



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ingeniería

MODELO METALOTECTONICO DE LA MINERALIZACION DE TUNGSTENO DEL SKARN DE PLOMO-ZINC DE ZIMAPAN, HGO., EN BASE A DATOS ISOTOPI-COS DE. Rb/Sr, C y O

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A N
ERIKA LEWIS GONZALEZ CAVER
LUIS MIGUEL JAIMES MARTINEZ

México, D. F.

1986



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

FACULTAD DE INGENIERIA

Dirección
60-I-244

Señores GONZALEZ CAVER ERIKA LEWIS Y
JAIMES MARTINEZ LUIS MIGUEL.
P r e s e n t e .

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que aprobado por esta Dirección, propuso el Profr. Ing.- Jorge Nieto Obregón, para que lo desarrollen como tesis para su Examen Profesional de la carrera de INGENIERO GEOLOGO.

"MODELO METALOTECTONICO DE LA MINERALIZACION DE TUNGSTENO DEL SKARN DE PLOMO-ZINC DE ZIMAPAN, HGO., EN BASE A DATOS ISOTOPICOS DE Rb/Sr, C y O"

- I INTRODUCCION.
- II MARCO GEOLOGICO.
 - II.1 Geología regional.
 - II.2 Geología del yacimiento.
- III RELACIONES ISOTOPICAS DE Rb/Sr, C y O.
 - III.1 Características de los métodos.
 - III.2 Presentación de resultados.
- IV DISCUSION SOBRE LA GENESIS DEL YACIMIENTO.
- V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.
BIBLIOGRAFIA.
PLANOS E ILUSTRACIONES.

Ruego a ustedes se sirvan tomar debida nota de que en cumplimiento con lo especificado por la Ley de Profesiones, deberán - - - prestar Servicio Social durante un tiempo mínimo de seis meses - como requisito indispensable para sustentar Examen Profesional; así como de la disposición de la Coordinación de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de los ejemplares de la tesis, el título del trabajo realizado.

Atentamente.
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F., Noviembre 5 de 1985.
EL DIRECTOR


Dr. Octavio A. Rascón Chávez

del
OARCH!MRV!gtg

MODELO METALOTECTONICO DE LA MINERALIZACION DE TUNGSTENO
DEL SEARN DE Pb-Zn DE ZIMAPAN EN BASE A DATOS ISOTOPICOS DE
Rb/Sr, CARBONO Y OXIGENO.

INDICE

	pag.
RESUMEN.	3
I. <u>INTRODUCCION.</u>	1
I. 1 OBJETIVOS Y METODO DE TRABAJO.	1
I. 2 TRABAJOS PREVIOS.	4
I. 3 FISIOGRAFIA.	6
II. <u>MARCO GEOLOGICO.</u>	8
II. 1 GEOLOGIA REGIONAL.	8
II. 1. 1 ESTRATIGRAFIA.	8
II. 1. 2 "QUIMICA" DE LAS ROCAS IGNEAS.	20
II. 1. 3 RASGOS ESTRUCTURALES.	21
II. 1. 4 TECTONICA.	24
II. 2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO.	28
II. 2. 1 AREA EL MONTE.	28
A) LITOLOGIA.	28
B) FORMA, DIMENSION, ESTRUCTURA Y ALTERACION..	28
C) MINERALIZACION Y PARAGENESIS.	32
II. 2. 2 AREA EL CARRIZAL.	38
A) LITOLOGIA.	38
B) FORMA, DIMENSION, ESTRUCTURA Y ALTERACION..	41
C) MINERALIZACION Y PARAGENESIS.	43

II.2.3 COMPARACION CON OTROS YACIMIENTOS DE SKARN.	48
III. <u>RELACIONES ISOTOPICAS DE Rb/Sr, CARBONO Y OXIGENO.</u>	48
III. 1 CARACTERISTICAS DE LOS METODOS.	48
III. 1. 1 ISOTOPOS DE Rb/Sr.	48
III. 1. 2 ISOTOPOS DE CARBONO Y OXIGENO.	56
III. 2 PRESENTACION DE RESULTADOS.	65
III. 2. 1 ISOTOPOS DE Rb/Sr.	65
III. 2. 2 ISOTOPOS DE CARBONO Y OXIGENO.	68
IV. <u>DISCUSION SOBRE LA GENESIS DEL YACIMIENTO.</u>	70
V. <u>CONCLUSIONES Y NOMENCLATURA.</u>	74
BIBLIOGRAFIA.	77
ANEXO PETROGRAFICO.	1-21

INDICE DE FIGURAS.

- FIGURA 1 PLANO DE LOCALIZACION.
- FIGURA 2 PROVINCIAS METEOROLOGICAS DE MEXICO.
- FIGURA 3 COLUMNA ESTADISTORAFICA DE ZIHAPAN.
- FIGURA 4 CLASIFICACION DE LAS INTRUSIVAS DE ACUERDO AL REALISTAS MORA MINGOLESISTICO.
- FIGURA 5 DIAGRAMA DEL ROCIO INTRUSIVAS.
- FIGURA 6 LIMITE DE LAS PLATAMAS DEL VALLES SAN LUIS POTOSI (BORNERA AL NOROCCIDENTE).
- FIGURA 7 SECCION TRANSVERSAL DEL CORDON CONCORDIA NM EN LA DIRECCION N 30 OCCIDENTE, TIENDA AL NM.
- FIGURA 8 SECCION TRANSVERSAL DEL PUEBLO CONCORDIA NM, NINA AL NOROCCIDENTE.
- FIGURA 9 PLANO GEOMETRICO DEL SUBSUEL. 2 (ELEVACION 1224 m., CUERPO CONCORDIA NM).
- FIGURA 10 PLANO GEOMETRICO DEL SUBSUEL. 3 (ELEVACION 1227 m., CUERPO CONCORDIA NM).
- FIGURA 11 PLANO GEOMETRICO DEL SUBSUEL. 4 (ELEVACION 1228 m., CUERPO CONCORDIA NM).
- FIGURA 12 PLANO GEOMETRICO DEL SUBSUEL. 5 (ELEVACION 1229 m., CUERPO CONCORDIA NM).
- FIGURA 13 PLANO GEOMETRICO DEL NIVEL -384. AREAS GUADALUPE, CONCORDIA NM, CENTRAL Y SE.
- FIGURA 14 PLANOS DE NIVELAS, NINA LAS ANIMAS.
- FIGURA 15 SECCION TRANSVERSAL, NINA LAS ANIMAS. N 24 OCCIDENTE AL NM.
- FIGURA 16 41 DIAGRAMA DE TEMPERATURA ISOTERMICO Ro-SrV PLS (LA COLUMNA DE LA FACILIDAD ABERTA).
- 81 ISOCRONAS HIERTETICAS .

87 86

C) (Sr/ Sr) DE ROCAS DE DIFERENTE EDAD.

□

- FIGURA 17 ¹⁷ ¹⁰ CARACTERISTICOS DE DIFERENTES MATERIALES.
- FIGURA 18 PLANO GEOLOGICO DEL NIVEL -229. CUERPO CONCORDIA NW.
- FIGURA 19 PLANO GEOLOGICO DEL SUBNIVEL 1 (ELEVACION -243 m) . CUERPO CONCORDIA NW.
- FIGURA 20 A ISOCRONA Rb/Sr DE Roca TOTAL PARA LAS ROCAS IGNEAS DE ZIMAPAN (4 PUNTOS).
- FIGURA 20 B ISOCRONA Rb/Sr DE Roca TOTAL PARA LAS ROCAS IGNEAS DE ZIMAPAN (3 PUNTOS).
- FIGURA 21 HISTOGRAMA ¹³ C DE CALCITAS.
- FIGURA 22 DIAGRAMA ¹³ C VS. ¹⁶ O PARA CALCITAS.
- FIGURA 23 FRACCIONAMIENTO DEL H_2O CON RESPECTO AL $CaCO_3$ EN FUNCION DE LA TEMPERATURA. ² ³ ³
- FIGURA 24 GRAFICA ¹³ C VS. TEMPERATURA PARA CALCITAS.
- FIGURA 25 ESQUEMA IDEALIZADO DE AMBIENTES DE FORMACION DE SKARNS.

INDICE DE TABLAS.

- TABLA 1 COMPOSICION PETROGRAFICA MODAL DE LAS ROCAS INTRUSIVAS.
- TABLA 2 COMPOSICION CUASI-QUIMICA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS.
- TABLA 3 TABLA DE COMPARACION CON LOS SKARNS DE Pb-Zn Y W A NIVEL MUNDIAL.
- TABLA 4 VALORES (⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr) Y SU POSIBLE SIGNIFICADO GEOLOGICO.
- TABLA 5 VALORES ISOTOPICOS Rb/Sr.
- TABLA 6 VALORES ISOTOPICOS DE CARBONO Y OXIGENO.

INDICE DE SECCIONES Y PLANOS.

- SECCION NO. 1 SECCION ESTRUCTURAL SAN FRANCISCO-EL MONTE.
- SECCION NO. 2 SECCION TRANSVERSAL DEL INTRUSIVO CONCORDIA, VIENDO HACIA EL NW, MOSTRANDO LA DISTRIBUCION VERTICAL DEL TUNGSTENO.
- SECCION NO. 3 SECCION LONGITUDINAL DEL INTRUSIVO CONCORDIA, VIENDO HACIA EL NE, MOSTRANDO LA DISTRIBUCION VERTICAL DEL TUNGSTENO.

PLANO GEOLOGICO DEL DISTRITO DE ZINAFAN.

RESUMEN

El Skarn de Pb-Zn con W de Zimapán, está localizado en la porción occidental del Estado de Hidalgo, en el frente del cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental, en la base del Cretácico.

El yacimiento está asociado con rocas del Cretácico Medio, constituidas por calizas con nodosales (Fr. El Doctor), que son intruídas por cuerpos ígneos de composición anfibolitica-suerromagmática de tendencia calcialcalina.

El evento ígneo intrusivo fue analizado por Rb/Sr (roca total, 4 puntos) obteniéndose una fecha de 62.62 m.a., sugiriendo ser sintectónico tardío, semejante con una edad de K-Ar (en hornblenda) de un intrusivo localizado en el Cerro del Águila, cerca de Jacala, Hgo. a 40 Km al NE de Zimapán. La relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.70541432$ sugiere una naturaleza cortical. Una edad de 56.86 m.a. y relación inicial $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7047347$, se puede obtener desechando una muestra, que presenta diferente tipo de alteración.

Cuatro etapas mineralizantes son propuestas. Las tres primeras ocurren muy próximas en el tiempo entre sí, siendo contemporáneas al emplazamiento de los intrusivos (62 m.a.?).

La primera etapa está relacionada con la deposición de scheelita a temperaturas entre 600 y 700 grados centígrados. El segundo evento está asociado a la deposición de sulfuros de Cu, Pb y Zn, con temperaturas entre 430 y 230 grados centígrados y asociada con un $\delta^{13}\text{C}$ de -4 o/oo PDB del fluido original. La tercera etapa está vinculada con la precipitación de sulfosales a temperaturas entre 340 y 100 grados centígrados, con un $\delta^{13}\text{C}$ de -3 o/oo PDB. Una cuarta etapa mineralizante se asocia con las vetas epitermales de cuarzo de metales preciosos que cortan a rocas volcánicas (Formación Las Espinas) del Mioceno (30 m.a.).

El W tiene implicaciones desde el punto de vista del zonzamiento vertical de los skarns. Estos requieren de profundidades mayores que los de Pb-Zn, encontrándose Zimapán en una zona de tención. La presión a la cual la scheelita precipita, en este tipo de yacimientos, es del orden de 2 a 3 kbar. Esta presión requiere de una presión litostática cercana a las 4 ka. El espesor de la columna estratigráfica, correspondiente a las formaciones Las Francas, El Doctor y Coyatol, presentes en la época del depósito de la mineralización de tungsteno es de aproximadamente 7 ka; por lo que se sugiere la existencia de un proceso de cabalgamiento, ya erosionado actualmente, que por lo menos haya duplicado el espesor sedimentario, proporcionando así la carga adicional necesaria para precipitar scheelita. Esto está acorde con lo postulado por especialistas de Geología Estructural de la región, ya que algunos de las deformaciones existentes pueden ser explicadas mediante este mecanismo.

Así pues la presencia de scheelita sugiere que las condiciones de presión y temperatura durante el emplazamiento del yacimiento debieron ser intensas, concluyéndose en proponer al Distrito de Zimapán como un yacimiento de Pb-Zn con W de margen convergente.

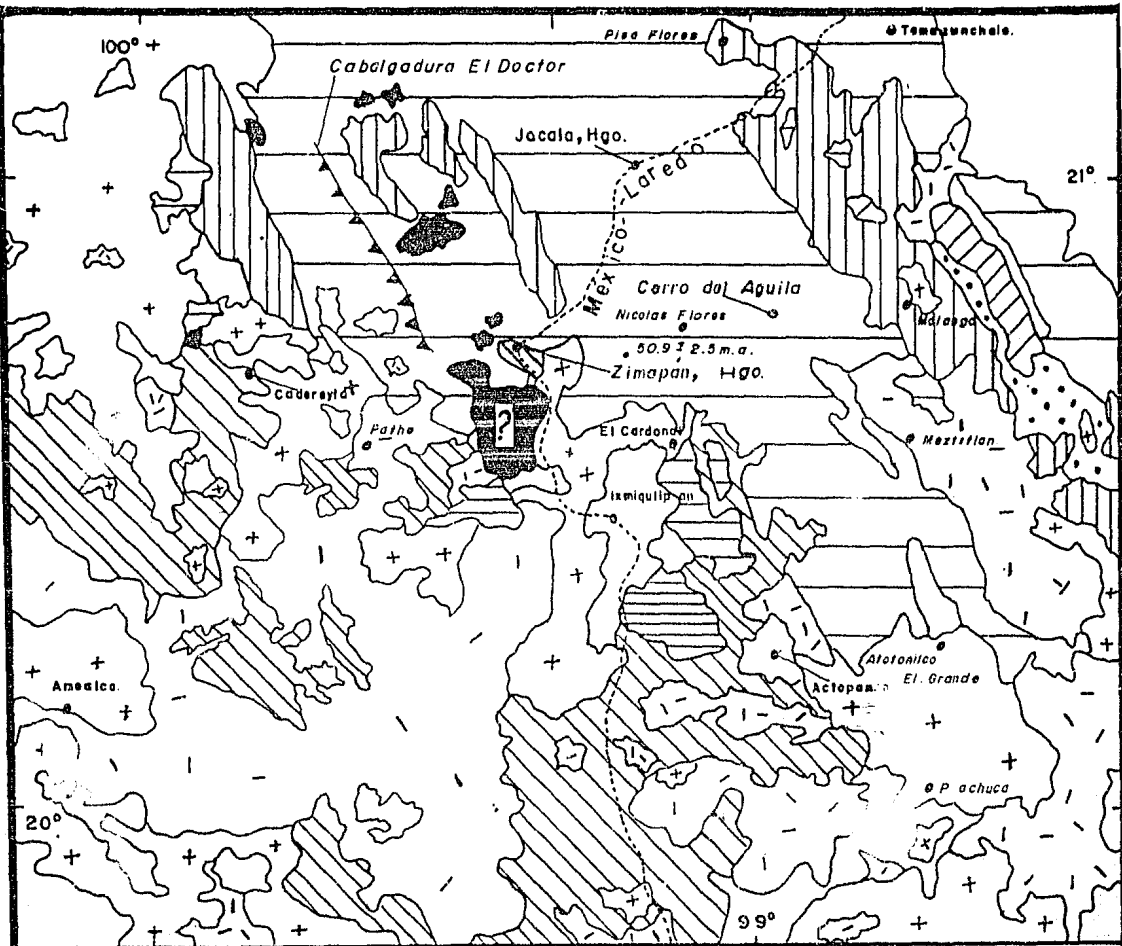
I. INTRODUCCION.

I. 1 OBJETIVOS Y METODO DE TRABAJO.





La Ciudad de Zimapán se encuentra a 200 Km de la Ciudad de México, está situada en la porción N del Estado de Hidalgo, teniendo como coordenadas geográficas $20^{\circ} 44' 20''$ de latitud Norte y $99^{\circ} 23' 50''$ de longitud Oeste (Fig. 1). Cuenta aproximadamente con 30,000 habitantes, siendo el centro histórico de la actividad minera en el Distrito y contándose entre una de las provincias más ricas en plata de la República. El inicio de la minería en el Distrito de Zimapán se remonta a 1633 con el descubrimiento de la Mina Lomo de Toro, gracias a evidencias superficiales de mineral oxidado (Simons y Mapes, 1957).


La región figura como productora principalmente de Ag, Pb y Zn (Fig. 2). La presencia de otros minerales que en un momento puedan tener cierto interés económico, no ha pasado inadvertida para los geólogos del lugar. Es así como Simons y Mapes desde 1957 reportan en el Distrito la presencia de scheelita, mismo mineral del que nos ocuparemos no con propósitos de explotación, ya que su potencial es plenamente conocido tanto en El Monte como en El Carrizal (minas visitadas), sino con el objeto de proponer la génesis que ilustre la forma y modo de ocurrencia del tungsteno como guía para una prospección futura.


Como complemento a lo antes señalado y teniendo en cuenta que la República posee escasos yacimientos de tungsteno, se pensó en analizar isotópicamente los intrusivos





SIMBOLOGIA


-  Pérmico
-  Triásico (arenisca-conglomerado)
-  Jurásico (caliza-lutita)
-  Cretácico (caliza)

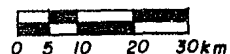
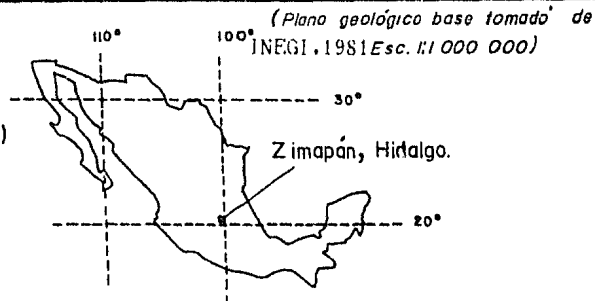
 Terciario (ígneo extrusivo ácido-intermedio)

 Terciario (ígneo intrusivo ácido-intermedio) (Posiblemente el intrusivo centrado en 99.3° y 20.6° sea Cretácico, I.N.E.G.I.)

 Terciario superior (arenisca-toba)

 Cuaternario (ígneo extrusivo intermedio-básico)

 Cuaternario (suelo)



PLANO DE LOCALIZACION

Esc. 1:1000 000

González C.E. Tesis profesional.

Fig. 1
Jaimes M.L.M.

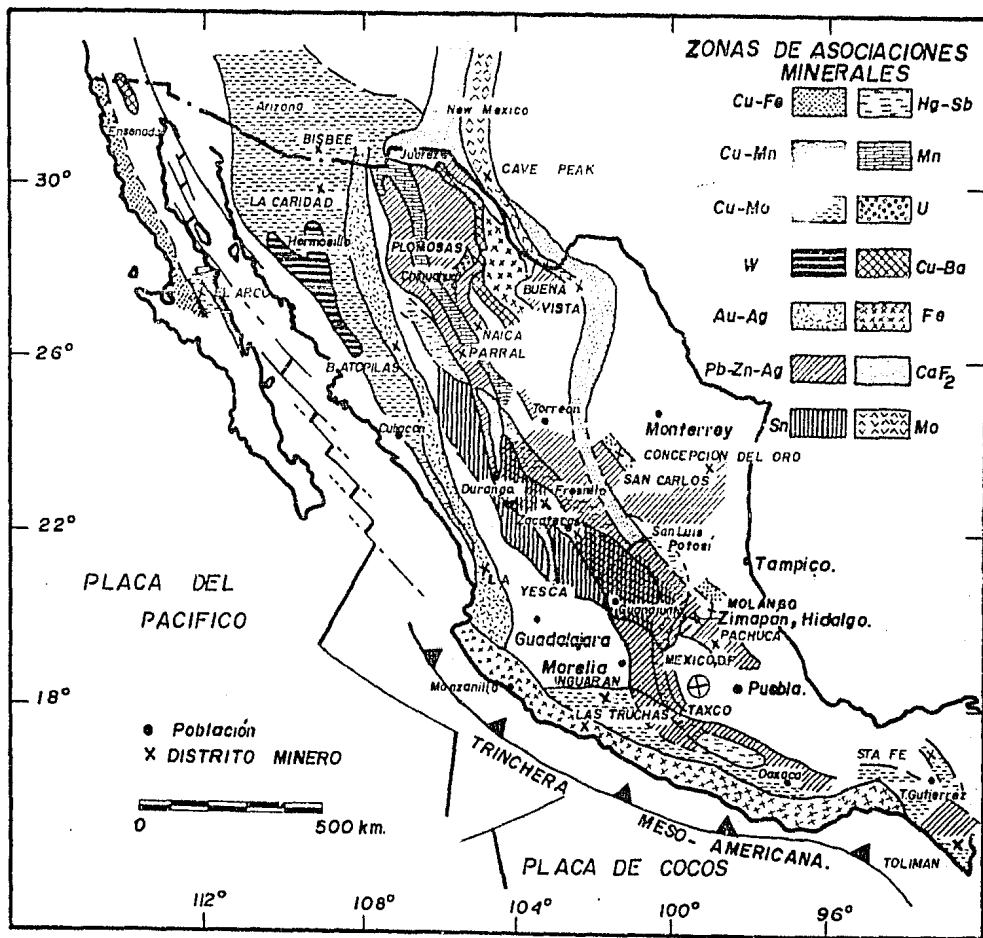


Fig. 2 Provincias metalogénicas de México.

(Damon et al., 1981.)

monzoníticos y de composición andesítica, relacionados con la mineralización en el Distrito de Timapán. El objetivo principal fue la datación por el Método Rb/Sr de las rocas mineralizantes, haciendo así significativa la exploración no sólo por tungsteno sino también por Ag, Pb, Zn, a nivel regional, a la luz de las características isotópicas, mismas que indicarían las condiciones de tiempo y ambiente en que fueron generadas aquéllas.

De esta manera se propusieron los siguientes objetivos:

- 1.- Muestrear en varios lugares las rocas intrusivas que acompañan a la mineralización para estudios de Rb/Sr.
- 2.- Ubicar especialmente la distribución de la mineralización de tungsteno reportada de barrenos horizontales (Hina El Monte).
- 3.- Obtener información petrográfica y mineralográfica para conocer las condiciones de emplazamiento en las que ocurrió el evento mineralizante.
- 4.- Correlacionar la información anterior con datos isotópicos de carbono y oxígeno, así como con análisis químicos estimados de distintos intrusivos y datos de inclusiones fluidas, para ayudar a definir un modelo metalogénico.

Para la realización de este estudio, el proyecto se dividió en 4 etapas, según se describen a continuación.

La primera parte correspondió a la investigación preliminar de la información geológica y general referida a la zona de estudio, o bien con ella relacionada.

Posteriormente se efectuó un levantamiento geológico.

superficial del área de San Francisco - El Monte, con el fin de ubicar el contacto entre las rocas del Jurásico y del Cretácico; asimismo, dentro de esta misma etapa se colectaron muestras del intrusivo y zonas de alteración asociadas, en las Minas El Monte y El Carrizal, además de otros intrusivos de menor importancia económica, aunque posiblemente relacionados genéticamente con los primeros (Ver Plano Geológico del Distrito de Zimapan).

La tercera parte incluye los análisis isotópicos de C y O en calcitas hidrotermales, mismas que fueron extraídas de las muestras colectadas principalmente en la mina de El Carrizal, así como de la mina El Monte. Se realizaron también estudios isotópicos de Rb/Sr, empleados para la datación y correlación de los intrusivos en el contexto regional. Esta etapa incluye estudios petrográficos y minerográficos de las muestras colectadas, con el propósito de determinar paragénesis, alteraciones, asociaciones y texturas.

Finalmente, se hicieron cálculos químicos aproximados de 11 muestras de cuerpos intrusivos, entre las que se cuentan las que fueron utilizadas para datación, utilizando el programa "Petroqu" (Dávila, et al., en preparación), el cual utiliza análisis modales y la composición química de minerales específicos.

I. 2 TRABAJOS PREVIOS.

Existen bastantes estudios con tomas geológicas de la zona en la que se encuentra el Distrito de Zimapán. Tal vez el más importante es el de Simons y Mapes (1957). Considerado como trabajo base de referencia, en él se hace una evaluación de los yacimientos de Ag, Pb, Zn en este Distrito. Otra publicación importante es la de Segerstrom (1961). Esta obra contiene básicamente información litológica sobre un área en la cual queda incluido el Distrito Minero de Zimapán. La Sociedad Geológica Mexicana, publicó en 1982, el "Libro Guía de la Excursión a la Región de Zimapán y Áreas Circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro" (Alcayde, M. y De Cserna, Z.; coeditores). El ejemplar presenta cuatro artículos, entre los que destacan por su vinculación con el presente trabajo, los de (Carrillo M. y Suter M., 1982) y (Navarro Barrera, 1982). En el primero, se mencionan datos sobre la geometría y evolución tectónica de la Sierra Madre Oriental. En el segundo, Navarro Barrera, presenta de manera resumida las principales características geológicas, mineralógicas y de operación minera del cuerpo Concordia.

Otros trabajos sobresalientes son los comprendidos en el Libro Guía del Congreso Geológico Internacional (No. XX México, 1956) (Haldonado Koerdell; editor), como el titulado "Geología a lo Largo de la Carretera entre México D.F.-Pachuca, Real del Monte y Zimapán, Hidalgo", en el cual se encuentra "Estratigrafía y Tectónica del Conocico entre México D.F. y Zimapán, Hidalgo" de Segerstrom. En este artículo se presenta brevemente la estratigrafía existente.

También existe un resumen del trabajo de Girones y Hapes (op. cit.). Por otra parte existen numerosas tesis avocadas principalmente al renglón minero dentro del Distrito de Zimapán, de las cuales la mayor parte no han sido publicadas.

1.3 FISIOGRAFIA.

El Distrito Minero de Zimapán se encuentra en las estribaciones de la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental con la Mesa Central (Raiss, 1964). La Sierra Madre Oriental en términos generales se caracteriza por un conjunto de sierras orientadas paralelamente, con un rumbo preferencial NNW-ESE, de forma alargada y separadas por amplios valles. Está compuesta por rocas sedimentarias marinas, en su mayoría de edad Mesozoica que se encuentran intensamente plegadas y falladas.

El Distrito de Zimapán se encuentra en la parte interna de un valle, circundado por montañas cuyas alturas alcanzan aproximadamente los 1800 m.s.n.m., en promedio. La parte más elevada se encuentra en la Sierra de El Monte (2624 m.s.n.m.), situada al Norte de la Ciudad de Zimapán. Las formas geomórficas son consecuencia de la erosión diferencial de las rocas, de manera que donde se encuentran las calizas, la topografía es agreste, con escarpes casi verticales, como la que se presenta en la Barranca de El Carrizal.

En la zona correspondiente al Monte, la pendiente es menor variando entre 40° y 45°. En áreas donde se encuentra otro tipo de rocas, tales como conglomerados, lutitas y rocas volcánicas, la topografía es de tipo suave con formas redondeadas, como lo son los coneros volcánicos que se encuentran al Oriente de Zimapán y por los que corre la carretera México - Nuevo Laredo.

Geomorfológicamente según el ciclo de erosión propuesto

por Davis W. H. (1972), Lee Aubouin, et al., 1973) y en el cual no se toman en cuenta las condiciones litológicas, estructurales o climáticas, y suponiendo la región tectónicamente estable, el Distrito de Zimapán, presenta rasgos juveniles, distinguiéndose por desarrollar una red hidrográfica que profundiza bastante en la superficie primitiva, de manera tal que los valles forman vertientes cóncavas con perfiles en V. Sin embargo tectónicamente, se puede considerar la región como una zona de levantamiento continuo, lento pero inexorable, evidenciado por los grandes acantilados casi verticales formados en el curso del Río Tolimán, mismo que, de no ser una zona en levantamiento constante, hubiese labrado el valle con formas redondeadas y absolutamente menos abruptas.

El rasgo hidrográfico más importante lo constituye el Río Tolimán, el cual corre con una dirección N - NW por 25 km de longitud, drenando el valle de Zimapán y formando una espectacular barranca que alcanza en algunas partes una profundidad de 1000 m. El Río Tolimán es además un afluente importante del Río Moctezuma, al cual se une a la altura del poblado de Las Adjuntas. Asimismo, el Distrito cuenta con abundantes arroyos intermitentes, los cuales se encuentran secos la mayor parte del año.

II. MARCO GEOLOGICO

II. 1 GEOLOGIA REGIONAL.

II. 1. 1 ESTRATIGRAFIA.

Las rocas que componen la Geología de la región circundante a Zimapán alcanzan rangos geocronológicos del Kimmeridgiense al Reciente (Fig. 1, Fig. 3, Plano Geológico del Distrito de Zimapán). En orden de abundancia éstas son sedimentarias, ígneas y metamórficas.

Las formaciones más antiguas han sido fechadas por medios paleontológicos y estratigráficos y están constituidas principalmente por calizas y lutitas del Mesozoico. En menor proporción existen conglomerados del Terciario.

La actividad ígnea está representada por cuerpos intrusivos de composición Ácida a intermedia y por derrames de lava (andesita-basalto) así como por algunas rocas tobáceas.

Existen rocas metamórficas asociadas a las intrusiones ígneas, las principales son hornfels, tañitas y skarns.

Las formaciones que se presentan en el Área de estudio, de la más antigua a la más joven son:

JURASICO SUPERIOR

FORMACION LAS TRANCAS.

DEFINICION. El nombre de Formación Las Trancas fue propuesto por Kenneth Segerstrom en 1961 para una secuencia de areniscas impuras, lutitas ligeramente filíticas y calizas; localizada cerca del Puerto de Las Trancas, en el Km

ERA	SISTEMA	PISO	FORMACION	LITOLOGIA	DESCRIPCION	
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE			ALUVION	
		1 PLEISTOCENO	Fanglomerado Daxhi y Zimapán.		Guijas y pedregones de caliza + caliche.	
	TERCIARIO	10 PLIOCENO				
		26 MIOCENO	Las Espinas		Rocas Volcánicas (andesita-basalto).	
		40 OLIGOCENO				
		EOCENO	Fanglomerado El Morro.		Conglomerado de caliza y marga.	
		60 PALEOCENO	DISCORDANCIA ANGULAR.			
65						
MESOZOICO	CRETACICO	MAESTRICHTIANO	SOYATAL		Margas	
		SENONIANO		CAMPANIANO		Calizas de estratificación delgada.
				SANTONIANO		
				CONIACIANO		
				TURONIANO		
		CENOMANIANO	DOCTOR		Calizas de estratificación delgada, con o sin bandas o nódulos de pederal.	
		ALBIANO				
		APTIANO				
		BARREMIANO	TRANCAS		LUTITAS CALCAREAS	
		NEOCOMIANO			HAUTERIVIANO	LIMOLITAS
	VALANGINIANO				CALIZAS MICRITICAS PIRITIFERAS.	
	BERRIASIANO					
	JURASICO	PORTLANDIANO			GRAUVACAS	
KIMERIDGIANO				ARENISCAS		

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE ZIMAPAN.

GONZALEZ CEL. y JAIMES M.L.M.
Tesis profesional, 1986

217 de la carretera México-Nuevo Laredo (Simons y Napes, 1957).

LITOLOGIA. Está compuesta por lutitas calcáreas filíticas, limolitas, calizas micríticas piritosas y algunas grauwacas y areniscas. Existe, sin embargo, un cambio de facies: en el poniente está constituida en su mayor parte por areniscas (rocas detríticas) y por poca proporción de rocas carbonatadas; en el oriente existe una mayor proporción de las últimas rocas mencionadas (Carrillo y Suter, 1982). En algunas areniscas (cerca de San Juan de la Rosa) los elementos líticos están compuestos por fragmentos que asemejan a córfidos riolíticos. En las zonas donde predominan las rocas calcáreas (Zona de El Tolimán) la formación consiste de calizas micríticas en bancos gruesos, margas y lutitas calcáreas y contiene en menor proporción bancos de areniscas y rocas piroclásticas (Carrillo y Suter, 1982). En el cerro por el que cruza el túnel que va de San Francisco a El Monte, la Formación Las Trancas, está compuesta por intercalaciones de calizas y lutitas impuras (Simons y Napes, 1957).

DISTRIBUCION. La facie esencialmente detrítica tiene sus principales afloramientos en una área comprendida entre San Juan de la Rosa, Tolimán e Higuarillas, Hgo. La facies pelágica carbonatada se encuentra distribuida en los núcleos del Anticlinal de Bonanza y del Anticlinorio de El Piñón (Carrillo y Suter, 1982); además se encuentra en algunas partes del curso del Río Estora: (localizado cerca de

Higuera, Hgo., 55 Km al NW de Zimapán).

ESPESOR. Debido a que no aflora su base, su espesor es difícil de determinar. En la falda del Cerro de los Lirios éste es de aproximadamente 800 m (Carrillo y Suter, 1982).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS. Son las rocas más antiguas que afloran en la región (Carrillo y Suter, 1982; Segerstrom, 1961; Simons y Mapas, 1957). Subyacen concordantemente a la Formación El Doctor. Segerstrom (1961) considera que la Formación Santuario sobreyace a la Formación Las Trancas entre 10 y 20 Km al este y suroeste del Puerto de Las Trancas.

EDAD Y CORRELACION. Evidencias paleontológicas han sido encontradas por Segerstrom (1961) en la Barranca de El Tolimán, de edades Permiano Medio y Tardío y Kimmeridgiense Tardío y además cerca de Puerto de Las Trancas del Valanginiense y Hauteriviense Temprano. Por otra parte Kiyokawa (en Carrillo y Suter, 1982) reporta en el anticlinal de Bosanca fósiles de edad Jurásico Superior a Neocomiano. Finalmente Carrillo y Suter en el mismo año, reportan fósiles de edades barreremiano y hauteriviano. La edad asignada por, lo tanto, está en el rango del KIMMERIDGIANO AL BARREMIANO.

La Formación Las Trancas se correlaciona con las siguientes formaciones: Tamán, Pimicuta, Tamaulipas Inferior de N y NE de México (Carrillo-Prado, 1971); así como con la Formación Alisitos del NW (Carrillo y Suter, 1982).

DEFINICION INFERIOR

FORMACION EL DOCTOR.

DEFINICION. Esta formación fue definida por Wilson, et al., en 1955, para una secuencia de calizas de color gris y negro microlaminadas en capas delgadas y medianas, intercaladas con capas delgadas de lutitas y gruesos bancos de caliza. Su localidad tipo se encuentra en el poblado de El Doctor, Municipio de Maconi, Querétaro, a 35 Km al NW de Zimapán.

Existen en la actualidad discrepancias acerca de la nomenclatura de la Formación El Doctor; Carrasco (1970) asegura que ésta corresponde a las formaciones El Abra, Tamabra y Tamaulipas Inferior.

LITOLOGIA. La Formación El Doctor presenta cuatro facies:

I) FACIES O MIEMBRO CERRO LADRON. Compuesto por calizas en capas gruesas en diferentes tonos de gris, presentando rudistas, lodol calcáreos y milibíidos.

II) FACIES O MIEMBRO BOCAVON. Representado por una caliza de aspecto brechoidal; sus clastos varían de tamaño.

III) FACIES O MIEMBRO SAN JOAQUIN. Consiste de capas de calizas con nódulos de pedernal, el espesor de las capas varía entre medio metro y un metro.

IV) FACIES O MIEMBRO LA NEGRA. Constituido por capas delgadas (de 10 a 30 cm) de caliza con bandas o nódulos de pedernal. En este miembro se presentan horizontes de caliza masiva estrechamente relacionados con la mineralización en el distrito minero (Medina de la Paz en Garcia-Sánchez, 1992).

DISTRIBUCION. Se encuentra bien distribuida en las zonas de El Carrizal y El Monte, en Zimapan; sobre todo los miembros La Negra y San Joaquín.

ESPESOR. Su espesor es difícil de determinar por que se encuentra muy plegada; pero se han medido espesores que alcanzan entre 750 y 900 m. En el Área de Ixmiquilpan-Actopan, sin embargo, sólo alcanza 300 m (Segerstrom, 1961). En el flanco suroccidental del Anticlinal de Puerto Angel existen 100 m de capas de plegadas (Carrillo y Suter, 1952)

RELACIONES ESTRETIOTRAFICAS. Yace concordantemente sobre la Formación Las Trancas. Está cubierta por la Formación Soyatal, y en algunas Areas está cubierta discordantemente por el Fanlomerado El Morro, por rocas volcánicas o por aluvión cuaternario. (Simons y Mapes, 1957)

EDAD Y CORRELACION. Por su relativamente abundante contenido faunístico, como por ejemplo Trochoceras, Actinoceras, Eitoceras, etc. etc. a esta formación se le ha asignado una edad que comprende del ALBIANO al CENOMANIANO INFERIOR (Segerstrom, 1961).

La Formación El Doctor es correlacionable con las siguientes formaciones: El Abra con la Facies Cerro Ladrón; Tamabra con la Facies Socavón; Tamaulipas Superior con la Facies La Negra (Carrasco, 1970). Además es correlacionable con la Formación Cuesta del Cura (Segerstrom, 1961).

DETALLE SUPERIOR

FORMACION SOYATAL.

DEFINICION. Esta formación fue definida por White en 1948 y nombrada por Wilson, et. al., en 1955 (cf. Segerstrom, 1961), está formada por una secuencia de calizas en capas delgadas con intercalaciones de lutitas, cuya localidad tipo se encuentra en el Campo Negro Soyatal, situado a 48 Km al NE de Zimapán, ambos en el Estado de Hidalgo (Simons y Mapes, 1957).

LITOLOGIA. Está constituida por lutitas de color amarillo alternadas con margas y calizas micríticas de color negro. Presenta una variación lateral calcárea pelítica (Carrillo y Suter, 1982).

DISTRIBUCION. Aflora en una franja de 7 Km, desde Detzani hacia el NW, pasando por los caminos de las Minas Lomo del Toro y Los Balcones hasta Puerto de Pared Blanca y desde el Cerro del Petrero (3.5 Km al S de Zimapán) hasta el Cerro de Santa Elena (1.5 Km al NW de Zimapán) (Carrillo y Suter, 1982).

ESPESOR. La formación se encuentra muy plegada por lo que el espesor es difícil de determinar. Se han llegado a medir hasta 1000 m (Simons y Mapes, 1957). Según Segerstrom (1961) éste varía de 100 a 300 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS. Sobreyace concordantemente a la Formación El Doctor; subyace discordantemente a rocas volcánicas y al Englomerado El Negro y en algunas partes a depósitos de terraza y aluviales (Simons y Mapes, 1957).

EDAD Y CORRELACION. Por los fósiles encontrados,

específicamente *Inoceramus labiatus* y *Globotruncana* (Segestrom, 1961), además de otros ésta formación ha sido datada como del TURONIANO AL MAFSTRICHTIANO.

Se correlaciona con la parte inferior de la Formación San Felipe, con la Formación Agua Nueva, con la mayor parte del Grupo Xilita y con la Formación Mexcala (Segestrom, 1961).

TERCIARIO

FORMACION FANGLOMERADO EL MORRO

DEFINICION. Esta formación fue definida por Simons y Mapes en 1957 para un conglomerado de calizas, margas y rocas volcánicas en una matriz arenosa, interdigitadas con rocas volcánicas; su localidad tipo se encuentra en el Cerro de El Morro, ubicado a 6 Km al NW de Zimapan, sobre el camino a la Mina de San Pascual (Segestrom, 1961).

LITOLOGIA. El Fanglomerado El Morro está constituido por conglomerados de caliza en una matriz arenosa de color rojiza, intercaladas con lavas y tobas andesíticas. El tamaño de sus componentes varía entre 2 cm y 1.5 m y son angulares a subangulares (Simons y Mapes, 1957).

DISTRIBUCION. Aflora en el Sinclinal de Zimapan (Carrillo y Suter, 1982) y en una franja de 11 Km orientada NW, que va del Cerro del Petrero, pasando por el Cerro de El Morro, hasta llegar al Cerro de San Pascual. También aflora entre los ríos Toluán y Neotzamal.

ESPESOR. En la zona de Toluán presenta un espesor de entre 30 y 400 m; sin embargo cerca de Santa María Ajoloapan

tiene 100 m (Carrillo y Suter, 1982).

RELACIONES STRATIGRAFICAS. Descansa discordantemente sobre las capas del Cretácico Superior (Formación Soyatal) y en otros lugares sobre el Cretácico Inferior (Formación El Doctor) . Se interdigita en algunos lugares con las rocas volcánicas Las Espinas (Simons y Mapes, 1957).

EDAD Y CORRELACION. Debido a que no se han encontrado fósiles en esta formación, ha sido datada indirectamente, correlacionándose principalmente con El Conglomerado Rojo de Guanajuato del EOCENO SUPERIOR-OLIGOCENO INFERIOR (Simons y Mapes, 1957) porque presenta características muy afines. Además de encontrarse interdigitada con el Fanlomerado El Horro de edad oligocénica.

FORMACION LAS ESPINAS (ROCAS VOLCANICAS)

DEFINICION. Las rocas volcánicas Las Espinas, fueron definidas por Simons y Mapes en 1957, para un conjunto de rocas volcánicas de composición que varía de latita, andesita a basalto. Su localidad tipo se encuentra en el Cerro de las Espinas al W de Zimapán (Sagerstrom, 1961).

LITOLOGIA. Están constituidas por latitas cuarcíferas, andesitas de piroxeno y olivino y basaltos de olivino e hiperstena. En su mayor parte son lavas; existen además aglomerados y tobos (Simons y Mapes, 1957).

DISTRIBUCION. Aflora al oeste del área de San Pascual y Santa Gorgonia (Simons y Mapes, 1957).

ESPESOR. En el Cerro de Las Espinas tiene un espesor de 250 m; al poniente de Zimapán, en el Cerro Grande, varía

desde unos centímetros hasta 375 m (Simons y Mapes, 1957).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS. Sobreyace concordantemente al Conglomerado El Monte; es interdigitada con éste en algunos lugares. En otros desocupa discordantemente sobre el Cretácico Superior (Formación Coyatal).

EDAD Y CORRELACION. J.I.C.A. y M.M.A.J. (1981) reportan edades radiométricas de K-Ar de alrededor de 30 m.a. para rocas con posición estratigráfica similar, localizadas al N de Imiquilpan, Hgo., por lo se les puede asignar una edad del MIOCENO.

CUATERNARIO

FORMACION FANGLONERADO ZIMAPAN.

DEFINICION. Fue definida por Simons y Mapes en 1957, para un conglomerado fluvio lacustre que se encuentra en el valle de Zimapan.

LITOLOGIA. Esta formada por guijas y pedrejones de caliza del Cretácico Inferior que varían de angulosos a subangulosos, cementados por caliche. Su tamaño varía desde unos cuantos centímetros hasta 30 cm (Simons y Mapes, 1957).

DISTRIBUCION. Se encuentra distribuida en el valle de Zimapan y la Sierra de El Monte. También, se encuentra en forma aislada al sur de Zimapan y al surponiente de El Dabani.

ESPESOR. Su máximo espesor es de 15 m (Simons y Mapes, 1957).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS. Sobreyace en algunos lugares a

La Formación Daxhi es muy escasa.

EDAD Y CORRELACION. Por relaciones estratigráficas se le asigna una edad del PLEISTOCENO. Se correlaciona con el Fanglomerado Daxhi.

FORMACION FANGLOMERADO DAXHI (DAXI).

DEFINICION. Definida por Simons y Napes en 1957.

LITOLOGIA. Se encuentra constituida por fragmentos de caliza del Cretácico Inferior, angulosos, tienen hasta un metro de diámetro, están cementados por caliche.

DISTRIBUCION. Cubre la ladera nororiental del Cerro de Daxhi.

ESPESOR. Su máxima espesor es de varios metros (10 m) (García Sánchez, 1982; Simons y Napes, 1957), se encuentra muy erosionada.

EDAD Y CORRELACION. La edad que se le asigna es del PLEISTOCENO; se correlaciona con la Formación Fanglomerado Zimapán y otros fanglomerados cuyos afloramientos son muy escasos.

RECIENTE

DEPOSITOS DE TERRAZAS.

Se encuentran bien distribuidos a lo largo de la trayectoria del Río Tolimán y del Río Moctezuma y sus tributarios.

DEPOSITOS ALUVIALES.

Están distribuidos en el valle de Zimapán y en los afluentes del Río Toluimán. Su espesor máximo alcanza 12 m (García-Sánchez G., 1982).

ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS.

Existen gran cantidad de cuerpos plutónicos de diversas dimensiones y composiciones emplazados en las secuencias sedimentarias de la Sierra Madre Oriental, no siendo la excepción la región de Zimapán. Estos están en muchos de los casos espacial y/o genéticamente relacionados con yacimientos minerales, como son los de Zimapán, La Encarnación (Arteaga Pineda, 1982), El Cardenal, (Cazarrubias, Jiménez, 1973), Hgo. y el intrusivo de la Negra en Macóni, Gro. (Gaytán, J., 1975) entre otros.

En el Distrito de Zimapán existen diques de andesita, basalto granofirico, basalto, riolita, latita cuarcifera, latita, diabasa augítica, pórfidos riolíticos (Simons y Mapes, 1957), siendo los cuerpos principales por su amplia distribución y tamaño los de composición monzonítica (variando de cuarzumonzonita a granodiorita) con los cuales está asociada la mineralización.

Algunos de estos cuerpos han sido fechados por K-Ar (roca entera) en edades que varían entre 40 y 50 m. a. (Kiyokawa, 1981 en Carrillo y Suter, 1982; J.I.C.A. y M.N.A.J., 1981), como por ejemplo el de La Negra en Macóni, Gro de 38.7 m.a. (Gaytán Ruacho, J. E., 1975) y los localizados cerca de La

Encarnación, El Zapato, Hgo. de 47.8 y 50.9 m.a. (Fig. 1), respectivamente (Arteaga Pinoda, 1982).

Existen dataciones de intrusivos que dan fechas de 23 m.a. (localizado cerca de Nicolás Flores, Hgo. Fig. 1) y 30 m.a. (localizados cerca de Bonanza, Hgo.) (Arteaga Pinoda, 1982). Sin embargo, según este último autor, estas fechas no representan la edad de la intrusión, ya que las rocas se encuentran fuertemente alteradas.

No se descarta la posibilidad de que el reloj geológico en base al K-Ar se haya reajustado, porque en general las rocas utilizadas presentan alteración, según lo asienta Arteaga Pinoda (1982).

II. 1. 2 "QUÍMICA" DE LAS ROCAS ÍGNEAS.

Se muestraron diferentes afloramientos de rocas ígneas, intrusivas, en superficie y en algunos puntos en el interior de la Mina El Monte. El estudio petrográfico realizado se presenta en forma sintetizada en la Tabla 1 y las descripciones correspondientes en el Anexo Petrográfico. Únicamente 4 muestras de un total de 11 analizadas pudieron ser clasificadas en un Diagrama de Streckensco (1973) (Fig. 4); el resto se encontraron muy alteradas (no reconociéndose fielmente su textura original), presentando un alto grado de alteración potásica. La moda obtenida fue calculada por medio del método de "Desfaseamiento del revólver" midiendo los ángulos de cada fase mineralógica, tomando como base $360^\circ = 100\%$. Se hicieron cinco mediciones en diferentes secciones de la lámina delgada, desechándose el valor más bajo y el más alto y sacando el promedio de los tres restantes.

A partir de los análisis petrográficos modales, se obtuvieron "análisis cuasi-químicos" (Tabla 2) tomando en cuenta el porcentaje de cada mineral, la concentración característica de los óxidos que contiene y su peso específico, mediante un programa de computadora elaborado en el Instituto de Geología UNAM (Dávila, et al., en preparación).

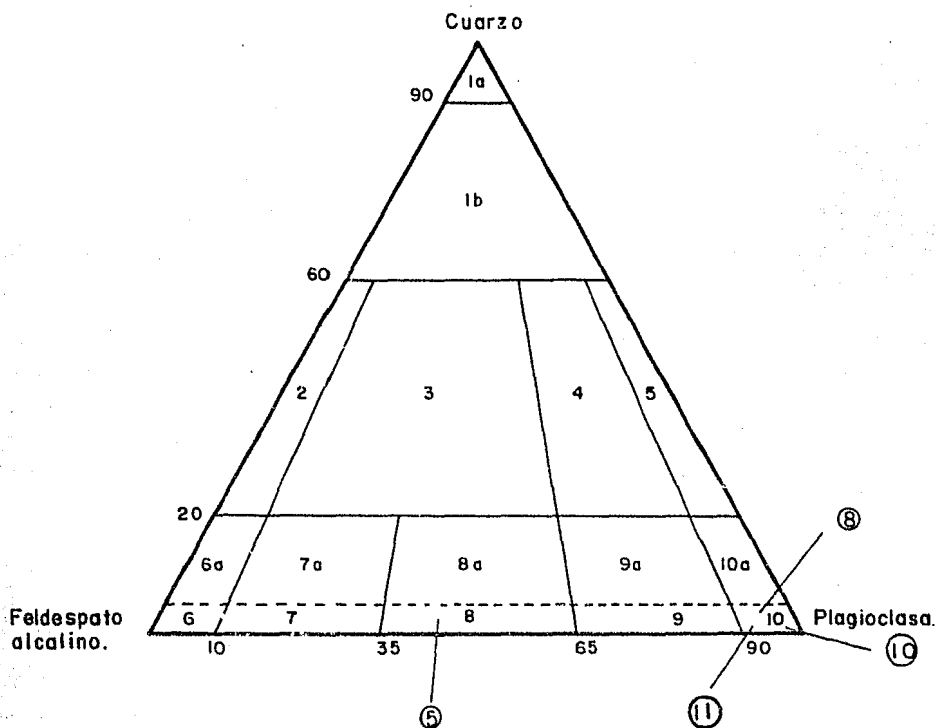
Graficando estos resultados en un diagrama ternario A-C-F (Fig. 5, en donde $A = \frac{Al_2O_3}{2} - K_2O - Na_2O$, $F = MgO + FeO$ y $C = CaO$), se aprecia que estas rocas caen dentro del campo de los Granitoides Tipo I definidos por White y Chapell, 1977.

%m/M	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
FK	77.24	83.40	68.50	47.63	43.93	1.07		4.24	2.12	0.76	6.75
PL	1.93	5.73		41.93	32.59	75.82	58.22	75.73	70.44	87.67	80.46
Q		0.72	17.01	7.53	14.40	21.78	27.80	3.12	1.51		0.51
EP	1.78	0.12			1.13	0.28	3.35	4.84	5.50	0.29	1.98
CA	1.99	1.14	0.12	2.91	1.99		0.75	9.30		10.51	
TRM	10.11	0.87			3.03		4.94		6.59		5.02
OP	1.15		5.35		0.76			0.20	2.41	0.37	
CL	1.69						3.36	2.55	3.74		
ES							1.59		0.46		
ANT	1.06										
FL											3.96
HOR					1.33	0.38					
AP											
BI											
TUR											0.22
AU	3.02				0.32				7.24		
DID	3.02		0.84			0.66				0.40	
TOT	99.98	100.0	100.0	100.0	99.98	99.99	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%

TABLA NO. 1 COMPOSICION PETROGRAFICA MODAL DE LAS ROCAS INTRUSIVAS.

(FK=Feeldespato Potásico, PL=Plagioclasa, Q=Cuarzo, EP=Epidota, CA=Calcita, TRM=Tremolita, OP=Minerales Opacos (principalmente Pirita), CL=Clorita, ES=Esfena, ANT=Antofilita, FL=Fluorita, HOR=Hornblenda, AP=Apatito, BI=Biotita, TUR=Turmalina, AU=Augita, DID=Diopsida, TOT=Suma Total.)
 (%m=porcentaje modal, M=muestra)

CLASIFICACION DE LOS INTRUSIVOS DE ACUERDO AL ANALISIS MODAL MINERALOGICO.



- 1a.- CUARZOLITA.
 1b.- GRANITO RICO EN CUARZO
 2.- GRANITO CON FELDESPATO ALCALINO.
 3.- GRANITO.
 4.- GRANODIORITA.
 5.- TONALITA.
 6.- SIENITA RICA EN FELDESPATO ALCALINO.
 7.- SIENITA
 8.- MONZONITA.
 9.- MONZODIORITA (An < 50)
 MONZOGABRO (An > 50)
 10.- DIORITA (An < 50)
 GABRO (An > 50)

(Streckeisen, 1973)

Para los grupos 6-10, a = cuarzo. Ej. 8a es Cuarzomonzonita.

⑤ = número de muestra.

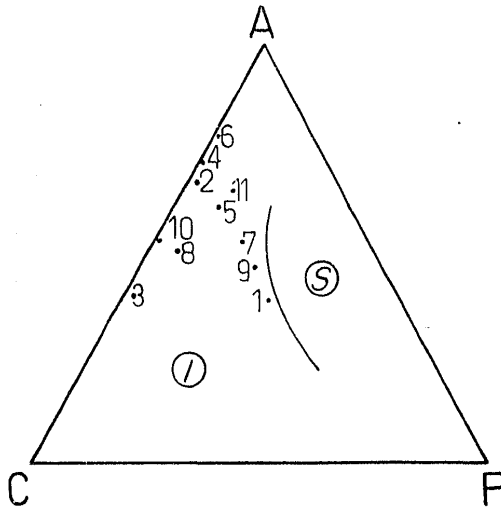
Tesis profesional.

Fig. 4

González Caver E.
 James Martínez L.M.

MO/M	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59.79	61.69	59.64	65.70	67.84	72.12	69.96	56.71	57.08	57.02	63.66
TiO ₂	0.01						0.73		0.29		
Cr ₂ O ₃											
Al ₂ O ₃	16.29	19.55	12.79	18.66	16.15	17.82	14.13	19.03	17.26	19.38	20.20
FeO	0.97	0.04	0.01		0.11	0.01	1.40	1.07	2.35		0.05
MnO	0.06				0.01		0.04	0.01	0.06		0.02
MgO	3.63	0.24	0.15		1.01	0.12	1.42	0.03	3.02	0.08	1.77
CaO	4.12	3.49	5.37	2.99	3.10	2.53	4.28	8.91	6.04	9.77	3.89
Na ₂ O	4.08	4.81	3.39	6.41	5.33	7.09	5.25	7.11	6.23	8.10	8.03
K ₂ O	6.60	7.23	5.71	4.73	4.27	1.05	0.75	1.33	1.05	1.14	1.65
P ₂ O ₅											
CO ₂	0.87	0.51	3.94	1.32	0.90		0.32	4.12		4.71	
OTROS ⁺	2.11		9.69		1.44		0.09		4.28	0.68	0.02
H ₂ O ⁻	0.76	0.48	0.19	0.19	0.27	0.10	0.70	0.54	0.83	0.11	0.33
H ₂ O [?]	0.02						0.04	0.03	0.04		
TOTAL	100.0	100.1	100.1	100.1	100.0	100.1	100.0	100.1	100.0	100.1	100.1
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%

TABLA NO. 2 COMPOSICION QUASIQ-QUINICA DE LAS ROCAS INTRUSIVAS.
(% = Porcentaje, M = Muestra)



A = $Al_2O_3 - Na_2O_3 - K_2O$

C = CaO

F = Fe O + Mg

2 = número de muestra

Fig. 5 DIAGRAMA ACF DE ROCAS INTRUSIVAS.

II. 1. 3 RASGOS ESTRUCTURALES.

Zimapán se encuentra en una zona intensamente plegada, siendo ésta difícil de interpretar.

Casi todas las estructuras tanto de las rocas cretácicas como de la mayoría de las rocas terciarias tienen un rumbo promedio predominante N-NN, cuya expresión fisiográfica es la Sierra Madre Oriental (Aguilar-García, M., 1972).

Las estructuras presentes en las rocas del Cretácico Inferior, son producto de la Orogenia Laramide, éstas constituyen extensas cabalgaduras que llegan a tener traslapes de 2 a 3 Km., desarrolladas al oriente del Banco Calcáreo El Doctor y en los linderos de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. En tanto que las rocas depositadas en cuenca e interior de plataforma, exhiben pliegues en su mayoría paralelos, abiertos y cerrados, asimétricos hacia el SW (Carrillo y Suter, 1982).

Las estructuras laramídicas más importantes han sido descritas y analizadas por Simons y Mapee (1957), Segerstrom (1961) y Carrillo y Suter (1982), entre otros. Destacan una serie de cabalgaduras anticlinoriales y sinclinales con recumbencia hacia el E, siendo las más importantes:

CABALGADURA DE HIGUERILLAS. Pasa por poblado del mismo nombre (55 Km al NN de Zimapán), teniendo su traza con una orientación aproximada promedio N-S. Se encuentra ubicada en la transición entre la Hoya Central y la Sierra Madre Oriental. En ésta estructura capas subhorizontales de la Formación Las Trancas y de la Facies La Negra de la Formación

El Doctor, cabalga sobre la Formación Soyatal con un traslape tectónico mínimo de 2 Km .

SINCLINAL DE SAN LORENTO. Esta estructura no se encuentra bien definida, constituye un bloque autóctono de la Cabalgadura de Higuerillas.

ANTICLINORIO EL SIMON. Sus flancos buzan 60° en dirección de su plano axial, que es vertical. Son característicos sus pliegues de tipo Chorrón. Su eje pasa por el Cerro de El Piñón (5 Km al NE de Zimapán).

ANTICLINAL DE BONANZA. Mide de ancho 11 Km , fue descrito por Segrestas (1941). Forma un pliegue afallado recostado al nororiente y cabalga sobre el Sinclinal de El Fraile. El flanco suroccidental tiene una inclinación de entre 60° y 70° (en la Formación El Doctor) y en el flanco noroccidental tiene una inclinación invertida sobre la misma formación de 23° ; en este flanco existe una cabalgadura con la misma inclinación. Su eje pasa por las cercanías de Las Trancas.

CABALGADURA EL DOCTOR. Se presenta con un inclinación de 24° hacia el SW (cerca de la Cañada del Ángel y el Río Moctezuma). Aquí el Miembro Cerro Ladrón de la Formación El Doctor cabalga sobre la Formación Soyatal. Su traza tiene un rumbo SE. Tiene un traslape mínimo de 3 Km ; una diferencia de relieve de 1.35 Km , causada principalmente por el cabalgamiento y en parte por la diferencia de nivel entre el Banco Calcáreo El Doctor y la cuenca de Zimapán (Fig. 1)

Las estructuras características de las rocas postcretácicas son las fallas, existiendo un grupo de fallas en

su mayoría normales con rumbo NW cortadas por otras de dimensiones menores orientadas al NE. Las más prominentes son las de El Malacate, San Pedro, Estancia y Mui; descritas por Simons y Mapas (1957).

La falla de El Malacate es de tipo normal, buza entre 65° y 70° hacia el SW. Su traza está orientada N 45° W. Se encuentra mejor expuesta en el Sur de el poblado de Dedhò (7 Km al NW DE Zimapan). Se cree que la Sierra de El Monte debe en parte su elevación a esta falla. Su salto mínimo es de aproximadamente 510 m. Es más reciente que el Fanclomerado El Morro y más antigua que El Fanclomerado Zimapan.

La falla de San Pedro presenta un rumbo NW; su salto de falla mínimo es de aproximadamente 100 m; es más joven que la Formación Las Espinas, ya que llega a cortarla. En algunas partes llega a ser inversa con un buzamiento de 70° al NW.

La falla Estancia es de tipo normal, con un rumbo de 30° al NW. Es anterior a la rocas volcánicas Las Espinas.

La falla Mui está orientada N-NW, desplaza a la falla Malacate al W del Cerro Mui (3 Km al NE de Zimapan); ésta es inferida a partir de evidencias fisiográficas.

II. 1. 4 TECTÓNICA

Los elementos paleogeográficos del Mesozoico en el oriente de México constituyen factores que controlan la sedimentación y el tipo de deformaciones tectónicas existentes (Moran Zenteno, 1982), concentrándose sobre los principales: la Cuenca de México, la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la Península o Isla de Coahuila, la Península o Archipiélago de Tamaulipas y el Antiguo Golfo de México.

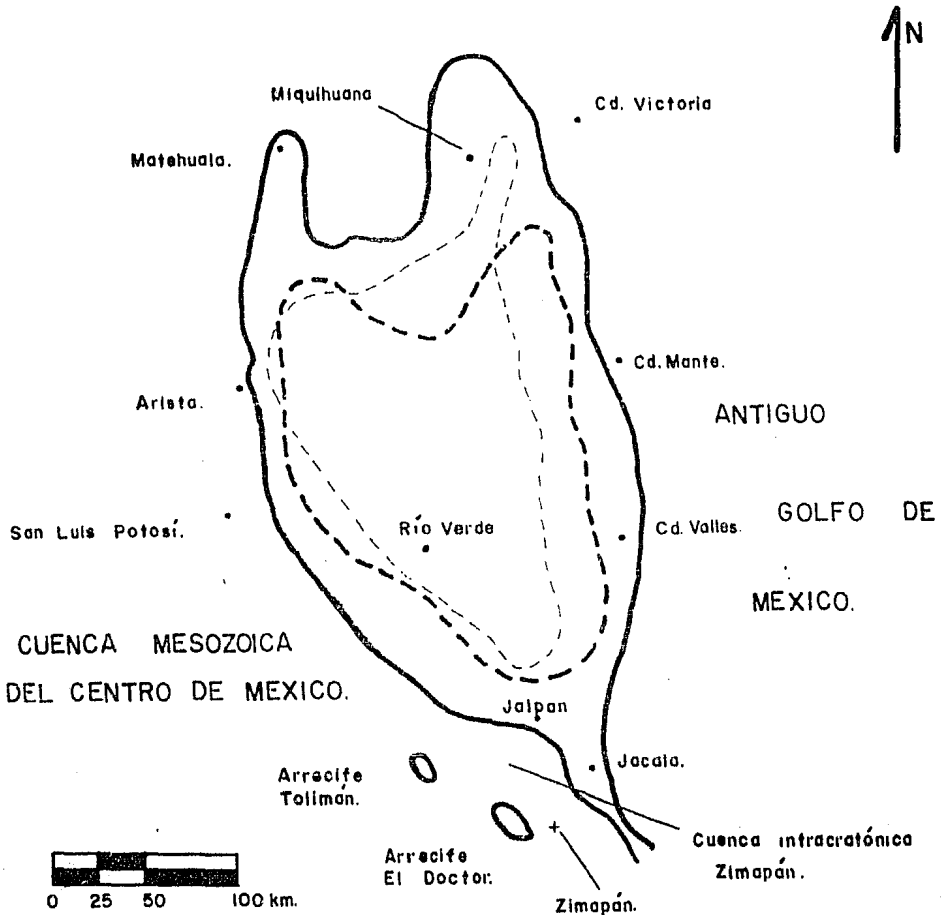
Intervienen en la región, la Cuenca de México y la Plataforma Valles-San Luis Potosí. (Fig. 6)

La Plataforma Valles-San Luis Potosí se encuentra ubicada en la parte centro oriental de la Planicie Mexicana o Mesa Central; además de una porción de la Sierra Madre Oriental. La Cuenca de México se localiza en la parte Central de la Planicie Mexicana (Carrillo-Bravo, 1971).

En la región no se cuenta con afloramientos de rocas más antiguas al Jurásico Superior; (Figs. 1 y 5; Plano Geológico del Distrito de Tlaxiapa Simón y Mapas, 1957; Segerstrom, 1961; Carrillo y Suter, 1982), periodo en el cual se empieza a producir una transgresión marina, resultado de la apertura del Golfo de México (Moran Zenteno, 1982). Esta transgresión no cubre en su totalidad a la Plataforma Valles-San Luis Potosí, dando origen a depósitos de sedimentos pelágico-calcareos que se acumulan en las cuencas (Formación Tamán con localidad tipo al SSE de Tamazunchale, S.L.P.).

A finales del Jurásico Superior y principios del Cretácico sedimentos detríticos cubren la secuencia calcárea, surgiendo

LIMITE DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS POTOSI
DURANTE EL CRETACICO.



--- LIMITE APROXIMADO DURANTE EL CRETACICO INFERIOR.
(Con crecimientos arrecifales en las márgenes.)

~ LIMITE APROXIMADO DURANTE EL CRETACICO MEDIO.
(Con desarrollos arrecifales en las márgenes.)

- - - LIMITE APROXIMADO DURANTE EL CRETACICO SUPERIOR
(Con crecimientos arrecifales durante el Turoniano-Senoniano.)

Según Carrillo Bravo, 1971

Fig 6

además en el penúltimo una actividad volcánica responsable del depósito de una secuencia volcánico-sedimentaria, que según Carrillo y Suter (1982) pudiera constituir parte de una cuenca post-orco (Formación Las Trancas).

Durante la primera mitad del Cretácico Inferior sobre la Plataforma se deposita una secuencia evaporítica (Carrillo y Suter, 1982) representada por parte de la Formación El Abra. (Según la nomenclatura adoptada por Wilson, et al., 1983 correspondería a parte de la Facies Cerro Ladrón de la Formación El Doctor). Es hasta entonces que se verifica la transgresión marina.

En los límites de la Plataforma se desarrollan franjas arrecifales, flanqueadas por depósitos post y prearrecifales, como es el caso del Banco Calcáreo El Doctor (Fig. 6), que estuvo separada de la Plataforma por una cuenca denominada "Zimapan", aún no definida (Carrillo y Suter, 1982). En ella se depositan facies de plataforma, talud y cuenca (Formación El Doctor en sus distintas facies o miembros).

En el Cretácico Superior los mares se van retirando hacia el oriente.

A finales del Mesozoico se dejan sentir las primeras manifestaciones de la Orogenia Laramide que dura según Shafiqullah, et al. (1980) entre 75 y 50 m.a., (sin embargo Suter, (1984) enmarca a las deformaciones compresionales regionales entre 70 y 60 m.a.), expresándose con el depósito de sedimentos de tipo "flysch" (lutitas y margas interestratificadas con calizas), producto del levantamiento

de las tierras peritivas, dando como consecuencia un aumento del material elástico.

El máximo periodo de deformación orogénica (fines del Maestrichtiano y principios del Paleoceno) ocasiona deformaciones compresionales intensas, llegando a formar algunas cabalgaduras, como por ejemplo la cabalgadura de El Doctor (Carrillo y Suter, 1982). Las tierras emergidas sufren una intensa erosión dando origen a cuantos gruesos (sedimentos fluvio lacustres de tipo molasse) producto de la denudación de rocas mesozoicas.

Desde el Paleoceno en condiciones sinorogénicas tardías se desplazan troncos granitoides, como lo son los cuerpos plutónicos asociados a la mineralización en Zimapan (González C. E., et al., 1985) los cuales aprovechan las zonas de debilidad producidas por plegamiento y fracturamiento de las rocas mesozoicas proclivantes.

En la región se ponen de manifiesto los siguientes eventos tectónicos importantes (Carrillo y Suter, 1982).

-Un periodo de fallamiento normal de edad Jurásico Temprana a Cretácico Tardío, durante el depósito de la Formación Las Trancas.

-La Orogenia Laramida, periodo en el cual se desarrollan los grandes pliegues y cabalgaduras durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, y desplazamiento de cuerpos plutónicos. Las estructuras son controladas por la litología y espesor de las rocas sedimentarias del Cretácico.

-Un periodo en el que se desarrollan fosas tectónicas como

la de El Sobrecito, produciéndose fallas que desplazan a la Sobijadura de Jiliapan (aproximadamente 30 Km al NNE de Zimapán).

-Una fase compresiva menor posterior al depósito de la Formación Las Espinas. Dando origen a pliegues suaves en la Formación Las Espinas con dirección semejante a la de los pliegues hercínicos.

-Un periodo de fallamiento normal que forma sierras y cuencas produciendo basaltos de figura que llegan a formar mesas (Formación Atotonilco, con localidad tipo en Atotonilco, Hgo. al SE de Zimapán, Fig. 1).

En base a las deformaciones existentes (sobre todo el tipo de plegamientos débiles en las calizas de la Formación El Doctor) Carrillo y Suter (1982) postulan la necesidad de la existencia de grandes cabalgaduras, que hayan desplazado grandes espesores de sedimentos.

II. 2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO.

II. 2. 1 AREA EL MONTE.

A) LITOLOGIA.

El Monte está localizado en rocas del Cretácico Medio, constituido por calizas con pedernal de la Formación El Doctor, misma que es intrusivada por diques lamfídicos de composición monzonítica - cuarzomonzonítica, que siguen dos rumbos principales, 20° - 40° NW y 40° - 72° NE. Un intrusivo cuarzomonzonítico llamado dique Concordia, está asociado con la Mina El Monte. Composicionalmente el dique Concordia está formado por fenocristales de cuarzo, feldspatos (oligoclasa - andesina) y biotita, incluidos en una matriz de oligoclasa, ortoclasa, cuarzo y cantidades menores de biotita y hornblenda. Concordia origina el desarrollo de zonas de endo y exoskarn, las primeras se presentan como bandas continuas en el intrusivo, en tanto que las últimas de manera paralela al rumbo del cuerpo intrusivo y de extensión limitada, comparadas con las observadas en el Área de El Carrizal (Mina Las Animas).

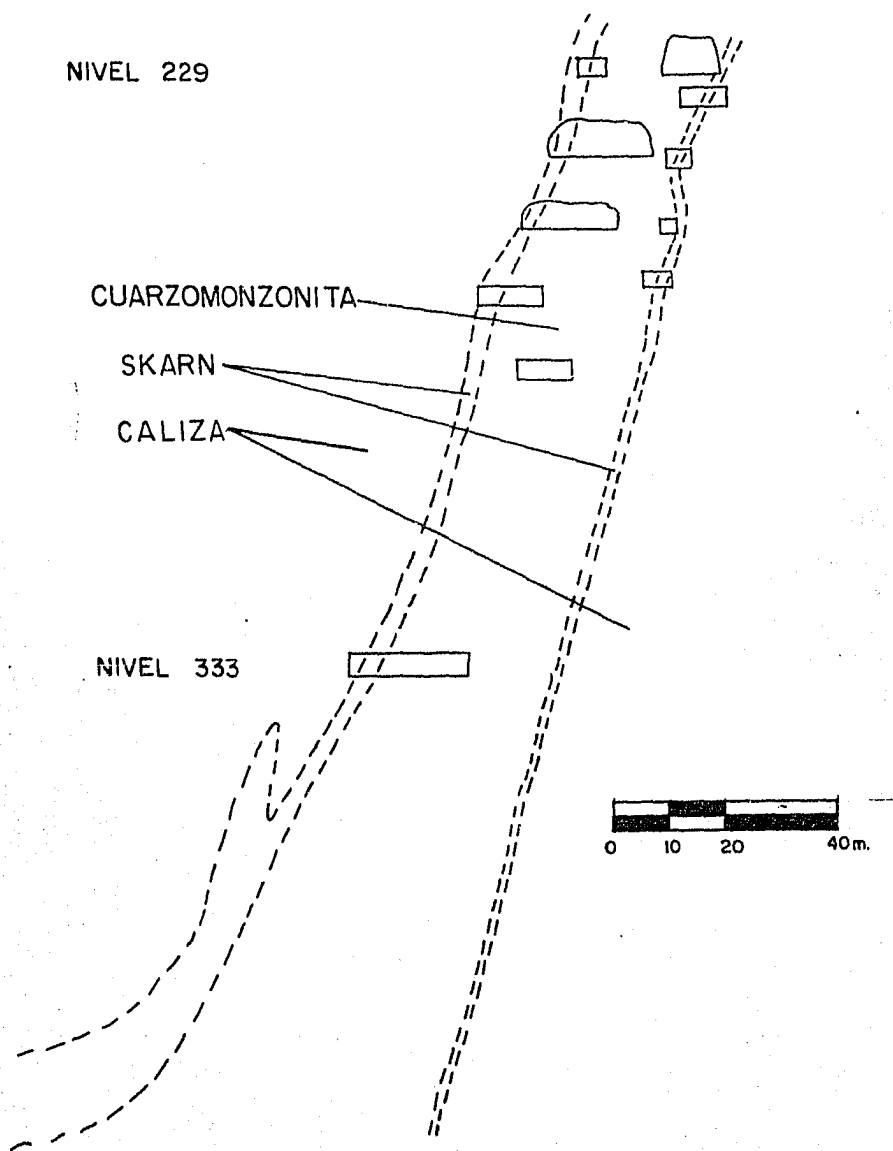
B) FORMA, DIMENSION, ESTRUCTURA Y ALTERACION.

El Cuerpo Concordia es un intrusivo de forma tabular, que se encuentra orientado con un rumbo de N 30° N, con un echado medio de 75° hacia el SW. Tiene una longitud de afloramiento aproximado de 450 m, espesor promedio 20 m y máximo de 40 m, con tendencia a abrirse a profundidad de acuerdo con datos de barrenación proporcionados por la Compañía Fresnillo S.A.

de D.V. (1964). En sus extremos el intrusivo reduce su espesor, teniendo en el Área de Guadalupe apenas 5 m de potencia, con apófisis que se interdigitan con zonas de taclita. El intrusivo Concordia se encuentra desplazado por un sistema de fallas normales orientadas NE - SW, con inclinación hacia el SE. Entre las principales destaca, la falla normal Concordia que desplaza al intrusivo produciendo los bloques, Concordia SE ("bloque del alto") y Concordia NW ("bloque del bajo"). De igual manera las fallas Guadalupe y Central, son de carácter normal oblicuo y desplazan al cuerpo horizontalmente con un movimiento lateral izquierdo (García Sánchez, 1982).

Alrededor del dique Concordia se observa una recristalización de la caliza a mármol, sin introducción apreciable de nuevos elementos químicos. Así mismo se observa una alteración metamórfica de la caliza a mármol, pedernal y skarn. El exoskarn forma cuerpos paralelos a ambos lados del dique y su espesor varía de menos de 1 m (bajo del intrusivo), hasta 15 m en el alto del intrusivo (Fig. 7). El endoskarn se manifiesta por concentraciones longitudinales de centímetros hasta 2 m de espesor de silicatos, de los cuales, los más importantes son granato (grossularita - andradita), wollastonita, diopsida, epidota, clorita y cuarzo, acompañados de calcita y pirita en granos de tamaño variable. Estos minerales también se encuentran en el exoskarn. Se asigna a la acción de fluidos hidrotermales la depositación de sulfuros de Pb, Zn, Cu, Ag, en el skarn, constituyendo

SECCION TRANSVERSAL DEL CUERPO CONCORDIA NW
EN DIRECCION N55°E, VIENDO AL NW.



(Navarro Barrera, 1982.)

Fig. 7

esta mineralización la mena de la Mina El Monte. La mena es de forma tabular y más rica en el oxoskarn del alto, dentro del dique la mena tiene un espesor de 10 a 15 m, también en la parte alta del intrusivo. La mineralización está por lo tanto concentrada en la parte alta del contacto dique-skarn. El dique en su totalidad y el oxoskarn del bajo, están igualmente mineralizados, pero los bajos valores de Ag no favorecen su extracción (García Sánchez, Comunicación personal, 1984).

Entre las alteraciones hidrotermales que se presentan en el yacimiento, se cuentan la propilitización (calcita, clorita, epidota y pirita), argilitización, sericitización, silicificación y alteración potásica, siendo esta última la más importante.

RELACIONES ESTRUCTURALES

Con el fin de determinar el contacto litológico entre el Jurásico Superior (Formación Las Trancas) y el Cretácico Medio (Formación El Doctor), se realizó un levantamiento superficial a brújula y cinta, con el rumbo del túnel San Francisco, que va de la ranchería del mismo nombre hasta la mina El Monte, lugar donde se localiza el intrusivo Concordia; se efectuó además un caminamiento en dicho túnel como complemento al realizado en superficie (Sección No. 1). (González, C., et al., 1984).

El propósito de esta ubicación litológica, fue, una vez localizado el contacto, proyectarlo a profundidad para situarlo en los niveles inferiores, ya que se piensa habrá

cambios en el desplazamiento de la mineralización al variar el tipo de roca encajonante, esto es al pasar de calizas relativamente puras con o sin pedernal (Fm. El Doctor), a calizas interestratificadas con lutitas de la Formación Las Trancas (Medina De la Paz, J. L., Comunicación Personal, 1983). En superficie durante los primeros 300 m de la falda del cerro (con rumbo San Francisco-El Monte), afloran calizas en capas delgadas interestratificadas con lutitas ; más adelante, igualmente interestratificado con calizas se observó la presencia de pedernal, encontrándose algunas capas de lutitas o calizas arcillosas que no son persistentes, además de horizontes de caliza masiva. Es importante subrayar el hecho de que el contacto Jurásico (Fm. Las Trancas) - Cretácico (Fm. El Doctor), en superficie, está cubierto por una espesa capa de suelo y vegetación . Para detallar el levantamiento superficial se realizó un caminamiento a lo largo del túnel San Francisco - El Monte, donde se pretendió como en superficie localizar el contacto Jurásico - Cretácico, concluyéndose en señalar que dicho contacto se da en forma transicional, es decir, a medida que se asciende estratigráficamente se incrementa la proporción de calizas (Fm. El Doctor) a la vez que disminuye el contenido de arcilla (Fm. Las Trancas). Una falla en el túnel, a una distancia aproximada de 1200 m (San Francisco - El Monte), es puesta en evidencia por una zona de caliza brechosa y por abundantes filtraciones de agua, así como por la yuxtaposición de las capas, esto es la incompatibilidad estructural de las capas superficiales con las observadas en

el túnel. La traza de la falla fue inferida, considerando el echado suave visto en el túnel y proyectándolo a superficie, en donde se aprecia una variación anómala en el echado de las capas jurásicas y cretácicas, se decidió por lo anterior ubicar la falla en el contacto superficial Jurásico - Cretácico. La naturaleza de la falla no fue posible definirla en el túnel, empero puede tratarse de una falla inversa, dada la tendencia estructural de la formación El Doctor, cuyo patrón de deformación incluye pliegues isoclinales alineados paralelamente en dirección NW-SE. La falla fue prácticamente continuada a profundidad, en donde en ciertos alcances por las obras de expansión es cortada por el intrusivo Concordia, cabe aclarar que en este momento se desconoce la edad relativa de estos, es decir quizá sea la falla quien corte al cuerpo Concordia.

C) MINERALIZACIÓN Y PARAGENESIS.

El análisis de secciones pulidas en el bloque Concordia NW, ha mostrado una gran variedad mineralógica. Los minerales de mena identificados son, por orden de abundancia: arsenopirita, pirrotita, esfalerita, calcopirita, pirita, galena, tetrahedrita, boulangierita, jamesonita 7, estibinita, cubanita, argentita, bornita, marcasita, covellita, schoelita y powellita.

Dentro del dique la mineralización está contenida en fracturas, en arreglo de stockworks y diseminada, raramente se encuentra en lentes masivos, a diferencia del exostern,

donde además se presenta en forma discontinuada, eventualmente como relleno de fracturas. El bandeamiento o estratificación de la mineralización en el exoskarn es muy raro y sólo debilmente desarrollado (Connell, 1983). Una presumible zonación mineral, muestra que la esfalerita y galena están concentradas en el exoskarn, mientras que la pirrotita, scheelita y povellitita se encuentran en mayor abundancia en el dique. La arsenopirita y pirita están en todas partes. bouliangerita - jamesonita, argentita y tetrahedrita, están asociadas a la galena.

Navarro Barrera (1983), propone una secuencia paragenética simple, en el bloque Concordia NW; pirrotita, pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita y galena, en ese orden.

En este estudio la paragénesis propuesta se presenta en la Fig. 8. La pirrotita comunmente ocurre en cristales eudrales de tamaño fino, 0.05 mm, en forma discontinuada en el dique y como granos subedrales a eudrales de tamaño medio, 2.48 mm, asociada a calcopirita, esfalerita, y galena en el exoskarn. Inclusiones de calcopirita, esfalerita, galena y pirita son comunes en la pirrotita, la cual es reemplazada por arsenopirita y pirita, alterándose a un agregado muy fino de pirita y marcasita. La arsenopirita se presenta en forma de cristales eudrales rómicos, con un tamaño promedio de 2.48 mm y fracturas rellenas de calcopirita, galena y esfalerita. La arsenopirita contiene abundantes inclusiones de ganga, como cuarzo y calcita, siendo con frecuencia reemplazada por esfalerita y galena. La pirita existe en forma de cristales cúbicos eudrales a subedrales y en masas

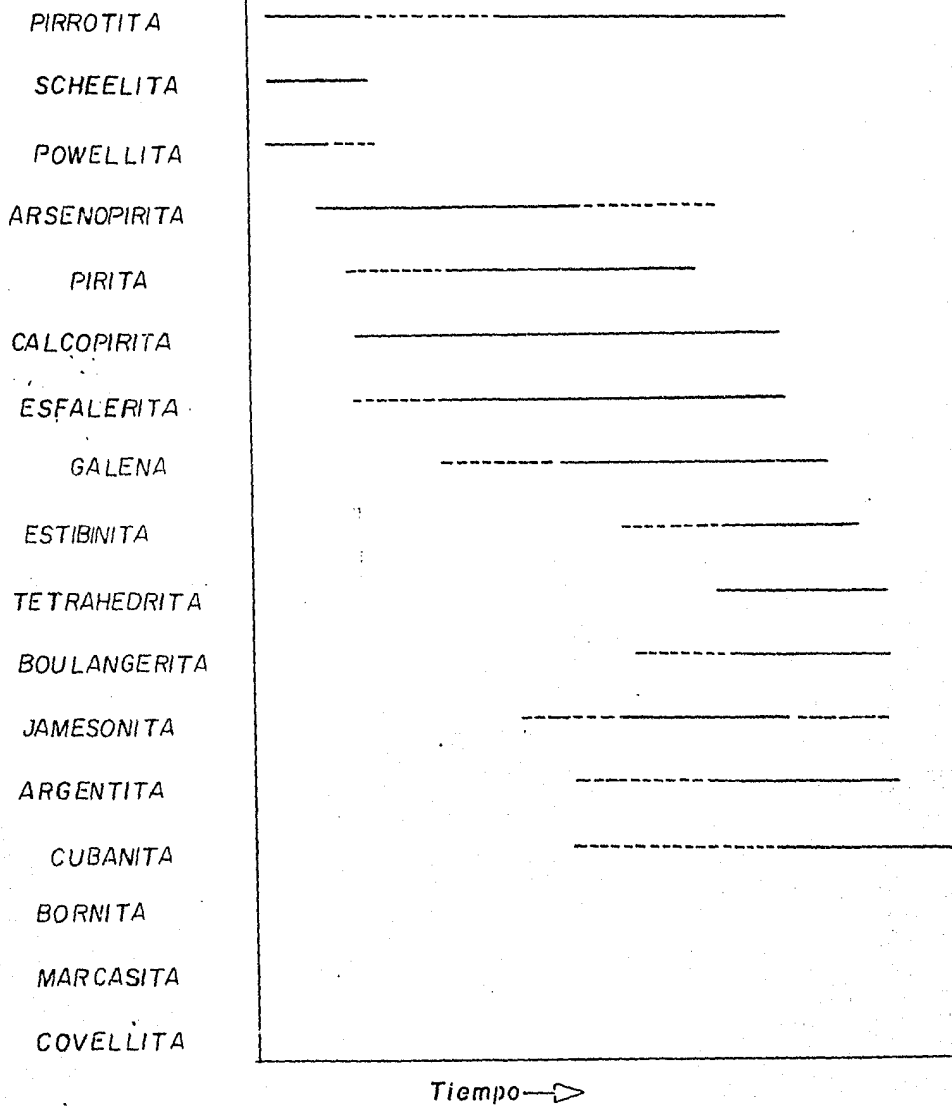


Fig: 8 *Sucesión mineralógica del bloque Concordia NW, mina El Monte.*

que contienen copiosas inclusiones de ganga, cuarzo y calcita. La pirita es a menudo reemplazada por esfalerita, calcopirita y galena; la pirita y la arsenopirita, muestran una fuerte tendencia a desarrollar cristales cuedrales debido a su alta energía de cristalización (Rasdohr, 1980; Craig y Vaughan, 1961). La esfalerita, con cristales anedrales de tamaño variable, de 4.2 mm a 0.03 mm, con un promedio de 1.28 mm, está comúnmente asociada con pirrotita, calcopirita y galena. Cristales de esfalerita de tamaño fino son concentrados en el dique. La esfalerita presenta reflexiones internas pardo - rojizas, lo cual puede indicar un alto contenido en hierro y una formación a altas temperaturas. (Rasdohr, 1980). Excepciones de calcopirita, disseminadas y/o alineadas a través de los planos de cruceo y/o ejes cristalográficos son frecuentes en la esfalerita (Sommell, B., 1983). La esfalerita reemplaza a la pirita y arsenopirita. La calcopirita se presenta como cristales anedrales con un tamaño medio de 0.04 mm y como gotas de exolución en la esfalerita, se encuentra reemplazando a la pirrotita y es reemplazada a su vez por cubanita, esfalerita, galena, estibinita y boulangierita - janssonita. La calcopirita se altera a bornita, siendo ésta un producto secundario raro. La galena de forma anedral, con tamaños variables entre 0.45 y 0.16 mm, con un promedio de 0.31 mm, se encuentra reemplazando a esfalerita, calcopirita, pirrotita y arsenopirita; contiene a la vez abundantes inclusiones de tetrahedrita, argentita y boulangierita -

Jamesonita. La melibionita se presenta reemplazando a esfalerita, calcopirita y pirrotita. No se observan minerales que la reemplacen, siendo por lo general de forma alargada con un tamaño medio de 0.42 mm. La tetrahedrita a menudo en forma de inclusiones pequeñas en galena y esfalerita, es menos común en cristales aislados de forma subdral a anedral. La argentita se encuentra como diminutas inclusiones en la galena siendo poco vista como granos aislados. Finas agujas de boudangrita - jamesonita, coexisten en la galena y tetrahedrita como inclusiones. La kubanita se encuentra reemplazando a la calcopirita y como gotas de exclusión en la esfalerita. Se presenta en cristales que en tamaño van de 0.12 a 0.6 mm con un promedio de 0.34 mm. La marcasita y covellita, forman un intercrecimiento y junto con pirita, son identificadas como un producto de alteración de algunas pirrotitas. La presencia de covellita es debida a la alteración de las inclusiones de calcopirita en la pirrotita.

La mineralización de scheelita igual que la de mena metálica, ocurre en el dique como relleno de fracturas en arreglo de stockworks y en menor proporción disseminada, estando acompañada por minerales de ganga como cuarzo, calcita y en ocasiones por piroxenos (diopsida), estos últimos en zonas de endoskarn o bien cerca del contacto intrusivo - caliza.

En la tactita (exoskarn), la scheelita se encuentra disseminada, en menor proporción que en el intrusivo y como en él, acompañada de sulfuros y minerales de ganga (cuarzo, calcita y piroxenos), estando en ambos casos

asociado a scheelita.

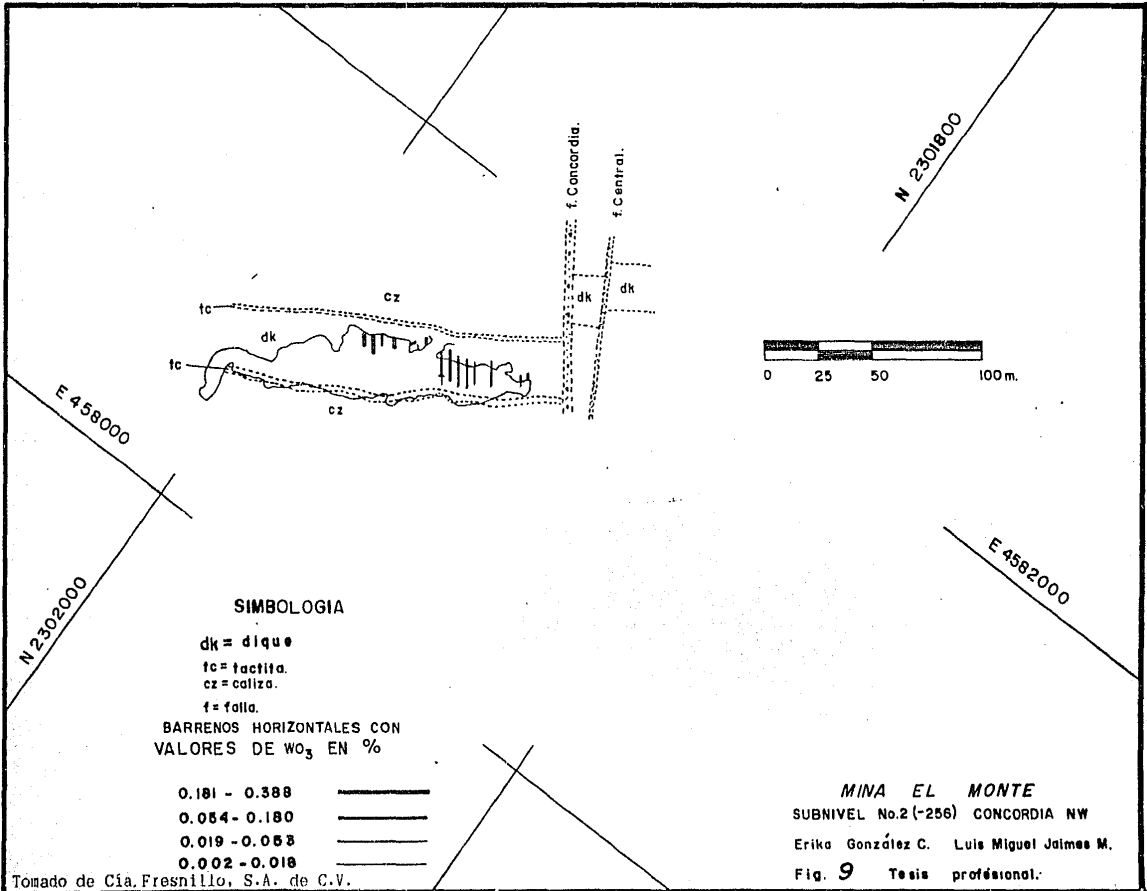
Dado que un patrón de zonamiento vertical u horizontal respecto de la scheelita no ha sido establecido, se pretendió, contando con la información de barrenos horizontales proporcionados por la Cia. Fresnillo S.A. de C.V. (Figs. 9, 10, 11, 12 y 13), mostrar la tendencia vertical de depósito del tungsteno en la mina El Monte. Sin embargo lo escaso de la información compilada, delegó el propósito original en una muestra de datos, ilustrados por medio de histogramas.

Para tal efecto, las secciones transversal y longitudinal del intrusivo Concordia (Secciones 2 y 3 respectivamente), muestran histogramas de WD (ley) vs % de metros de barrenos horizontales con una determinada ley de WD , los cuales se obtuvieron según se muestra a continuación utilizando el subnivel 3 como ejemplo.

Rango de valores de WD %	Metros de barrenos horizontales con esa ley.	Porcentaje %
> 0.388	4.6	4.07
0.181 - 0.388	13.6	12.0
0.054 - 0.180	57.0	50.26
0.019 - 0.053	21.0	18.51
0.002 - 0.018	17.2	15.16
	113.4 m	100.0 %

(Ver plano subnivel -3, Fig. 10).

En la Fig. 10, se observa que la longitud de barrenos con mineralización de scheelita es de : 4.6 m para aquellos con



SIMBOLOGIA

dk = dique

tc = tacita.


cz = caliza.


f = falla.

BARRENOS HORIZONTALES CON VALORES DE WO_3 EN %

0.181 - 0.388 

0.054 - 0.180 

0.019 - 0.053 

0.002 - 0.018 

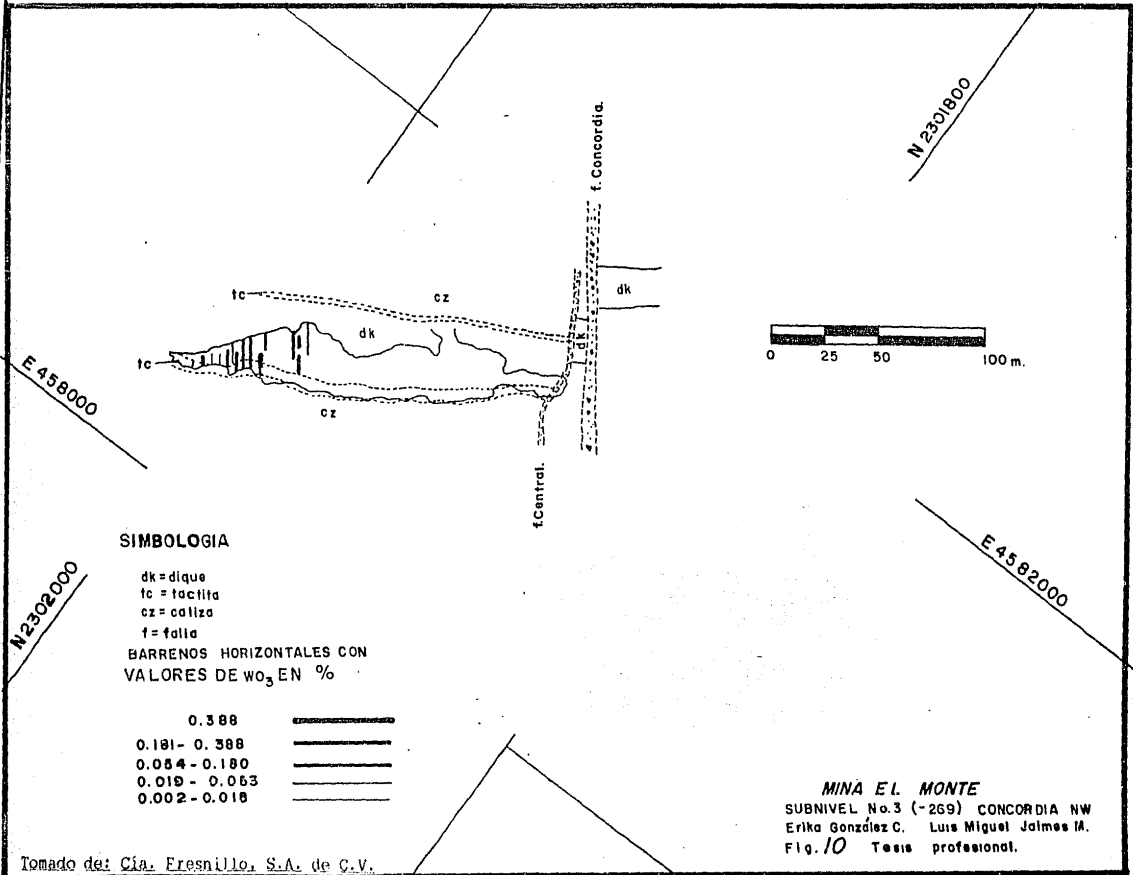
Tomado de Cia. Fresnillo, S.A. de C.V.

MINA EL MONTE

SUBNIVEL No.2 (-256) CONCORDIA NW

Erika González C. Luis Miguel James M.

Fig. 9 Tesis profesional.



SIMBOLOGIA

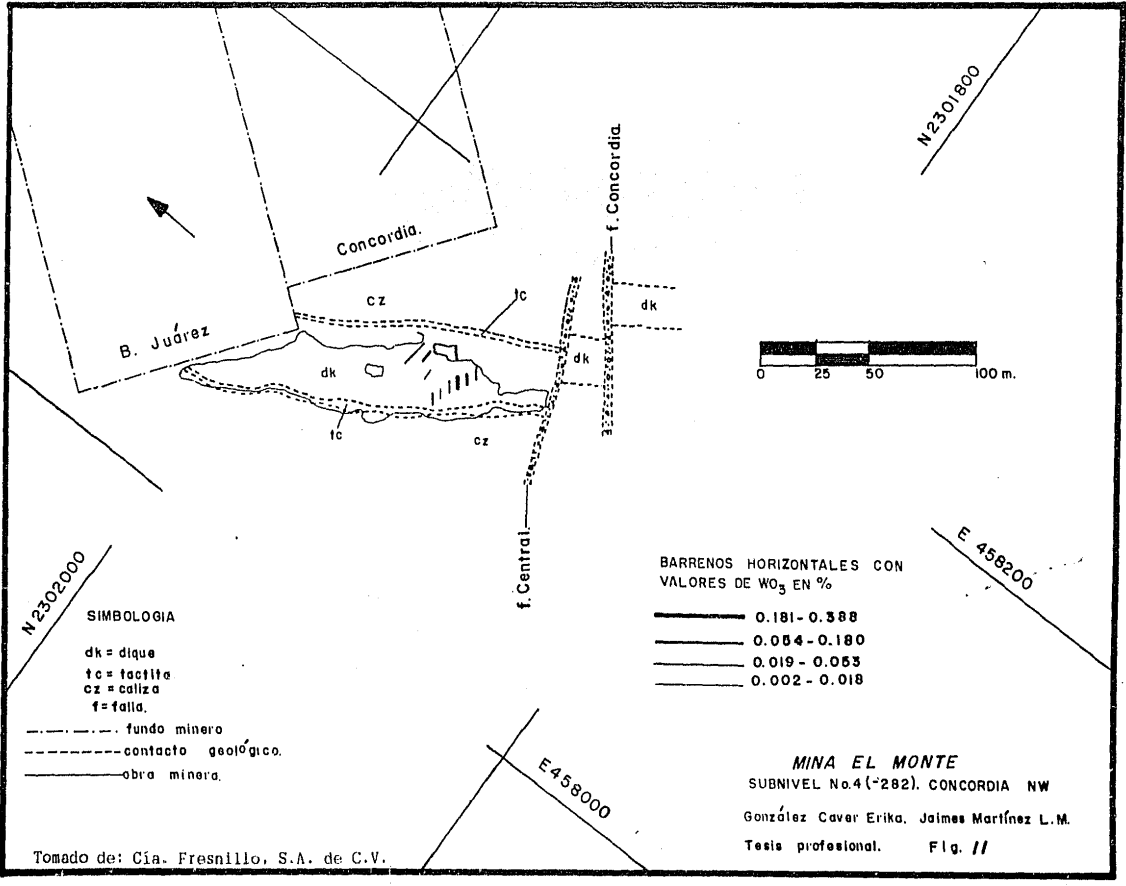
- dk = dique
- tc = tactila
- cz = colliza
- f = falla

BARRENOS HORIZONTALES CON VALORES DE w_3 EN %

0.388	=====
0.191 - 0.388	=====
0.054 - 0.180	=====
0.019 - 0.053	=====
0.002 - 0.018	=====

MINA EL MONTE
 SUBNIVEL No.3 (-269) CONCORDIA NW
 Erika González C. Luis Miguel Jaimes M.
 Fig.10 Tesis profesional.

Tomado de: Cía. Fresnillo, S.A. de C.V.



N2302000

N2301800

E 458200

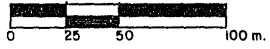
E458000

B. Juárez

Concordia.

f. Concordia

f. Central



SIMBOLOGIA

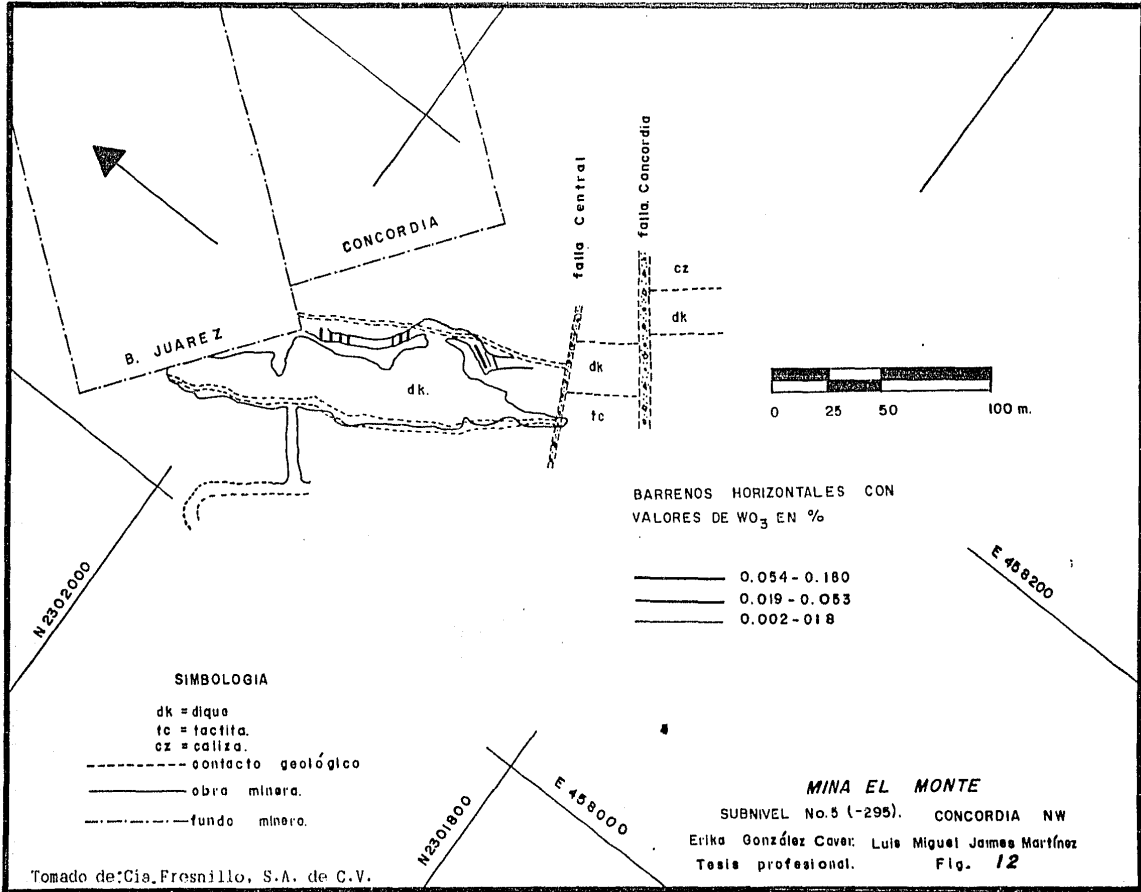
- dk = dique
- tc = tacita
- cz = caliza
- f = falla.
- - - - - fundo minero
- - - - - contacto geológico.
- obra minera.

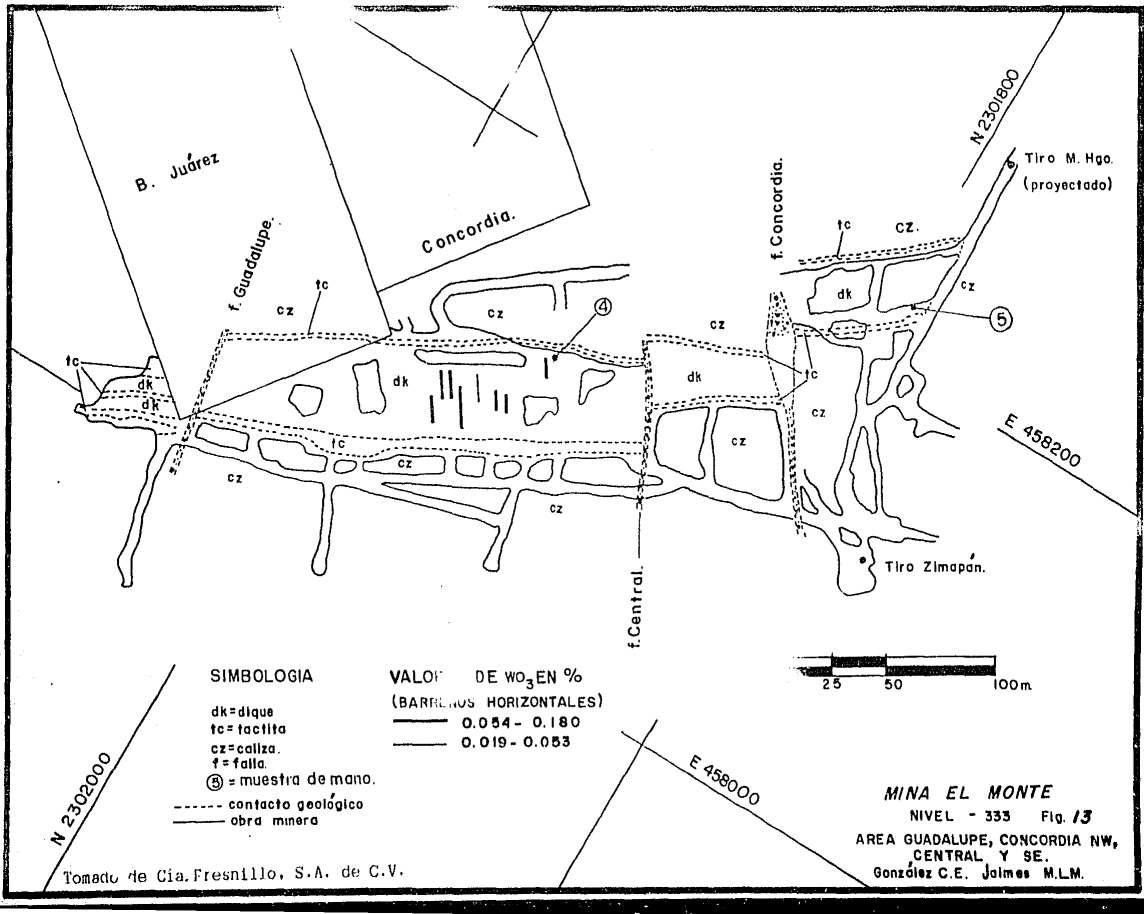
BARRENOS HORIZONTALES CON VALORES DE WO_3 EN %

- 0.181 - 0.388
- 0.054 - 0.180
- 0.019 - 0.053
- 0.002 - 0.018

MINA EL MONTE
 SUBNIVEL No.4 (-282), CONCORDIA NW
 González Caver Erika, Jaimes Martínez L.M.
 Tesis profesional. Fig. II

Tomado de: Cía. Fresnillo, S.A. de C.V.





B. Juárez

Concordia.

f. Guadalupe.

f. Concordia.

f. Central.

N 2301800

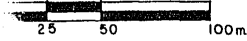
Tiro M. Hgo.
(proyectado)

E 458200

Tiro Zimapán.

N 2302000

E 458000



ley > 0.388 % de W_3 , 15.6 m para aquellos con ley entre 0.181 - 0.388 % de W_3 , 57 m para aquellos con ley entre 0.054 - 0.180 % de W_3 , y así sucesivamente, como se aprecia arriba en la primera y segunda columnas.

Sabemos que 113.4 m representan la suma total de la longitud de barrenos horizontales con valores de W , en el subnivel 3. Si hacemos $113.4 \text{ m} = 100 \%$, entonces cada una de las fracciones de estos barrenos están indicadas en la columna tres. Representando estas fracciones del subnivel 3, por medio de un histograma que confronte valores de W_3 % (ley) Vs porcentaje de metros de barrenos horizontales con esa ley de W_3 , haciendo extensivo el método, a los subniveles y nivel restantes donde se tengan datos de barrenación se conjuntan 5 histogramas.

Por medio de los histogramas logra vislumbrarse la posibilidad de que con la profundidad se incrementa de igual manera el contenido en tungsteno, dado que los valores en el porcentaje de W_3 , se hacen más interesantes conforme el intrusivo se abre a profundidad, subrayando que se trata solamente de una hipótesis, ya que como se mencionó líneas arriba la información de barrenos con mineralización de W fue escasa.

II. 2. 2 AREA EL CARRIZAL

A) LITOLOGIA.

En esta parte se resumirá la Geología correspondiente a las obras mineras del Área de la mina Las Animas, así como la perteneciente a los diferentes intrusivos y rocas asociadas, adyacentes a aquéllas. Para tal propósito se recopilaron los datos de otros autores, además de observaciones de campo tanto a nivel superficial como subterráneo.

ROCAS SEDIMENTARIAS.

La caliza El Doctor (Cretácico Medio), con sus facies La Negra y San Joaquín, es la formación que predomina dentro del Área de El Carrizal. Aquí dicha Caliza se distingue por ser de color gris y gris oscuro con presencia de pedernal, el cual ocurre: 1) en forma de capas delgadas muy persistentes a lo largo de estratos individuales de caliza y, 2) en series de lentes irregulares que pueden no pertenecer a un sólo estrato, pero que generalmente están restringidos a una serie angosta de capas, que en espesor van de medianas a gruesas (30 - 50 cm : Simons y Napes, 1957).

Dentro de estos miembros destacan lentes u horizontes de caliza masiva de aspecto arcóscifal, siendo éstos importantes ya que son los controles locales de la mineralización. Las capas más delgadas de caliza arriba y abajo de estos horizontes, contienen invariablemente muchos cuerpos tabulares de pedernal negro, mismos que conforme se acercan al intrusivo se tornan más claros, siendo un constituyente muy abundante en las calizas del Cretácico Medio y raramente

pueda encontrarse una sección que no lo contenga.

ROCAS IGNEAS.

Dentro de la zona minera, en El Carrizal (Mina Las Animas), la monzonita con derivaciones cuarzomonzoníticas, constituye la litología ignea dominante, extendiéndose los afloramientos en una franja con orientación N - NW, a lo largo del Río Toluacán. (Plano Geológico del Distrito de Zimapán).

El afloramiento principal de la monzonita tiene la forma general de un dique muy ancho e irregular, que está orientado paralelamente al rumbo general de las capas que intrusióna (Simons y Mapes, 1957). Además del cuerpo principal de monzonita, intrusionando a éste, se encuentran numerosos diques pequeños de composición diorítica.

ROCAS METAMORFICAS.

El metamorfismo de contacto, comprende alteraciones efectuadas en las rocas por intrusiones igneas y fluidos asociados (Metasomatismo). A este tipo de metamorfismo están adscritos los fenómenos de alteración de la roca encajonante en los contactos con intrusivos, y, más importante, la mayoría de los yacimientos minerales en el Distrito (Simons y Mapes, 1957).

TACTITAS. El metamorfismo de contacto, incluye tanto el endoskarn, o sea las alteraciones de la misma roca intrusiva, como el exoskarn, donde la alteración de la roca encajonante se lleva a cabo en o cerca del contacto con el intrusivo, siendo la principal característica de ambos, una mezcla de silicatos de Ca, Fe, Mg y Al, generalmente de grano grueso,

producidos por el aporte de soluciones provenientes del cuerpo intrusivo (Metasomatismo).

En términos generales las alteraciones de endoskarn, no han sido prominentes en ninguna de las rocas intrusivas, exceptuando la monzonita del Río Tolimán, la del Área Minera El Monte y la Zona de El Carrizal, en las que la monzonita presenta una mineralogía característica intensa. Respecto al exoskarn, éste se desarrolla conspicuamente en el área de El Carrizal, siguiendo los lineamientos definidos por los contornos de los intrusivos (Figs. 14 (anexa) y 15).

HORNFEELS. El afloramiento de este tipo de roca corre de manera paralela al rumbo del gran intrusivo Tolimán, siendo producto de la recristalización metamórfica de calizas y lutitas adyacentes al intrusivo, con poca o ninguna introducción de componentes químicos ajenos a la roca original. El metamorfismo de contacto (Hornfels), ha afectado a las rocas del Cretácico Superior, calizas arcillosas interestratificadas con lutitas de la Formación Coyatal, principalmente en el área del Río Tolimán, donde han sido intrusionadas por el cuerpo más grande de monzonita en el Distrito (Plano Geológico del Distrito Minero de Zimapán). La caliza lutítica de estratos delgados y lutitas han sido alteradas a una roca bandada (epidota, granato y calcita), de grano fino, con colores que varían del gris amarillento al gris verdoso, impregnadas localmente de pirita.

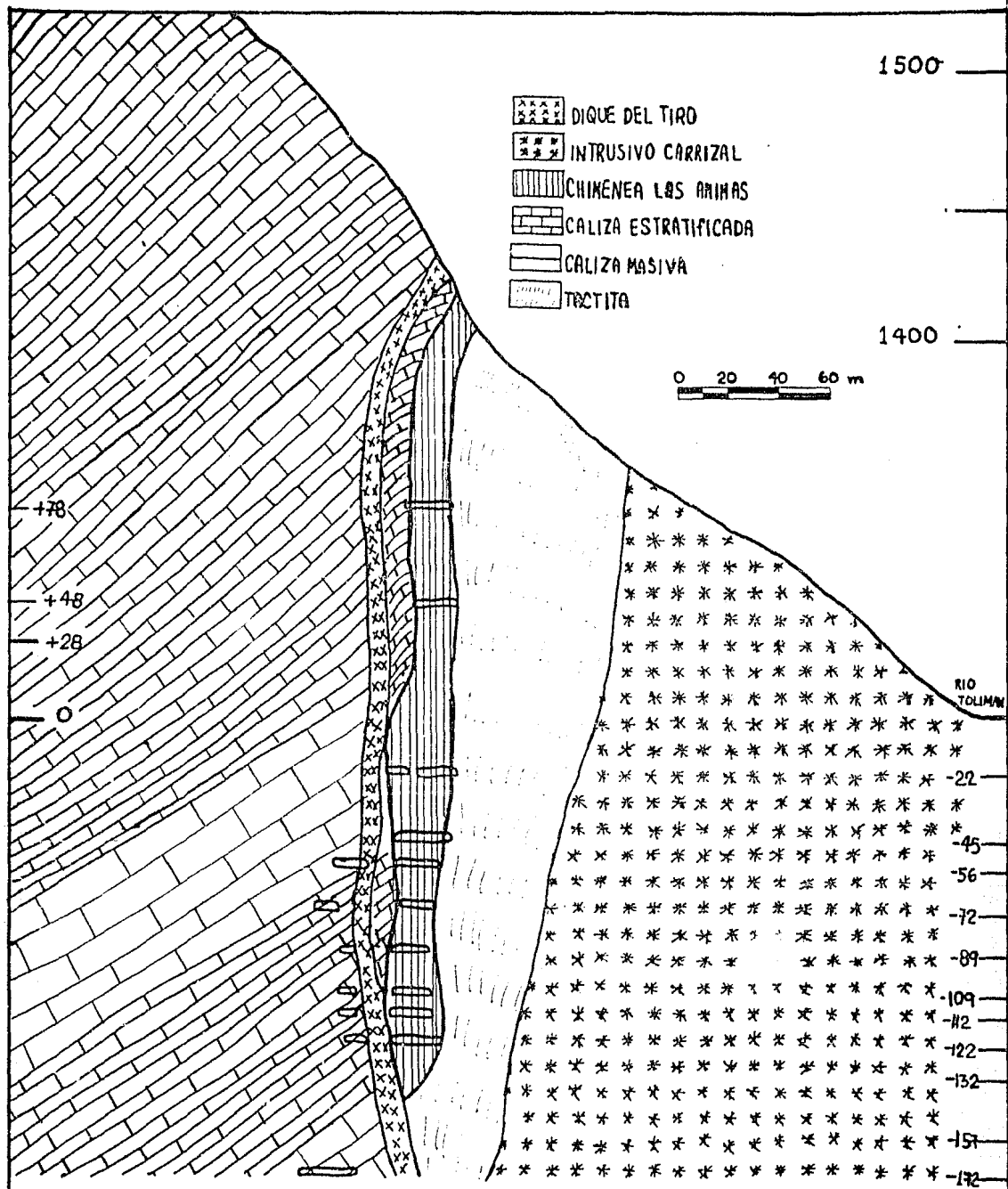


Fig.15 SECCION TRANSVERSAL HINA LAS ANIMAS N24°E VIENDO AL NE

B) FORMA DIMENSION, ESTRUCTURA Y ALTERACION.

El intrusivo Carrizal, es un cuerpo de forma irregular en superficie y burdamente tabular conforme se extiende a profundidad, con un rumbo NE 45° y un echado de 65° - 80° NW; tiene una longitud aproximada de 1250 m en su parte más potente y un espesor promedio de 200 m, llegando inclusive a los 400 m. A medida de que el intrusivo aflora hacia el NE, rumbo a la zona minera de El Monte, su espesor se reduce, teniendo sus apófisis apenas una potencia de 5 - 10 m y extendiéndose hasta una distancia de 2200 m, a partir de su desprendimiento del cuerpo principal (Plano Geológico de Zimapán). El dique Del Tiro en la Hina Las Animas, es un apófisis tabular del intrusivo Carrizal, con rumbo paralelo al mismo, NE 45°, y de igual intensidad en el echado, 80°, pero buzando en sentido opuesto, es decir hacia el SE. Entre estos dos cuerpos igneos, existe una potente zona de tactita, originada por el intrusivo Carrizal, la cual alcanza hasta 80 m de espesor (Fig. 15), prolongándose a profundidad siguiendo los lineamientos definidos por el contorno del intrusivo. Por su parte el dique Del Tiro apenas desarrolla en ambos flancos zonas de tactita de 1-2 m de espesor, continuas desde su desprendimiento del intrusivo Carrizal, hasta niveles superiores superficiales.

La chimenea Las Animas, comprendida entre los cuerpos igneos, intrusivo Carrizal y dique Del Tiro (Fig.15), es el cuerpo más rico de la Hina Las Animas; en planta tiene una forma burdamente elíptica con una longitud promedio en sus

cuya mayor profundidad es de 20 m, respectivamente. Se extiende hasta el nivel - 160 m; donde el dique Del Tiro se desprende del intrusivo Carrizal. La mayor parte de esta chimenea ya ha sido explotada, sin embargo el Cuerpo Nuevo, es la continuación por debajo del nivel - 160 m de la Chimenea Las Ánimas, cuya profundidad limite a la fecha se desconoce (Nivel -172, Agosto, 1961).

Es conveniente aclarar que no todo el espacio entre el Dique Del Tiro y el Intrusivo Carrizal, está o estuvo ocupado por sulfuros masivos, es posible observar aún dentro de la chimenea algunos "caballos", vestigios de capas de caliza con pedernal, con echado semejante a los estratos que encajonan al dique Del Tiro. La mineralización se emplaza preferentemente en la caliza masiva, incrustada como horizontes en la caliza con pedernal, dicha particularidad es utilizada como guía litológica en el Distrito. Algunos desprendimientos de la Chimenea Las Ánimas, son clasificados como vetas y mantos, localizándose adyacentes al dique Del Tiro, externamente al área comprendida entre el dique Del Tiro y el intrusivo Carrizal, no siendo raro encontrar en dichos cuerpos zonas de tactita. Cinturones de wollastonita son comunes, sobre todo en calizas que contienen pedernal. El desarrollo de la tactita es sin duda la alteración más extendida, ya sea como endoskarn en el intrusivo o bien como exoskarn en calizas y cuerpos mineralizados. Las alteraciones hidrotermales son semejantes a las consignadas en El Monte, es decir se aprecia sericitización, propilitización, argilitización, silicificación, así como una

alteración potásica extensa en los intrusivos.

C) MINERALIZACION Y PARAGENESIS

La mineralización de sulfuros en la Chimenea Las Animas, se presenta en forma masiva, está compuesta principalmente por galena y esfalerita (aproximadamente en las mismas proporciones); además se cuenta con pirita, calcopirita, arsenopirita, pirrotita, bornita, estibinita?, y sulfosales.

Aunados a éstos existen otros minerales, en menores proporciones (Villaschöer, G., Comunicación Personal, 1985).

La galena se encuentra con dos tipos de texturas, en cuanto a su tamaño de "grano", encontrándose granos muy pequeños y otros mayores a medio cm. Se encuentra asociada a la esfalerita, calcopirita, pirrotita, arsenopirita y con las sulfosales, las cuales cortan su estructura.

La esfalerita presentara dos texturas: 1) color pardo oscuro, y de aspecto "granudo" y 2) de color pardo "miel" y de aspecto "hojoso". se encuentra asociada con calcopirita, galena, pirrotita. En algunas ocasiones se encuentra formando bandas como de unos 30 a 50 cm de ancho, que pueden extenderse hasta por varios metros (10-15 m), en contacto transicional con una zona o banda de granates verdes (andradita)

La pirita persiste en todo el yacimiento, se encuentra en forma anedral o eudral, variando su tamaño desde menos de 0.5 mm hasta encontrarse cubos que tienen 0.5 cm por lado. Se encuentra ya sea en vetillas, diseminado en la roca intrusiva

o en forma masiva dentro de la chimenea, formando una especie de placa.

Las estibinita está contenida principalmente en vetillas de calcita que cortan a los demás sulfuros, en algunas ocasiones se encuentra asociada a sulfosales. No se encuentra con mucha frecuencia, pudiendo llegar a confundirse con alguna sulfosal (Villaseñor, G., Comunicación Personal, 1985).

Existen gran cantidad de sulfosales, especialmente boulangierita (Villaseñor, G., Comunicación Personal, 1985). Esta se presenta tanto en hábito masivo, como acicular radial. Se encuentra contenida en vetillas de calcita-fluorita (siendo predominante la calcita), que cortan a los demás sulfuros. La scheelita se encuentra escasamente distribuida en la Mina Las Amigas. Su presencia fue notada en muy pocos lugares asociada con los sulfuros masivos. Se encuentra con relativa más abundancia en las zonas de tactita o skarn o dentro del intrusivo. Comparándola con el Área El Monte, la presencia de scheelita es mucho menor.

11. COMPARACION CON OTROS YACIMIENTOS DE SKARN.

Sims y Haps (1977), clasificaron los yacimientos que se encuentran en el Distrito Minero de Zimapán (Fig. 2), en dos tipos estructurales, que pueden ser:

- a) Yacimientos de reemplazamiento en caliza y caliza arcillosa (Ejemplos: Áreas El Monte y Carrizal) y
- b) Yacimientos en forma de vetas en calizas arcillosas, conglomerados y rocas volcánicas (Ejemplos: Áreas San Pascual y Santa Geronia).

Más recientemente (García Sánchez, 1982) al primer tipo se le ha subdividido en dos subtipos:

- 1) Yacimientos metasomáticos de reemplazamiento en calizas (mantos y chimeneas). (Ejemplo: Área El Carrizal) y
- 2) Yacimientos masivos metasomáticos en cuerpos intrusivos y tactitas adyacentes (Ejemplo: Área El Monte).

En ambos casos, estos subtipos están relacionados genéticamente con los skarns Pb - Zn y W, cuya revisión bibliográfica a nivel mundial, nos permite mostrar las siguientes consideraciones (Tabla No.3).

Los skarns relacionados a zonas de subducción y asociados con plutones granodioríticos a cuarzómonzoníticos, son los más comunes y por ello los más estudiados. Donde el magma es emplazado a profundidades relativamente grandes (5 - 15 Km) (Einaudi, et. al, 1981), resultan batolitos equigranulares,

**TABLA DE COMPARACION CON LOS SKARNS DE Pb-Zn Y W
A NIVEL MUNDIAL.**

TIPO	CALCICO Pb-Zn	CALCICO W	Zimapán, Hidalgo.
Abundancia relativa	Abundante	Abundante	
Ley y tonelaje del yacimiento de mayor tamaño conocido.	Naica, México. 10 m.t. Zn 5 %, Pb 4 % y Ag, 6 on/ton.	Mac Millan Pass, Canada. 63 m.t. 0.95% WO ₃	
Ley y tonelaje típicos	0.2-3 m.t. Zn 9%, Pb 6% y Ag, 5 on/ton.	0.1-2 m.t. 0.7 % WO ₃	1.1 m.t. Zn 2.8%, Pb 1.95%, Cu 0.46%, Ag 6 on/ton y 0.16 WO ₃
Asociación metálica	Zn, Pb, Ag. (Cu, W)	W, Mo, Cu. (Zn, Bi)	Zn, Pb, Ag, Cu. (W).
Ambiente tectónico.	Márgen continental, sinorogénico a orogénico tardío.	Márgen continental, sinorogénico a orogénico tardío	Márgen continental, sinorogénico a orogénico tardío.
Composición de las rocas ígneas intrusivas asociadas.	Granodiorita a granita. Diorita a sienita.	Cuarzodiorita a cuarzomonzonita	Monzonita a cuarzomonzonita.
ROCAS VOLCÁNICAS ASOCIADAS	Ausentes? Erosionadas.?	Ausentes? Erosionadas.?	Ausentes
MORFOLOGIA DEL INTRUSIVO	Grandes stocks a diques.	Grandes batolitos, plutones	Grandes stocks a diques.
Textura del intrusivo	De grano grueso a afanítico. Equigranular a porfirítico.	De grano grueso a medio, porfirítico.	De grano grueso a afanítico. Equigranular a porfirítico.
Alteración del intrusivo.	Reducida aureola de metamorfismo y amplias alteraciones hidrotermales.	Extensa aureola de metamorfismo con alteraciones hidrotermales menores.	Extensa alteración K e hidrotermal.

los cuales causan un orienso metamórfico, pero carecen de alteraciones de baja temperatura. Los skarns asociados con tales plutones son explotados principalmente por tungsteno, con cantidades menores de Sn, Mo, Pb y Zn. Los skarns de tungsteno se caracterizan por una reducida cantidad de calcosilicatos, incipiente alteración hidrotermal y pequeñas cantidades de sulfuros.

Donde el magma es emplazado a profundidades someras en la corteza (1 - 6 Km), las rocas cuarzo-monzoníticas a granodioríticas, frecuentemente están relacionadas cognéticamente con rocas volcánicas. La aureola de metamorfismo no es tan extensa como la que rodea a los batolitos formados a grandes profundidades. Los skarns formados a profundidades someras evidencian una fuerte alteración hidrotermal y un extenso fracturamiento, siendo ricos en sulfuros y explotados principalmente por Cu, Pb - Zn, con cantidades importantes de oro y plata (Einaudi, et al., 1981). El contraste entre las rocas intrusivas asociadas con skarns de tungsteno y los intrusivos relacionados con los skarns de Cu, Pb - Zn, es extraordinario y sugieren un marco geológico distinto, para el emplazamiento de estos tipos de skarns calcialcalinos. Burnham (1979), demostró que la tendencia al fracturamiento de un magma decrece drásticamente con la profundidad. De acuerdo con esto, grandes plutones no fracturados asociados con skarns de tungsteno, debieron ser emplazados a profundidades mayores en la corteza que los skarns Pb - Zn. En general, la mineralogía

y geología de los skarns de tungsteno es radicalmente distinta de los skarns Cu, Pb-Zn, asociados acher con intrusivos calcialcalinos. Estas diferencias radican principalmente en la temperatura y profundidad de formación, mayores en los skarns de tungsteno que en los de Cu, Pb - Zn.

Zimacán ha sido definido como un yacimiento de Pb - Zn, Ag (Fig. 2). Tal clasificación está avalada obviamente por metales de estos elementos en el Distrito, así como por características genéticas propias de los skarns Pb - Zn, como fuertes alteraciones hidrotermales, extenso fracturamiento, texturas faneríticas-perfiríticas de intrusivos y abundancia de diversos sulfuros, las cuales indican temperaturas y profundidades de formación relativamente someras.

Sin embargo la presencia de scheelita, sugiere que tales condiciones de temperatura y profundidad, debieron ser más intensas. Las implicaciones sobre la presencia de scheelita se discutirán en el Capítulo IV.

III. RELACIONES ISOTÓPICAS DE Rb / Sr, C y O.

III. 1 CARACTERÍSTICAS DE LOS MÉTODOS.

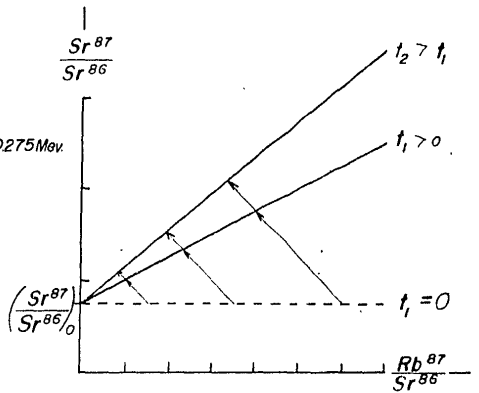
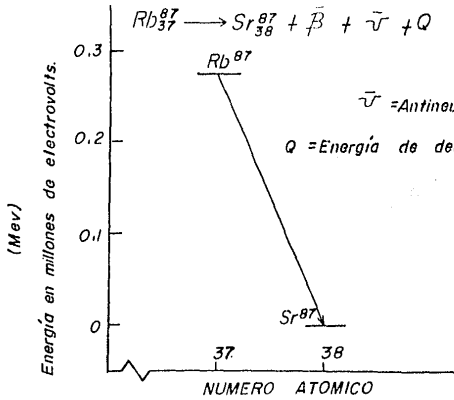
III. 1. 1 ISÓTOPOS DE Rb / Sr.

El Método de Rb / Sr se basa en la propiedad que tiene el isótopo natural radiactivo ⁸⁷Rb de decaer en el isótopo radiogénico estable ⁸⁷Sr, por emisión de una partícula BETA negativa (electrón) (Faure y Powell, 1972; Faure, 1977; Krauskopf, 1979 : Fig. 16 A 1). Por lo que la cantidad de ⁸⁷Sr de una roca o mineral que contenga rubidio está directamente relacionada con el tiempo. Además la composición isotópica del rubidio puede proporcionar información sobre la fuente de origen de diferentes materiales geológicos, sobre todo de rocas ígneas.

El rubidio es un elemento traza poco abundante (menos del 1 % : Faure y Powell, 1972,) y su distribución está controlada principalmente por el tamaño de su radio iónico, que es lo suficientemente pequeño como para ser admitido en los sitios destinados al ion K⁺; esto hace que los minerales ricos en potasio (biotita, muscovita, lepidolita, microclina, ortoclasa, etc.) tengan la posibilidad de contener la mayor cantidad de rubidio.

El rubidio tiene dos isótopos naturales, ⁸⁵Rb y el ⁸⁷Rb con abundancia relativa de 72.1654 ± 0.0170 y 27.8346 ± 0.0132 % respectivamente; además se han llegado a producir artificialmente unos 20 isótopos radiactivos.

Mediante análisis de silicatos de edades que variaban entre 20 y 2600 m.a. se ha podido demostrar que la relación



A) Diagrama de decaimiento isotópico $Rb \rightarrow Sr$ por la emisión de una partícula β^-

B) Isócronas hipotéticas. $\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}} = \left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_0 + \frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}(e^{\lambda t} - 1)$

C) $\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)_0$ de rocas de diferente edad.

HEDGE, Y WALTHALL, 1963

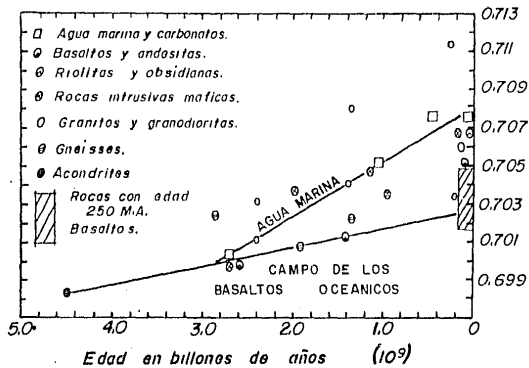


fig. 16

Rb / Sr es constante donde subsecuente a igual a 2.57; (Fauro y Powell, 1972) con lo que se concluye que todo el rubidio de origen natural, no importando su edad, tiene una composición isotópica homogénea, lo cual hace pensar que este elemento estuvo completamente enriquecido en el polvo solar antes de ser incorporado en la Tierra.

La distribución del estroncio en la naturaleza (menos del 1 % ; Fauro y Powell, 1972), se ve reflejada por la facilidad que tiene el ión Sr²⁺ de sustituir al ión Ca²⁺; aunque en menor proporción sustituye también al ión K⁺, siempre y cuando exista simultáneamente sustitución de Si²⁺ por Al³⁺. El estroncio llega a formar algunos minerales, como ejemplo la estroncianita y la celestita.

Además de estos los minerales que tienen mayores proporciones de estroncio son las plagioclasas (sobre todo las más cálcicas), el apatito y los carbonatos.

El estroncio posee 4 isótopos naturales estables ⁸⁴Sr, ⁸⁶Sr, ⁸⁷Sr y ⁸⁸Sr; además de 14 isótopos radioactivos producidos artificialmente. El ⁸⁷Sr es radiogénico, es decir se produce únicamente por decaimiento isotópico del ⁸⁷Rb.

La composición isotópica del estroncio no es constante, depende de la edad de formación y de la relación Rb / Sr de la roca o mineral del cual proviene.

Durante la cristalización del magma el estroncio inicialmente toma el lugar de los iones Ca²⁺ en las plagioclasas, mientras que el rubidio permanece en la fase líquida; a medida que ésta progresa, al formarse los

feldespatos potásicos, el Sr⁸⁷ y el Rb (en mayor proporción) ocupen el lugar de los iones K. De allí que la relación Rb / Sr de rocas ígneas diferenciadas tiende a incrementarse con el aumento del grado de diferenciación.

El método de Rb / Sr para fechar, tiene su expresión mediante el establecimiento de ISOCRONAS.

Una isócrona está representada por la siguiente ecuación:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{\text{Rb}}{\text{Sr}} (\lambda t - 1)$$

ECUACION 1

donde:

$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ = Relación de estos isótopos al momento de realizar el análisis.

$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0$ = Relación de estos isótopos al tiempo de formación de la roca o mineral.
(Relación Inicial)

$\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$ = Relación de estos isótopos al momento del análisis.

t = Tiempo transcurrido desde la última cristalización o de la última homogenización de la roca y/o minerales.

λ = Constante de decaimiento. Representa la probabilidad de

que un ión decaiga en un periodo de tiempo determinado.

Como t representa a un parámetro constante, la ecuación 1 constituye una línea recta de la forma $y = b + mx$, en donde:

$$y = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} - b = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0$$

$$x = \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \quad m = (e^{\lambda t} - 1)$$

Por lo que a partir de la pendiente de la isócrona se puede determinar un periodo de tiempo; así despejando t , se tiene:

$$t = 1 / \lambda \ln (m + 1) \quad (\text{Fig. 16 B})$$

Para poder resolver la ecuación 1, es necesario cuantificar cada uno de los siguientes parámetros:

La relación actual $\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ de la roca o mineral, se obtienen por medio de un espectrómetro de masas, utilizando una sal pura de Estroncio, obtenida por la separación de ésta por medio de intercambio catiónico (cromatografía) o por dilución isotópica (Faure y Powell, 1977).

La relación $\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$ se puede obtener de varias maneras: 1) por dilución isotópica y 2) obteniéndose las concentraciones de Rb y Sr y convirtiéndolas mediante el uso de factores a la relación deseada (Faure y Powell, 1972). Las concentraciones pueden ser obtenidas por fluorescencia de

rayos X o por otras técnicas (Faure y Powell, 1972).

La constante de decaimiento (λ) para los diferentes isótopos radioactivos es obtenida por métodos experimentales en el laboratorio, pudiéndose localizar en publicaciones especializadas. En nuestro caso $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$ (Steiger, R. H. y Jager, E., 1977).

La ecuación 1 representa la "EDAD" de formación de un conjunto de rocas y/o minerales, siempre y cuando se cumplan las siguientes condiciones (Faure y Powell, 1972):

1) Que todas las rocas y/o minerales pertenezcan a la misma "suite" magmática y que se hayan formado al mismo tiempo.

2) Que el sistema haya constituido un sistema cerrado en lo que respecta a las concentraciones de rubidio y de estroncio. Esto es que la cantidad de ^{87}Sr y ^{87}Rb haya sido modificada únicamente por decaimiento isotópico.

Esta última condición es muy difícil que se llegue a cumplir, sobre todo en minerales separados; por lo que se prefiere hacer análisis por roca total (entera) y asumir que éstas constituyeron un sistema cerrado (Krauskopf, 1979). La suposición de que para análisis hechos en roca entera, el sistema permanezca cerrado es apoyada por determinaciones de edades coincidentes por distintos métodos (i.e. ^{40}Ar y Rb/Sr , en Faure y Powell, 1972) en intrusivos que han provocado metamorfismo de contacto. Adams Matzuda (1974 y 1975), afirma que se puede obtener una ISOCRONA VIRTUAL a partir de sistemas abiertos la cual puede o no representar la "EDAD"

con cierta precisión, dependiendo de varios factores, como con los coeficientes de transporte del Rb , Sr y Sr , las relaciones de escape, características geológicas, etc. Cuando los coeficientes de transporte son constantes, entonces la edad obtenida por medio de la isócrona virtual es igual a la que se obtendría de la isócrona verdadera.

Debido a las características del isótopo Rb de decaer en Sr , a medida que el tiempo transcurre la composición isotópica del estroncio se hace cada vez más heterogénea. Esta condición ha llevado a pensar a varios investigadores por ejemplo (Fauro, 1977), que dicha composición al inicio de la formación de la Tierra era bastante homogénea. Esto no se ha podido cuantificar, sin embargo puede ser estimada mediante análisis isotópicos del estroncio contenido en meteoritos (sobre todo acondritas basálticas), basándonos en las siguientes características: 1) éstos muestran evidencias de haber cristalizado a partir de un líquido silicatado muy parecido al de las rocas ígneas terrestres (Krauskopf, 1979); 2) los valores isotópicos de muchos de ellos "caen" con aceptable precisión dentro de una isócrona de 4.6 ± 0.1 b.a., i.e. la edad del Sistema Solar); 3) sus relaciones Rb/Sr son muy pequeñas (0.002) lo cual es indicativo de que se formaron en un intervalo de tiempo muy corto; 4) sus relaciones iniciales Sr/Sr son muy similares y que no han sido modificadas desde su último enfriamiento y cristalización.

Así es como Papanastassiou et al., (1969) al analizar acondritas basálticas, determinaron una relación de Sr/Sr inicial promedio de 0.698970 ± 0.000047 , al cual denominaron

"BARI" (BASALTIC ANCHONDRITE BEST INITIAL, el mejor valor inicial para acondritas basálticas); este valor es tomado como representativo de una etapa primitiva del Sistema Solar, durante la formación de los cuerpos planetarios (Faure y Powell, 1972: Fig. 14 C)

Las rocas de la Corteza Terrestre están más enriquecidas en silicio, alúmina y metales alcalinos que las rocas del Manto Superior (Faure y Powell, 1972). Por eso, las primeras tienen relaciones $\frac{87}{86} \text{Sr} / \text{Sr}$ bastante mayores y por ende presentan relaciones Sr / Sr también mayores, ya que se enriquecen con Sr radiogénico. Esta diferencia es útil porque permite diferenciar el estroncio que ha resido en la corteza, de aquel que se ha originado en el Manto Superior (Faure y Hurley, 1963 en Faure, 1977). Con ello además se pueden hacer inferencias sobre la fuente que originó a las rocas ígneas y acerca de la evolución geoquímica de la Corteza Continental.

Para poder aplicar este criterio es necesario conocer las relaciones $\frac{87}{86} \text{Sr} / \text{Sr}$ de rocas provenientes del Manto Superior; además de la relaciones características de las rocas de la Corteza Terrestre.

La relación $\frac{87}{86} \text{Sr} / \text{Sr}$ actual del manto es estimada mediante el análisis de gabros y basaltos de reciente formación en ambientes oceánicos, en donde la contaminación con material continental es casi nula, pudiéndose por lo tanto asignar un origen directo del manto (Krauskopf, 1979). Así es que para el manto se tienen relaciones isotópicas

procedio a ser de 0.704 ± 0.002 (Faure, 1977; Faure y Powell, 1972; Krauskopf, 1979).

Para poder hacer inferencias acerca del ambiente geológico de formación, así como de la evolución geoquímica de las rocas; se hacen comparaciones de sus relaciones iniciales de $\frac{87}{86}\text{Sr}$ Sr, contra los valores obtenidos para los meteoritos y Manto Superior (Fig. 14 C). Gráficamente esta relación representa la intersección de la isócrona con el eje de las abscisas en la Fig. 14 B.

Los intervalos de valores característicos y una posible interpretación, se presentan en la Tabla 4.

AMBIENTE GEOLOGICO	$\frac{87}{86}$ $(\frac{Sr}{Sr})$	SIGNIFICADO
MANTO SUPERIOR	$0.699-0.704$ ± 0.002	LA ROCA SE DERIVO A PARTIR DE LA DIFERENCIACION MAGMATICA O FUSION DE MATERIAL PERTENECIENTE AL MANTO.
CORTEZA CONTINENTAL	> 0.704	LA ROCA SE DERIVO POR LA FUSION DE MATERIAL CORTICAL O A PARTIR DE MATERIAL DEL MANTO QUE POSTERIORMENTE FUE CONTAMINADO POR LA ASIMILACION DE ESTE POR LA CORTEZA.

$\frac{87}{86}$

TABLA NO. 4. VALORES CARACTERISTICOS DE $(\frac{Sr}{Sr})$
 Y SU POSIBLE SIGNIFICADO GEOLOGICO. α

(Simplificado de Faure, 1972; Faure y Powell, 1977;
 Krauskopf, 1979)

La composición isotópica de elementos con número atómico pequeño no es constante, porque sus isótopos se fraccionan. Dentro de este grupo se encuentran el carbono y el oxígeno (Números atómicos 6 y 8 respectivamente) (Faure, 1977).

El fraccionamiento isotópico, esto es el enriquecimiento relativo de un isótopo con respecto a otro dentro de un elemento, se debe a que existe una diferencia proporcional entre las masas atómicas de dichos isótopos (Matthies y Boyer, 1984). Las moléculas dan como resultado que sus propiedades principalmente físicas además de químicas varían. Así se tiene, por ejemplo, que los enlaces químicos en los que toma parte el más ligero de dos isótopos son más débiles y por ello más fáciles de romper; lo cual hace que la molécula que lo contenga sea más reactiva, comparada con el isótopo más pesado (Krauskopf, 1979).

En general el fraccionamiento isotópico se puede producir (Krauskopf, 1979; Faure, 1977; Hays, 1980) por los siguientes procesos:

Reacciones de intercambio isotópico: que involucran la redistribución de isótopos de un elemento entre diferentes moléculas, sin que el sistema sufra cambios considerables.

Reacciones unidireccionales, en las cuales la velocidad de la reacción depende de la composición isotópica de los reactivos y productos.

Procesos físicos, como evaporación, condensación, fusión, cristalización, difusión, entre otros; en los que juega un papel importante factores tales como la concentración, el

gradiente de temperaturas, etc.

El fraccionamiento isotópico es representado numéricamente por el FACTOR DE FRACCIONAMIENTO α (Fauro, 1977; Krauskopf, 1979), que se expresa:

$$\alpha = R_A / R_B$$

donde:

R_A = Relación isótopo pesado / isótopo ligero en la fase A

R_B = Relación isótopo pesado / isótopo ligero en la fase B

Como las diferencias entre R_A y R_B son muy pequeñas se han establecido otros parámetros (Hoefs, 1980) como:

$$\Delta A-B = R_A / R_B \times 10^3 = \alpha - 1 \times 10^3 \text{ ‰}$$

En los gases el factor de fraccionamiento ha sido determinado experimentalmente, mientras que, en los sólidos y líquidos su valor ha sido aproximado en base a datos empíricos; notándose que para cualquier sistema depende de la temperatura y generalmente su valor tiende a la unidad ($\Delta = 0$) al aumentar ésta.

Las relaciones isotópicas de elementos como el carbono y el oxígeno (además de H, S, N; Hoefs, 1980) nos pueden conducir a la deducción de información geológica importante, como son la fuente de origen de rocas, fluidos; así como temperaturas de formación.

ISÓTOPOS DE CARBONO

El carbono es uno de los elementos más abundantes del Universo, sin embargo, en la corteza se encuentra como un elemento traza; ya que su contenido promedio en la Corteza Terrestre es de apenas 200 ppm (Taylor, 1964). Es el elemento más abundante en la Biósfera, base para la existencia de vida.

El carbono contenido en las rocas carbonatadas constituye el 73 % del total contenido en la Corteza Terrestre, el resto se halla en combustibles fósiles: petróleo, gas, carbón, etc. y carbono esparso diseminado en rocas sedimentarias. Se encuentra en forma reducida en compuestos orgánicos, en forma oxidada como CO_2 , CO y C_2 en soluciones acuosas, carbonatos y en forma nativa como grafito y diamante.

El carbono tiene dos isótopos estables ^{12}C y ^{13}C , siendo el más abundante el ^{12}C , cuya abundancia relativa es de 98,11 % (Hoefs, 1980). Además tiene otro isótopo natural, el ^{14}C , que se produce en la atmósfera, por la reacción del nitrógeno con rayos cósmicos (Faure, 1977).

Los isótopos de carbono se fraccionan principalmente por:

1. Reacciones de intercambio isotópico entre CO_2 (gas) y especies carbonatadas acuosas; tendiendo a enriquecer a los carbonatos resultantes en ^{13}C (Faure, 1977).

2. Procesos de Oxido-Reducción, donde el isótopo más pesado es concentrado en las formas más oxidadas, siendo de particular importancia el proceso de la fotosíntesis, en el cual el carbono del CO_2 es reducido e incorporado en los

compuestos sintetizados orgánicamente (Weastrop, 1972).

Debido a los diferentes procesos de fraccionamiento el carbono de origen orgánico se encuentra, por lo general enriquecido en ^{13}C , en comparación con los compuestos producto de reacciones de intercambio isotópico.

La composición isotópica del carbono se expresa en términos de $\delta^{13}\text{C}$.

Donde:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_m - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{st}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{st}} \times 1000 \text{ o/oo}$$

$$\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{st}$$

o bien

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_m - 1 \times 1000 \text{ o/oo}$$

donde:

$\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_m$ = Relación de estos isótopos para la muestra analizada.

$\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{st}$ = Relación de estos isótopos para un estándar dado.

Como los valores que se obtienen son muy pequeños, el resultado se multiplica por mil, dándose los resultados en o/oo (por mil).

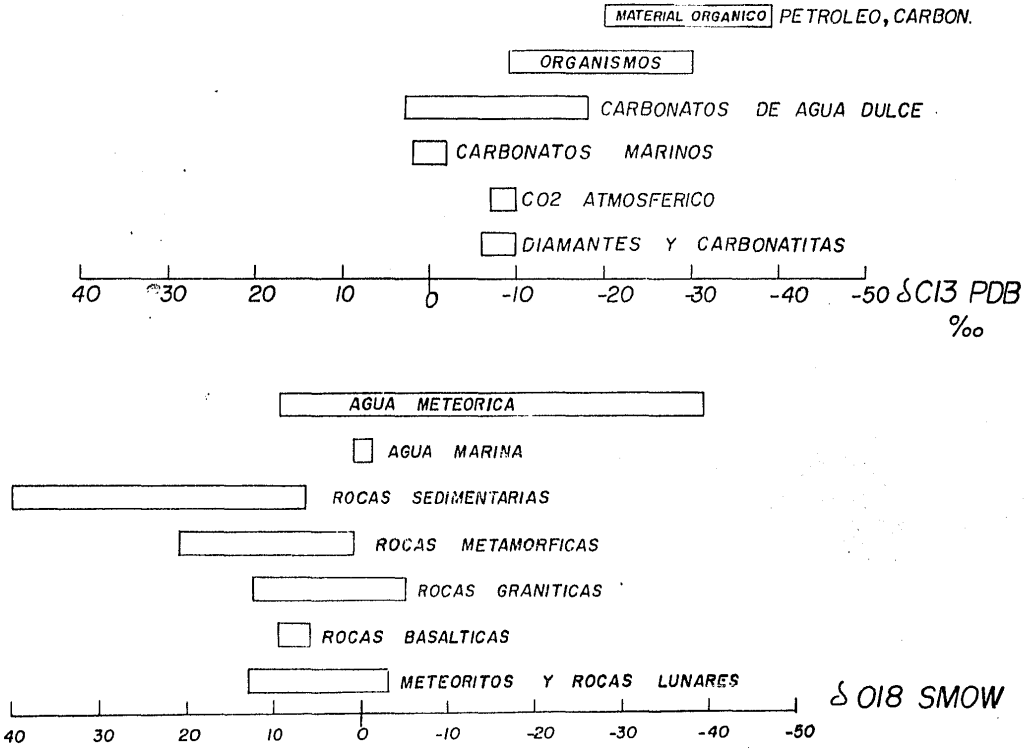
El estándar de referencia más comúnmente usado es CO_2 (gas) obtenido por la reacción de Belemnites reemplazados por $CaCO_3$ de la Formación Peebles (University of Chicago, Bellinonella Americana, Peebles Formation, Cretaceous, South Carolina) con ácido fosfórico al 100 %, conocido como el estándar PDB (Krauskopf, 1979; Faure, 1977; Hoefs, 1980).

Los isótopos de carbono son analizados en forma de gas (CO_2), utilizando un espectrómetro de masas equipado con doble colector (Craig, 1957).

Para poder obtener CO_2 se hace reaccionar a los carbonatos con H_3PO_4 al 100 % (Ácido fosfórico) a temperaturas entre 25 y 75 grados centígrados dependiendo del carbonato. Mientras que los compuestos orgánicos son oxidados a temperaturas entre 500 y 1000 $^{\circ}C$, usando como agente oxidante ClO_2 a un flujo de D_2 (Faure, 1977; Hoefs, 1980).

Los valores que se obtienen para diferentes materiales terrestres relativos a PDB son en su mayoría negativos (Fig. 17). Se han reportados valores tan negativos como -70 o/oo para algunas muestras de metano, e inclusive valores positivos muy altos para algunos meteoritos (Krauskopf, 1979).

Fig.17 $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ característicos de diferentes materiales. (Hoefs, 1980)



CARBONO EN YACIMIENTOS HIDROTHERMALES.

El Carbono en carbonatos hidrotermales puede provenir de las siguientes fuentes:

- 1). Calizas marinas. ($\delta^{13}C = 0 \text{ o/oo}$)
- 2). Carbonato cortical profundo. ($\delta^{13}C$ de -5 a -8 o/oo)
(Carbonatitas, Kimberlitas)
- 3). Carbono orgánico derivado de rocas sedimentarias. ($\delta^{13}C < -20 \text{ o/oo}$)

(Rye y Ohmoto, 1976; Faure, 1977)

Sin embargo la composición isotópica, no sólo depende de los componentes originales, sino también de los siguientes factores (Krauskopf, 1979; Faure, 1977):

FUGACIDAD DE OXIGENO

pH

TEMPERATURA

FUERZA IONICA

CONCENTRACION DEL CARBONO EN EL FLUIDO.

Rye y Ohmoto (1976) han observado en algunos yacimientos hidrotermales una tendencia de incremento en $\delta^{13}C$ para carbonatos formados en los estados más tardíos de mineralización, lo cual pudiera ser producto de:

- 1) Decremento de temperatura.
- 2). Decremento de la razón $\frac{CO_2}{CH_4}$ en el fluido.
- 3). Incremento en la contribución de CO_2 de otras fuentes.

En los yacimientos mencionados por Rye y Ohmoto el

decremento de temperatura por sí sólo no pudo ser el causante del incremento $\delta^{13}\text{C}$, siendo la causa más probable la descarbonatización de las calizas que los encajonan.

CARBONO EN ROCAS METAMORFICAS DE CONTACTO.

El metamorfismo de contacto de rocas carbonatadas da lugar a una disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ e implica que el gas CO_2 liberado por reacciones de descarbonatización quede enriquecido en $\delta^{13}\text{C}$. Sin embargo se ha observado que la composición isotópica de mármoles no varía en forma sistemática con el incremento de grado de metamorfismo.

ISÓTOPOS DE OXIGENO.

El oxígeno es el elemento más abundante sobre la Tierra. Se encuentra en la mayoría de los minerales formadores de roca: silicatos, óxidos, carbonatos, fosfatos, etc. Tiene 3 isótopos estables: ^{16}O (99.763 %), ^{17}O (0.0375 %), ^{18}O (0.1995 %) (Faure, 1977).

Debido a su mayor abundancia y a la diferencia entre sus masas, son usados los isótopos ^{18}O y ^{16}O para determinar la relación $\delta^{18}\text{O}$, que es similar al $\delta^{13}\text{C}$.

$$\delta^{18}O = \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_m - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{st}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{st}} \times 1000 \text{ o/oo}$$

Los principales procesos por los cuales el oxígeno se fracciona, son los siguientes:

- 1). Reacciones de intercambio isotópico.
- 2). Procesos cinéticos.
- 3). Diferencias en la presión de vapor. Hidratación. Interacción H₂O - Mineral. Etc.

El estándar de referencia mas comunmente usado es el SMOW (standar mean ocean water).

Los isótopos de oxígeno son analizados en un espectrómetro de masas, obteniéndose de diferentes maneras:

Los silicatos son convertidos en CO₂ por fluorinación. El cuarzo es oxidado a altas temperaturas para obtener O₂. El agua es equilibrada con una cantidad de CO₂ de composición isotópica conocida.

Mientras que los carbonatos se hacen reaccionar con ácido fosfórico obteniéndose CO₂ (mismo procedimiento que para los isótopos de carbono).

En general los valores de $\delta^{18}O$ de rocas y minerales son positivos comparados con SMOW (Fig. 17) (Hoefs, 1980; Faure, 1977). La mayoría de las rocas silicatadas tienen

valores entre +5 y +15 o/oo (Faure, 1977).

La composición isotópica del oxígeno de dos minerales cogenéticos, es usada en determinaciones geotermométricas, ya que, cuando los isótopos de oxígeno de dos fases se han equilibrado al mismo tiempo y en el mismo ambiente, las diferencias en sus valores $\delta^{18}\text{O}$ están en función de la temperatura a la cual se equilibraron. Este método es de gran ventaja sobre otros, ya que la presión prácticamente no tiene efecto en el equilibrio isotópico (Hoefs, 1980; Krauskopf, 1979; Faure, 1977).

Además el $\delta^{18}\text{O}$ en combinación con δD (relación isotópica del Hidrógeno) son utilizados como indicadores de origen de fluidos hidrotermales (magmáticos-meteoricos) graficando los valores δD vs $\delta^{18}\text{O}$ del agua contenida en minerales de rocas ígneas, y agua de varias soluciones obtenidas en la superficie terrestre.

III.2 PRESENTACION DE RESULTADOS

III.2.1 ISOTOPOS DE Rb / Sr.

Se muestrearon diferentes afloramientos de rocas igneas intrusivas, así como algunos puntos del interior de la Mina El Monte (Figs. 18 y 19, Plano Geológico del Distrito de Zimapan). Buscándose que el ejemplar estuviera lo menos alterado posible.

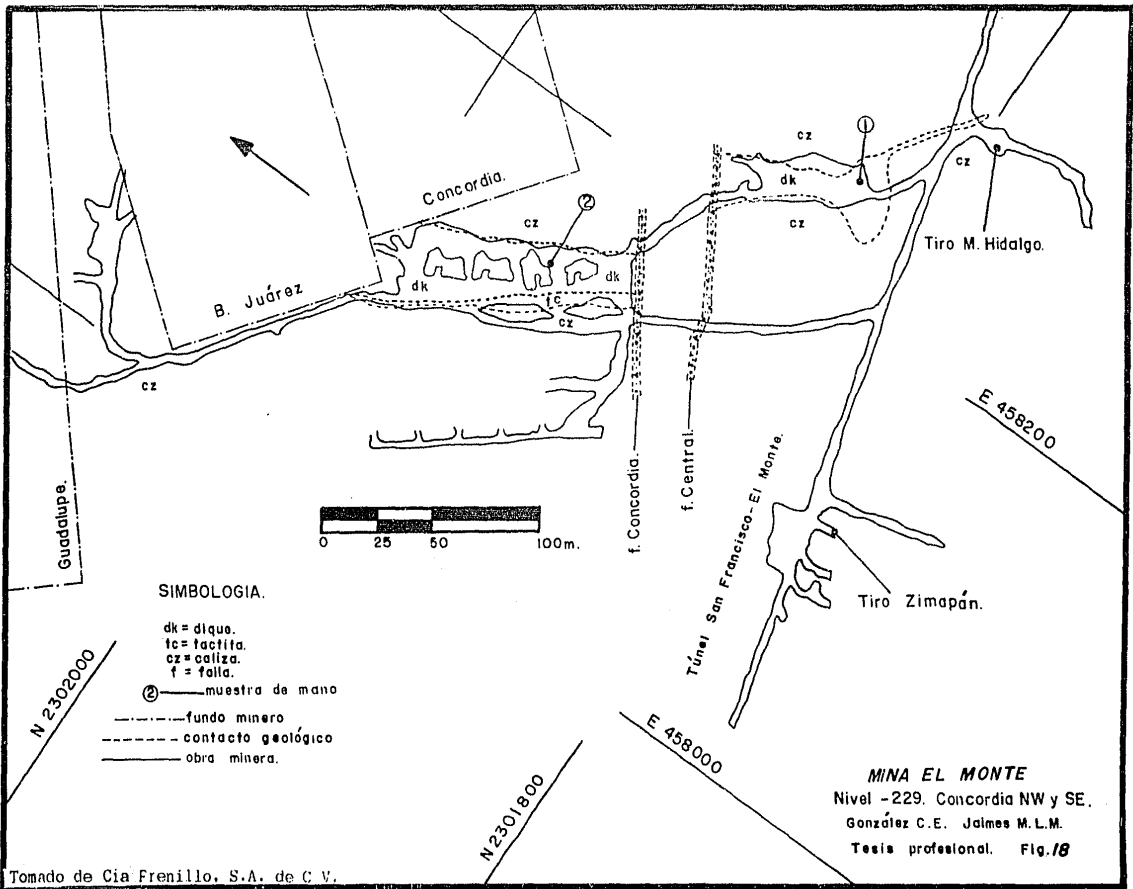
A partir de este muestreo se seleccionaron 4, de un total de 11 muestras, para hacerles análisis isotópicos de Rb/Sr (Muestras Nos. 1, 3, 8 y 9) (Consultar anexo petrográfico, Fig. 19, Plano Geológico del Distrito de Zimapan).

PROCEDIMIENTO DE ANALISIS.

Las muestras fueron molidas a malla #60, posteriormente fueron puestas a reaccionar en una solución de HCl en una concentración muy baja durante aproximadamente 30 minutos, para ser enjuagadas con agua destilada, repitiéndose lo anterior una vez más, para posteriormente secarlas en un horno (100 °C) durante más o menos 12 horas. Una vez secas fueron molidas en un mortero de ágata eléctrico, hasta que tuvieran la textura de "talco" (polvo muy fino).

A partir del polvo obtenido el Sr fue separado por columna cromatográfica (separación catiónica) y sus isótopos fueron analizados en un espectrómetro de elementos pesados, obteniéndose las relaciones actuales $\frac{87}{86} \text{Sr}$ (Tabla 5). (Análisis hechos en el Instituto de Física de la UNAM)

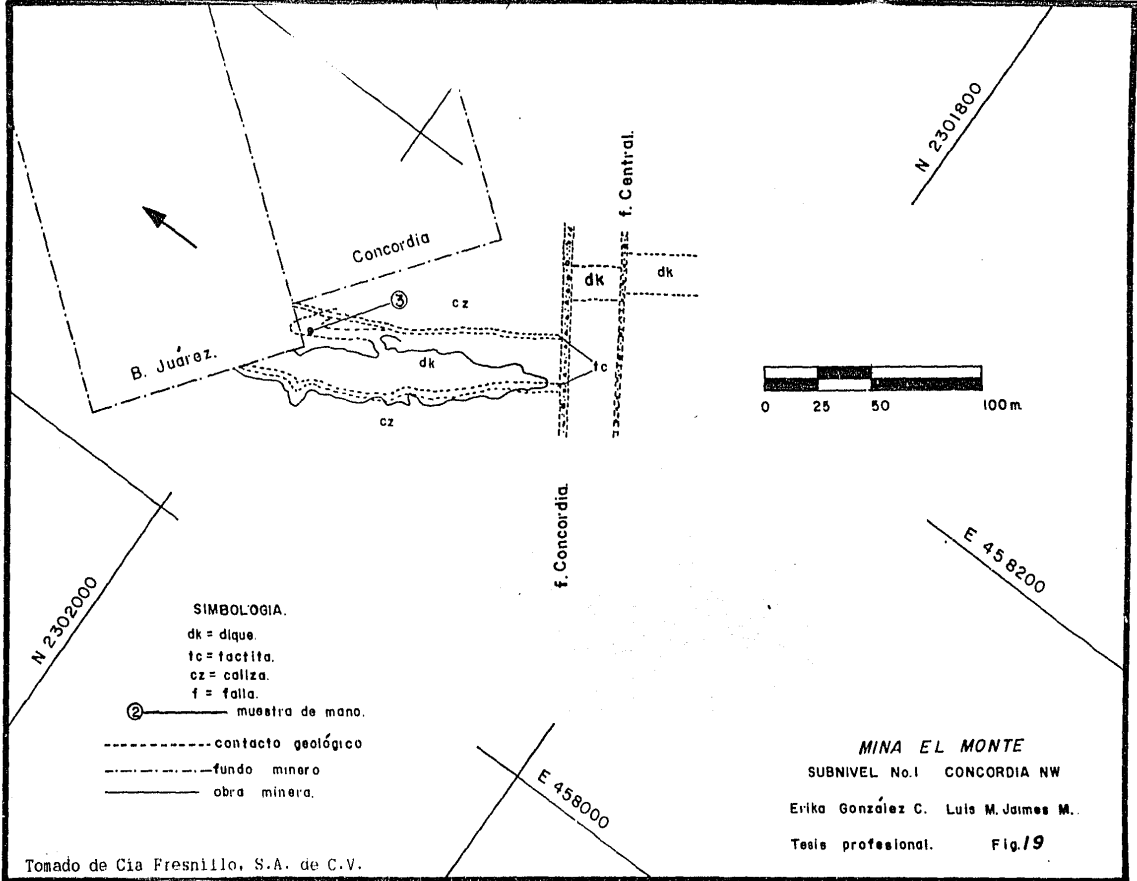
La relación actual Rb/Sr fue obtenida a partir de las concentraciones de Rb y de Sr por medio de Fluorescencia de



SIMBOLOGIA.

- dk = dique.
- tc = tacita.
- cz = cañiza.
- f = falla.
- ⊙ — muestra de mano
- fundo minero
- - - contacto geológico
- obra minera.

MINA EL MONTE
 Nivel -229. Concordia NW y SE.
 González C.E. James M.L.M.
 Tesis profesional. Fig.18



SIMBOLOGIA.

- dk = dique.
- fc = factifa.
- cz = caliza.
- f = falla.

② — muestra de mano.

- contacto geológico
- fundo minero
- obra minera.

MINA EL MONTE

SUBNIVEL No.1 CONCORDIA NW

Erika González C. Luis M. James M.

Tesis profesional. Fig.19

Tomado de Cia Fresnillo, S.A. de C.V.

MUESTRA NO.	(ppm)	(ppm)	87	86	Rb/Sr	87	86
	Rb	Sr	Sr	/Sr		Rb	/Sr
1	327	350	0.70786		0.9343	2.7058	
3	511	343	0.7093		1.4898	4.3147	
9	100	229	0.706097		0.4367	0.5951	
9	127	618	0.70623		0.2055	1.2647	

-11 -1
- 1.42 x 10 Años .

TABLA NO. 5 VALORES DE RUBIDIO/ESTRONCIO OBTENIDOS

(Análisis hechos en el Instituto de Física de la U.N.A.M.
y el I.N.I.N., 1985)

mayor Y (Análisis hechos en el ININ). Para convertir dichas concentraciones se utilizó la siguiente fórmula:

$$(Rb/Sr) K = \frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$$

siendo:

$$K = \left[\frac{Ab^{87}}{Rb^{87}} \left(\frac{P.A. Sr}{P.A. Rb} \right) \right] / \left[\frac{Ab^{86}}{Sr^{86}} \left(\frac{P.A. Sr}{P.A. Rb} \right) \right]$$

Ab⁸⁷ Rb = Abundancia isotópica de Rubidio en % atómico.

Ab⁸⁶ Sr = Abundancia isotópica del Estroncio en % atómico.

P.A. Rb = Peso atómico del Rb / P.A. Sr = Peso atómico del Sr

(Faure y Powell, 1972)

Usando los análisis de las 4 muestras se obtuvo una regresión lineal, con un coeficiente de correlación de 0.9765056, que sugiere una "EDAD" de 62.62 m.a. y una relación inicial $\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$ de 0.70541439 (González C., et al., 1985; Fig 20 A).

Desechando a la muestra No. 8, por tratarse de una roca que proviene de un afloramiento, donde los contactos con la roca encajonante son muy irregulares, pudiendo tratarse de un dique que aunque tal vez pertenezca a la misma cámara magmática, esto se haya formado posteriormente o tal vez se encuentre contaminado. Además comparándola con las demás muestras este tiene características de alteración un poco distintas a las demás. Utilizando las 3 muestras restantes, se obtiene una isócrona con un coeficiente de correlación mayor de 0.99886695 y sugiere una "EDAD" de 56.26 m.a. con una relación inicial $\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$ de 0.705767 (Fig. 20 B).

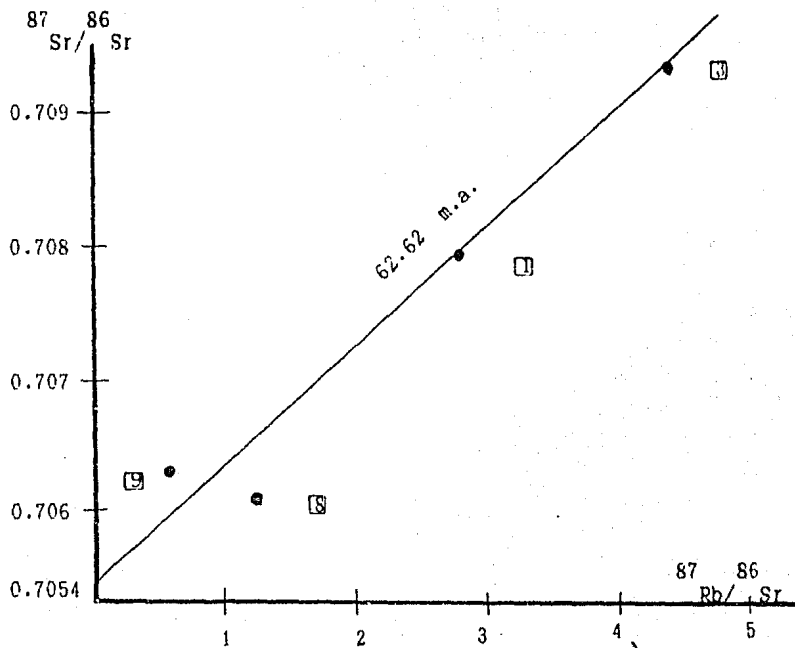


FIGURA NO. 20 A

ISOCRONA Rb/Sr DE ROCA TOTAL PARA ROCAS IGNEAS DE ZIMAPAN.
(4 PUNTOS)

● □ = Número de Muestra.

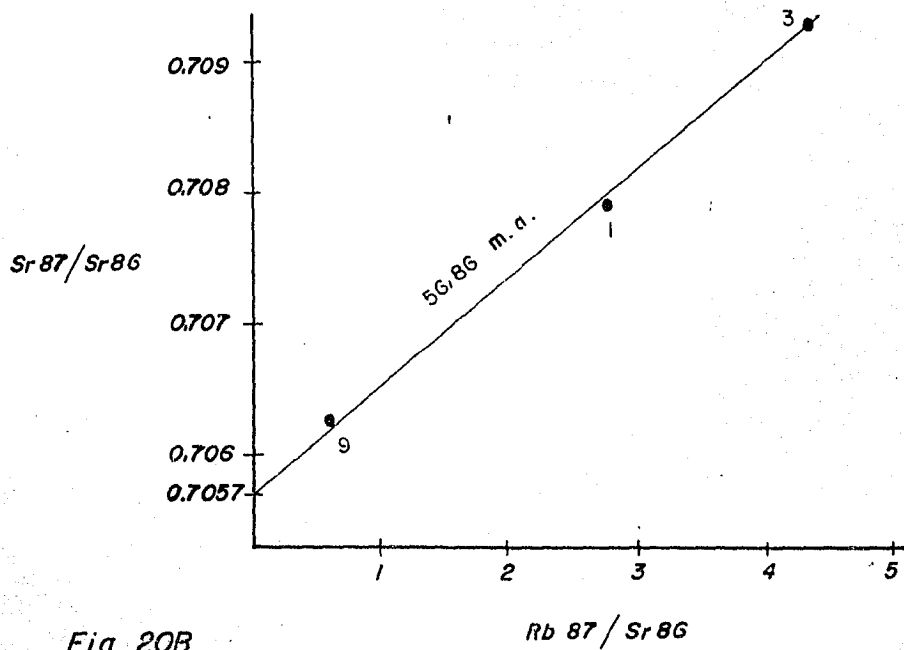


Fig. 20B

Isócrona Rb/Sr de roca total para rocas ígneas de Zimapán. (3 puntos)

● 2 = Número de muestra.

La diferencia entre estas isócronas es pequeña, por lo cual el rango de edad de 62 a 57 m.a. se considera pudiera representar el tiempo de el desplazamiento del cuerpo intrusivo o en su caso la edad de la primera mineralización asociada con la eclogita.

La isócrona fue ajustada usando el modelo de York (1969), modificado con el algoritmo del error de Titterton y Halliday (1976), usando para la constante de decaimiento del ^{87}Rb $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$ (Steiger y Jager, 1977).

El error estimado para el $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ fue de 4.0 %; para los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ este fue de 0.04 % (excepto para la Muestra No. 1 que se evaluó en 0.05 %). Todos ellos están basados en los límites de 2 σ (σ = desviación estándar).

El sistema al cual pertenecen las rocas analizadas, se puede considerar como un sistema cerrado (Faure, 1977), a pesar de que se trata de intrusivos asociados a ekarnos; más aún apoyados en lo propuesto por Matsuda (1974 y 1975, Ver Capítulo III.1), la isócrona obtenida, constituye a una "ISÓCRONA VIRTUAL", lo que, aún para rocas de esta naturaleza, representa la edad del intrusivo.

III. 2. 2 ISÓTOPOS DE CARBONO Y OXÍGENO

Se efectuaron análisis isotópicos de carbono y oxígeno sobre calcitas asociadas a la mineralización de sulfuros, de los cuerpos minerales de El Monte y de El Carrizal. (La mayoría pertenecen a la Mina El Carrizal) Fig. 14 (Anexa), Tabla 6. Únicamente aparecen localizadas las correspondientes a la Mina Las Animas.

Antes de realizar los estudios isotópicos, las calcitas fueron separadas en dos grupos, en base a sus evidencias texturales. El primer grupo asociado con sulfuros de Pb y Zn, asignándosele una etapa temprana (ETAPA I) y el segundo asociado a sulfosales de Antimonio, denominándola etapa tardía (ETAPA II). Siendo estas dos etapas de mineralización posteriores a la formación de la eschscholita.

PROCEDIMIENTO DE ANÁLISIS.

Las calcitas son separadas de la masa lo más posible, posteriormente molidas en un mortero de ágata (malla -200), obteniéndose un polvo muy fino. A continuación se hacen reaccionar con 5 ml de N_2O en un tubo sellado, al cual previamente se le ha hecho vacío, a temperatura ambiente durante aproximadamente 30 minutos, obteniéndose CO_2 gaseoso, el cual es aislado mediante una línea de extracción, utilizando para ello "traepos" de nitrógeno líquido y una mezcla de hielo seco (CO_2 sólido).

El CO_2 obtenido es entonces analizado en el espectrómetro de doble colector para elementos ligeros. (Análisis hechos en el Instituto de Física de la U N A M)

NO. MUESTRA	δ ¹³ C		δ ¹⁸ O				
	(PDB)	(SMOW)	(PDB)	(SMOW)			
1	A22-1	-6.352	15.543	28	A132-7	-6.996	15.250
2	A22-4	-6.827	16.873	29	A132-8	-7.281	15.128
3	A22-7	-6.555	14.076	30	A157-1	-6.943	16.237
4	A45-2	-5.625	15.324	31	A157-2	-7.997	16.418
5	A45-3	-8.655	14.378	32	A157-3	-6.585	14.585
6	A56-2	-1.475	17.790	33	A157-4	-5.403	15.128
7	A56-4	-6.778	16.233	34	E-1	-8.159	15.331
8	M72-1	-7.209	15.157	35	E-2	-6.792	16.163
9	M72-2	-7.409	14.181	36	E-3	-6.483	15.114
10	M72-4	-6.115	14.132	37	E-4	-6.497	16.706
11	M72-5	-6.198	14.543	38	E-5	-6.461	14.236
12	M72-9	-5.267	14.173	39	E-6	-6.631	15.410
13	M72-15	-7.047	13.803	40	E-7	-6.927	14.961

TABLA NO. 6 VALORES DE δ ¹³ C Y δ ¹⁸ O PARA CALCITAS

CONTINUA ...

NO.	MUESTRA	¹³		¹⁸		NO.	MUESTRA	¹³		¹⁸	
		δ	C	δ	O			δ	C	δ	O
		(PDB)	(SMOW)					(PDB)	(SMOW)		
14	M72-12"O" *	-4.207	14.765	41	1E-C	-7.480	16.018				
15	M72-14"D" †	-0.299	14.704	42	1E-9	-6.999	15.609				
16	"	-6.047	14.672	43	1E-10	-2.746	17.779				
17	A87-2	-5.714	14.152	44	1E-11	-6.786	14.200				
18	"	-8.276	14.104	45	1E-12	-9.194	14.008				
19	A107-2	-8.269	14.166	46	1E-13	-5.452	17.303				
20	A122-4	-6.520	16.518	47	1E-14	-8.841	19.563				
21	A122-6	-2.693	17.239	48	333-5	-5.789	17.247				
22	A122-7	-6.393	16.564	49	3336-2	-6.379	15.471				
23	CA122-8	-3.176	14.654	50	"	-5.469	16.258				
24	A122-9	-8.333	18.371	51	1E-3	-2.110	19.039				
25	A132-1	-6.648	17.022	52	1227-5	-5.985	16.486				
26	A132-3	-7.157	15.379	53	1E-1	-3.532	15.170				
27	A132-4	-7.087	14.571								

* ETAPA I

† ETAPA II

‡ CALIZA RECRISTALIZADA

TABLA NO. 6 VALORES ¹³ δ C Y ¹⁸ δ O PARA CALCITAS.
(CONTINUACION)

(Muestras 48 a 52 de la Mina El Monte, el resto de El Carrizal. Análisis hechos en el Instituto de Física de la U N A M, 1985)

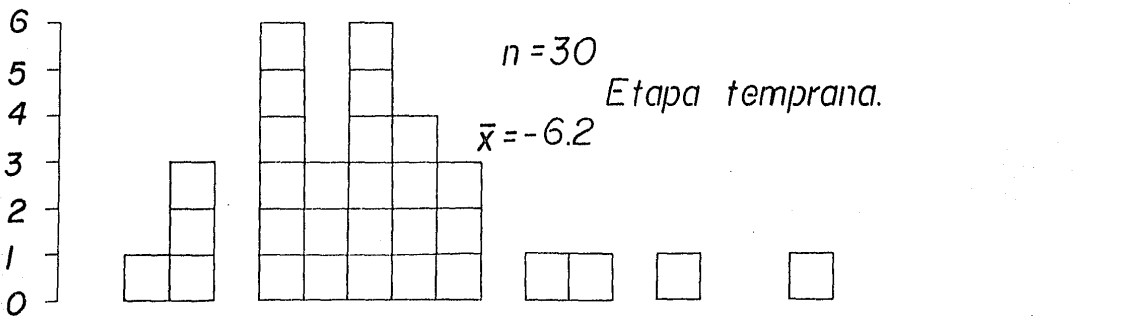
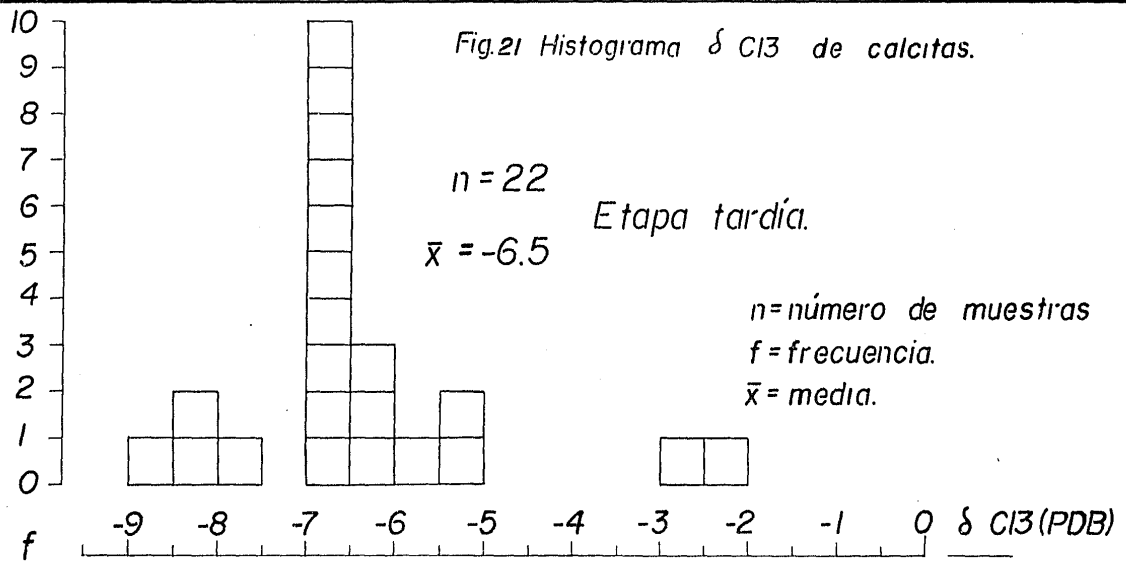
Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 4, Figs. 21 y 22.

Algunas muestras fueron analizadas más de una vez para conocer el grado de incertidumbre o precisión del aparato, resultando éste de 0.005 tanto para valores de $\delta^{13}\text{C}$ como para $\delta^{18}\text{O}$.

En la figura 22 y la Tabla 4 se puede observar que los valores tanto de $\delta^{13}\text{C}$, como de $\delta^{18}\text{O}$ de las dos etapas diferenciadas son muy similares y poco discernibles, teniendo los siguientes valores promedio:

ETAPA I	$\delta^{13}\text{C} = -6.2$	$\delta^{18}\text{O} = 14.1$
ETAPA II	$\delta^{13}\text{C} = -6.5$	$\delta^{18}\text{O} = 15.3$

Fig.21 Histograma δ CI3 de calcitas.



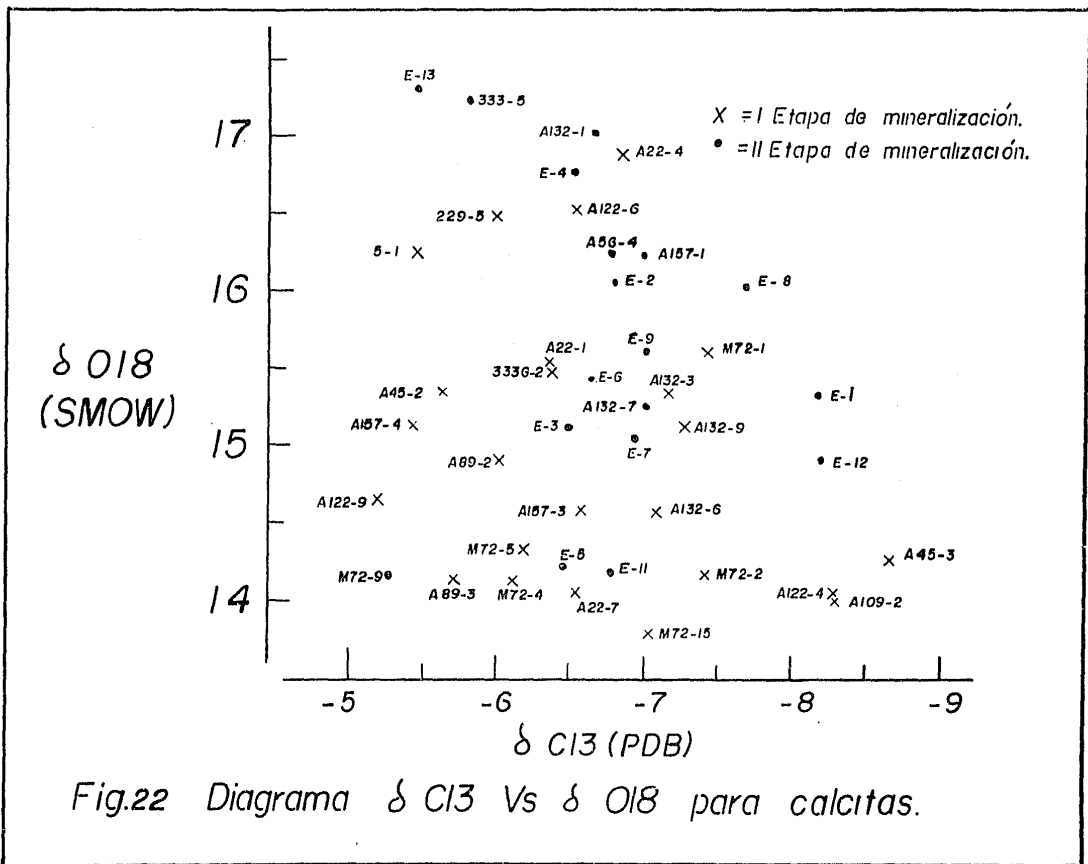


Fig.22 Diagrama $\delta^{13}C$ Vs $\delta^{18}O$ para calcitas.

IV. DISCUSION SOBRE LA GENESIS DEL YACIMIENTO.

El modelo metalotectónico propuesto sugiere que el Skarn de Pb-Zn con W de Zimapán, se origina por la intrusión de cuerpos ígneos de composición cuarcomonzonítica en la Formación El Doctor (Ka), posiblemente provenientes de un batolito no aflorante de dimensiones desconocidas, a profundidades no menores a los 4 Km durante la formación del depósito, condición ésta, relacionada con la presión litostática a la cual debe de precipitar scheelita (entre 2 y 3 Kbar : Newberry y Einaudi, 1981 (Fig. 25). La depositación de scheelita se debe a que su solubilidad en un fluido equilibrado con calcita es menor que en uno equilibrado con granito, si las presiones involucradas en el experimento son de 2 Kbar, mientras que la depósito de scheelita por reacción de un fluido hidrotermal con calcita y a presiones de 0.5 Kar, es poco eficiente. (Newberry y Einaudi, 1981)

Los análisis cuasi-químicos obtenidos a partir de la moda (Ver capítulo II.1.2) muestran la tendencia calcialcalina de los intrusivos en el Distrito de Zimapán, misma que se considera típica de asociación tectónica convergente (Dixon, 1979). Así mismo los análisis petrológicos modales permiten clasificar a tales rocas como dioritas, monzonitas y cuarcomonzonites, pertenecientes al Tipo 1 de granitoides (White y Chapell, 1977; Takahashi, et al., 1980), característicos de un margen continental activo y contemporáneos con un estado orogénico tardío, en una zona de

subducción, cuya asociación con yacimientos de W, Mo, con cantidades de Cu, Pb, Zn y Ag ha sido documentada en muchos lugares (Einaudi, et al., 1981).

La posible edad de 62.62 m.a., con relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

$\text{Sr}/\text{Sr}=0.70541439$ evidencia un ambiente continental. Esta se considera posterior al plegamiento y fallamiento de las formaciones Las Trancas. El Doctor, Soyatal y eventualmente contemporánea al Fanfloreñado El Morro, ya que el límite máximo de las deformaciones compresionales regionales ha sido establecido en base a determinaciones micropaleontológicas (Zona Foraminífera Planctónica de *Globotruncana contusa*) sobre estratos de la Formación Chicoutepac del Maestrichtiano, que han sido afectados por cabalgaduras (Suter, 1984). Es importante hacer notar, que dicha fecha (62.62 m.a.) coincide con una edad K-Ar en hornblenda de 62.2 ± 2 m.a., de un intrusivo localizado en el Cerro del Aguila, cerca de Jacala, Hgo., a aproximadamente 40 Km al NE de Zimapán, constituyendo esta edad el límite mínimo de las deformaciones laramídicas (Suter, 1984 Fig. 1). Esta consideración aconseja proponer a los intrusivos fechados en 60 m.a., como sintectónicos tardíos, o bien emplazados inmediatamente después del cese de los esfuerzos compresionales que provocaron las cabalgaduras y plegamiento de las rocas sedimentarias.

Gaytán (1975), reporta una edad de K-Ar de 38.7 ± 0.9 m.a. (en roca total y feldespatos), para el intrusivo de La Negra (Maconí, Oro.), situado a sólo 7 Km al NW de Zimapán. Esta

fecha sin embargo pudiera constituir la edad del último recalentamiento, que pudo haber estado asociado con una etapa de mineralización, o bien no puede representar ningún evento geológico en particular, por lo que no se considera correlacionable con la edades obtenidas por Rb/Sr (roca total), o con la obtenida por K-Ar en hornblenda, ya que este último mineral tiene una temperatura de bloqueo de 450°C , que es superior a la temperatura de bloqueo de los feldspatos, que es de aproximadamente 100°C , la cual es inferior a la temperatura determinada para los eventos mineralizantes, permitiendo el escape de Ar de éstos, provocando un reajuste en el reloj geológico (Fauro, 1977).

Por otra parte Robinson (1975), tomando en cuenta valores teóricos de fraccionamiento isotópico entre $\delta^{13}\text{C}$ de calcitas hidrotermales y $\delta^{13}\text{C}$ de H_2CO_3 (Fig. 23), define gráficamente la relación $\delta^{13}\text{C}$ del H_2CO_3 con respecto al $\delta^{13}\text{C}$ de calcitas precipitadas de soluciones con H_2CO_3 como la especie carbonosa dominante, y a la temperatura de homogenización de las micmas.

En ese sentido Robinson, usando datos de la Fig. 23 presenta curvas de calcita relativas a H_2CO_3 como solución dominante con $\delta^{13}\text{C} = -4$ a -8 o/oo PDB (Fig. 24).

Datos de inclusiones fluidas de esfalerita indican temperaturas de homogenización entre 340 y 230°C (sin corrección por presión); mientras que las calcitas asociadas con sulfosales corresponden a temperaturas entre 340 y 100°C . (González Partida, 1984). En este estudio datos de $\delta^{13}\text{C}$ de calcitas de la fase de sulfuros de Pb-Zn y de la fase de

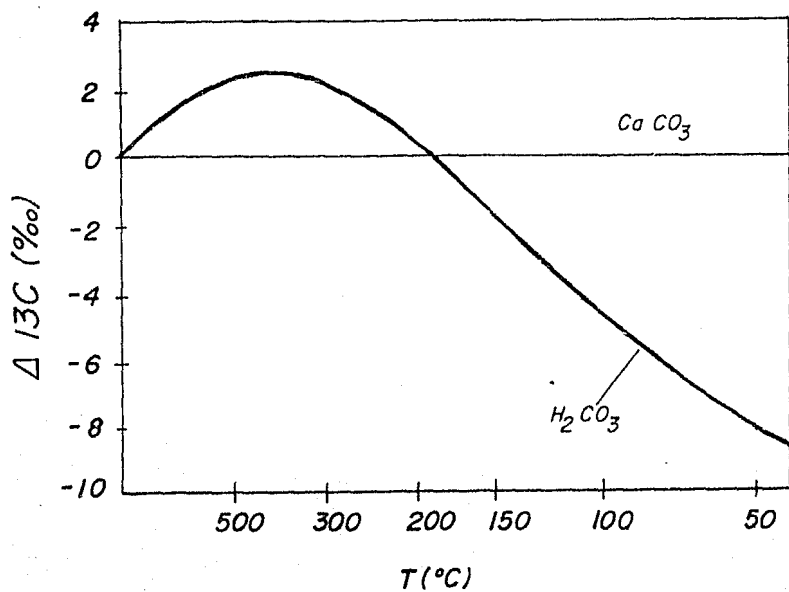
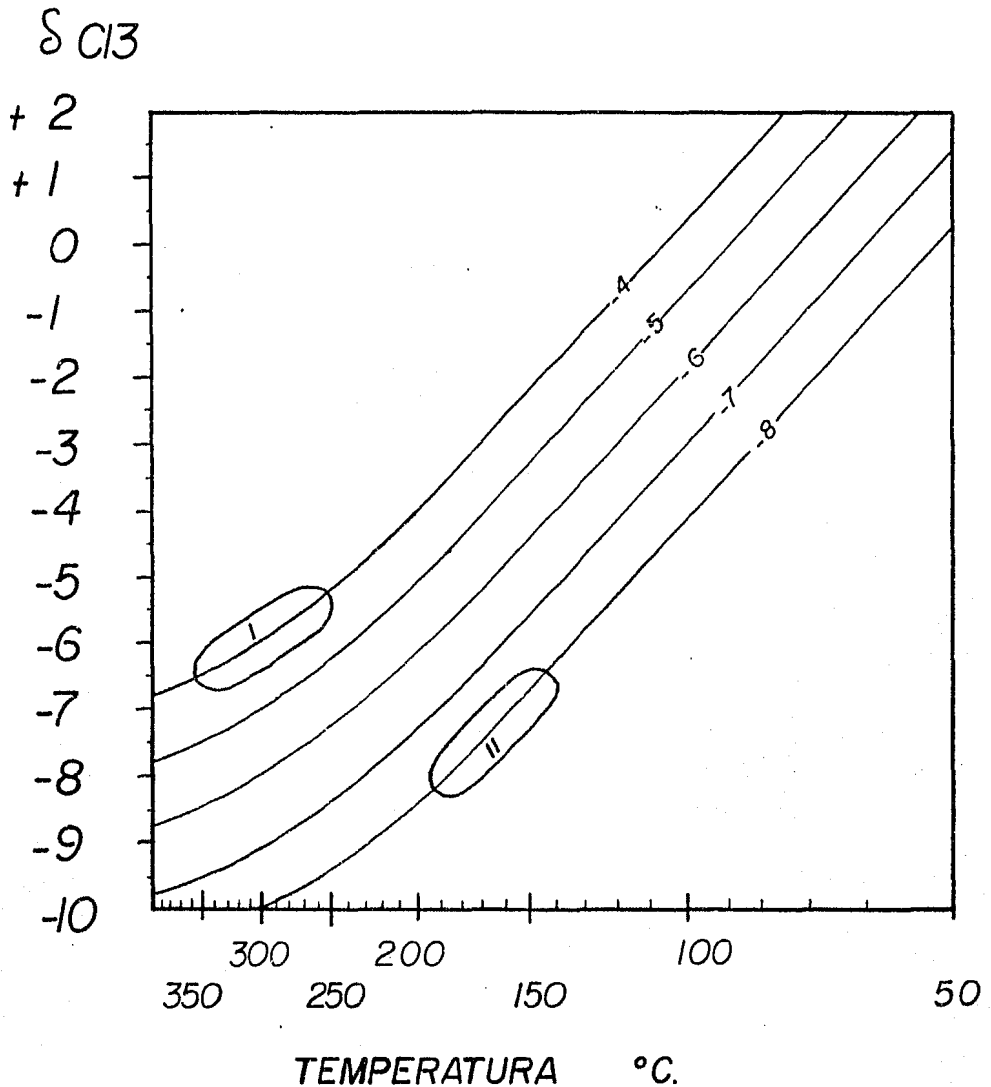


Fig.23 Fraccionamiento del H_2CO_3 con respecto al $CaCO_3$ en función de la temperatura. (Robinson, 1975)

$$\Delta^{13}C = \delta^{13}C H_2CO_3 - \delta^{13}C CaCO_3$$

Fig.24 Gráfica $\delta^{13}C$ Vs temperatura para calcitas.



① Etapa de mineralización. I temprana. II tardía.

5 $\delta^{13}C$ de H_2CO_3 hidrotermal.

(Robinson, B.W., 1975)

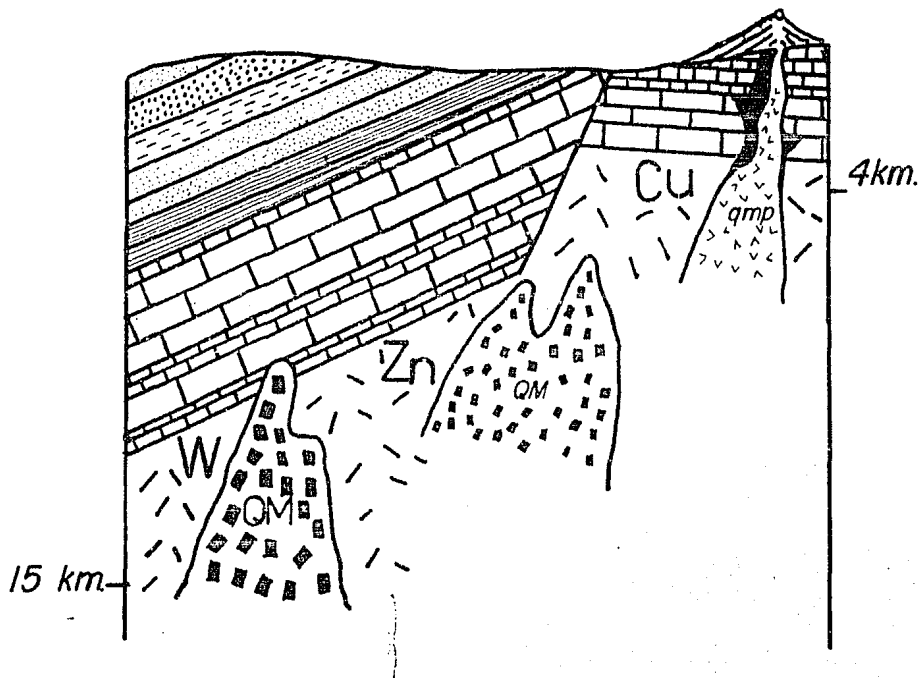


Fig: 25. Esquema idealizado de ambientes de formación de skarns.

(Tomado de Newberry y Einaudi, 1981)

sulfuros, corresponden a temperaturas promedio de 300^o y 150^o C respectivamente, relacionadas con un $\delta^{13}C$ del H₂CO₃ de -4 o/oo PDB para la etapa de sulfuros de Pb-Zn y de -8 o/oo PDB para la etapa de sulfosales (Fig. 24).

Concluyendo, aunque la mayoría de los datos isotópicos y termométricos provienen de la zona de El Carrizal, se cree que los eventos mineralizantes pueden ser extrapolados a otras zonas tales como El Monte o La Negra, por ejemplo.

Así pues existe la posibilidad de que la mineralización en el Distrito de Zimapán, se haya producido en cuatro eventos.

De lo anterior se pueden proponer 3 eventos mineralizantes muy próximos entre sí en el tiempo. La primera etapa está relacionada al emplazamiento de un gran intrusivo de aproximadamente 42 m.a.2, asociada a la depositación de scheelita y cuyas inclusiones fluidas en cuarzo asociado, compuestas de CO₂ en su totalidad, indican temperaturas oscilantes entre 600 - 700^o C. (González Partida, 1986. Comunicación personal).

El segundo evento, relacionado con la depositación de sulfuros de Cu, Pb y Zn, con temperaturas entre 430 y 230^o C (González Partida, 1984), correspondientes a un fluido mineralizante rico en H₂CO₃ con un $\delta^{13}C$ de -4 o/oo PDB, se efectuó al finalizar el depósito de scheelita.

El tercer evento estaría vinculado a la precipitación de sulfosales con temperaturas de 340 -100^o C (González Partida, 1984), y un $\delta^{13}C$ de -8 o/oo PDB, para el fluido enriquecido en H₂CO₃. Una cuarta etapa mineralizante se asigna a las

vetas epitermales de cuarzo de minerales preciosos, que cortan a rocas volcánicas de la Formación Las Espinas, en el área de San Pascual-Santa Gertrudis (Pescador Romano, 1985). Rocas en posición estratigráfica similar fueron datadas en aproximadamente 30 m.a., al norte de Imiquilpan, Hgo., por K-Ar (J.I.C.A. y H.N.A.J., 1981), existiendo por lo tanto un hiatus mineralógico respecto de las tres primeras etapas de mineralización.

V. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Una vez expuestas las características físico - químicas del skarn de Zimapán, se pueden hacer ciertas consideraciones respecto de su origen.

Las implicaciones metalotectónicas que se desprenden están directamente relacionadas con la presión a la cual precipita la scheelita, entre 2 y 3 Kbar. Esta condición requiere de una presión litostática cercana a los 6 Km; el espesor de la columna estratigráfica correspondiente a las formaciones Las Trancas, El Doctor, y Soyatal presentes en la época del emplazamiento del yacimiento de tungsteno), en el Distrito es de aproximadamente 2 Km, por lo que se sugiere la existencia de un proceso de cabalgamiento, que por lo menos haya duplicado el espesor sedimentario, proporcionando así la carga adicional necesaria para precipitar scheelita.

Carrillo y Sutor (1992), a propósito del mecanismo de deformación en los alrededores de Zimapán, postulan que "las deformaciones laramídicas son del tipo de transición entre frágil y dúctil. Para explicar el origen de las deformaciones dúctiles, bajo cargas litostáticas, se necesitaría inferir la presencia antefa de unidades tectónicas ya erosionadas, encima de las estructuras observadas". En relación con lo anterior, grandes cabalgaduras con traslapes de 2 - 3 Km, se desarrollaron en el borde oriental del Banco Calcáreo El Doctor y en el borde occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. de éstas la Cabalgadura El Doctor, ubicada en el extremo oriental del banco calcáreo del mismo nombre,

probablemente sea la unidad tectónica a que aluden Carrillo y Suter, y que actualmente se encuentra erosionada en el Área de Zimapán.

No fue posible determinar con precisión el número de eventos mineralizantes, sin embargo se proponen cuatro etapas de mineralización:

Los tres primeros eventos mineralizantes estarían muy próximos en el tiempo, siendo contemporáneos al emplazamiento de los cuerpos intrusivos de aproximadamente 42 m.a.

La primera etapa está asociada al depósito de scheelita con temperaturas entre 600 y 800 °C, en tanto la segunda está relacionada con el depósito de sulfuros de Cu, Pb y Zn, con temperaturas entre 450 y 250 °C y un $\delta^{13}C$ del H_2CO_3 = -4 ‰. PDB, correspondiente al fluido original mineralizante. La tercera etapa de mineralización está asociada al depósito de sulfosales con temperaturas entre 340 - 100 °C (González Partida, 1984), y un $\delta^{13}C$ = -8 ‰. PDB.

La cuarta etapa estaría asociada al evento que dió origen a la formación de volas epitermales de cuarzo con minerales preciosos, que pertenecen a la Formación Las Espinas, ocurriendo por lo tanto hace aproximadamente 30 m.a.

Muchos de los depósitos encontrados en el contacto de intrusiones calcialcalinas (comúnmente asociados a grandes batolitos), particularmente con rocas carbonatadas, son especialmente importantes por su contenido en scheelita, aunque tales depósitos contienen una gran variedad de minerales (Dixon, 1979). Dentro de este marco geológico Zimapán, parece reunir las condiciones características de un

depósito de Pb-Zn con tungsteno.

Así pues por lo anterior, es recomendable la prospección por scheelita, en áreas situadas en el entorno de los intrusivos, haciendo énfasis donde éstos cortan, la base del Cretácico (Fm. El Doctor), particularmente en el área de El Monte y dirigida la exploración hacia lugares de máxima disociación con fuertes pendientes, que permitan tener la cubierta sedimentaria necesaria, para la precipitación de scheelita.

BIBLIOGRAFIA.

- ABUILAR GARCIA, M., 1972, Prospección Geológica Minera de la Región de Macconi-Zimapán, Pachuca. I.P.N. E.S.I.A. Tesis Profesional (Inédita). 80 p.
- ALCAYDE, M. y DE OSERNA, Z., 1982, Libro Guía de la Excursión a la Región de Zimapán y Areas Circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro. Sociedad Geológica Mexicana. VI Convención Nacional. 70 p. (editado también por la C.F.E. IV Reunión de Geotécnica y Geotermia.)
- ARTEAGA PINEDA, L. T., 1982, Estudio Geológico Minero de la Parte Oriental de Zimapán, Estado de Hidalgo. U.A.S.L.P. Escuela de Ingeniería. Trabajo Especial. (Inédito) 20 p.
- AUPOUIN, J. BROUSSE, et LEHMAN, J. P., 1973, Précis de Géologie. Dunod Université. Paris, France 606 p.
- BURNHAM, C. H., 1979, Gases and hydrothermal fluids in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: Second Edition. BARNES, H. L. Editor. New York: Holt, Rinehart & Winston. p. 71-136
- CARRASCO, B., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Revista del I.M.P. Vol. 2 p. 97-99
- CARRILLO BRAVO, J., 1971, La Plataforma Valles San Luis Potosí. Boletín de la Asoc. Mex. de Geol. Pet. Vol. XXIII Nos. 1-6 102 p.
- CARRILLO MARTINEZ, M. y SUTER, N., 1982, Tectónica de los Alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. (en) ALCAYDE, M., y DE OSERNA, Z. (Eds.), "Libro Guía de la Excursión a Zimapán y Areas Circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro". Sociedad Geológica Mexicana. VI Convención Nacional. p. 1-20
- CASARRUBIAS JIMENEZ, J., 1973, Exploración Geológica Minera del Area El Cardenal, Estado de Hidalgo. I.P.N. E.S.I.A. Tesis Profesional. (Inédita) 93 p.
- CLAYTON, R. J. and HAYIDA, Y. K., 1963, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochim. et Cosmochim. Acta. Vol. 27 p. 43-52
- CRAIG, R. J. and YOUNG, J. D. 1991, Ore Microscopy and Ore Petrology. John Wiley & Sons. New York. p. 108-141
- CRAIG, H., 1957, The Geochemistry of the Stable Carbon

- DAMON, P. E., SHAFIQUILLAH, M. and CLARK, K. F., 1981, Age Trends of Igneous Activity in Relation to Metallogenesis in the Southern Cordillera. (in) DINKINSON, W. R., and PAYNE M. P. (eds.) "Relations of Tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera." Arizona Geol. Soc. Digest Vol XIV p. 137-151
- DAVILA, E., DELGADO, L. y SILVA, L. (En Preparación) Retroqui: A Program for Manual Analysis of Petrographic Data and Calculation of Approximate Chemical Analysis.
- DIXON, C. J., 1979. Atlas of Economic Mineral Deposits. Chapman and Hall, London. 142 p.
- EINAUDI, M. T., MEINERT, L. D. and MEUBERRY, R. J., 1981, Skarn Deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume. p. 317-391
- FAURE, G., 1977, Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons. 464 p.
- FAURE, G. and POWELL, J., 1972, Strontium Isotopes in Geology. Springer-Verlag. 188 p.
- GARCIA SANCHEZ, S., 1982, Génesis del Cuerpo Mineral "Concordia III" y Evaluación del Bloque (N) -229 a (N) -333, Zimapán, Hidalgo. Tesis Profesional. U.N.A.M. (Inédita) 60 p.
- GAYTAN, J., 1971, Geología del Depósito Mineral de La Negra y Generalidades sobre Exploración y Sistema de Explotación. (Memoria) IX Convención de la Asoc. Ing. Min. Metal. y Geol. de México. p. 367-378
- GAYTAN-RUEDA, J. E., 1975, Exploration and Development at La Negra Mine, Huerfano, Queretaro. M.S. Thesis, University of Arizona. (Unpublished)
- GEMMELL, R., 1983, Ore Microscopy Study of the Concordia NW Block, El Monte Mine, Zimapán District, México. Compañía Fresnillo, S. A. (Informe Inédito) 27 p.
- GONZALEZ C. E., HERRERA, B. J. y JAIMES, M. L., 1984, Unidad Minera El Monte, Zimapán, Hidalgo. U.N.A.M. Facultad de Ingeniería. Informe de Geología de Campo Avanzada. (Inédito) 82 p.
- GONZALEZ C. E., JAIMES M. L., NIETO O. J., CASAR A. I., MORALES, P., CORTEZ, A., RAMOS, S. y DELGADO A. L., 1985, Modelo Metalotectónico del Skarn de Zimapán en base a datos isotópicos de Rb/Sr. C-O. Boletín Geol. II Época. No. 3 p. 14 (Resumen) Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana (1985), Oax. Oax.

- GONZALEZ PARTIDA, E., 1984, Estudio Microtermométrico de la Chimenea Las Animas del Distrito Minero de Zimapán. Resúmenes de la VII Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, p. 21-23
- HEDGE, C. E. and WALTHALL, F. G., 1963, Radiogenic Strontium-87 as an index of Geologic Processes. Science, Vol. 40 p. 1214-1217
- HOEFS, J., 1980, Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag. Second Edition. 208 p.
- INEGI, 1981, Carta Geológica, Escala 1:1,000,000 Hoja México. (DEFENAL)
- J.I.C.A. and N.H.A.J. (JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY AND METAL MINING AGENCY OF JAPAN) 1981, Report on Geological Survey of the Pachuca Area Central, Mexico. Phases I and II. Consejo de Recursos Minerales, México (Archivo Técnico).
- KRAUSKOPF, K. E., 1973, Introduction to Geochemistry. Mc Graw-Hill Book Company. Second Edition. 417 p.
- MALDONADO KÖRDELL, M., (Editor) 1956, Geología a lo largo de la Carretera entre México D. F.; Pachuca y Zimapán, Hidalgo. Distritos Mineros de Pachuca-Real del Monte y de Zimapán, Hidalgo. Boletín del XX Congreso Geológico Internacional México. Excursiones A-3 y C-1.
- MATSUDA, J., 1974, A Virtual Isochron for an Open System (Note). Geochemical Journal. Vol. 8 p. 153-155
- MATSUDA, J., 1975, Comments on paper by J. Matsuda "A Virtual Isochron for an Open System (Letter Reply). Geochemical Journal. Vol. 9 p. 181-182
- MATTHEWS III, W. H. and BOYER, R. E.: (eds.) 1984, Dictionary of Geological Terms. OSI 3rd. Edition. Anchor Books.
- MORAN ZENTENO, D., 1984, Geología de la República Mexicana. U.N.A.M. Facultad de Ingeniería e I.N.E.G.I. Segunda Edición. 88 p.
- NAVARRO BARRERA, E., 1982, Operación Minera del Cuerpo Concordia MM, Mina El Monte, Distrito de Zimapán, Estado de Hidalgo. (con) ALCAYDE, M. y DE CERENA, Z. (Eds.), "Libro Guía de la Excursión Geológica a la Región de Zimapán y Áreas Circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro. Sociedad Geológica Mexicana." VI Convención Nacional. p. 29-32
- NEWBERRY, R. J. and EINAUDI, M. T., 1981, Tectonic and Geochemical setting of Tungsten Skarn Mineralization in

- the Cordillera; in DICKINSON, W. R. and PAYNE, M. D. (eds.) "Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera". Arizona Geol. Soc. Digest, Vol. XIV P. 99-111
- PAPANASTASSIOU, E. A., MASSERBURG, G. J. and BURNETT, P. S., 1970, Rb-Sr Ages of Lunar Rocks From the Sea of Tranquillity. Earth and Planetary Science Letters Vol. 8 p. 1-9
- PESCADOR ROMO, P., 1985, Explotación y Evaluación del Área Santa Gertronia del Distrito Minero de Zimapán, Hgo. UNAM. Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional. (Inédita) 68 p.
- RAIZ, E., 1964, Landforms of Mexico. Cambridge Massachusetts. Second Edition. Mapa con texto, escala aproximada 1:3,000,000
- RANDMIR, P., 1980, The Ore Minerals and their Intergrowths. International Series in Earth Sciences. Vol. 35 (In 2 Volumes) Second Edition. 1207 p.
- ROBINSON, B. N., 1975, Carbon and Oxygen Isotopic Equilibria in Hydrothermal Calcites. Geochemical Journal, Vol. 9 p. 43-46
- RYE, R. O. and OHMOTO, H., 1974, Sulfur and Carbon Isotopes and Ore Genesis: a Review. Economic Geology, Vol. 69 p. 653-659
- SEGERSTROM, K., 1956, Estratigrafía y Tectónica del Cretácico entre México, D. F. y Zimapán Hidalgo. Boletín del XX Congreso Geológico Internacional, México. Excursiones A-3 y C-3.
- SEGERSTROM, K., 1961, Geología del Sureste del Estado de Hidalgo y Norte del Estado de México. Boletín de la Asoc. Mex. de Geol. Petroleros. Vol. XIII Nos. 3-4 p. 147-160 (En inglés en U.S. Geol. Survey Bulletin 1104-D p. 87-162 (1962))
- SHAFIQUILLAH, M., DAHON, F. E., LYNCH, D. J., REYNOLDS, S. J., REHRIG, W. A. and RAYMOND, R. H., 1980, K-Ar Geochronology and Geological History of Southeastern Arizona and Adjacent Areas. Arizona Geol. Soc. Digest, Vol. XII, P. 201-260
- SIMONS, F. y NAPEO, E., 1957, Geología y Yacimientos Minerales del Distrito Minero de Zimapán. Inst. Nal. de Inv. de Recursos Minerales, México. Boletín No. 40. 282 p. (en resumen: Boletín del XX Congreso Geológico Internacional, México, 1956. Excursiones A-3 y C-1; en inglés: U.S. Prof. Paper No. 284. 123 p. (1956))
- STEIGER, R. H. and JAGER, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in

- Geo- and Cosmochemistry. Earth Plan. Sci. Lett. Vol. 36 p. 359-362
- STREIKENSEN, 1973, Plutonic Rocks. Classification and Nomenclature Recommended by the I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geotitles Vol. OCT p. 26-31
- SUTER, M., 1984, Cordilleran Deformation Along the Eastern Edge of the Valley-San Luis Potosí Platform, Sierra Madre Oriental Fold-thrust Belt, Eastern Mexico. Geol. Soc. of America Bull. Vol. 95 p. 1307-1307
- TAKAHASHI, M., SPAMAKI, S. and ISHIMURA, S., 1980, Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type Granitoids. Mining Geology, Special Issue, No. 9 p. 15-20
- TAYLOR, S. R., 1974, Abundance of Chemical Elements in the Continental Crust: a new Table. Geochem. et Cosmochem. Acta. Vol. 38 p. 1203-1205
- TITTEFRINGTON, D. H. and HALLIDAY, A. N., 1970, On the Fitting of Parallel Isochrons and the Method of Maximum Likelihood. Chemical Geology. Vol. 26 No. 3/4 p. 183
- WILSON, R. W., HERNANDEZ, J. P. y NEAVE, E., 1955, Un Banco Calizo del Cretácico en la Parte Oriental del Estado de Querétaro, México. Boletín de la Soc. Geol. Mex. Vol. 18 p. 1-10
- WHITE, A. J. and CHAPPELL, B. W., 1977, Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. Tectonophysics. Vol. 43 p. 7-22
- YORK, D., 1969, Least Squares Fitting of a Straight Line with Correlated Errors. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 5 p. 320-324

ANEXO PETROGRAFICO.

MUESTRA NO. 1

LOCALIDAD. Nivel -229, área SE, Mina El Monte, Zimapán, Hidalgo. (Fig. 18)

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Dique Concordia SE. Monzonita relativamente inalterada, con presencia de feldespatos frescos. Es posible observar algo de silicificación. Una tenue coloración verdosa parece indicar alorización. En un ejemplar se observó biotita y hornblenda; sin embargo quizá estén oxidadas. La roca presenta scholita †.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro, con grandes fenocristales de cuarzo. El ejemplar muestra una ligera coloración verdosa debido a la alorita y/o epidota presentes. La muestra se encuentra propilitizada y tal vez silicificada. Tiene sulfuros, principalmente, en fracturas.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, porfirítica, peritítica.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa- 2 %	Ortoclasa 77 %	Diopsida 3 %
Andesina.	Epidota 2 %	Opacos 1 %
	Calcita 2 %	Apatito 1 %
	Tremolita 10 %	
	Glorita 2 %	
	Antofilita 1 %	

MATRIZ. Compuesta de feldespato alcalino secundario, con pequeñas incrustaciones de cuarzo no significativas.

ALTERACIONES HIDROTERMALES. Presentes en forma de propilitización (calcita, alorita, epidota y pirita) argilitización, sericitización; la alteración más importante es el gran contenido de feldespato potásico, el cual imposibilita el reconocimiento de la textura original.

CLASIFICACION. GRANITOIDE con alteración potásica persistente.

† Determinada con luz ultravioleta.

MUESTRA NO. 2

LOCALIDAD. Nivel -225, Área NW, Mina El Monte, Zimapán, Hidalgo. (Fig. 19)

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Dique Concordia NW. Nonzonita muy alterada, presenta propilitización. Tiene poca schoelita*.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro, con fenocristales de feldespatos toscamente rectangulares, algunos de los cuales se muestran cloritizados, todas hospedadas dentro de una matriz propilitizada. Tiene sulfuros, principalmente en fracturas con oxidación incipiente.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, porfiroítica.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa- 6 %	Ortoclasa 83 %	Esfena Tz.
Andesina.	Cuarzo 1 %	Apatito Tz.
	Epidota 0 %	Opacos Tz.
	Calcita 1 %	
	Tremolita 1 %	
	Clorita Tz.	

MATRIZ. Formada casi totalmente de feldespato alcalino, poniéndose de manifiesto algunos pequeños intercrecimientos con cuarzo.

ALTERACIONES HIDROTERMALES. Estas se manifiestan propiliticamente con presencia de calcita, clorita, epidota y mena de hierro; así como la sericitización y argilitización de los feldespatos. Sin embargo la alteración mas importante la constituye el gran contenido potásico, mismo que imposibilita el reconocimiento de la textura original.

CLASIFICACION. GRANITOIDE con alteración potásica persistente.

* Determinada con luz ultravioleta.

MUESTRA NO. 3

LOCALIDAD. Rampa 1216 NE, (del nivel -229 al subnivel -1) Mina El Monte, Zimapán, Hidalgo. (Fig. 19)

DESCRIPCION DE AFELORAMIENTO. Monzonita en la zona del bajo del intrusivo. La muestra se ve fresca, sin embargo se observan algunos feldospatos de color verdoso y sulfuros disseminados. La muestra contiene bastante scheelita*.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro, con feldospatos clarificados y fracturas rellenadas de sulfuro. El afelpar muestra selectivamente un tono blanco terroso, debido a la argilitización y/o a la argilitización.

DESCRIPCION MICROSCOPICA

TEXTURA. Holocristalina, inequigranular.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa Tz.	Ortoclase 68 %	Opacos 5 %
Andesina.	Cuarzo 17 %	Diopsida 1 %
	Calcita 9 %	Apatito Tz.
	Fluorita Tz.	
	Clorita Tz.	

MATRIZ. Formada por feldospato potásico que muestra intercrecimiento con cuarzo.

ALTERACIONES HIPOTERMIALES. La roca presenta silicificación, como lo demuestra la gran cantidad de cuarzo secundario; así como sericitización y argilitización. Sin embargo la alteración mas importante es la potásica, misma que imposibilita el reconocimiento de la textura original.

CLASIFICACION. GRANITOIDE con alteración potásica persistente.

* Determinada con luz ultravioleta.

MUESTRA NO. 4

LOCALIDAD. Rampa 1992 NW, Nivel -333 Mina El Monte, Zimapán Hidalgo. (Fig. 13)

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Nonzonita al bajo del Dique Concordia. Tiene feldespatos potásicos frescos, algunos con coloración verdosa debido a la propilitización. Se presentan vetillas de sulfuros de 1 a 2 cm de espesor.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro con fragmentos de cuarzo y feldespato. El ejemplar muestra una ligera coloración verdosa debido a la presencia de clorita y/o epidota. Los sulfuros existen en forma de vetillas de fisuras.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, inequigranular.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa- 40 %	Ortoclasa 17 %	Opacos Tr.
Andesina.	Cuarzo 2 %	
	Calcita 3 %	
	Fluorita Tr.	
	Epidota Tr.	
	Tremolita Tr.	

MATRIZ. Constituida por feldespato alcalino y plagioclasas (en menor abundancia) intercrecidos con cuarzo.

ALTERACIONES HIPOTERMALES. Predomina la alteración potásica sobre la propilitica y silicea. Las alteraciones sericitica y arcillosa no son tan pronunciadas como las anteriores.

CLASIFICACION. GRANITOIDE con alteración potásica persistente.

MUESTRA NO. 5

LOCALIDAD. Nivel - 333, Frente 1895 SE, Cuerpo Concordia SE, Mina El Monte, Zimapán Hidalgo. (Fig. 13)

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Bajo del Dique Concordia SE. Monzonita cortada por vetillas rellenas por sulfuros, (arsenopirita ?) con feldespatos potásicos frescos y algunos alterados propiliticamente.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro, con fenocristales de cuarzo y feldespatos, hospedados dentro de una matriz en la que se observan sulfuros diseminados. Se pueden distinguir algunos cristales de hornblenda de forma rectangular prismática.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, inequigranular, con apariencia de flujo en la matriz.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Ortoclasa 44 %	Cuarzo 14 %	Hornblenda 1%
Oligoclasa- 33 %	Calcita 2 %	Augita 1%
Andesina.	Epidota 1 %	Opacos 1%
	Tremolita 3 %	
	Fluorita Tr.	
	Clorita Tr.	

MATRIZ. Constituida principalmente por feldespato alcalino intercrecido con cuarzo secundario y plagioclasas (ambos en menor proporción).

OBSERVACIONES. A pesar de la diversidad de alteraciones mencionadas, es posible identificar la textura original de la roca.

CLASIFICACION. MONZONITA.

MUESTRA NO. 6

LOCALIDAD. Arroyo La Constancia, zona de El Carrizal (Plano Geológico del Distrito de Zimapan).

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Cuarzomonzonita con abundante cuarzo y fencristales cuadradales de feldespato potásico. Contiene hornblenda fresca y algo de biotita. No se observan trazas de cloritización y sólo ocasionalmente se ve epidota en cristales muy aislados. La muestra que se tomó de un rodado que corresponde al intrusivo que aquí aflora. En una cara del rodado se apreciaron fragmentos irregulares de xenolitos bandeados de aparente composición máfica, que posiblemente representen asimilaciones de las paredes de la cámara magnética.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color blanco, con fencristales de cuarzo y feldespatos, en cuya matriz se presentan algunos puntos negros, que posiblemente sean anfíbolos y/o pirrotenas. El ejemplar tiene una tenue coloración verdosa debido a propilitización.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, inequigranular.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa- 75 %	Ortoclasa 1 %	Hornblenda 1%
Andesina.	Cuarzo 22 %	Diopsida 1%
	Epidota Tz.	Apatito Tz
	Clorita Tz.	
	Calcita Tz.	

MATRIZ. Compuesta de plagioclasas intercrecidas con cuarzo secundario.

ALTERACIONES HIDROTHERMALES. Principalmente silícica, propilitica, sericitica, argílica e incipiente potásica.

OBSERVACIONES. Debido a las alteraciones presentes, no es posible identificar la textura original de la roca y por lo tanto definir su clasificación, otorgándole un nombre en particular, por lo que únicamente se aventurará una suposición de su posible origen.

CLASIFICACION. GRANITOIDE (DIORITA ?).

MUESTRA NO. 7

LOCALIDAD. Arroyo La Constancia, zona de El Carrizal (Plano Geológico del Distrito de Zimapan).

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Cuarzomonzonita fresca, con abundantes fenocristales cuadradales de feldespatos potásicos. No se observan ferrosugesiencias. El afloramiento consiste de un rescorpe de 2 a 3 m de altura que se encuentra en el arroyo. Se especulan en el mismo afloramiento algunas "bandas" de epidota, que no parecen afectar la composición de intrusivo.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Para cuyo aspecto general es de color blanco terroso, debido a la argilitización y/o sericitización de feldespatos. El ejemplar se encuentra silicificado y muestra un discreto tono verde, como consecuencia de alteración propilitica.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, fanerítica, inequigranular.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa-- 58 %	Cuarzo 28 %	Apatito Tz.
Andesina.	Epidota 3 %	
	Calcita 1 %	
	Tremolita 5 %	
	Clorita 3 %	
	Esfena 2 %	

ALTERACIONES HIPOTERMALES. Fundamentalmente silicica y en menor proporción propilitica, sericitica y argilica.

OBSERVACIONES. Debido a las alteraciones presentes, no es posible identificar la textura original y por lo tanto definir su clasificación, otorgándole un nombre en particular, por lo que únicamente se aventurará una suposición de su posible origen.

CLASIFICACION. GRANITOIDE. (DIORITA ?)

MUESTRA NO. 9

LOCALIDAD. Rio Tolimán, Zimapan, Hidalgo (Plano Geológico del Distrito de Zimapan).

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Dique oscuro de composición andesítica, con abundantes ferromagnesianos, hornblenda principalmente. Se observan algunas plagioclasas frescas. El rumbo del dique es N 70 grados W, de echado vertical y tiene un espesor aproximado de 3 m. Sus contactos con hornfels y con monzonitas son irregulares.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris oscuro, con fenocristales de cuarzo y feldespato toscamente rectangulares, hospedados dentro de una matriz que contiene abundante epidota diseminada.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, porfirítica, ortofídica, con apariencia de flujo en la matriz.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa 75 %	Epidota 5 %	Opacos 1 %
Andesina	Calcita 9 %	Granato Tr.
Ortoclasa 4 %	Clorita 3 %	

MATRIZ. Formada esencialmente por plagioclasas de forma rectangular.

ALTERACIONES HIDROTERMALES. Destaca la propilitica (los piróxenos y/o anfíboles que pudieron haber existido se encuentran irreconocibles) sobre la sericitica y argílica.

CLASIFICACION. DIORITA.

MUESTRA NO. 9
LOCALIDAD. Río Tolimán, Zimapán, Hidalgo (Plano Geológico del Distrito de Zimapán).

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Monzonita de color gris oscuro, con fenocristales de feldespato potásico, hornblenda fresca y algo de biotita. El afloramiento tiene la forma de un dique muy irregular de unos 2 m de espesor e intrusión a un zona de hornfelsa bandados fuertemente epidotizados. El intrusivo a pesar de la presencia de pirita, en delgadas vetillas y pequeñas discoloraciones se conserva fresco. Durante todo el trayecto del Río Tolimán, se observó que la roca monzonítica, que se puede correlacionar con la que los geólogos de Zimapán denominan Intrusivo Tolimán, es muy elusiva y presenta amplias zonas afloramientos de hornfelsa epidotizados. Los hornfelsa y las monzonitas se encuentran intrusivas por un sinnúmero de diques dioríticos, de los cuales "A" muestra No. 9 es un ejemplo. Dichos diques normalmente tienen contactos abruptos con los hornfelsa y las monzonitas; pero en algunas ocasiones estos se vuelven irregulares y difusos, sobre todo con las monzonitas. En algunas ocasiones grandes porciones de los hornfelsa han sido asimiladas por los diques, constituyendo xenolitos de hasta 40 cm de diámetro, estando incluidos dentro de una zona abigarrada.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Pórfido con fenocristales de feldespatos rectangulares de gran medio (2mm), con sulfuros en fracturas y en menor abundancia dispersados. Se distingue clorita, epidota, estando la muestra en general propilitizada.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, porfirítica, ortofídica.
MINERALOGIA

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Oligoclasa- 70 %	Cuarzo 2 %	Augita 7 %
Andesina	Epidota 5 %	Opacos 2 %
	Tremolita 7 %	Apatito Tr.
	Clorita 4 %	
	Esfena 1 %	
	Calcita Tr.	

MATRIZ. De plagioclasas que presentan algunos intercrecimientos con cuarzo secundario.

ALTERACIONES HIDROTHERMALES. Propilitización, (calcita, epidota, clorita y masa de hierro) mezclada con una ligera sericitización de las plagioclasas.

OBSERVACIONES. Debido a las alteraciones presentes, no es posible identificar la textura original y por lo tanto definir su clasificación, otorgándole un nombre particular a la roca, por lo que únicamente se aventurará una suposición de su posible origen.

CLASIFICACION. GRANITOIDE. (DIORITA?).

MUESTRA NO. 10

LOCALIDAD. Rio Tolimán, Zimapán, Hidalgo (Plano Geológico del Distrito de Zimapán).

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Dique monzonítico o andesítico con hornblenda fresca. Mineralogía muy similar a la Muestra No. 9. Se observa un poco de epidoto y pirita. Es probable que estos diques hayan sido emplazados prácticamente al mismo tiempo que la monzonita, aceptando que ambos provengan de la misma cámara magmática.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Foco cuyo aspecto general es de color gris oscuro, con fenocristales de feldespatos encastados dentro de una matriz gris verdosa, debido a la albitización y/o epidotización de la misma. Se encuentra oxidada en fracturas por la presencia de sulfuros en ellas.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Holocristalina, porfirítica, ortofidica, con apariencia de flujo en la matriz.

MINERALOGIA.

PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Ortoclase 1 %	Epidoto 1 %	Opacos Tr.
Oligoclase 88 %	Calcita 10 %	Diopsida Tr.
Andesina.	Clorita Tr.	Apatito Tr.

MATRIZ. Formada por plagioclasas de forma rectangular y muy pocas inclusions de feldespato alcalino.

ALTERACIONES HIDROTHERMALES. Fundamentalmente calcita como alteración de feldespatos, piróxenos y/o anfíboles, sin olvidar la argilla y sericitita, en menor grado.

CLASIFICACION. DIBRITA.

MUESTRO NO. 11

LOCALIDAD. Cerca de la Mina Monserrat, Zimapán, Hidalgo.
(Plano Geológico del Distrito de Zimapán)

DESCRIPCION DE AFLORAMIENTO. Roca ignea intrusiva que presenta mucha hornblenda de color negro. El dique intrusiona a un conglomerado, cuya matriz se encuentra cloritizada.

DESCRIPCION MACROSCOPICA. Roca cuyo aspecto general es de color gris claro, con bastante hornblenda diseminada, de forma acicular y algunos feldspatos rectangulares, hospedados dentro de una matriz en la que se distingue un color verde tenue, ocasionado por la propilitización.

DESCRIPCION MICROSCOPICA.

TEXTURA. Melocristalina, porfirítica, ortofídica.

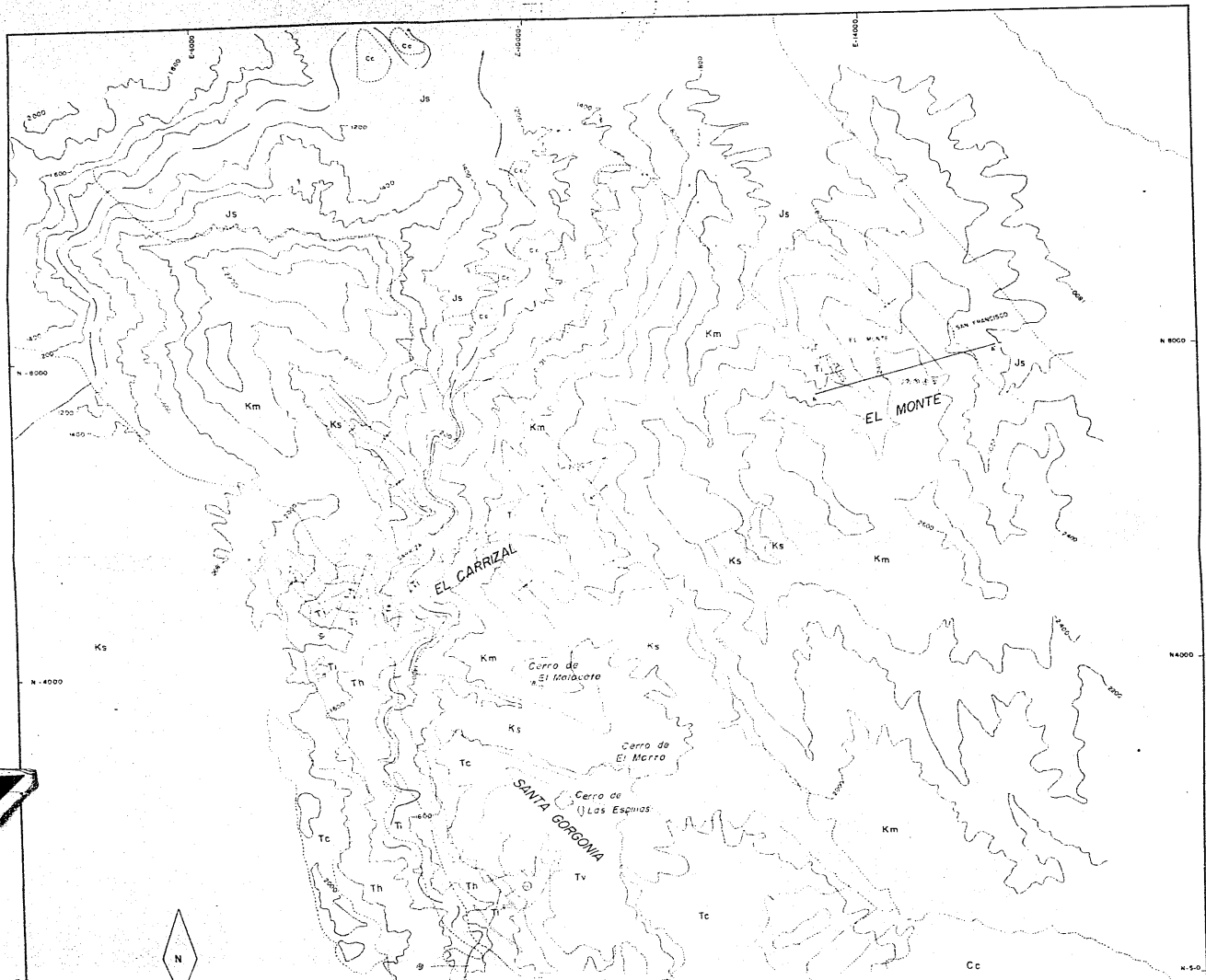
MINERALOGIA.

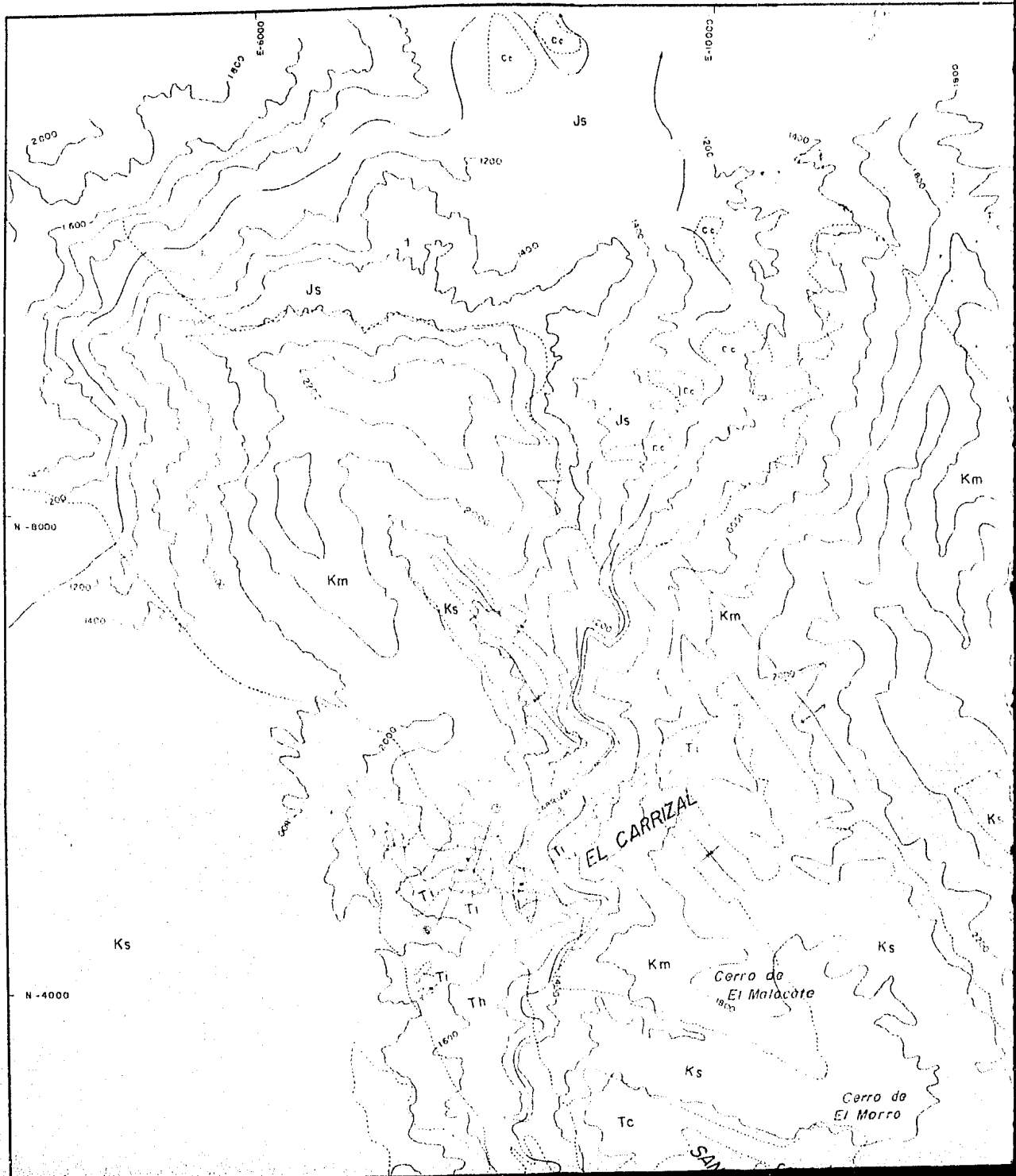
PRIMARIOS	SECUNDARIOS	ACCESORIOS
Ortoclase 7 %	Epidota 2 %	Hornblenda 4%
Oligoclase- 80 %	Tremolita 5 %	Turmalina 1%
Andesina.	Clorita Tz.	Zircón Tz
		Opacos Tz

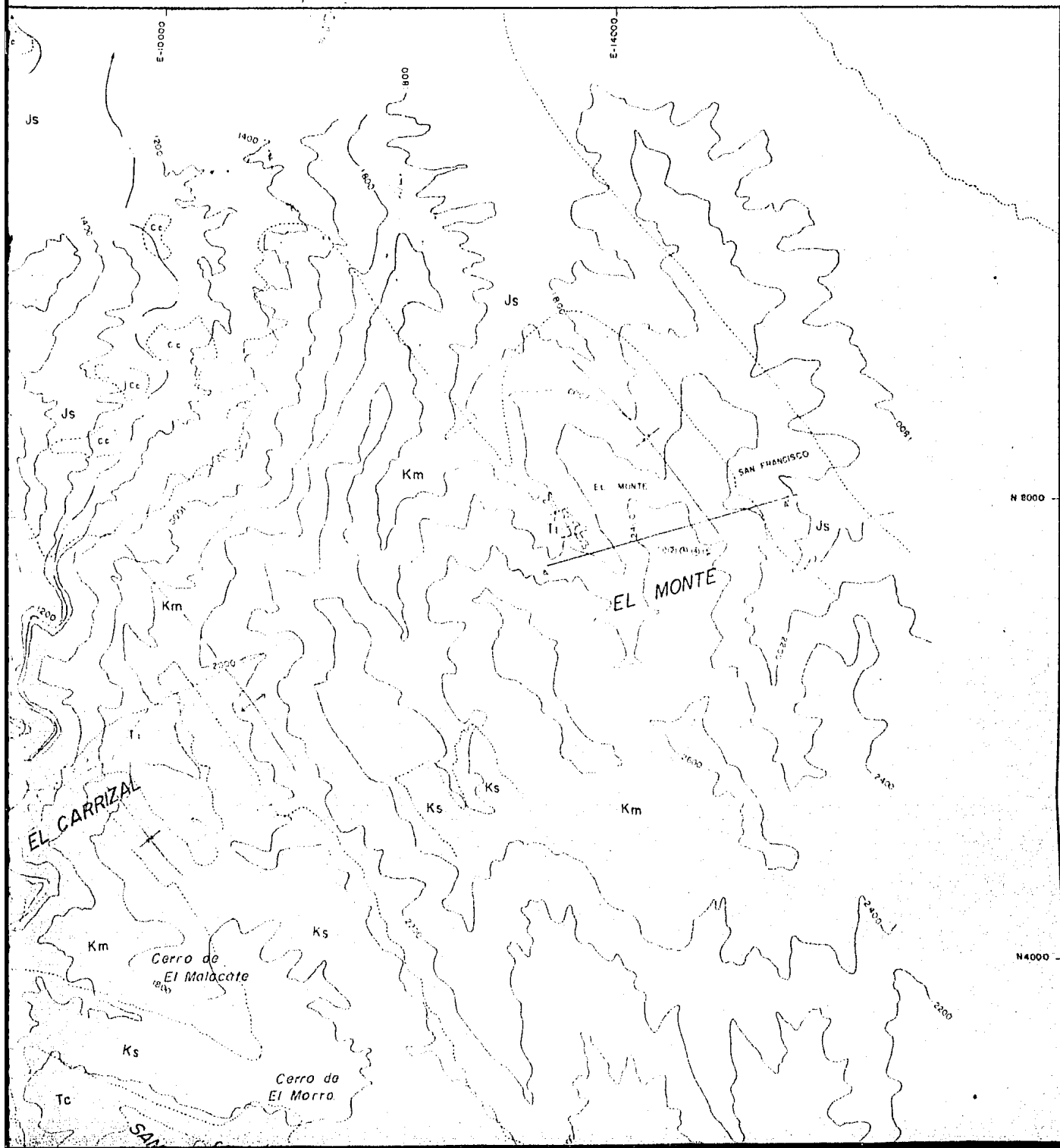
MATRIZ. De plagioclasas se interconciencia eventual con cuarzo.

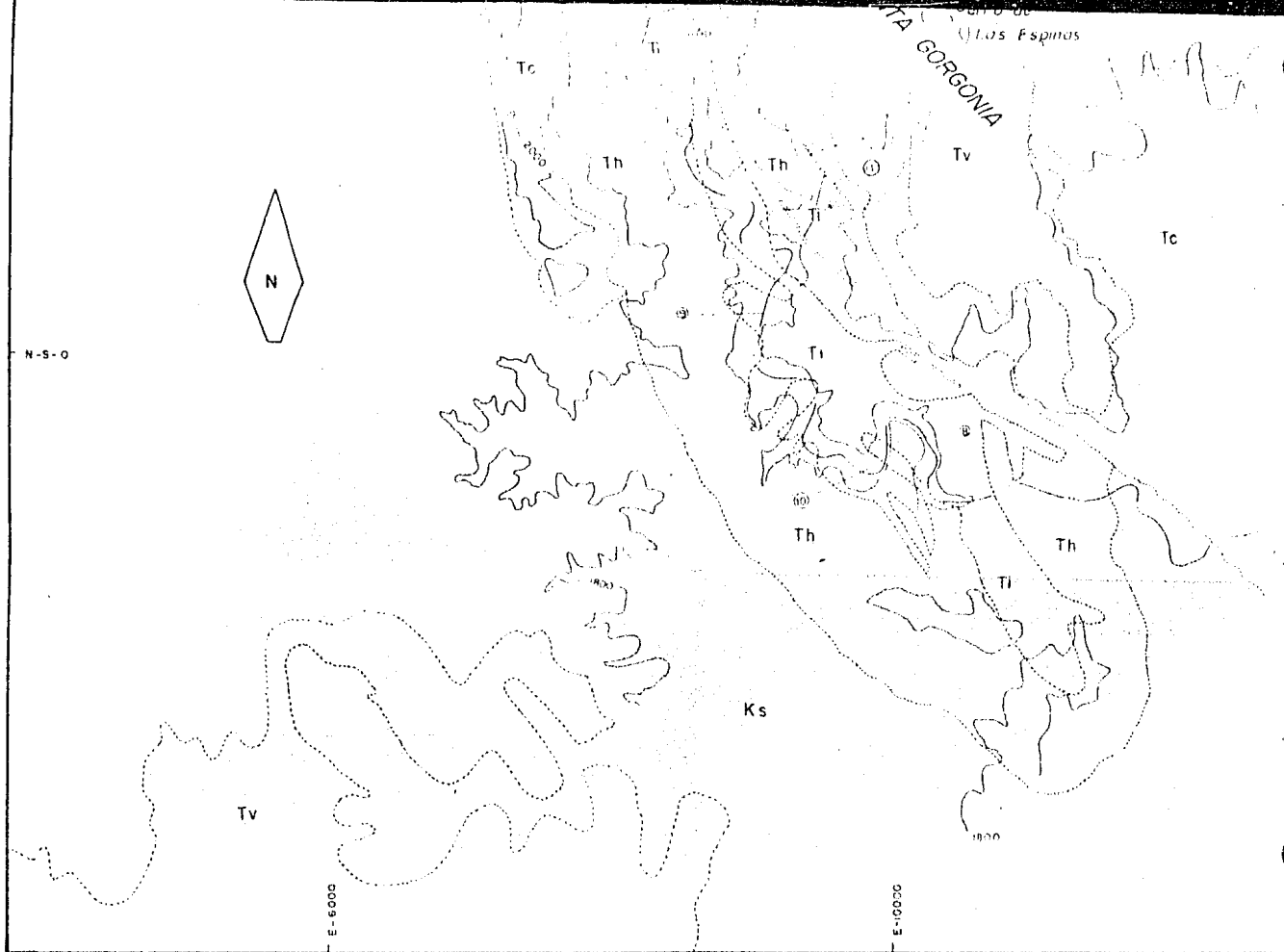
ALTERACIONES HIDROTERMALES. Sericitización y en menor escala propilitización.

CLASIFICACION. DICRITA.









ROCAS METAMORFICAS

TERCIARIO	Ts	SKARN
	Th	HORNFELS
TERCIARIO	Tv	VOLCANICAS
	Ti	INTRUSIVAS

ROCAS IGNEAS

ROCAS SEDIMENTARIAS

CUATERNARIO	Cc	Fanquestrada Zimapán - Dahu
TERCIARIO	Tc	Fanquestrada El Mesero
CRETACICO	Ks	Fm Sayatal Caliza con lutita
	Km	Fm El Doctor Calizas interstratificadas con bandas o nódulos de pedernal y horizontos de caliza masiva
JURASICO	Js	Fm Trancas Luján con caliza

ESCALA GRAFICA

0 0.2 0.5 1.0



Nota Plano geológico tomado de Compañía Fresnillo en
Zimapán, Hgo

Las Esquinas

TA GORGONIA

Km

N-S-O

Cc

Tv

ZIMAPAN, HGO

Cc

Tv

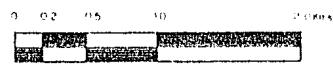
Ks

E-10000

E-4000

ROCAS SEDIMENTARIAS

ESCALA GRAFICA



SIMBOLOGIA

- Cu va de nivel 2000
- Contacto geológico
- Línea de falla
- Río
- Anticinal
- Sinclinal
- Línea de sección A-A'
- Número de muestra (6)

CUATERNARIO Cc Fonglomerado Zimapan - Daxh

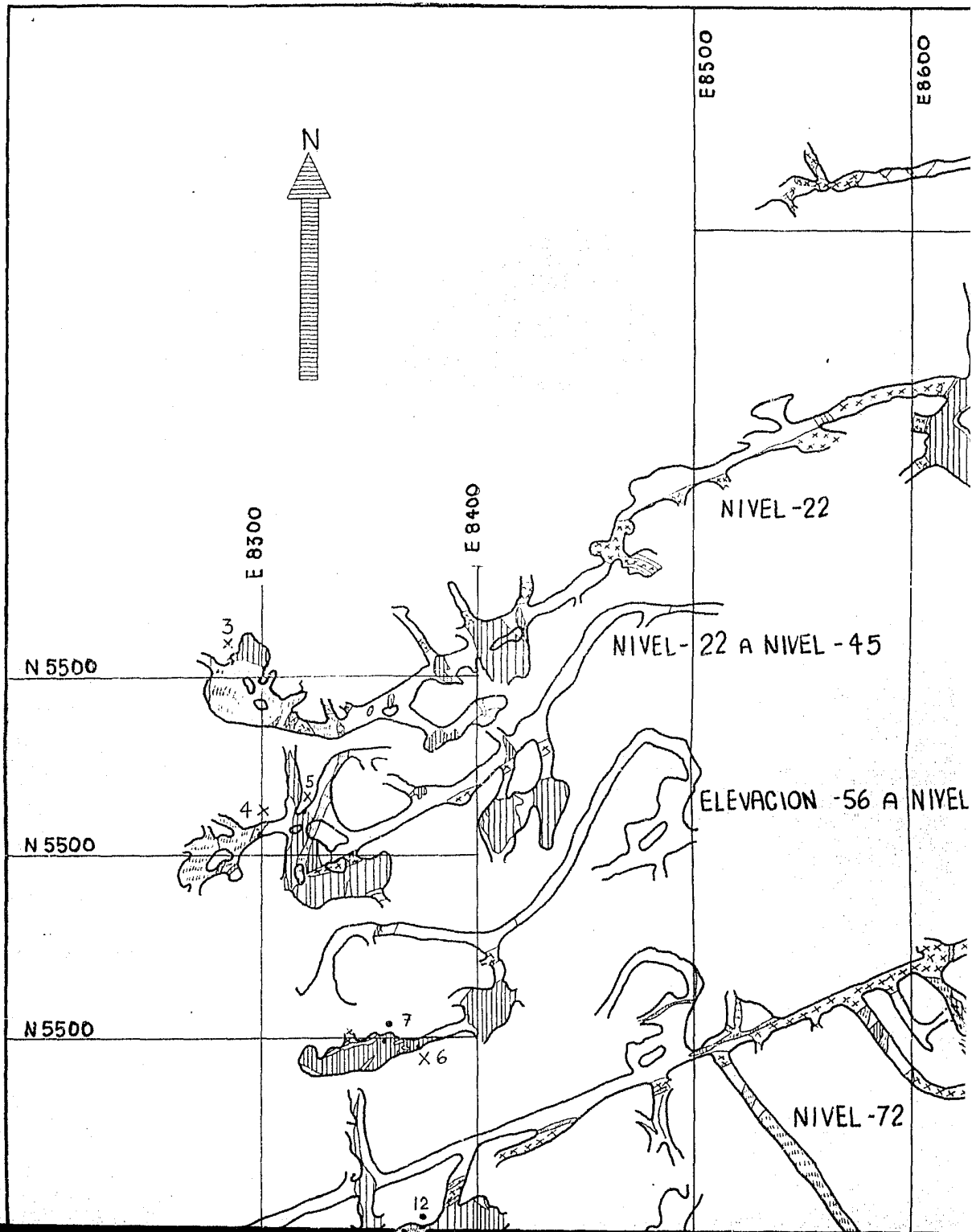
TERCIARIO Tc Fonglomerado El Mero

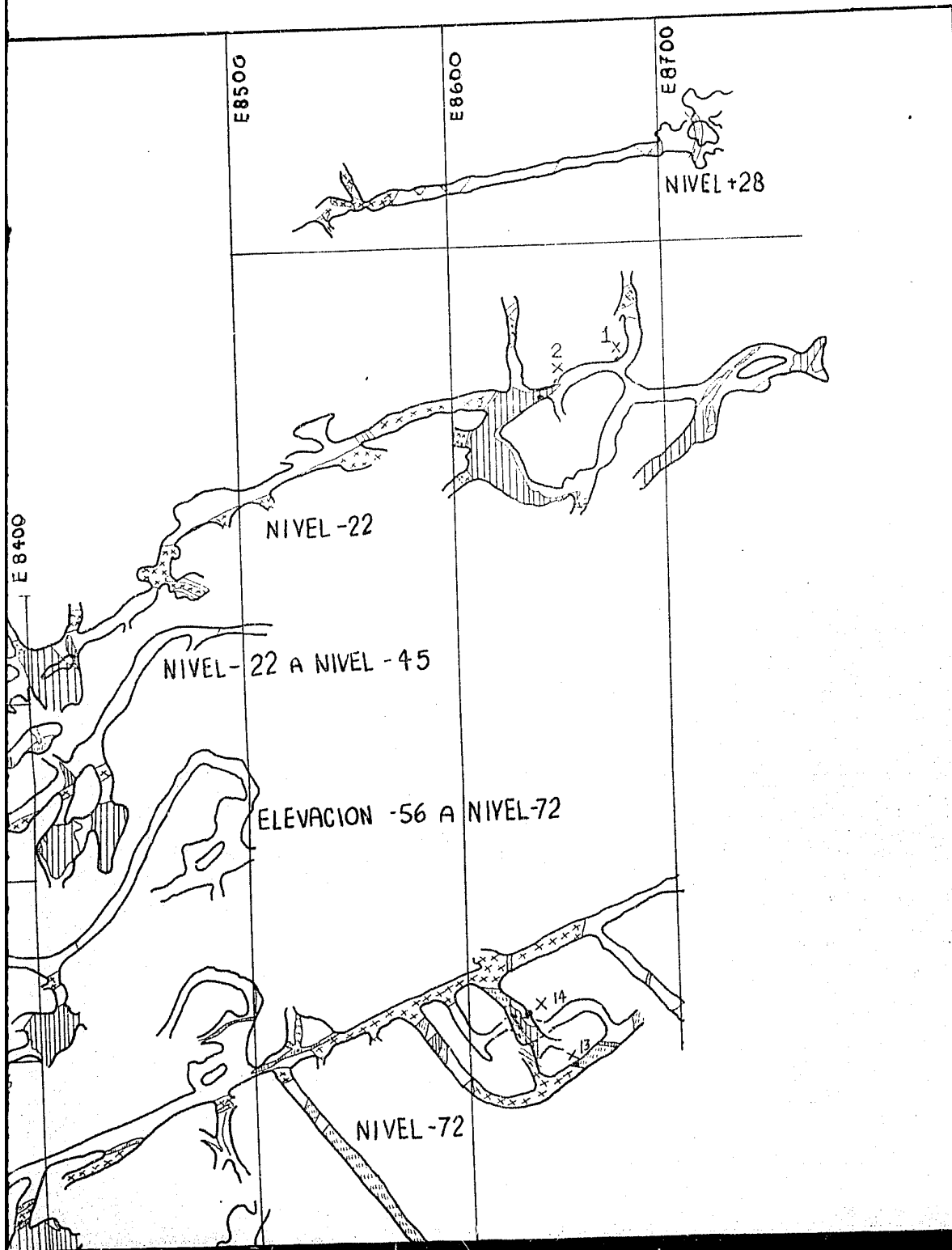
CRETACICO Ks Fm Soyatal Caliza con lutita

CRETACICO Km Fm El Doctor Calizas interestratificadas con bandas o nódulos de pedernal y horizontes de caliza masiva

TERCIARIO Js Fm Trancas Lutita con caliza

FACULTAD DE INGENIERIA		U N A M
PLANO GEOLOGICO DEL DISTRITO		
MINERO DE ZIMAPAN, HIDALGO.		
ERIKA GONZALEZ CAVER	TESIS PROFESIONAL	
JAIMES MARTINEZ LUIS MIGUEL	ESC 1 40 000	





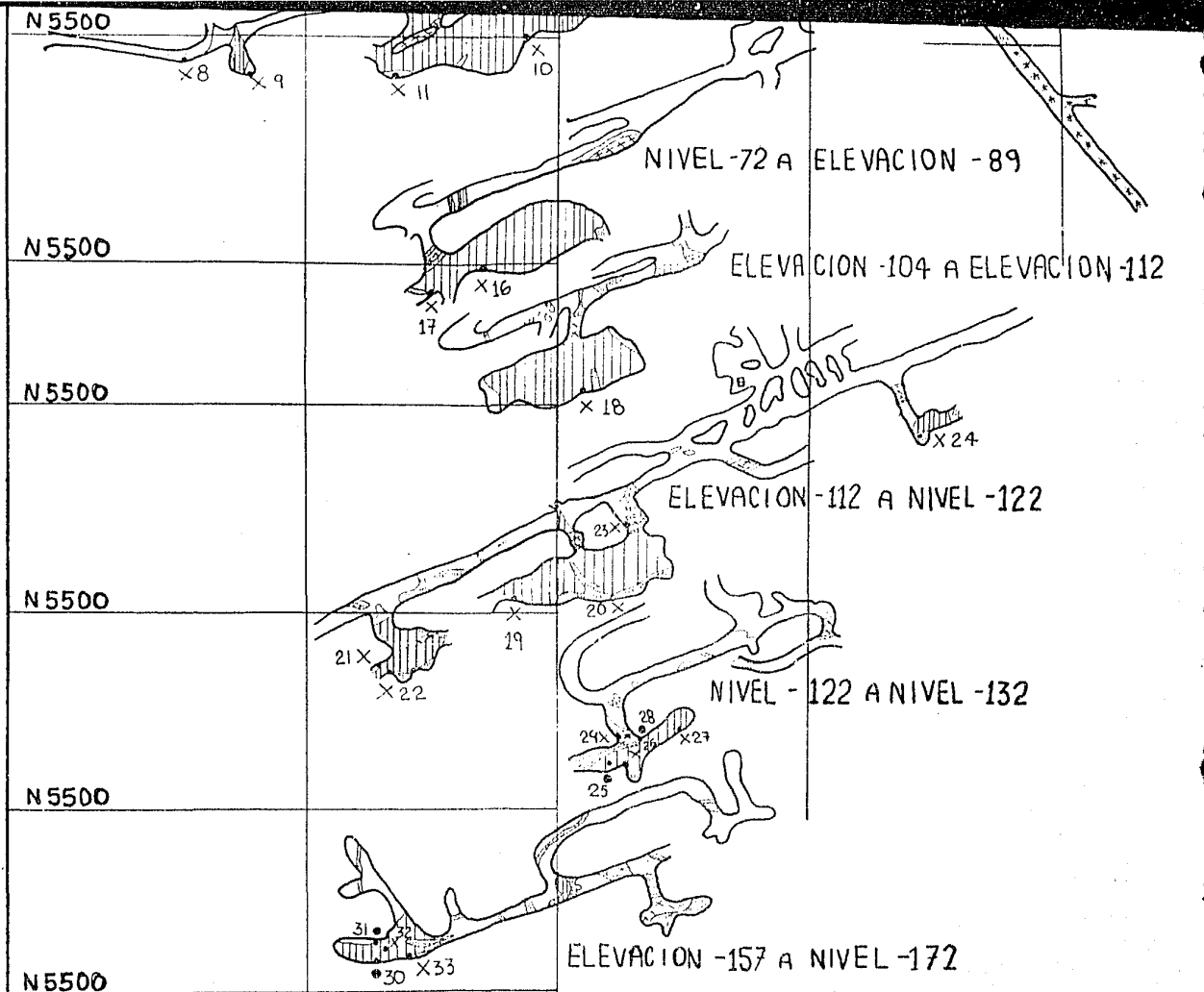
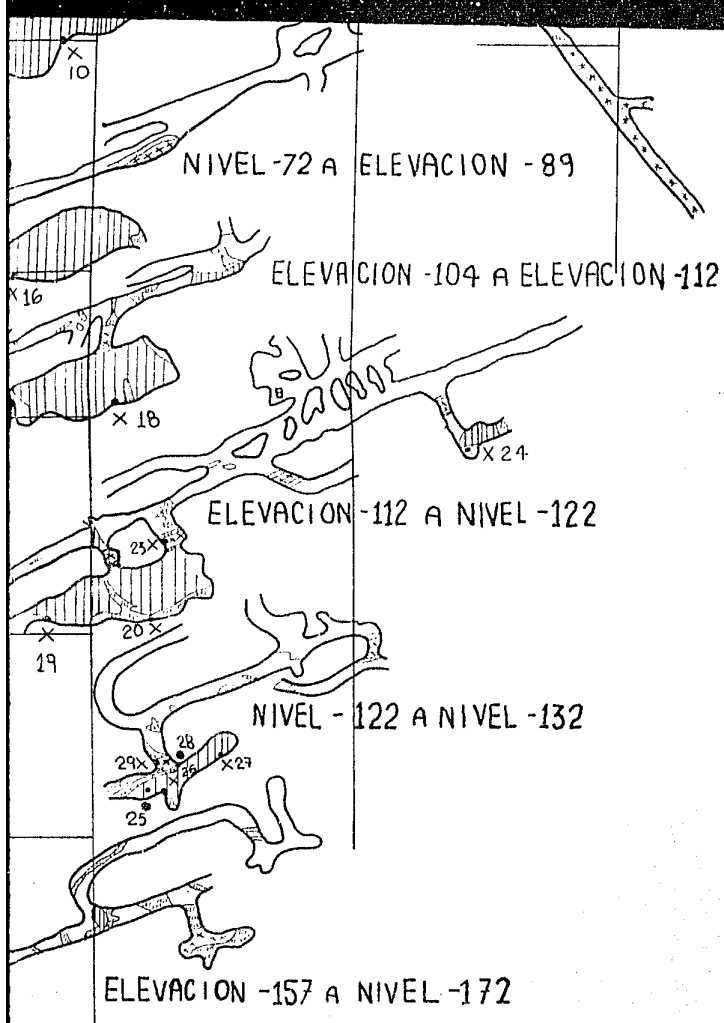








Fig. 14 PLANTAS DE NIVELES MINA LAS ANIMAS

(TOMADO DE PLANOS GEOLOGICOS ESC. 1:2000 UNIDAD ZIMAPAN ZIMAPAN, S.A. DE C.V. 19

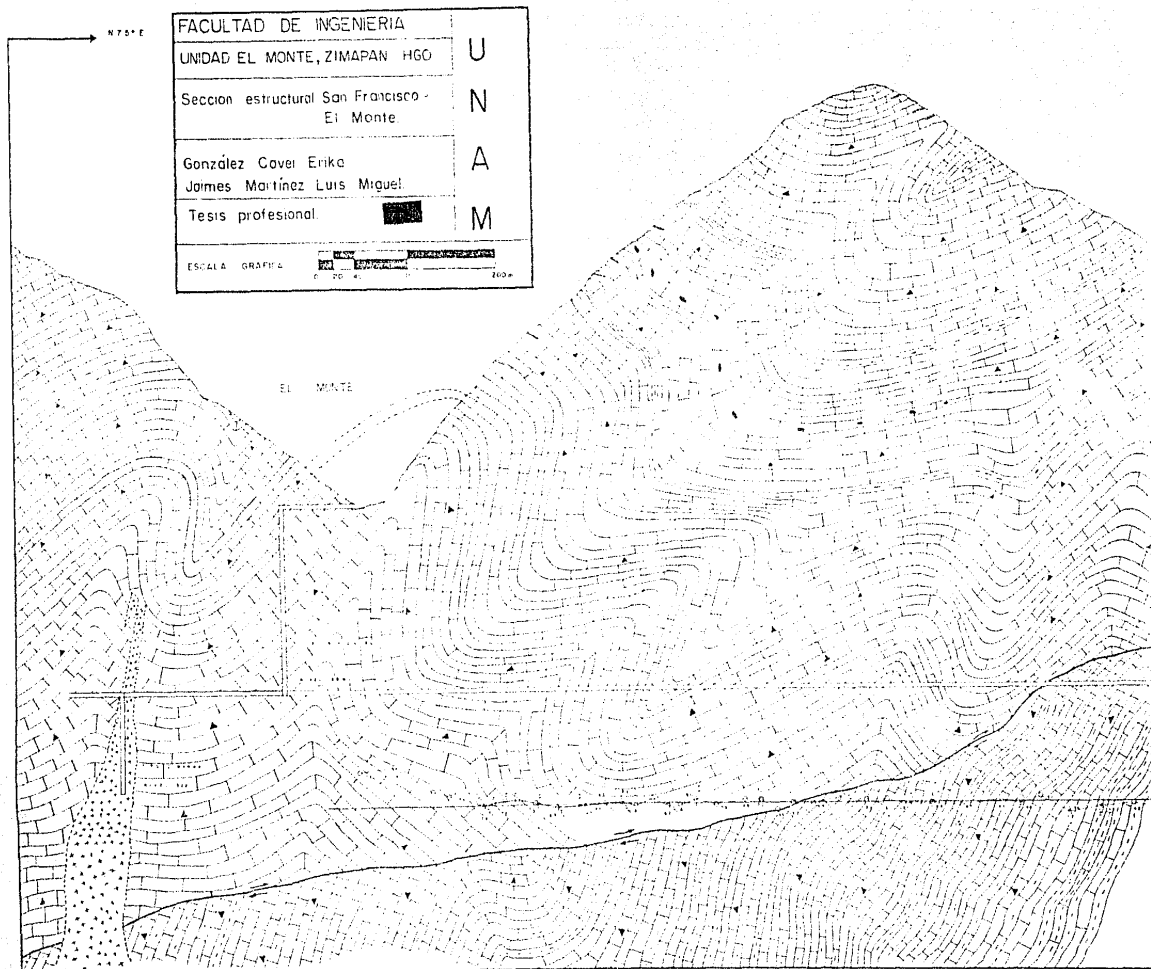


-  SULFUROS
-  INTRUSIVO
-  TACTITA
-  CALIZA
- MUESTRA DE CALCITA
-  X
-  •

EN NIVELES MINA LAS ANIMAS

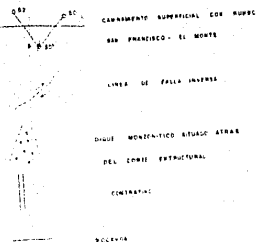
LOGICOS ESC. 1:2000 UNIDAD ZIMAPAN ZIMAPAN, S.A. DE C.V. 1983)

GONZALEZ C.E.L.
JAIMES M.L.M.

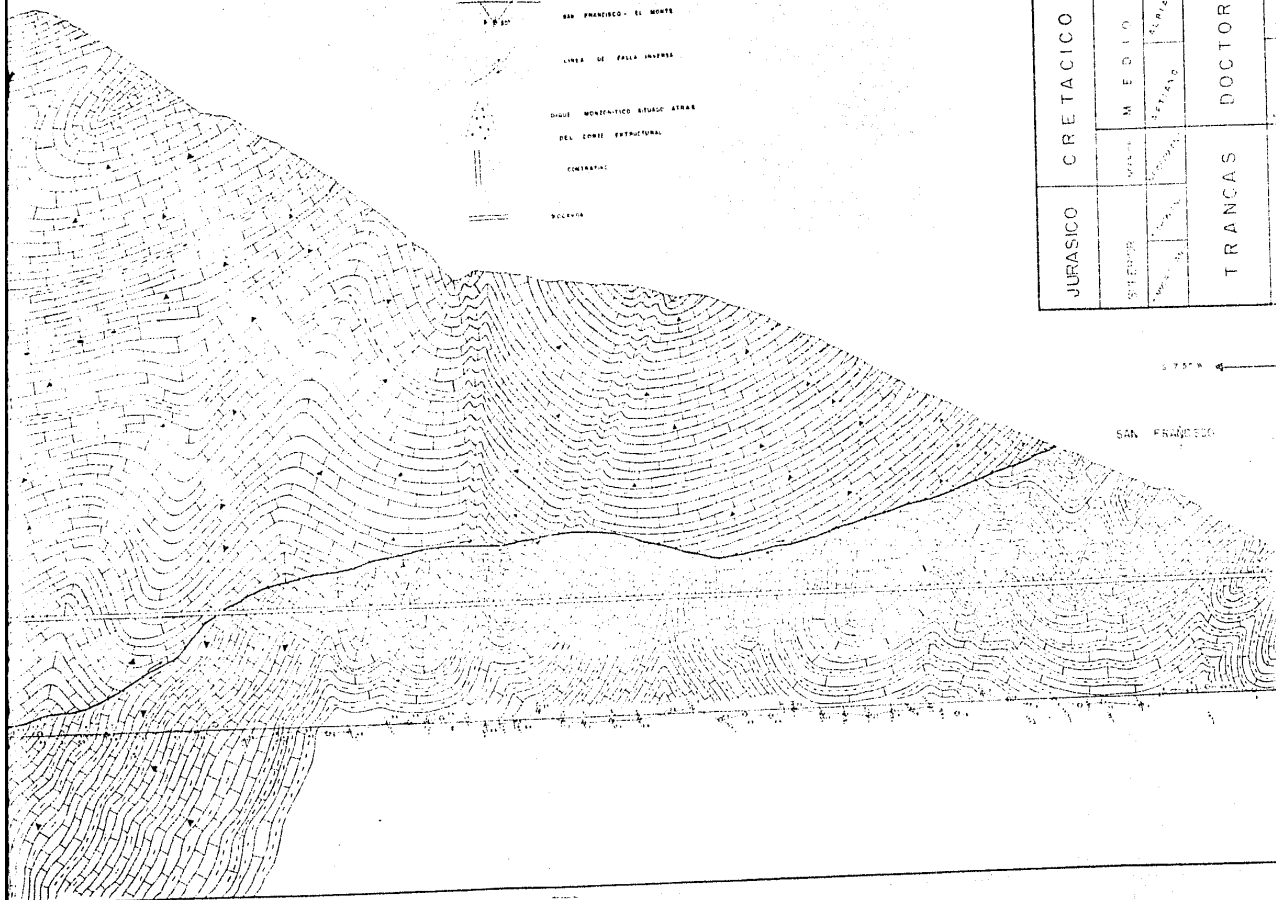


Sección no.1

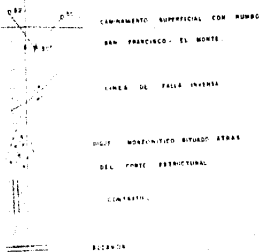
Simbología



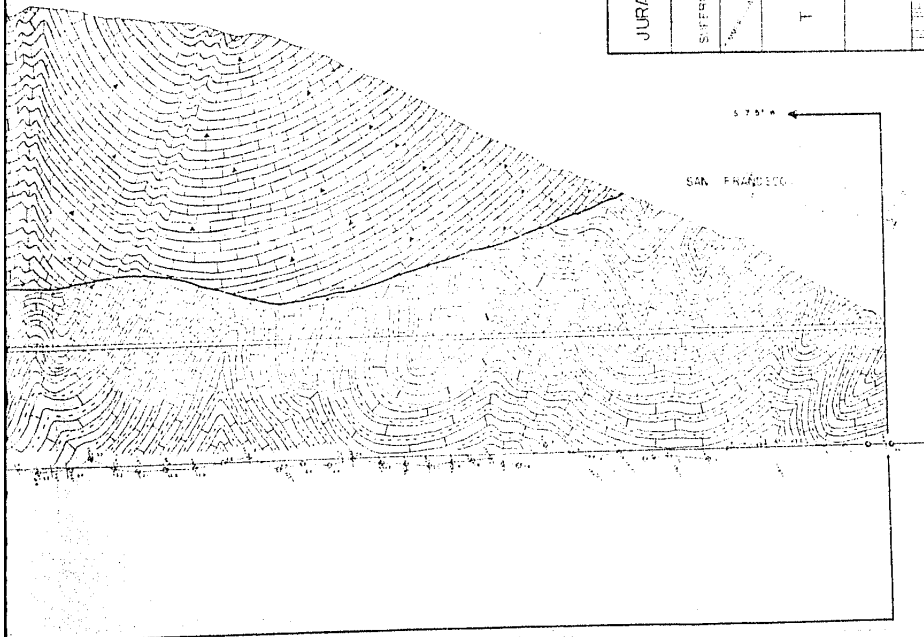
COLUMNA			
SISTEMA	SERIE	MIÑO	FORMACION
JURASICO	INFERIOR	SERRANO	DOCTOR
	SUPERIOR		
CRETACICO	MEDIO	SERRANO	DOCTOR
	INFERIOR		



SIMBOLOGIA

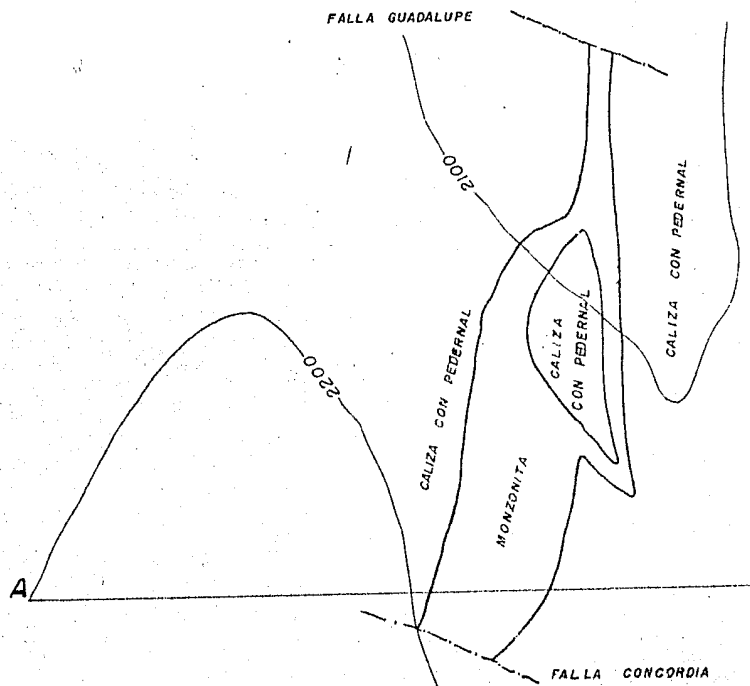
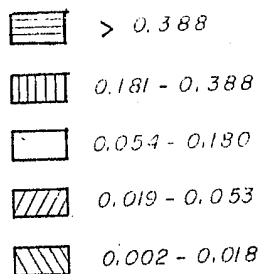


COLUMNA				ESTRATIGRAFICA		
SISTEMA	SERIE	PISO	FORMACION	MEMBRO	LITOLOGIA	DESCRIPCION LITOLOGICA
CRETACICO	MEDIO	TERMINAL	DOCTOR	LA NEGRA	[Symbol]	CALIZA EN ESQUEMA DESEORDENADO CON BANDAS DE PERENNA, Y EN CAPAS GRUESAS CON NODULOS DE PERENNA, DESTACANDO EN ALGUNOS MIEMBROS HORIZONTALES DE CALIZA MASIVA, EXISTIENDO ADIEMAS LENTAS LOCALES DE ARELLA INTERESTRATIFICADAS
	INFERIOR	TERMINAL		LA JARDIN	[Symbol]	
JURASICO			TRANCAS		[Symbol]	CAPAS DE CALIZA Y LUTITA INTERESTRATIFICADAS

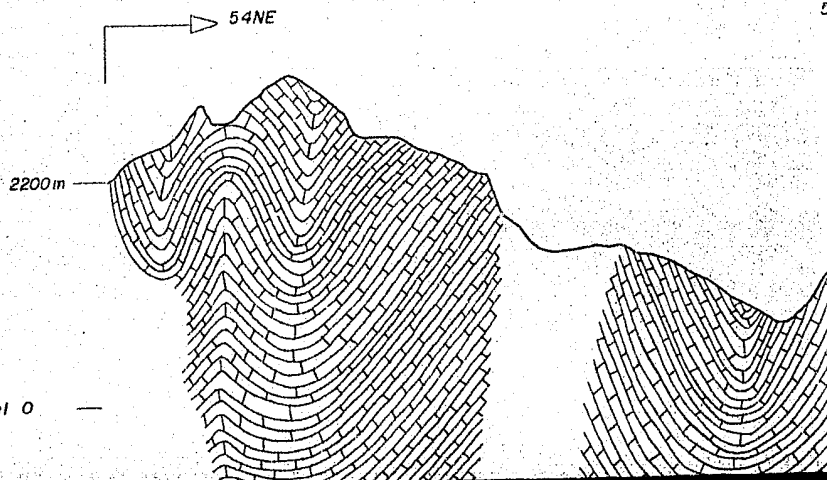
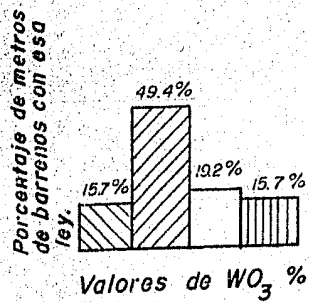


Sección no. 2

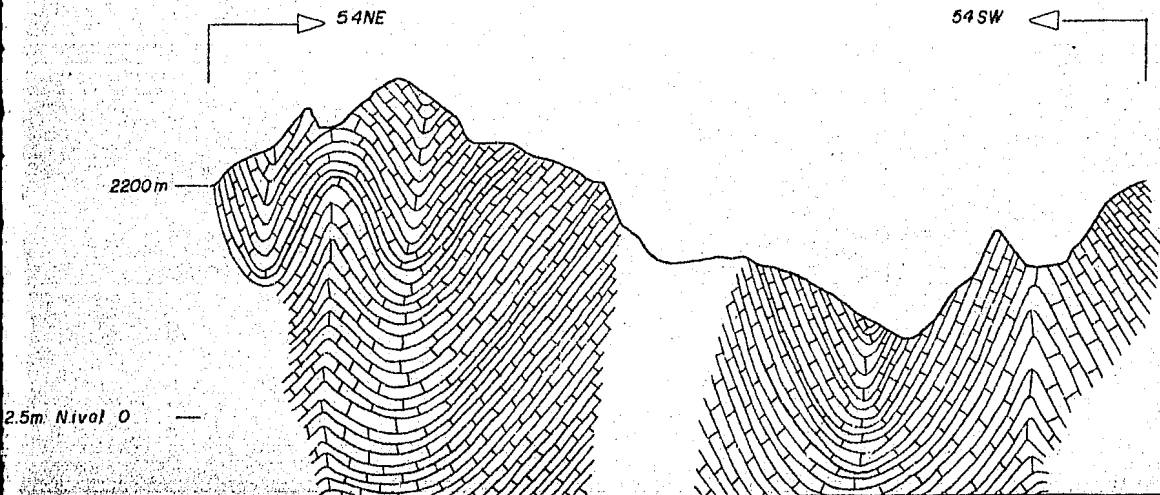
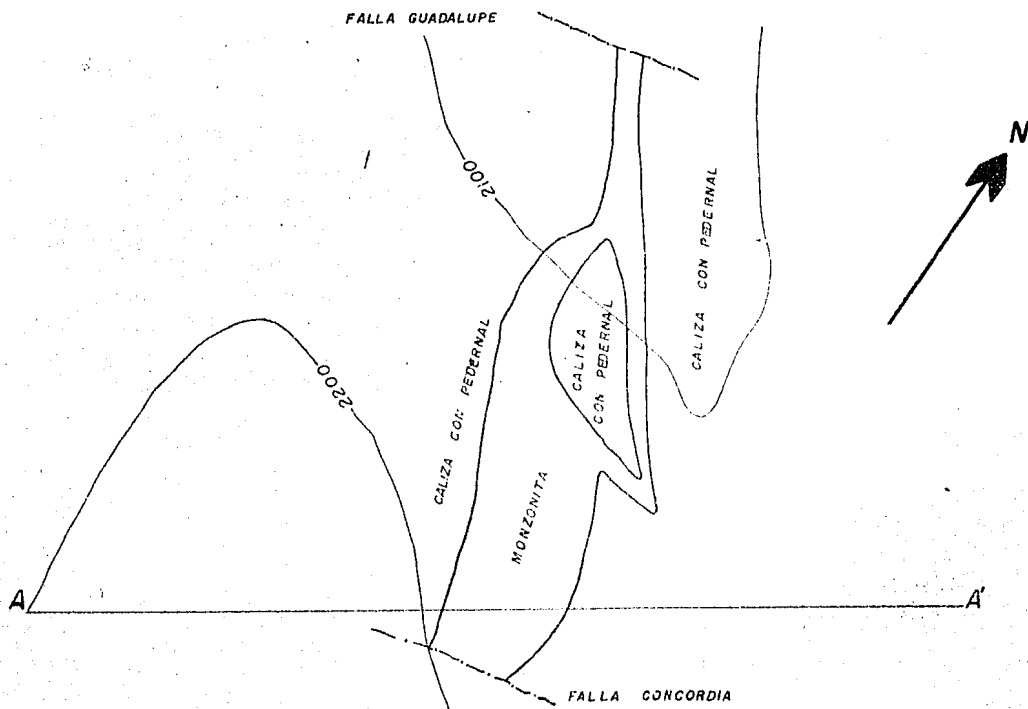
Valores de WO_3 %

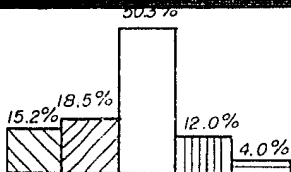


Subnivel 2

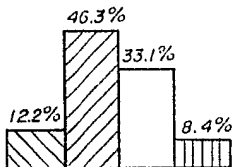


Subnivel 3

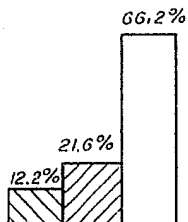




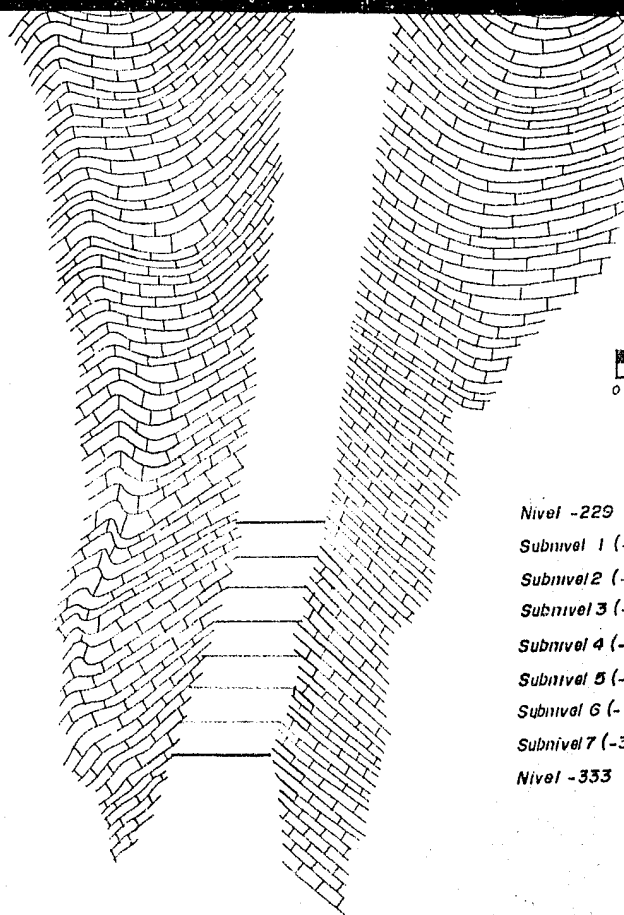
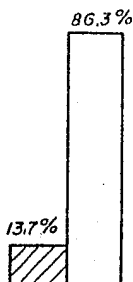
Subnivel 4



Subnivel 5



Nivel -333



Nivel -229

Subnivel 1 (-

Subnivel 2 (-

Subnivel 3 (-

Subnivel 4 (-

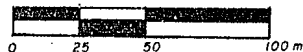
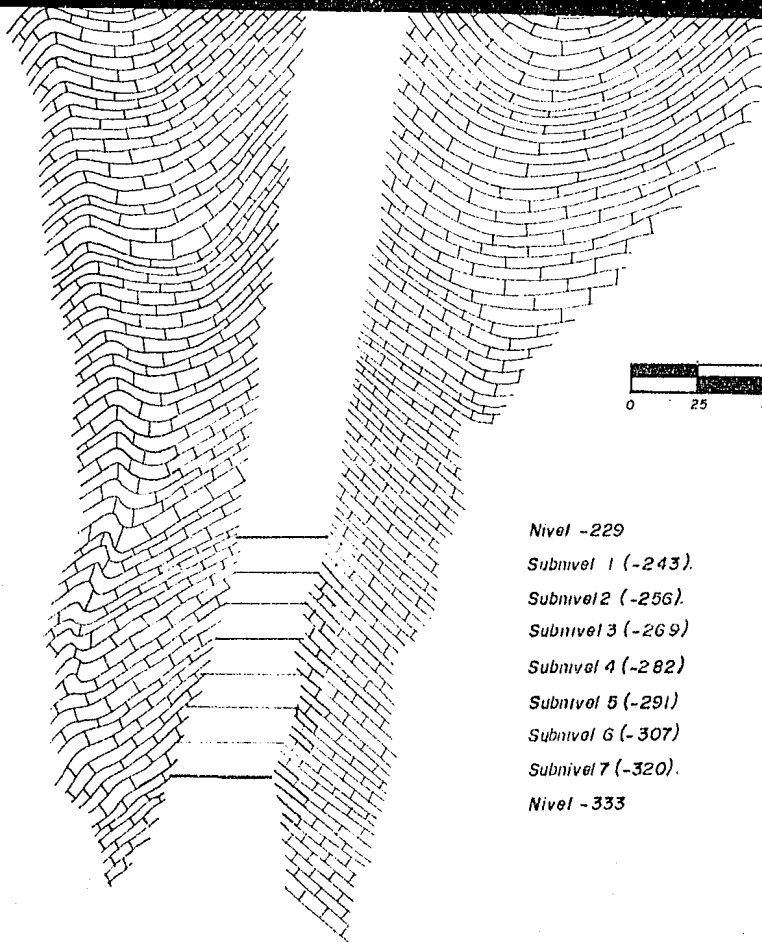
Subnivel 5 (-

Subnivel 6 (-

Subnivel 7 (-3

Nivel -333

U
M
A
M



Nivel -229
 Subnivel 1 (-243).
 Subnivel 2 (-256).
 Subnivel 3 (-269).
 Subnivel 4 (-282).
 Subnivel 5 (-291).
 Subnivel 6 (-307).
 Subnivel 7 (-320).
 Nivel -333

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA	
	<i>Sección transversal del intrusivo Concordia, viendo hacia el NW, mos trando la distribución vertical del tungsteno.</i>	
	Tesis profesional	González Caver Jaimes Martínez

U
N
A
M

FACULTAD DE INGENIERIA

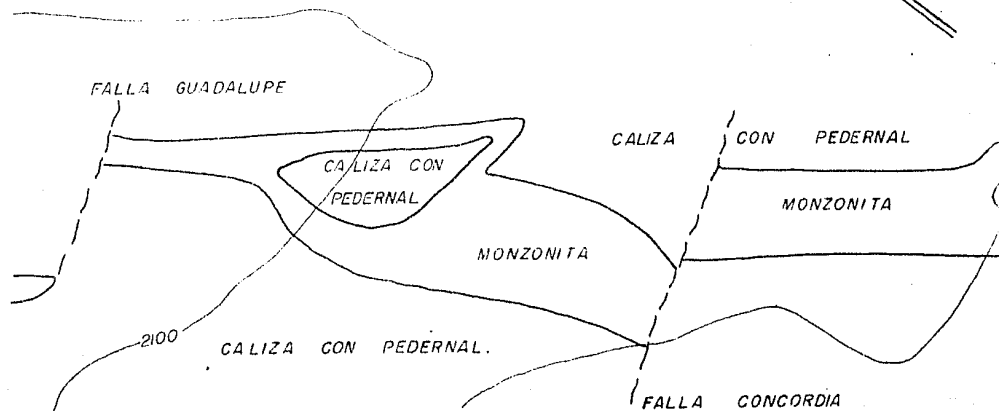
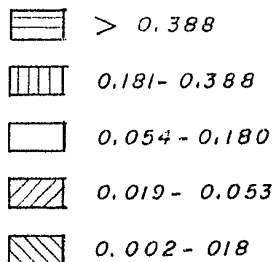
Sección longitudinal del intrusivo Concor-
dia, viendo hacia el NE, mostrando la
distribución vertical del tungsteno.

Tesis profesional

González Caver E.

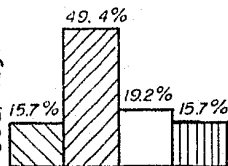
Jaimes Martínez L.M.

Valores de WO_3 %



Subnivel 2

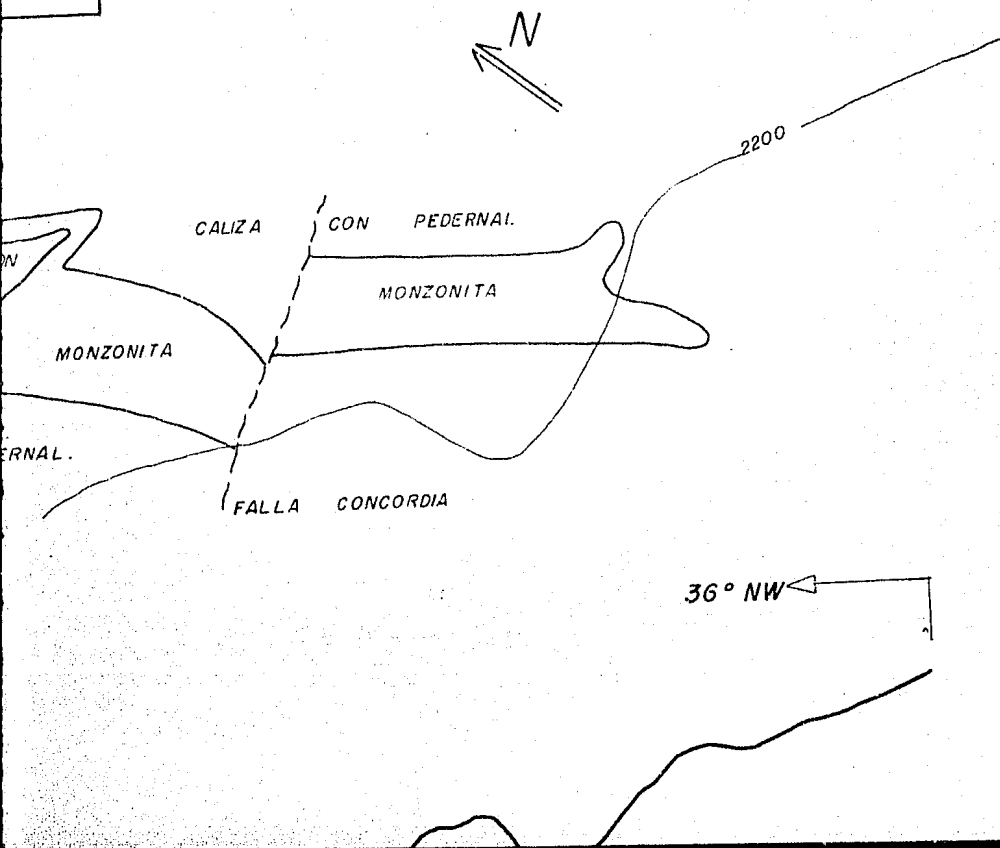
Porcentaje de metros
de barrenos con
esa ley.



36°SE

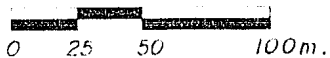
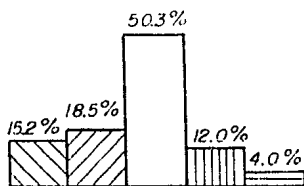
Sección no. 3

RIA
ncor-
la

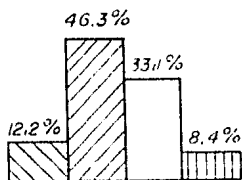


Valores de WO_3 %

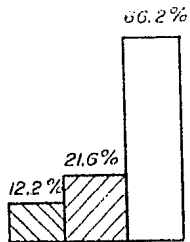
Subnivel 3



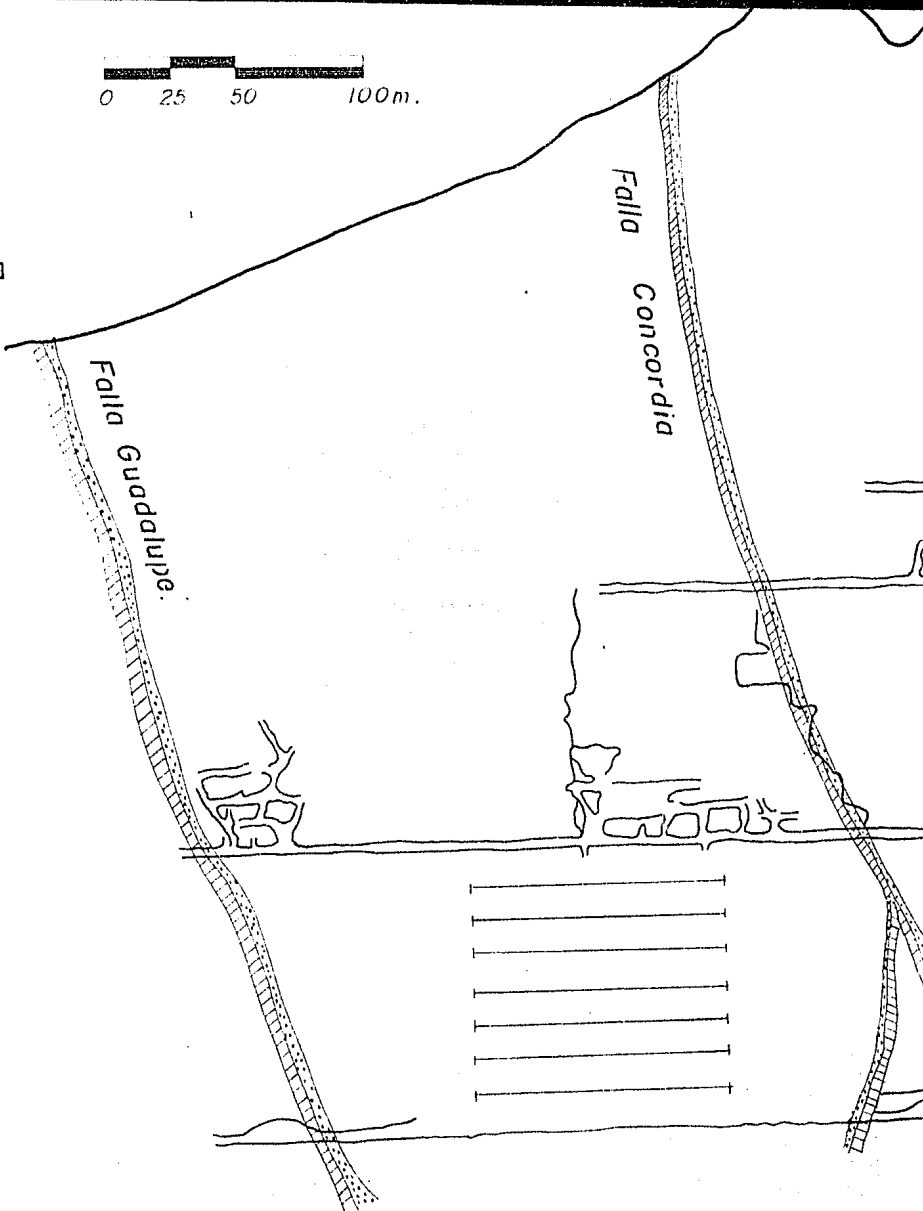
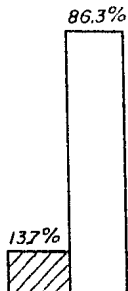
Subnivel 4



Subnivel 5



Nivel -333



100m.

Falla
Concordia

Tiro Miguel Hidalgo

0

- 57 m.

- 89 m.

- 125 m.

- 175 m.

- 229 m.

Subnivel 1 (-243)

Subnivel 2 (-256)

Subnivel 3 (-269)

Subnivel 4 (-282)

Subnivel 5 (-291)

Subnivel 6 (-307)

Subnivel 7 (-320)

-333 m.

