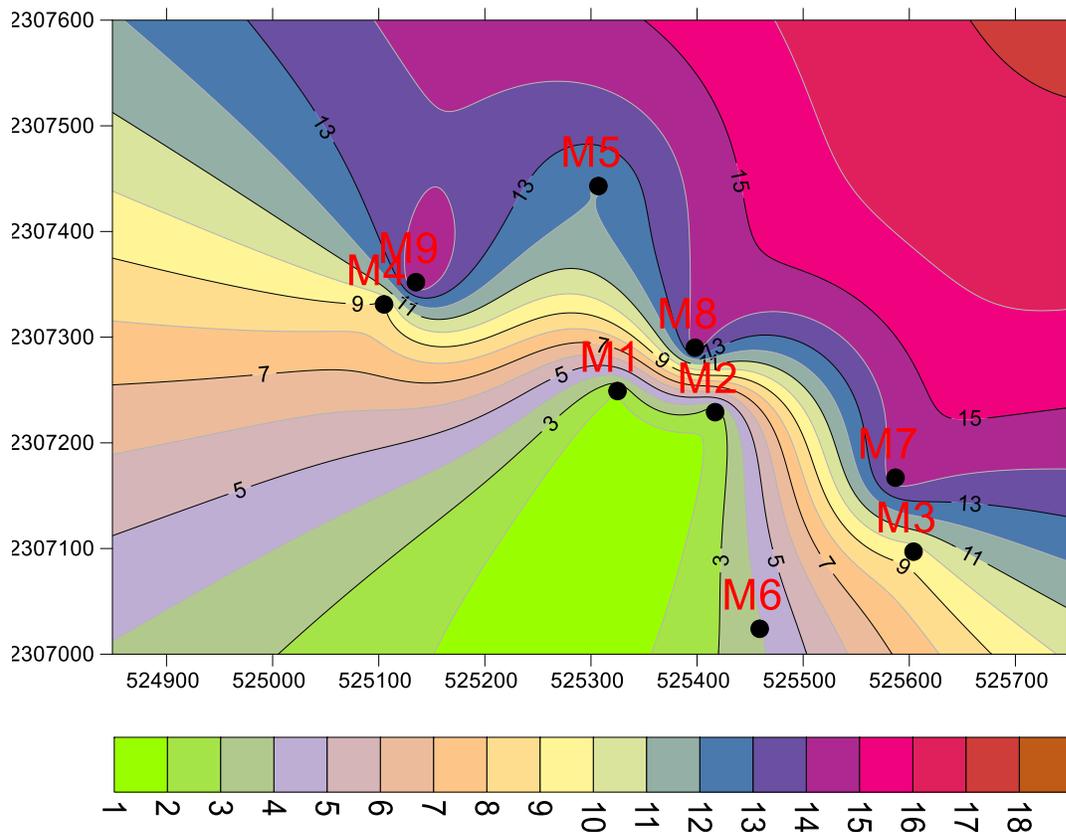


Figura 31: Iso-concentraciones de CaO y ubicación de muestras.

En el siguiente modelo las curvas de iso-concentración muestran para los valores máximos de CaO una coloración de morado a marrón, iniciando desde la muestra M9, seguida por la M7 y la M8 con un rango de 14.41 a 15.02 % en peso de CaO.

La concentración media se encuentra representada por el color crema a gris, superficie que incluye a las muestras M5, M3 y M4 con un rango de 8.92 a 11.96 % en peso de CaO, por último, la concentración menor se ilustra con el color verde abarcando las muestras M1, M2 y M6 en un rango de 2.07 a 3.93 % en peso de CaO.

Como bien se sabe el CaO está muy presente en toda el área del tajo, en la formación Chipoco que es donde se encuentran las nueve muestras, como en las colindancias de la misma, la Formación Santiago y Huayacocotla, en la metalurgia el CaO se encuentra en buena relación con el Mn, sin embargo en el tajo cuando se hace la prueba de HCl una muestra mineral, la presencia del CaO y su alta efervescencia anuncian una baja ley de Mn (Figura 31 y Tabla 13).

En el modelo de iso-concentración el CaO con una trayectoria de NW-SE marcando una banda, presentando un patrón similar al de Al_2O_3 y el SiO_2 (ver Figura 32), en la Figura A) se muestra el modelo de concentración, en la B) el modelo 3D del terreno y en la C) el modelo *raster* del terreno.

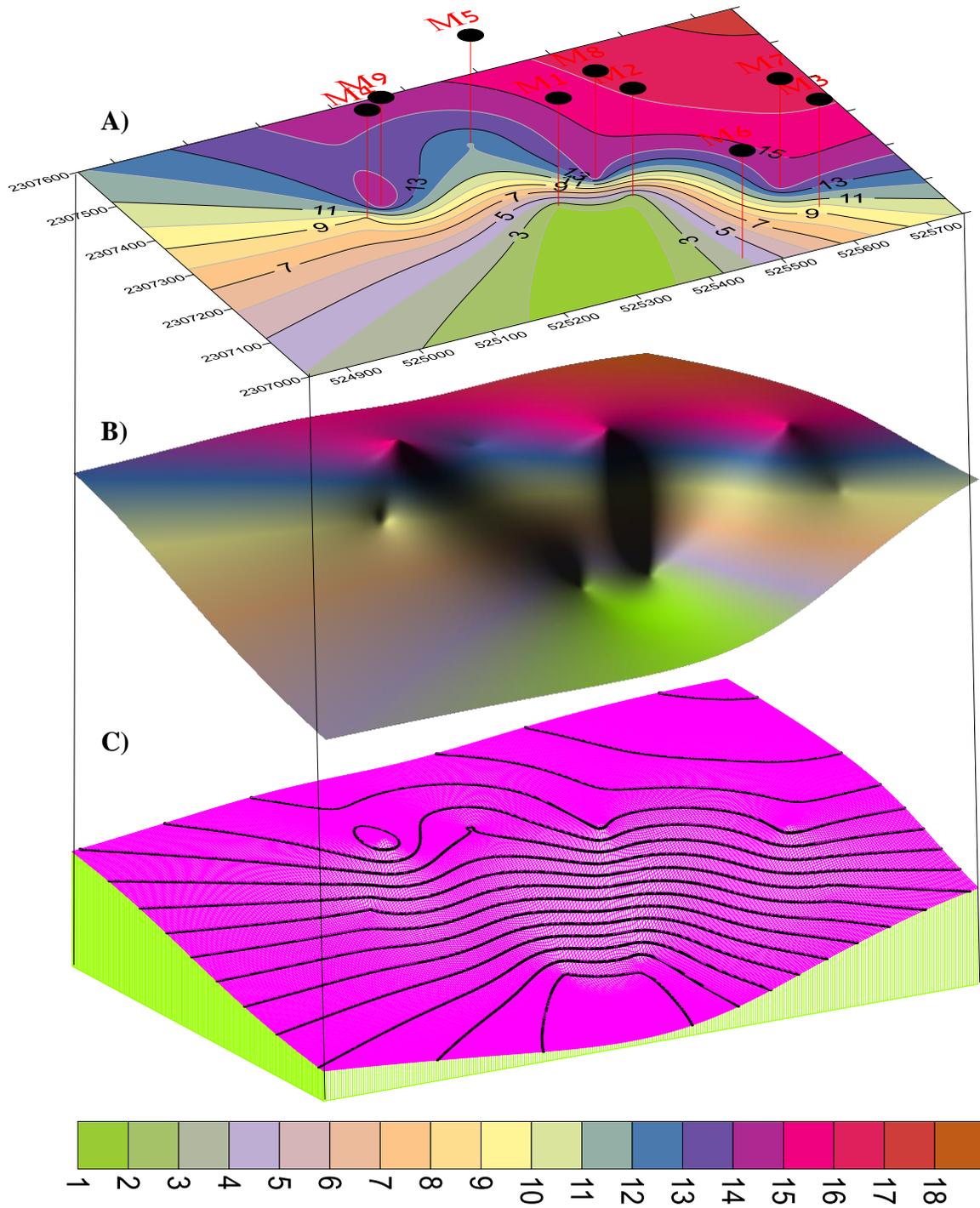


Figura 32: Mapa de isolíneas en tiempo y espacio de la unidad Naopa, distribución de CaO

CONCLUSIONES

- Se levantó la cartografía geológica del Tajo Naopa a escala 1:3,000.
- Se identificaron fases minerales de mena, principalmente representadas por el carbonato de manganeso rodocrosita (MnCO_3) y pirolusita (MnO_2), además de fases minerales minoritarias como la Bementita el silicato hidratado $[(\text{Mn,Fe,Mg,Zn})_7\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_8]$, Kutnahorita $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$, Cuarzo SiO_2 , mica de Mn ($\text{AC}_{2-3}\text{T}_4\text{O}_{10}\text{X}_2$), Siderita (FeCO_3), Caolinita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, y por último la Todorokita $[(\text{Mn}^{2+},\text{Ca,Mg})\text{Mn}_3^{4+}\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}]$, y otras muy presentes en el área de estudio como la calcita (CaCO_3), y la pirita FeS_2 .
- La petrografía realizada a las muestras del yacimiento del Tajo Naopa, permitió identificar las fases esenciales (Pirolusita y Rodocrosita), con predominio de la segunda fase, y como accesorias (Cuarzo y Calcita), además de determinar la textura, estructuras y su clasificación.
- Además de la mineralogía, en la petrografía se pudo observar la presencia de bioclastos (bivalvos, filamentos bacterianos y/o de plantas), de los cuales el único que se pudo identificar fue el bivalvo *Nucula* sp., con lo que se pudo dar una tenue caracterización al ambiente de depósito, ya que la presencia de dicho organismo sugiere condiciones de oxígeno limitadas en la columna de agua y/o posiblemente alta salinidad, características de aguas profundas.
- El análisis geoquímico realizado a las muestras permitió identificar los elementos mayores y menores de la zona de estudio para realizar los modelos de iso-concentración para interpretar la dirección y distribución de las concentraciones de Mn, Fe, SiO_2 , Al_2O_3 , Mg y

- CaO compuestos de importancia para la empresa, siendo muy diferente una de otra, reflejando la alta deformación del tajo (pliegues y fallas).
- La información obtenida mediante el modelo de iso-concentración para la distribución de la concentración de Mn en el cuerpo mineralizado es irregular, no se comporta de manera homogénea reflejando así la alta deformación de la roca, mostrando una dirección con tendencia hacia el SW en donde se encuentra la zona con mayor influencia dentro del tajo, coincidiendo con el lugar denominado “La Cueva”, correspondiendo a esta superficie de alta ley las muestras M1, M6 y M2 ya que presentan una ley mayor al 24 % en peso de Mn, estableciendo esta zona como la región del tajo con mayor concentración.
- La alta concentración de Fe en el tajo coincide con un pequeño depósito de óxidos en el extremo Este, zona correspondiente a la muestra M8, presentando valores que van desde el 8.04 % hasta el 12.26 %, en comparación con las demás zonas de donde se extrajeron las muestras donde se presentan valores < 6.85 %. El SiO₂ marca una influencia con dirección NW-SE, esta trayectoria coincide con la localización de las zonas dentro del tajo con mayores valores de sílice (zona 1100 y 980), marcando una gran diferencia en la concentración de este compuesto con las demás zonas del tajo con valores > 13 %.
- La alta concentración de Al₂O₃ reflejada en dirección NW-SE cortado el tajo en dos y llevando esta alta concentración hacia la zona 500 principalmente. Mientras tanto el Mg marca una influencia en el centro del tajo, pero marcando una ligera tendencia en dirección SE, reflejándose esta alta concentración en la zona 300. Por otro lado, el CaO tiene una alta concentración distribuida a lo largo del tajo desde la zona 980 hasta la zona 300, sin embargo, muestra una tendencia hacia el NW en la zona 500.
- Los resultados de caracterización mineralógica y geoquímica permiten inferir dos eventos principales de precipitación, comenzando por los óxidos y posteriormente los carbonatos. La primera comprende la mayor parte del yacimiento de Molango con mineral de alta ley y la segunda correspondiente a los carbonatos presentes en el área de estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguayo-Camargo, J.E., 1977. Sedimentación y diagénesis de la Formación “Chipoco” (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis Potosí. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 9, n. 2, p. 11-37.
- Alexandri, R.R., Martínez, V.A., 1991. Geology of the Molango Manganese District, Hidalgo, *in: Salas, G.P. Ed. Economic Geology, Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America*, p. 315-321.
- Alexandrov, E.A., 1972. Manganese: Element and Geochemistry, *in: Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science*, Volume IVA (ed. R.W.. Fairbridge). New York: Van Nostrand Reinhold, p. 670-1.
- Ameri., 2012. 10° Foro Mexicano de inversionistas., Compañía Minera Autlan., S.AB. de C. V.
- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S., Flores de Dios-González, A., 1998. Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 9–13.
- Bender, M.L., 1972. Manganese Nodules, *in: Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science*, Volume IVA (ed. R.W.. Fairbridge). New York: Van Nostrand Reinhold, p. 673-7.
- Borchert, H., 1980. Geology and Geochemistry of Manganese. En Varentsov, I. M., y Grasselly G.Y. (Eds), 2° Simposio Internacional sobre Geología y Geoquímica del Manganeso, Australia. UNESCO. Hungría, 45-60.
- Cantú, Chapa., A., 1971. La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro – Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 17-40.
- Cantú-Chapa, A., 1998. Las Transgresiones Jurásicas en México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 25-37.
- Carrillo-Bravo, J., 1958. Medición de secciones geológicas en el frente Este de la Sierra Madre Oriental (Región Tamazunchale), Informe Geológico, Petróleos Mexicanos.
- Carrillo, B. J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal - Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps.: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 13, p. 1-98.

- Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla, Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 17, n. 5-7, p. 73-96.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992. Monografía Geológica - Minera del Estado de Hidalgo. SEMIP. Publicación M-3e, 95 p.
- Crerar, D. A., Cormick, R.K. y Barnes, H. L., 1972. Organic control on the sedimentary geochemistry of manganese. *Acta Mineralogica – Petrographica*, v. 20, p. 217-226.
- Cornelius S. Hurlbut, Jr., 1991. Manual de Mineralógica de Dana, Tercera Ed., Editorial Reverté Barcelona. 564 p.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *in*: W. E. Ham. Ed. Classification of carbonate rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. v. 1, p. 108-121.
- Eguía-Romero, G., 1979. Estudio Geológico – Económico del Proyecto Naopa del Distrito Manganesífero de Molango, Hidalgo. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí. p.227. Inédita.
- Ehrlich, H.L., 1963. Bacteriology of manganese nodules. *Appl. Microbiology*, v. 11, p. 15-19.
- Emerson, S., Kalthorn, S., Jacobs, L., Tebo, B.M., Nelson, K.H. and Rosson, R.A., 1982. Environmental Oxidation Rate of Manganese (II), Bacterial Catalysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 6, p. 1073-1079.
- Erben, H. K., 1956. Estratigrafía a lo largo de la Carretera México, D.F. y las áreas de Huauchinango, Pue., Necaxa, Pue. y Huayacocotla, Ver. XX Congreso Geológico Internacional, México, 1956, Libreto-Guía de la Excursión C-8.
- Esquivel-Macías, C., León-Olvera, R.G. y Flores-Castro, K. 2005. Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico Inferior con crinoides y amonites en el Centro-Oriente de México (Temapá, Hidalgo). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, n. 1, p. 97-114.
- Fernández del Olmo, S., 1980. Yacimientos de Manganeso en México. Tesis profesional de licenciatura. UNAM, Facultad de Ingeniería. México. p. 13-90. Inédita.
- Flores-Castro, K., 2015. Ramírez-Cardona, M., Pérez-Ángeles. C. D., A. Paz. F., Esquivel-Macías, C., 2015. El Sistema Mn +MnO₂-MnCO₃: Mineralogénesis en el manto Manganesífero, Tajo Naopa, Molango (México). . *Actas INAGEQ*. V.21, no. 1. P.60-62.

-
- Folguera, A., y Spagnuolo, M., 2006. Introducción a la Geología, Buenos Aires, Eudeba.
- Folk, R. L., 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *J. Sedim Petrol*, v. 21, p. 121-130.
- Fries, Carl., Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, v. 73, p. 57-133.
- García, E., 1981. Modificaciones al sistema de clasificación de *Köppen*. Ed. Enriqueta García de Miranda. México. 241 p.
- Gil R. J, M., 2001. Reseña de "La minería en el noreste de México: utopía y realidad, 1850-1910" de Historia Mexicana, vol. L III, n. 3, p. 817-821.
- Grill, E.V., 1982. The Effect of Sediment-water Exchange on Manganese Deposition and Nodule Growth in Jervis Inlet, British Columbia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 42, p. 485-495.
- Greenwood y Earnshaw, A., 1997. Chemistry of Elements, Second Ed., Elsevier, School of Chemistry University of Leeds, UK. 1305 p.
- Heim, A., 1926. Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). *Eclogae Geol. Helvetiae*, v. 20, n. 1, p. 84-87.
- Hein, J. R. y Bolton, B. R., 1992. Stable isotope composition of Nikopol and Chiatira manganese ores, U.S.S.R.: implications for genesis of large sedimentary manganese deposits. *29th International Geological Congress, Kyoto, Abstracts*, v. 1, p. 209.
- Hermoso, C. de la T. y Martínez, P. J., 1972. Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 24, p. 45-63.
- Imlay, R.W., 1980. Jurassic paleobiogeographic of the conterminous United States in its continental setting: U.S. Geological Survey Professional Paper 1062, 134 p.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M. Jr. y Díaz-González, T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, n. 9, p. 1750-1761.

- Kuegelgen, Harold von, 1958. Der aufbau dr zentralen Sierra Madre Oriental, Mexico: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 110, n. 1, p. 117-142.
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutierrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D. E., 1999, U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 94, p. 73–99.
- McKenzie, R. M., 1977. The manganese oxides and hydroxides. (Ed.): J. B. Dixon y S. B. Weed. *Minerals in Soil Environments*, p. 181-193.
- Martínez-Pérez, J., 1962. Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al oriente de Zacualtipán, Hidalgo: México, D.F. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Tesis profesional, 47 p. (inérita).
- May, E.D., 1990. Petrography, paleogeography and depositional environment of the Chipoco facies, Tamán Group, Molango Mining District, Hidalgo and San Luis Potosí, México: Ohio, University of Cincinnati. Tesis de Maestría, 70 p. (inérita).
- Maynard, J.B., y Klein, G.D., 1995. Tectonic subsidence analysis in the characterization of sedimentary ore deposits—examples the Witwatersrand (Au), White Pine (Cu), and Molango (Mn). *Economic Geology*, v. 90, n. 1, p. 37-50.
- Maynard, J.B., Okita P.M., May, E.D. y Martínez-Vera, A., 1990. Paleogeographic setting of Late Jurassic manganese mineralization in Molango district, Mexico, *in*: Parnell, John, Ye, Lianjun; y Chen Changming, Eds., *Sediment hosted mineral deposits—Proceedings of a symposium: International Association of Sedimentologists*, Special Publication 11, p. 17-30.
- Nicholson., 1992. Genetic types of manganese oxide deposits in Scotland: Indicators of paleo-ocean spreading rate and Devonian geochemical mobility boundary. *Economic Geology*. v. 87, p. 1301-1309.
- Ochoa-Camarillo, H.R., 1996. Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo: Mexico, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 91 p. inérita.
- Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón-S., B.E., Silva-Pineda, A., 1998. Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía, Paleoecología y Tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la Región de Molango, Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 57–63.

-
- Okita, P. M., 1987. Geochemistry and mineralogy of the Molango manganese Ore body, Hidalgo State, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, dissertation doctoral, 362 p.
- Okita, Patrick. 1992. Manganese carbonate mineralization in the Molango District, Mexico, *Economic Geology*. v. 87, n. 5, p. 1345-1366.
- Olivares-Robles, P., 1978. Proyecto Geológico-Económico en el área de Naopa, Distrito manganesífero de Molango, Hgo. San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de ingeniería, tesis profesional, 96p. inédita.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127–1130.
- Ortiz, M. R. Minerales Mangano-Argentíferos Oxidados, su génesis y beneficio metalúrgico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo XI-1-6.
- Pedrazzini, N. C. y Basáñez, L. M. A., 1978. Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla - Cuenca de Chicontepepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 10, n. 3, p. 6–24.
- Peralta-Maldonado, M. A., 1985. Rebaje experimental de “Corte y Relleno con Tepetate” en proyecto Acuatitla, Sonora, México. Universidad de Sonora, Departamento de Minas. tesis profesional, 70 p. inédita.
- Pettijhon, F. J., 1957. *Sedimentary Rocks*: Nueva York, Harper and Browns, 628 p.
- Robin, C., y Bobier, C., 1975. Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo-México) según datos paleomagnéticos y geoquímicos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* 95, p. 49-85.
- Rodríguez-Díaz, A.A., Villaseñor-Cabral, M.G., Canet, Carles., Prol-Ledesma, R.M., Camprubí, A., 2005. Clasificación de los yacimientos de manganeso y ejemplos de depósitos mexicanos e internacionales. *Boletín de Mineralogía*, v. 16, n. 1, p. 33-43.
- Rosales-Lagarde, L., 2002. Estratigrafía y Geoquímica de la secuencia volcano-sedimentaria paleozoica del noreste del Estado de Hidalgo: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 89 p. inédita.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., y Quiroz-Barroso, S., 2005. The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, v. 47, p. 901-919.

Roy, S. 1981. *Manganese Deposits*. New York: Academic Press, London. 458 pp.

Ruíz, J., Patchett, P. J. y Ortega, G.F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies. *Geol. Soc. of America. Bull.* v. 100 p. 274-281.

Salvador, A., 1991. Triassic – Jurassic, *in*: Salvador, Amos, Ed., *The Gulf of México Basin: Boulde, Co., Geological Society of America, The Geology of North America*, p. 131 -180.

Sour-Tovar, F., Pérez-Huerta, A., Quiroz-Barroso, S. A. y Centeno-García, E., 2005, Braquiópodos y trilobite del Pérmico Inferior del Noroeste del estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, n. 1, p. 24-35.

Suter, Max, 1980. Tectonics of external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust –and- fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí States). *Revista Instituto de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico*, v. 4, n. 1, p. 19-31.

Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 95, p. 1387-1397.

Vassallo. L.F., 2008. *Yacimientos Minerales Metálicos*. 4ª Ed. Centro de Geociencias, UNAM. Querétaro, México.

GLOSARIO

Ágata. Sílice calcedónica bandeada circularmente. (Grupo de minerales silíceos).

Aluvión: Sedimento no consolidado depositado por un río.

Alteración: cambio en la composición química o mineralógica de una roca, generalmente producida por lixiviación o soluciones hidrotermales.

Ambiente de depósito: Medio físico- químico en el cual se acumularon los materiales o sedimentos.

Analizador: Nombre dado al polaroide (o prisma Nicol) en un microscopio petrográfico; está situado en el tubo del microscopio por encima del porta-objetos y preparado para admitir sólo la luz polarizada, que vibra paralelamente a uno de los retículos y forma un ángulo recto con el plano de vibración del polarizador. El analizador se puede quitar de forma que la preparación microscópica pueda verse bien por luz polarizada plana (sin analizador) o entre nicoles cruzados (con analizador). Se utilizan convenios para orientar el polarizador y analizador. En Gran Bretaña los polarizadores son orientados para que den una vibración E-W y el analizador N-S, mientras que en algunos otros países se adopta lo contrario.

Ángulo axial: Ejes, óptica.

Anticlinal: Pliegue en el que las capas situadas en el interior de la curvatura son las mas antiguas.

Anticlinorio: Macropliegue que describe en conjunto un anticlinal, pero que presenta pequeños anticlinales y sinclinales.

Arenisca: Roca sedimentaria detrítica compuesta de, por lo menos, 85% de granos de cuarzo más o menos redondeados, de 1/16 a 2 mm de diámetro.

Basamento: Corteza terrestre situada por debajo de los depósitos sedimentarios y que llega hasta la discontinuidad de Mohorovic.

Bioclástico: Término aplicado a sedimentos formados por fragmentos de material esquelético orgánico; los tipos más corrientes son las calizas bioclásticas.

Caliza: Roca sedimentaria cuyo constituyente fundamental es el carbonato de calcio (CaCO_3).

Clark: Porcentaje promedio de un elemento en la corteza terrestre.

Cuenca de drenaje: Superficie donde se recoge el agua drenada por una corriente de agua.

Cristal: Cuerpo tridimensional, cuyas superficies límites se distribuyen en forma simétrica; para una sustancia dada. Los ángulos y distancias son constantes y surgen de la regular estructura atómica inherente a la sustancia. (Cristalinidad; Estructura atómica; Simetría).

Diaclasa: Fractura o fisura en una masa rocosa en la que no se observa un movimiento relativo de sus lados. En general, las diaclasas interceptan superficies primarias, tales como estratificación, exfoliación, esquistosidad, etc.

Diagénesis: proceso que implica cambios físico-químicos en un depósito sedimentario que lo convierten en una roca consolidada.

Discordancia estratigráfica: Discontinuidad estratigráfica en la que no hay paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes.

Endógeno: Término aplicado a rocas y/o procesos llevados a cabo en el interior de la Tierra.

Época: Unidad de la escala del tiempo geológico, es una subdivisión de un periodo.

Era: División principal en la escala del tiempo geológico, las eras se dividen en escalas más cortas denominadas periodos.

Estratificación: Proceso a través del que se forman los estratos.

Estratigrafía: Ciencia encargada del estudio de las rocas dispuestas en forma estratos y la reconstrucción de la historia geológica de la Tierra.

Estructura: (Petrología). La relación existente entre las diferentes partes de una roca (cf. Textura; Organización).

Estudio geológico de campo: Estudio de la geología de una región. El estudio consta generalmente de un mapa geológico, una serie de cortes y de una memoria.

Euhedral: Término aplicado a granos que muestran una forma cristalina completamente desarrollada. (Textura). [Sinónimo de «idiomorfo»].

Euxínico: Perteneciente a un medio de circulación restringido de las aguas, con estancamiento y condiciones anaerobias.

Exógeno: Término aplicado a rocas y/o procesos llevados a cabo en el exterior de la Tierra.

Facies: Petrológicamente es la apariencia o naturaleza de una parte de un cuerpo de una roca, en contraste con otras partes. 2) Conjunto de características litológicas, paleontológicas y genéticas que definen un estrato, roca o conjunto de estratos.

Falla normal: Falla cuya componente principal es la de desplazamiento de inclinación, en la que el labio elevado está en el bloque hundido. Algunas veces las fallas normales se refieren tanto a fallas de tensión como de gravedad, pero no es aconsejable utilizar estos términos, puesto que implican un origen no siempre justificable.

Feldespato: Grupo de minerales formadores de rocas, es el grupo más abundante y constituye el 60% de la corteza terrestre.

Filón: Masa metalífera o pétreo que rellena una antigua fractura de la roca.

Fósil: Remanente o trazas de animales o plantas preservados en la corteza terrestre por causas naturales. Pueden servir para establecer edades relativas o la evolución geológica de un área determinada.

Ganga: Comprende a los minerales que acompañan a la mena, pero que no presentan interés minero en el momento de la explotación.

Gneiss: Roca metamórfica de grano grueso en la cual existen bandas ricas en minerales granulares alternadas con bandas de minerales esquistosos.

Graben (fosa tectónica): Área deprimida que corresponde a un bloque hundido por fallas normales paralelas.

Lámina delgada: Sección delgada.

Laminación: Desarrollo de delgados lechos discretos de roca. Los lechos individuales pueden diferenciarse unos de otros o ser homogéneos, estando separados por una discontinuidad física; p. ej., planos de estratificación.

Ley: Cantidad de metal contenido en una mena. Generalmente se mide en gramos/ tonelada.

Ley de corte: Es la concentración mínima que debe tener un elemento en un yacimiento para ser explotable.

Lutita: Roca sedimentaria detrítica cuyos componentes tienen un diámetro inferior a 1/16mm.

Medio sedimentario: Parte de la superficie terrestre donde operan los procesos sedimentarios responsables del transporte y depósito de los sedimentos y que presenta características físicas, químicas y biológicas diferentes a las zonas adyacentes.

Mena: Mineral metalífero de valor económico recuperable.

Micas: Minerales laminares

Mineral: Compuesto sólido inorgánico que tiene una estructura cristalina con un arreglo periódico.

Oxidación: proceso de combinación de un metal o metaloide con el oxígeno.

Óxido: compuesto resultado de la combinación de un metal o un metaloide con el oxígeno.

Peroxidación: Grado de oxidación de un mineral.

Peso específico: Es la relación de la densidad de un mineral con respecto a la densidad del agua.

Pliegue, plegamiento: Flexión en una masa de rocas, es decir, un cambio en el grado de buzamiento de un estrato, y también, a menudo, un cambio en la dirección del buzamiento.

Porosidad: Una roca se dice porosa si tiene cavidades capaces de contener un líquido entre los granos minerales que la componen.

Procedencia: Determinación de la rocas que generaron la roca sedimentaria y el sector del cual proviene.

Recristalización: Proceso mediante el cual una masa de cristales pasa a través de una fase de solución desarrollando un nuevo sistema de cristales de la misma clase.

Reemplazamiento: Término ampliamente usado en Geología para describir los procesos por el que un constituyente en un sistema es progresivamente sustituido por otro.

Recurso: Es la cantidad total de mineral existente en la zona, incluyendo el que no podrá ser explotado por su baja concentración o ley.

Reservas: Cantidad (masa o volumen) de mineral susceptible de ser explotado.

Rift: Región de la corteza terrestre a lo largo de la cual se está produciendo divergencia y extensión.

Roca: agregado de minerales asociados en tal forma que originan una masa sólida.

Sedimento: Partícula no consolidada creada por la meteorización y erosión de las rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos, y transportadas por agua, viento u otro medios.

Supergénico: Dícese del mineral o yacimiento formado por la acción y/o enriquecimiento a partir de aguas descendentes.

Textura: El tamaño, forma, y distribución de las partículas que colectivamente constituyen una roca o mineral.

Veta: Cuerpo tabular largo en dos dimensiones y corta en una tercera que tiene minerales de mena embebidos en minerales de ganga.

ANEXOS