CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

TEXTO GUÍA
CARTA MAGNÉTICA

"GUANAJUATO " F14-7

ESTADOS DE GUANAJUATO, SAN LUIS POTOSÍ, JALISCO, ZACATECAS, AGUASCALIENTES Y QUERÉTARO

ESCALA 1 : 250 000

POR: **Ings. Ramón Mérida Montiel**
Amancio Reyes Salazar
Israel Hernández Pérez

MÉXICO, 1998

SECRETARÍA DE COMERCIO Y FOMENTO INDUSTRIAL
COORDINACIÓN GENERAL DE MINERÍA

- Editada por el Consejo de Recursos Minerales. Primera Edición 1998. © Derechos Reservados.

CONTENIDO

RESUMEN

CAPÍTULO I.- GENERALIDADES

I.1.- INTRODUCCIÓN

I.2.- FUENTES DE INFORMACIÓN

I.3.- PARÁMETROS Y EQUIPO UTILIZADO EN EL LEVANTAMIENTO.

I.4.- PROCESAMIENTO DE DATOS

I.5.- CARACTERÍSTICAS DE LA CARTA

CAPÍTULO II.- CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO III.- DISCUSIÓN DE LA INTERPRETACIÓN REGIONAL

ÍNDICE DE FIGURAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

RESUMEN

El Consejo de Recursos Minerales realiza acualmente el programa de infraestructura Geológico-Minera dentro del cual se lleva a cabo el cubrimiento aeromagnético en las áreas con mayor potencial minero en el territorio Nacional, con la finalidad de investigar en forma indirecta las condiciones geológicas y estructurales del subsuelo para seleccionar zonas prospectivas ó blancos de exploración a mayor detalle que conduzcan al descubrimiento de nuevos depósitos minerales. Para obtener mejores resultados la información geofísica se correlaciona con la carta geológico-minera que a la misma escala elabora el organismo.

La carta magnética Guanajuato F14-7 a escala 1:250 000, con formato cartográfico de INEGI, se ubica en la porción norte de Guanajuato, surponiente de San Luis Potosí, extremo nororiente de Jalisco y pequeñas porciones de los estados de Zacatecas, Aguascalientes y Querétaro; abarca una superficie de 22,954 km^2.

El levantamiento aeromagnético se realizó con un avión a una altura de 300 y 450 m sobre la superficie del terreno, con líneas de exploración de rumbo N-S y separación de 1000 m. Los datos geofísicos se presentan como curvas de contorno de campo magnético total, indicando su intensidad con contrastes de color; la interpretación litológica y estructural se indica en la carta y los resultados se explican en el cuerpo del informe.

En el aspecto geológico, lo más notable de la carta es que está constituida por rocas de dos dominios tectónicos diferentes. El dominio Cordillerano, ubicado en la mitad surponiente, está compuesto por una secuencia volcano-sedimentaria y rocas volcano-plutónicas del arco intra-oceánico Mesozoico de Guanajuato cuyo desarrollo estuvo asociado a la evolución y cierre de una cuenca marginal. El dominio Mesógeno al oriente y nororiente de la carta está formado por rocas carbonatadas y evaporitas depositadas en un ambiente de plataforma y están cubiertas por depósitos tipo flysch.

Las rocas del dominio Cordillerano fueron acresionadas y empujadas sobre las rocas de plataforma a finales del Mesozoico y posteriormente fueron intrusionadas por cuerpos graníticos del Terciario Inferior, algunos de ellos asociados a mineralización polimetálica.

Un extenso y grueso paquete de rocas volcánicas félsicas oligocénicas cubren a las rocas mesozoicas y están asociadas a intrusiones hipabisales, a la formación de estructuras volcano-tectónicas y calderas con mineralización de Sn, Au, Ag y fluorita.

Las rocas mesozoicas y cenozoicas están afectadas por un sistema de fallas y fracturas conjugadas con dirección NW-SE NE-SW que controlaron la actividad tectónica, mineralización y volcanismo durante todo el cenozoico, en diferentes etapas, y son las responsables de la actual morfología de la región.

Los yacimientos más importantes de la carta son los depósitos epitermales de metales preciosos de Guanajuato y Pozos y los yacimientos de skarn polimetálico de Xichú y la sierra de Comanja-León, así como los yacimientos de Sn y fluorita asociados a rocas volcánicas félsicas y domos con alto contenido de sílice y flúor.

La zona de transición entre los dominios Cordillerano y Mesógeno constituye una zona de sutura que implícitamente es una zona de debilidad estructural, favorable para el emplazamiento de cuerpos plutónicos asociados a mineralización, susceptibles de ser localizados con aeromagnetometría. Por otra parte, el intenso volcanismo félsico asociado a probables calderas, constituye un evento magmático favorable para la creación de sistemas epitermales con mineralización de metales preciosos como los del distrito de Guanajuato.

La interpretación cualitativa de carácter regional de la Hoja Guanajuato, permitió distinguir la presencia de 6 unidades litomagnéticas que indican la distribución de las principales unidades geológicas. Así también, se determinó la presencia de lineamientos magnéticos que definen la configuración de la estructura geológica regional de la carta.

Como resultado de esta interpretación, se seleccionaron zonas con características geológico-geofísicas y mineras favorables para ser prospectadas por mineralización polimetálica de metales base y preciosos y no metálica (fluorita), asociadas a los dominios magnéticos A_1 y A_2. De estas, las más importantes son las siguientes.

En la porción surponiente de la hoja, un dominio A_1 delimita la zona de influencia del granito Comanja, la cual es favorable para el emplazamiento de mineralización tipo skarn de W y Ag-Pb-Cu-Zn-Au e hidrotermal de Ag-Au-Zn-Pb, asociadas a este intrusivo.

En las inmediaciones de Xichú al oriente de la carta, el dominio A_1 señala los límites a profundidad del intrusivo cuarzomonzonítico asociado a mineralización de Pb-Zn-Ag de este distrito.

En la parte nororiente de la Hoja, un dominio magnético A_1 de grandes dimensiones delimita a profundidad al intrusivo de Palo Verde, el cual se relaciona a mineralización fluorita, Hg, Ca y Si (carbonatitas ?).

Otros dominios magnéticos A_1 ubicados al norponiente de la carta, se atribuyeron a cuerpos subvolcánicos (posiblemente domos), mientras que el dominio A_2 en esta misma porción, se correlacionó con un pórfido riolítico. Estos cuerpos podrían asociarse a mineralización de Hg, Sn y probablemente Au.

Por otra parte, los lineamientos magnéticos A_1 identificados en la interpretación, señalan los rasgos estructurales mayores dentro de la hoja. En la porción centro y centro-norte de la carta, dos lineamientos magnéticos subparalelos de rumbo NE-SW, definen las fallas maestras del graben de Villa de Reyes.

En la porción oriente y suroriente de la hoja, los lineamientos de rumbo NW-SE se atribuyen a fallas profundas, que en conjunto con el dominio A_1 de Palo Verde, posiblemente definen el límite entre los dominios Cordillerano y Mesógeno.

Finalmente, en la esquina surponiente de la hoja dos lineamientos semiparalelos de rumbo NW-SE, indican la presencia de una depresión tectónica que representa el límite entre el Eje Volcánico Trans-Mexicano y la Mesa Central.

CAPÍTULO I.- GENERALIDADES

I.1.- INTRODUCCIÓN

En virtud de la dificultad cada vez mayor para la localización de los yacimientos minerales ocultos en el subsuelo, surge la necesidad de auxiliarse con técnicas indirectas de exploración, como son geofísica, geoquímica e imágenes de satélite, las cuales representan valiosas herramientas, que deben utilizarse en conjunto para lograr exitosas campañas que conduzcan a encontrar yacimientos minerales susceptibles de ser explotados.

El Consejo de Recursos Minerales, tiene la misión de elaborar cartas geofísicas aeromagnéticas en las áreas con mayor potencial minero en el territorio nacional.

La carta magnética Guanajuato F14-7, escala 1:250,000, forma parte de una serie de publicaciones dentro de este programa, las cuales aportan información básica que permite fundamentar futuras exploraciones.

La carta magnética Guanajuato contiene información en una superficie de 22 954 km^2 y corresponde a un mapa de intensidad magnética total corregido por IGRF, obtenido a partir de los vuelos aerogeofísicos realizados durante los años de 1985 y 1996.
En la interpretación cualitativa de la presente carta se pudieron definir a nivel regional, las expresiones magnéticas más obvias como son: la distribución y configuración de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, contactos litológicos ocultos y zonas de fallas profundas.

1.2.- FUENTES DE INFORMACIÓN

Para la elaboración de esta carta, los datos fueron obtenidos de los levantamientos aeromagnéticos realizados por el Consejo de Recursos Minerales en los años de 1985 y 1996. Los datos del primer levantamiento se compilaron mediante un proceso analógico para generar mapas aeromagnéticos de intensidad total a escala 1:50 000. La información obtenida en 1996, se procesó directamente de la grabación digital del equipo aerogeofísico.

La información cartográfica básica se digitalizó a partir de distintas cartas temáticas de INEGI (Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1980).

I.3.- PARÁMETROS Y EQUIPO UTILIZADO EN LOS LEVANTAMIENTOS

Para los objetivos mineros a los cuales nuestro Organismo está dedicado, durante 1985 se efectuaron levantamientos aeromagnéticos siguiendo vuelos de contorno, con una altura promedio sobre el terreno de 300 m, en líneas con rumbo N-S y separación de 1000 m. La identificación de las

trayectorias de vuelo, se llevó a cabo mediante el sistema de navegación visual.

En esta etapa se empleó un avión Islander bimotor, utilizando un magnetómetro de protón marca Geometrics G-803 con sensibilidad de 0.25 nT (nanoteslas).

En el año de 1996, el levantamiento consistió en vuelos a 450 m de altura con líneas de rumbo N-S y separación de 1000 m. El posicionamiento de trayectorias de vuelo se llevó a cabo mediante el sistema de navegación por satélite (GPS), utilizando el módulo PNAV 2001 y procesador Novatel. Este levantamiento se realizó con el mismo avión, utilizando un sensor magnético fijo de vapor de Cesio marca Scintrex CS-2, con resolución de 0.001 nT (nanoteslas).

1.4.- PROCESAMIENTO DE DATOS

Para la integración de datos y la generación de los mapas, se realizaron las siguientes etapas:

a).- Adquisición de datos aerogeofísicos

Para los vuelos realizados en la superficie de esta carta, la información se tomó en forma digital con el equipo y características antes mencionadas y se exportó a la estación de trabajo SUN Sparc 10 para su procesamiento e integración mediante el software Terratools; generándose archivos X,Y y Z por línea de vuelo y rejilla de 500 por 500 m.

En la etapa previa se validó la información en campo revisándose línea por línea, así como el registro de la estación monitora.

b).- Obtención de datos corregidos por el campo geomagnético

Según los datos del observatorio de Teoloyucan. Méx., obtenidos para el período de 1923 a 1987, el campo geomagnético en la República Mexicana ha decrecido en este lapso aproximadamente 48.07 nT (nanoteslas) por año (Urrutia y Campos, 1993), lo que nos da una idea de la magnitud del cambio en el campo geomagnético que debe corregirse.

En nuestro caso, a los datos aeromagnéticos se les substrajo el valor del campo geomagnético tomando en cuenta la posición geográfica del área, las fechas de levantamiento y altura de vuelo.

Esta corrección se realizó utilizando el valor de IGRF90 (Intemational Geomagnetic Reference Field) adoptado por la Asociación Internacional de Aeronomía y Geomagnetismo (IAGA, División V, Working Group 8,1992).

En esta etapa mediante desplegados gráficos del mapa se revisó que el procesamiento de los datos fuera el correcto.

c).- Generación del mapa

Con la finalidad de obtener el mapa a escala 1:250,000, los datos de la carta magnética Guanajuato, se integraron en un archivo de coordenadas X,Y,Z, y se utilizó el algoritmo de interpolación por mínima curvatura (Briggs, 1974) para la generación de curvas de contorno cada 20 nT. El equipo utilizado fué una estación Sparc 10 con disco duro de 6.3 GB , 128 MB de RAM y velocidad de 51 MHZ,

d).- Graficación

El desplegado gráfico se realizó en un graficador de inyección de tinta Hewlett Packard 755 CM. Este mapa preliminar se utilizó para la interpretación y revisión de los valores magnetométricos previos a la edición e impresión final.

1.5.- CARACTERÍSTICAS DE LA CARTA

La información magnética contenida en la carta Guanajuato F14-7 escala 1:250,000 con formato cartográfico INEGI, comprende una superficie de 22 954 km^2 y abarca la porción norte de Guanajuato, suroriente de San Luis Potosí, extremo nororiente de Jalisco y pequeñas porciones de los estados de Zacatecas, Aguascalientes y Querétaro (figura 1).

La edición cartográfica se efectuó con el paquete ARC-INFO. Los intervalos de color de las curvas isomagnéticas se seleccionaron a cada 20 nT indicando los bajos magnéticos en tonos de azul y verde y los altos magnéticos en tonos rojos como se indica en el espectro de valores de la carta; esto es con la finalidad de visualizar fácilmente las anomalías dipolares, monopolares y los gradientes magnéticos.

En la interpretación cualitativa de carácter regional, se indica con línea punteada los límites de los dominios litomagnéticos y con línea interrumpida los lineamientos magnéticos asociados a fallas.

En la base cartográfica se indican las principales carreteras, ríos y ciudades. La carta está referida al sistema de coordenadas geográficas y a la proyección Universal Transversa de Mercator (UTM).

CAPÍTULO II.- CONTEXTO GEOLÓGICO

La carta Guanajuato F14-7, abarca una superficie de 22 954 km^2 que en su mayor parte comprende el norte del estado de Guanajuato, surponiente de San Luis Potosí, extremo nororiente de Jalisco y pequeñas porciones de los estados de Zacatecas, Aguascalientes y Querétaro (figura 1).

Fisiográficamente, la región forma parte de tres provincias. La mayor parte pertenece a la

Mesa Central que se caracteriza por una serie de amplias llanuras, separadas por sierras aisladas de origen volcánico. Dentro de esta provincia se diferencian las subprovincias de la Sierra de Guanajuato, Sierras y Llanuras de Guanajuato, Sierras y Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes y la Sierra Cuatralba (CRM, 1992c).

La porción nororiente de la carta pertenece a la provincia de La Sierra Madre Oriental que se caracteriza por una topografía abrupta formada por rocas sedimentarias plegadas cubiertas por rocas volcánicas terciarias.

El extremo surponiente de la carta es parte de la provincia del Eje Neovolcánico, que se caracteriza por amplias depresiones rellenas por depósitos continentales y derrames basálticos como en el caso de la zona del Bajío.

La edad de las rocas que afloran dentro de la superficie de la carta varía desde el Jurásico Superior hasta el Holoceno, predominando las rocas volcánicas félsicas y sedimentos continentales cenozoicos.

Las rocas mesozoicas de la región pertenecen a dos dominios diferentes: hacia la porción surponiente una secuencia volcano-sedimentaria y un complejo volcano-plutónico pertenecen al dominio Cordillerano (Campa y Coney, 1983; Tardy, et al., 1992 y 1994) ó Eugeosinclinal, que en conjunto forman el llamado Terreno Guerrero ligado a un margen de placas convergente hacia el poniente. Un segundo dominio lo constituye una secuencia sedimentaria depositada en un ambiente de plataforma que pertenece a un dominio Mesógeno ó Miogeosinclinal hacia el nororiente, y está ligado a la apertura del Golfo de México (Chauve, et al., 1985).

Las rocas volcano-sedimentarias del dominio Cordillerano afloran como ventanas y cuñas tectónicas, y en general cabalgan a las rocas de plataforma. Todas estas rocas están afectadas por intrusivos graníticos y cuerpos subvolcánicos y están cubiertas discordantemente por rocas volcánicas félsicas y sedimentos continentales cenozoicos.

Sistema Jurásico Superior - Cretácico Inferior

Las rocas más antiguas del dominio Mesógeno, consisten de una secuencia de lutitas negras filíticas, areniscas, calizas, rocas arcillosas y horizontes conglomeráticos con metamorfismo de bajo grado, que se correlacionan con la Formación Las Trancas la cual aflora hacia el suroriente fuera de la carta, en el anticlinal de Bonanza, Hgo., donde alcanza un espesor de más de 800 m (Segerstrom, 1962).

Aflora en la región de Pozos, Xichú (Miranda, 1978) y al norponiente del cerro El Obispo. Está cubierta concordantemente por la

Formación El Doctor en la región de Tolimán, en Qro. fuera de la carta, donde se encuentra en contacto tectónico con la Formación San Juan de la Rosa (cabalgadura de Higuerillas) marcando el límite entre los dominios Cordillerano hacia el poniente y Mesógeno hacia el oriente (Chauve, et al., 1985; Carrillo, 1989). Su edad comprende un intervalo del Kimmeridgiano al Barremiano. Se correlaciona con las formaciones San Juan de la Rosa y Arperos, de las que se diferencia por no tener lavas almohadilladas.

En el dominio Cordillerano las rocas más antiguas corresponden a una secuencia volcanosedimentaria constituida de lutitas, areniscas, tobas, lavas basálticas almohadilladas y pedernal con radiolarios. Se presenta muy deformada y muestra incipiente metamorfismo. Esta secuencia ha sido correlacionada con la Formación San Juan de la Rosa, que aflora en la porción occidente del anticlinal El Chilar, en Qro. (Carrillo, 1989), y cuya edad se sitúa en el Jurásico Superior. Aflora en los distritos mineros de Pozos y Victoria. Se desconoce su base y por sus características litológicas se correlaciona con la base de la Formación Arperos de Guanajuato.

En la Sierra de Guanajuato aflora una secuencia volcanosedimentaria que fué nombrada informalmente por Monod (et al., 1990), como Formación Arperos para definir a la unidad tectónica basal de la sierra, y está constituida por una secuencia flyschoide de grauvacas, cuarcitas, calizas micríticas, pedernales bandeados con radiolarios, lutitas negras y ocasionalmente horizontes de conglomerados que descansan concordantemente sobre lavas basálticas almohadilladas alcalinas, diques diabásicos cogenéticos y rocas volcaniclásticas que aunque no se conoce su base, alcanzan un mínimo de 1 000 m de espesor (Monod, et al., op. cit.; Lapierre, et al., 1992). Toda la secuencia presenta un metamorfismo de bajo grado de tipo oceánico (Ortiz, 1997).

Esta secuencia aflora a todo lo largo de la Sierra de Guanajuato en el sector surponiente de la carta, en San Antón de las Minas y en los distritos de Providencia y Victoria. Está cortada por el Granito Comanja y cubierta tectónicamente por la secuencia magmática del arco de Guanajuato y discordantemente por calizas arrecifales, rocas volcánicas terciarias y sedimentos continentales.

Las edades radiométricas de K/Ar obtenidas a partir de las rocas volcánicas y diques de esta formación son muy variables y poco confiables, debido a que la alteración hidrotermal y el metamorfismo de bajo grado provocaron una pérdida de argón radiogénico (Ortiz, 1997).

Su edad ha sido definida como del Valanginiano-Turoniano (Cretácico Inferior) a partir de radiolarios dentro de pedernales que

afloran cerca de Arperos (Dávila y Martínez, 1987), adicionalmente, nanofósiles en calizas de los niveles inferiores dan una edad del Tithoniano- Hauteriviano para la base de esta formación (Corona, 1988), perteneciente al Jurásico Superior- Cretácico Inferior, por lo que su base es correlacionable con la Formación San Juan de la Rosa y con la Formación Las Trancas del dominio Mesógeno. La Formación Esperanza, que aflora en el distrito minero de Guanajuato (Echegoyen, et al., 1970), se considera parte de la Formación Arperos, conocida anteriormente como Complejo Volcano-sedimentario (Martínez, 1987).

Esta secuencia representa la sedimentación profunda de una cuenca oceánica marginal llamada Cuenca de Arperos (Monod, et al., 1990; Tardy, et al., 1992 y 1994; Lapierre, et al., 1992; Freydier, et al., 1996), con subducción hacia el surponiente bajo la antigua placa del Pacífico, como lo indica la vergencia hacia el NE de las placas cabalgantes y las características de los pliegues y clivajes de la secuencia volcano-plutónica, de Guanajuato (Ortiz, et al., 1989; Monod, et al., 1990).

Freydier, et al., (1996), sugieren un modelo geodinámico tipo Galápagos para los magmas de la Cuenca de Arperos, mezcla entre una pluma del manto en una cresta asísmica y magmas de un centro de dispersión.

Recientemente, en base a datos mineralógicos y geoquímicos de las lavas basálticas almohadilladas y diques diabásicos ubicados en la porción NW de la Sierra de Guanajuato, la Formación Arperos se interpreta como remanentes de montes submarinos intra-placa cubiertos por sedimentos (Ortiz, 1997).

En la Sierra de Guanajuato la Formación Arperos está cubierta tectónicamente por una secuencia compleja de rocas volcano-plutónicas que a la luz de varios estudios recientes (Monod, et al., 1990, Lapierre, et al., 1992) se han interpretado como pertenecientes a un arco intra-oceánico disociado formado por varias unidades alóctonas cuya posición original ha sido restaurada de la base a la cima en el siguiente orden:

Unidad ultrabásica-básica de San Juan de Otates. Consiste de una serie de escamas tectónicas de serpentinitas, werhlitas y piroxenitas de olivino serpentinizadas con gabros de piroxeno-hornblenda hacia la base con texturas de acumulación. Carece de verdaderas peridotitas (Ortíz, et al., 1990) y presenta un metamorfismo de bajo grado.

Aflora en el arroyo de San Juan de Otates cabalgando tectónicamente a la Formación Arperos. Sus afloramientos son de poca extensión superficial. Localmente está intrusionada por plutones básicos

calcoalcalinos y varios diques (Stein, et al., 1994, Lapierre, et al., 1992) y están cubiertas discordantemente por rocas volcánicas terciarias (Martínez, 1987).

Las edades radiométricas obtenidas en estas rocas (Stein, et al., 1994) no son confiables por la intensa alteración y deformación que han sufrido, sin embargo, por su grado de deformación se consideran del Jurásico Superior (Martínez, 1987) correlacionables con el miembro inferior de la Formación Arperos.

Inicialmente estas rocas fueron consideradas como parte de un complejo ofiolítico perteneciente a una corteza oceánica de una cuenca post-arco (Servais, et al., 1982, Sediock, et al., 1993). En base a su petrología y características geoquímicas, que indican una afinidad de toleitas de arco insular, actualmente estas rocas se interpretan como los remanentes de la base de un arco de islas desmembrado (Ortiz, et al., 1989; Monod, et al., 1990) y en un contexto regional representan la etapa naciente del arco Alisitos-Teloloapan (Ortiz, et al., 1991; Tardy, et al., 1992; Lapierre, et al., 1992).

Diorita Tuna Mansa. Consiste de una serie de cuerpos plutónicos cuya composición varía de dioritas y microdioritas de hornblenda con xenolitos de piroxenita a facies de gabros con estructuras flaser por metamorfismo dinámico (Ortiz, et al., 1992).

Está cortada por diques doleríticos y basálticos que presentan milonitización. Toda la unidad presenta un metamorfismo hidrotermal de la facies de esquistos verdes. Sus características geoquímicas indican una afinidad de toleita de arco insular (Lapierre, et al., 1992).

Aflora en las localidades de Tuna Mansa, El Jitomatal y La Palma como testigos tectónicos de poca extensión superficial cabalgando sobre la Formación Arperos, Unidad La Luz y el Complejo filoniano. Por su contenido de magnetita diseminada, son las rocas del arco con mayor susceptibilidad magnética.

Su edad de 122.5 ± 5.6 Ma (K-Ar) se considera como representativa de toda la secuencia plutónica de Guanajuato (Lapierre, et al., op cit.; Ortiz, et al., 1992). Aunque esta unidad tiene magnetita diseminada, no dió respuesta magnética en el levantamiento, por la poca extensión de sus afloramientos y a que se presenta en forma de escamas tectónicas.

Tonalita Cerro Pelón. Está constituida por un grupo de rocas plutónicas que incluyen tonalitas, trondhjemitas, dioritas, gabros y plagiogranitos que en la base presentan gabros de acumulación; este grupo se presenta deformado, alterado y metamorfizado. Aflora en el Cerro Pelón donde alcanza su máximo espesor, también en las localidades Santa Ana y La Luz.

Esta unidad cabalga tectónicamente a la Formación Arperos, con una zona milonítica que indica desplazamiento hacia el norte (Monod, et al., 1990) y está afectada por varios diques microdioríticos, basálticos y doleríticos en juegos conjugados (Martínez, 1987), pero no intrusiona a los diques básicos, lo que sugiere que fué emplazada durante la etapa inicial de la actividad magmática del arco intra-oceánico (Lapierre, et al., 1992).

Sus edades de K-Ar de 157 ± 8.8 Ma en granito y 143 ± 9.6 Ma en diorita (Monod, et al., 1990) no son representativas por ser rocas muy alteradas (Ortiz, et al., 1992). Se consideran equivalentes en edad a la diorita Tuna Mansa (Lapierre, et al., 1992), aunque otros (Sedlock, et al., 1993) la consideran derivada de un arco magmático jurásico poco conocido en el norponiente de México.

Sus características geoquímicas indican una afinidad toleítica de arco insular y una relación genética con el Complejo filoniano y las lavas La Luz. Su mayor contenido de sílice sugiere contaminación de la corteza y sedimentos oceánicos (Monod, et al., 1990). Esta unidad junto con la diorita Tuna Mansa, forman el complejo plutónico del arco Guanajuato denominada anteriormente como serie plutónica La Luz (Martínez, 1987).

Por su grado de metamorfismo y la poca extensión de sus afloramientos este complejo plutónico no da respuestas magnéticas características.

Complejo filoniano Santa Ana. Está formado por un enjambre de diques basálticos, doleríticos y granófidos que cortan al complejo plutónico y a las lavas La Luz en todas direcciones. El espesor de los diques varía desde cms hasta 2.0 m, con autobrechamiento en sus bordes; presentan un metamorfismo de bajo grado con un metamorfismo dinámico sobrepuesto (Ortiz, et al., 1990).

Afloran en los alrededores de Santa Ana y Presa de La Soledad. Por sus características petrológicas y geoquímicas, son de afinidad toleítica de arco insular y comagmáticas con las lavas La Luz (Lapierre, et al., 1992).

Unidad basáltica La Luz. Es una secuencia volcano-sedimentaria que está constituida principalmente por derrames basálticos masivos y almohadillados, afíricos, con intercalaciones menores de pedernal, tobas, brechas, hialoclastitas, escasas rocas volcano-detríticas y hacia la cima derrames dacítico-riodacíticos calcoalcalinos. Tienen metamorfismo de bajo grado con presencia de zonas de milonitización y están cortadas por diques félsicos y basálticos. Presentan un espesor mínimo de 1000 m ya que se desconoce su base y su cima está cubierta tectonicamente por sedimentos y tobas muy deformadas (Ortiz, et al., 1992). Aflora en los

alrededores del poblado La Luz cabalgando a la Formación Arperos en contacto casi horizontal.

Las texturas de las rocas volcánicas indican un volcanismo submarino profundo a más de 1000 m de profundidad (Ortiz, et al., op cit) y se han detectado ocurrencias de sulfuros masivos subeconómicos (Saldaña, 1991). Los óxidos de Fe y Ti de estos basaltos están alterados a esfena y por lo tanto no son magnéticos (Lapierre, et al., 1992).

Su edad radiométrica de 108.4 ± 6 Ma (Stein, et al., 1994) no es confiable por la pérdida de Argón radiogénico por metamorfismo (Ortiz, et al., 1992). Su afinidad es de toleita de arco insular y sus relaciones isotópicas indican que son comagmáticas con el Complejo filoniano (Lapierre, et al., 1992).

Las características petrológicas y geoquímicas de las unidades volcano-plutónicas anteriores indican que son comagmáticas y pertenecen a una serie toleítica de arco de islas y en conjunto constituyen un arco intra-oceánico completo (Monod, et al., 1990; Lapierre, op. cit). La respuesta magnética de la secuencia magmática volcano-plutónica es de baja intensidad (dominio A_1).

Al norte de Comanja, en la ranchería La Perlita, la Formación Arperos está cubierta discordantemente por una secuencia de calizas arrecifales en la base y lutitas, calcarenitas y limolitas hacia la cima que, en conjunto, alcanzan un espesor de 80 m y se conocen informalmente como Caliza Perlita (Martínez, 1987).

Esta caliza se encuentra cubierta discordantemente por sedimentos continentales y rocas volcánicas del Terciario y afectada por el granito Comanja. La microfauna indica una edad Aptiano Temprano-Albiano Tardío (Chiodi, et al., 1988) que permiten correlacionarla con la Formación El Doctor del oriente de México y marcan la continuación hacia esta región de las plataformas carbonatadas del dominio Mesógeno.

En el ambiente de plataforma el Cretácico Inferior está representado por las Formaciones Guaxcamá y El Doctor (Carrillo, 1971).

La Formación Guaxcamá está constituida por una secuencia de anhidritas, calizas recristalizadas, calizas dolomíticas, lentes de pedernal y lutitas intensamente plegadas de espesor muy variable que aflora en la localidad de Pozos y al oeste de El Refugio. Está cubierta concordantemente por la Formación El Doctor y cubre discordantemente a la Formación Las Trancas. Su edad varía del Neocomiano al Aptiano y es correlacionable con las Formaciones Tamaulipas Inferior y Peña Azul en Querétaro (Chauve, et al., 1985).

La Formación El Doctor está constituida de calizas arrecifales y dolomitas interestratificadas en bancos gruesos hacia la base y delgados hacia la cima con lentes de pedernal y horizontes de lutita que alcanzan un espesor máximo de más de 1 000 m. Afloran en el sector nororiente de la carta, en La Salitrera, Xichú, El Realito y El Refugio.

Cubre concordantemente a las formaciones Guaxcamá y las Trancas y está cubierta concordantemente por la Formación Soyatal-Mexcala y Tamasopo, y discordantemente por la Formación Cárdenas (CRM, 1997).

Tiene fósiles que indican una edad Aibiano-Cenomaniano (Wilson, 1955) correlacionable con las Formaciones El Abra y la Caliza Perlita. Sus afloramientos dan respuestas magnéticas de baja intensidad (dominio magnético C).

Sistema Cretácico Superior

Las rocas de esta edad, en el dominio Cordillerano, están representadas por afloramientos aislados de poca extensión superficial de una secuencia tipo flysch constituida por lutitas, areniscas y calizas arcillosas de las Formaciones lndidura y Caracol que afloran al surponiente de Ojuelos, norponiente de Villa de Reyes, surponiente de Tierra Nueva y en Piedras de Lumbre. Su espesor es desconocido ya que no aflora su base y están cubiertas por rocas volcánicas félsicas terciarias.

Su edad varía del Turoniano al Maestrichtiano y constituyen la unidad que cierra el ciclo cordillerano de sedimentación marina.

En el dominio Mesógeno de la plataforma Valles-San Luis Potosí este sistema está representado por las Formaciones Soyatal-Mexcala, Tamasopo y Cárdenas.

La Formación Soyatal-Mexcala consiste de una secuencia de lutitas, areniscas, limolitas, margas y calizas delgadas que afloran en los alrededores de Xichú y La Salitrera (Ruiz, et al., 1980), donde alcanza un espesor máximo de 800 m. Cubre transicionalmente a la Formación El Doctor. Su edad es Turoniano, correlacionable con la Formación Indidura de la Cuenca Mesozoica del centro de México.

Hacia el extremo nororiente de la carta la Formación Soyatal-Mexcala tiene un cambio de facies a calizas de estratificación delgada que constituyen la Formación Tamasopo.

En la región de La Salitrera, una secuencia de lutitas físiles de hasta 350 m de espesor cubren discordantemente a la Formación Soyatal-Mexcala y transicionalmente a la Formación Tamasopo hacia el oriente. Su edad es del Campaniano Superior-Maestrichtiano, correlacionable con la Formacion Caracol.

Esta unidad representa un depósito regresivo y el completo sepultamiento de la plataforma carbonatada por sedimentos sinorogénícos.

Sistema Terciario

Está representado por rocas ígneas plutónicas graníticas a dioríticas, rocas volcánicas e intrusivos hipabisales félsicos que son las de mayor distribución superficial, y rocas volcanoclásticas y clásticas continentales.
La base de este sistema está representado por depósitos conglomeráticos de origen polimíctico con matriz arenosa cementada con óxidos de hierro que les dan un color rojizo característico.

Entre estos, los más importantes son el conglomerado Duarte que aflora entre Guanajuato y León; el conglomerado Cenicera que aflora al oriente de Villa de Reyes, asociado a la falla maestra oriental del graben de Villa de Reyes (Labarthe, et al., 1982) y el más famoso e importante, el conglomerado de Guanajuato, el cual está constituido por dos miembros y tiene intercalaciones de arenisca fina, limolitas, horizontes tobáceos riolíticos e intercalaciones de lavas básicas. Aflora en el distrito minero de Guanajuato donde alcanza un espesor máximo de 1500 m, con promedio de 400 m (Edwards, 1955); cubre discordantemente a las rocas mesozoicas y al granito Comanja y subyace concordantemente a la Formación Losero (Nieto, 1990).

Fósiles de vertebrados dan una edad de Eoceno Medio para la base del miembro inferior (Ferrusquía, 1987) por lo que se puede decir que comprende un intervalo del Eoceno Medio al Eoceno Tardío ú Oligoceno Temprano.

Esta unidad representa un período de intensa erosión y depósito en fosas tectónicas restringidas y al pie de bloques fallados levantados por lo que sus afloramientos son aislados de poca distribución superficial.

En la región de Comanja afloran derrames andesíticos masivos conocidos como andesitas El Gigante-Bernalejo que constituyen la base de las rocas volcánicas de la región (Martínez, 1987) y posiblemente sean equivalentes en edad a la andesita Casita Blanca de 44 Ma (Labarthe, et al., 1982) que aflora en la región de La Salitrera y El Realito.

Esta unidad subyace a todas las unidades volcánicas oligocénicas félsicas y sobreyace al conglomerado Cenicera.

En el distrito minero de Guanajuato aflora una secuencia volcánica representada por las Formaciones Loseros, Bufa, Calderones, Cedros y Chichíndaro que varían en

composición de riolitas a andesitas; comprenden derrames y tobas riolíticas, flujos piroclásticos, derrames andesíticos, diques latíticos y domos riolíticos, éstos últimos íntimamente relacionados a mineralización aurífera. (Nieto, 1990; Randall, et al., 1994).

Esta actividad volcánica comprende un intervalo de 37 a 32 Ma (Gross,1975) y está relacionada espacialmente al desarrollo de una estructura tipo caldera (Randall, et al., 1994) muy erosionada y estructuralmente deformada de aproximadamente 16 km de diámetro cuyos límites están inferidos por la distribución de las unidades volcánicas interpretadas como sincaldera (Bufa y Calderones) contra las unidades postcaldera (El Cedro y Chichíndaro) que enmascaran las características originales de esta caldera propuesta.

Este vulcanismo riolítico se manifiesta en toda la Sierra de Guanajuato incluyendo las sierras de San Isidro, Cuatralba y El Ocote.

En la parte centro norte de la carta aflora una gruesa secuencia de rocas volcánicas, principalmente félsicas que consisten de derrames de riolitas, ignimbritas riolíticas asociadas a domos riolíticos silícicos con alto contenido de flúor y mineralización de estaño, cuerpos subvolcánicos graníticos, andesitas, riodacitas y latitas coronadas por andesitas basálticas que alcanzan espesores variables con un máximo de 1000 m en las zonas de fuente (Sierras San Miguelito, Santa Bárbara, El Cubo, la región de Santa María del Río, Tierra Nueva y El Realito). Todas estas unidades volcánicas han sido agrupadas en varias formaciones, bien documentadas (Labarthe, et al, 1982) cuya edad queda comprendida en el intervalo de 31 a 26 Ma (Oligoceno Medio) y da origen al llamado Campo Volcánico San Luis Potosí.

Algunos miembros de estas rocas están asociados a la formación de grandes estructuras volcanotectónicas como el Graben de Villa de Reyes, a los que rellenan parcialmente (Riolita Panalillo, Tristán, 1987), y localmente a probables calderas como la de Milpa Grande, al sur de La Salitrera (Labarthe, et al., 1982), El Realito (Fraga, 1988) y otras aún no identificadas.

En el sector noreste de la carta, en el Realito, domos riolíticos-riodacíticos y derrames asociados de 30 Ma (Ruiz, et al, 1980) están íntimamente relacionados a mineralización de fluorita en el contacto con calizas arrecifales de la Formación El Doctor, en un ambiente de caldera (Fraga, 1988).

Todas estas rocas volcánicas pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K y están relacionadas al vulcanismo de la Sierra Madre Occidental, (Labarthe, et al., 1982) y posiblemente tienen su origen en cámaras magmáticas someras por fusión parcial de la corteza continental precámbrica (Aguillón, et

al., 1994), en un ambiente tectónico distensivo (Labarthe, et al., 1982, Burt y Sheridan,1987).

En volumen las rocas félsicas oligocénicas son las de mayor distribución, principalmente las ignimbritas y su respuesta está asociada a una serie de dipolos característicos (dominios B_2 y B_1). En las zonas de fuente, los domos riolíticos por su mayor contenido de magnetita diseminada, dan respuestas magnéticas individualmente más intensas (dominios A_2 y A_1) como sucede en la zona de Matancillas al norponiente de la carta.

En el extremo suroriente de la carta aflora una serie de derrames andesíticos e ignimbritas de edad Mioceno-Plioceno, relacionadas al estrato-volcán El Zamorano, ubicado fuera de la carta (Carrasco, et al., 1989)

Entre San Luis de la Paz y Victoria se ubica un extenso campo volcánico constituido por derrames basálticos-andesíticos emitidos a través de fracturas profundas de rumbo NW-SE que forman mesetas de más de 150 m de espesor. Por su grado de erosión parecen ser pliocénicos.

Sistema Cuaternario

Este sistema está representado por sedimentos continentales que alcanzan gran distribución superficial y derrames basálticos aislados que afloran en varias localidades .

En algunos lugares, principalmente en las grandes fosas tectónicas y en los amplios valles de Ojuelos, San Felipe, Dolores Hidalgo y San Luis de la Paz, las rocas volcánicas oligocénicas y mesozoicas están cubiertas discordantemente por conglomerados poco consolidados , arenas y gravas con fósiles de vertebrados del Pleistoceno (Carranza, 1987) que marcan un período de intensa erosión y depositación que continúa hasta la fecha.

En la parte central de la carta , en San Diego de la Unión, afloran rocas básicas alcalinas (basanitas) formando conos cineríticos y extensos derrames que contienen nódulos del manto y xenolitos de granulita (Aranda, et al., 1993) y constituyen la localidad con xenolitos del manto más meridional de la Mesa Central.

Su edad varía de 1.6 a 1.2 Ma (Pleistoceno Temprano) y se agrupan dentro de la Formación Las Joyas (Aranda y Labarthe, 1977). La presencia de xenolitos del manto indica un origen del manto con poca interacción de la corteza continental durante su ascenso, en un ambiente tectónico distensivo (Aranda, et al., 1993). Estas rocas con xenolitos del manto y corteza constituyen una fuente de información directa del basamento en la región. Localmente dan respuestas magnéticas de alta intensidad (dominio B_2).

Otras localidades con afloramientos de basaltos se ubican al norte de León, Derramadero, Cerro Palo Colorado y Mesa de

Jesús. En la cima del Cerro El Cubilete, los basaltos cubren a gravas con fósiles de vertebrados del Plio-Pleistoceno (Martínez, 1987) por lo que su edad se considera del cuaternario y marcan un importante levantamiento de la Sierra de Guanajuato a lo largo de la Falla El Bajío (Martínez, op cit.; Nieto, 1990).

Rocas ígneas intrusivas

Estas rocas se presentan como cuerpos de dimensiones batolíticas, troncos, domos, cuellos volcánicos y cuñas tectónicas, su composición varía de granito a gabro y afectan a las rocas mesozoicas y volcánicas oligocénicas. Algunos intrusivos están íntimamente relacionados a mineralización polimetálica.

Las rocas plutónicas más antiguas son las del complejo plutónico del arco de Guanajuato que tienen una edad de 122 Ma (Lapierre, et al, 1992) y son de afinidad toleítica de arco insular (Monod, et al., 1990; Ortiz et al., 1992).

En la Sierra de Guanajuato, en la Angostura aflora un intrusivo básico cuya composición varía de gabro a diorita-monzonita, afecta a las rocas ultramáficas San Juan de Otates y presenta deformación y metamorfismo de la facies de esquistos verdes. Tiene una edad de 112 Ma y su afinidad es calcoalcalina (Stein, et al., 1994). Representa la fase madura del arco de Guanajuato y posiblemente es contemporáneo al emplazamiento tectónico del arco al margen suroeste del cratón de Norteamérica.

En el distrito minero de Guanajuato, en el cerro Escobas aflora un intrusivo diorítico datado en 69 Ma (Gross, 1975; Randall et al., 1994)

A todo lo largo de la Sierra de Guanajuato, desde Comanja hasta San Antón de las Minas aflora un intrusivo de dimensiones batolíticas cuya composición varía de granito a granodiorita con inclusiones de pórfido monzonítico, facies pegmatíticas, aplíticas y sieníticas y está cortado por vetillas de turmalina.

Este cuerpo recibe el nombre de Granito Comanja y afecta a las rocas del arco de Guanajuato, a la Formación Arperos y la Caliza Perlita formando pequeños cuerpos de skam y vetas con mineralización polimetálica.

No está deformado, ni metamorfoseado por lo que se considera postorogénico. Sus edades geocronométricas de K-Ar varían desde 53 a 51 Ma ubicándolo en el Eoceno Temprano (Stein, et al., 1994). Este intrusivo tiene una composición mineralógica similar a los granitos de arco volcánico calcoalcalinos y sus relaciones isotópicas indican un origen del

manto con fuerte contaminación cortical (Stein, et al., op. cit.)

En la región de Xichú aflora un cuerpo intrusivo en forma de tronco cuya composición varía de diorita a cuarzomonzonita y afecta a rocas clástico-calcáreas de la Formación Soyatal-Mexcala produciendo cuerpos de skam con mineralización de Ag, Pb, Zn. Se desconoce la edad de este cuerpo pero debe ser equivalente a los de Zimapán, Hgo. y La Negra, Qro. que varían de 38 a 42 Ma. En base a la aeromagnetometría se puede ver que todos ellos están asociados a un cuerpo intrusivo de dimensiones batolíticas, sepultado, del cual solo afloran pequenos apófisis en las localidades antes mencionadas.

Un cuerpo granítico subvolcánico de dimensiones batolíticas aflora en el sector nororiente de la carta en la región de San José Albuquerque y se denomina Granito Palo Verde. Este cuerpo presenta cambios de facies desde granito a pórfido riolítico-riodacítico pasando a una riodacita y corta a las rocas mesozoicas y a las volcánicas oligocénicas pero es afectado por domos riolíticos (CRM, 1997), por lo que debe ser contemporáneo con las rocas volcánicas oligocénicas (puede ser una zona de fuente).

En el contacto con rocas volcánicas félsicas presenta cuerpos irregulares de carbonatos y sílice (carbonatitas ?) cuyo origen aún no ha sido definido.

En la Sierra de Guanajuato, al norte de Arperos, Nuevo Valle y otras localidades cercanas, aflora una roca intrusiva de composición gabroica que afecta a la Formación Arperos y a tobas riolíticas oligocénicas. Su emplazamiento está relacionado a las fallas maestras de la porción meridional del graben de Villa de Reyes (Tristán, 1987).

La edad de estos cuerpos gabroicos es tema de discusión, ya que varía desde el Oligoceno Tardío (24.7 Ma, CRM, 1997), Plioceno (Tristán, 1987) al Cuaternario y posiblemente represente la facie hipabisal del Basalto Cubilete (Randall, et al., 1994). Esta diferencia en edades sugiere que tal vez existan gabros de diferentes edades: uno oligocénico que sería la fase máfica de un volcanismo bimodal y otro cuaternario.

Geología Estructural

El patrón estructural de la carta es producto de los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide y fundamentalmente, de los diferentes eventos distensivos del Cenozoico que controlan la morfología actual de toda la región. (Aranda, et al., 1989; Nieto, 1990)

Las rocas jurásicas de la Formación San Juan de la Rosa están deformadas por un evento

compresivo que también les produjo un metamorfismo de bajo grado los cuales indican una fase Nevadiana (Chauve, et al., 1985).

Las rocas jurásicas de la Formación Las Trancas no están deformadas, solo presentan metamorfismo de bajo grado.

Las rocas volcano-plutónicas del arco de Guanajuato muestran un metamorfismo de bajo grado y presentan contactos tectónicos subhorizontales con zonas de milonitización y cataclastitas. Sus indicadores cinemáticos (foliación, lineación mineral, sombras de presión, etc.) sugieren que estas rocas sufrieron un transporte tectónico hacia el NNE (Ortiz, et al., 1989 y 1990; Monod, et al., 1990) y cabalgan a la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Arperos, la cual también muestra pliegues isoclinales con planos axiales E-W transportados hacia el NNE (Monod, et al, op cit; Ortiz, 1997).

Las relaciones estructurales de la secuencia magmática de Guanajuato indican dos fases principales de deformación: Fase Nevadiana a fines del Jurásico Superior y Fase Oregoniana del Aptiano-Albiano (Ortiz, et al. 1989, 1990).

La Orogenia Laramide afectó a las rocas mesozoicas de Guanajuato con un amplio plegamiento que forma un anticlinal de rumbo NW-SE en toda la Sierra de Guanajuato (Martínez, 1987). Las rocas de la plataforma también fueron afectadas por un intenso plegamiento que dió como resultado una serie de sinclinales y anticlinales paralelos de rumbo NW-SE con vergencia hacia el NE que llegan a desarrollar fallas inversas (Chauve, et al., 1985; Carrillo, 1989).

Las rocas mesozoicas y cenozoicas están afectadas por un sistema de fallas y fracturas conjugadas de rumbo NW-SE y NE-SW, producto de un régimen tectónico distensivo que ha estado activo desde el Eoceno y ha sido reactivado indistintamente en diferentes periodos durante todo el Cenozoico (Aranda, et al., 1989; Nieto,1990).

Tan solo en el distrito de Guanajuato se han identificado cinco fases de fallamiento en el Cenozoico, tres de ellas preminerales. (Nieto, 1990).

El sistema de fallas conjugadas controla las principales estructuras cenozoicas: fosas tectónicas, depresiones volcanotectónicas, calderas y domos asociados.

El sistema de fracturamiento más notable dentro de la superficie de la carta tiene una dirección N30-60°W y consiste principalmente de fallas normales, algunas con componente de movimiento lateral (Nieto, et al., 1992; Mitre, et al., 1989). Este sistema posiblemente sea el más antiguo, heredado de las rocas mesozoicas (Ortiz, et al., 1989), y ha sido activado en épocas recientes ya que afecta a

toda la columna geológica incluyendo a los basaltos pliocuaternarios.También controló el emplazamiento de los cuerpos ígneos plutónicos e hipabisales y localmente las vetas epitermales en el distrito de Guanajuato y otras localidades (Pozos, Victoria, etc.).

Este sistema es claramente visible en las imágenes de satélite y también se refleja en los lineamientos magnéticos, sugiriendo que afecta a todo el basamento magnético. En la Sierra de Guanajuato está representado por la falla del Bajío, una zona de falla que tiene evidencias de movimiento lateral derecho (Mitre, et al., 1989), pero su última actividad, en el cuaternario, ha sido vertical con desplazamientos de 500 a 800 m (Nieto, 1990), que provocaron el levantamiento de toda la Sierra de Guanajuato y le dieron su morfología actual (Nieto, et al., 1992).

Este sistema también controla evidentemente, la salida de rocas volcánicas del Terciario Superior Cuaternario (basaltos), así como la formación de fosas tectónicas como las de Bledos, Enramadas, Dolores y la Depresión del Bajío en el extremo surponiente de la carta.

El segundo sistema de fracturamiento, conjugado al anterior, tiene un rumbo que varía desde N10°E a N45°E y está íntimamente asociado a la tectónica extensional de Sierras y Valles (Henry y Aranda, 1992) y al vulcanismo félsico del Oligoceno Medio que dió origen a la espectacular fosa tectónica de Villa de Reyes, la cual cruza la parte central de la carta con una longitud de casi 200 km y un ancho promedio de 15 km con desplazamientos verticales de hasta 400 m (Tristán,1987).Otras estructuras similares son las de Lagos de Moreno, Matancillas y La Sauceda. Hacia la parte oriental de la carta dentro de la plataforma, este tipo de fosas no se desarrollaron.

Algunos autores (Tristán,1987; Aranda, et al.,1989), sugieren que este fallamiento extensional se produjo por un combamiento cortical debido a un ascenso del manto que produjo fusión parcial de la corteza y un intenso volcanismo félsico explosivo que causó el colapso de la corteza.

Localmente la formación de estas fosas probablemente fué controlada por movimientos laterales de las fallas NW-SE que actuaron como fallas transformes para compensar la diferente tasa de extensión entre bloques adyacentes a estas fallas (Mitre, et al.,1989; Davison, 1994).

Las rocas volcánicas oligocénicas presentan un basculamiento de menos de 20° por un evento de fallamiento normal del Mioceno (Aranda, et al., 1989)

Los diversos eventos distensivos del Cenozoico afectan indistintamente a ambos

sistemas de fallamiento lo que ha provocado el enmascaramiento en la relación de edades entre ellos, así como su morfología característica en zig-zag (Aranda, et al., op.cit.).

Probablemente la actividad tectónica en la región aún esté activa como lo indica la emisión de basaltos alcalinos cuaternarios con xenolitos del manto (Aranda, et al., 1993) y la actividad hidrotermal a lo largo de la falla del Bajío (Randall, et al., 1994), así como actividad sísmica cercana en el graben de Aguascalientes (Aranda, 1989).

Evolución Tectónica

La región surponiente de la carta forma parte del llamado terreno Guerrero y la porción nororiente pertenece al terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983; Centeno, et al., 1993), con una zona de transición entre ambos. Para otros autores, toda la región queda comprendida dentro del terreno Tepehuano que limita al extremo noreste con el terreno Guachichil (Sedlock, et al., 1993) lo cual demuestra que la evolución geológica de la región es compleja con varios puntos obscuros aún por definir debido a la falta de buenos afloramientos de rocas mesozoicas.

Aunque no se han identificado afloramientos de rocas premesozoicas dentro de la superficie de la carta, los datos isotópicos de los xenolitos de granulita en las basanitas alcalinas de varias localidades de la Mesa Central, indican la presencia en el subsuelo de una corteza proterozoica (Ruiz, et al.,1988) cubierta por rocas paleozoicas metamorfoseadas y mesozoicas plegadas (Sedlock, et al., 1993).

La evolución de la región se inicia en el Jurásico Superior donde en la margen surponiente del cratón de Norteamérica, en un ambiente de arco de islas asociado a una zona de subducción en el poniente, se deposita la secuencia volcano-sedimentaria de San Juan de la Rosa; al mismo tiempo hacia el oriente, en un ambiente de cuenca intra-cratónica se deposita la secuencia volcano-detrítica de Las Trancas.

A mediados del Jurásico Superior la región se ve afectada por la apertura de una cuenca oceánica marginal relacionada a la apertura del Golfo de México. La subducción hacia el SW de la corteza oceánica de esta cuenca provoca la formación de un arco insular intra-oceánico (Ortiz, et al, 1989; Monod, et al., 1990; Tardy, et al.,1992 y 1994), que representa los productos iniciales de la actividad magmática del arco Alisitos-Teloloapan (Lapierre, et al., 1992).

Al cierre del Jurásico la región es afectada por un evento compresivo poco conocido, fase Nevadiana (Ortiz, et al., 1990), que produce metamorfismo de bajo grado y deformación a la Formación San Juan de la Rosa y a las rocas basales del arco de Guanajuato.

Al oriente la sedimentación fué continua (Chauve, et al., 1985).

En el Cretácico Inferior (Hauteriviano-Valanginiano), la cuenca de Arperos alcanza su máxima profundidad depositándose sedimentos clásticos pelágicos con material volcánico y horizontes de carbonatos sobre una corteza oceánica. Esta cuenca separó el arco intra-oceánico de Guanajuato del resto de México continental hacia el oriente (Monod, et al., 1990; Tardy, et al., 1994, Freydier, et al., 1996)

Otros autores indican que el arco de Guanajuato se desarrolló por la subducción hacia el oriente de la placa Pacífica bajo México central (Sedlock, et al., 1993).

Al mismo tiempo, sobre la plataforma continúa la sedimentación clástica en cuencas profundas y en cuencas someras y restringidas se depositan las evaporitas de la Formación Guaxcamá.

Durante el Aptiano-Albiano, el cierre de la Cuenca de Arperos por subducción provoca la deformación, metamorfismo de bajo grado y cabalgamiento de la secuencia volcano-plutónica de Guanajuato sobre el complejo volcano-sedimentario de la Formación Arperos y las facies de plataforna. (Tardy, et al., 1992 y 1994).

Este evento tectónico, fase Oregoniana (Ortiz, et al., 1989; Monod et al., 1990; Lapierre, et al., 1992) representa un ejemplo de colisión arco intra-oceánico - cráton (Freydier, et al., 1996) y provocó un levantamiento y erosión de la zona de colisión.

En el Albiano-Cenomaniano toda la región es cubierta por las aguas marinas y en condiciones someras con hundimiento contínuo, se depositan grandes volúmenes de calizas arrecifales de la Formación El Doctor en el sector oriente. Hacia el poniente la Caliza Perlita es evidencia de la continuación de estas plataformas hacia el centro de México. (Martínez, 1987).

A principios del Cretácico Superior (Turoniano) se inicia un cambio gradual en el régimen de sedimentación en toda la región debido al levantamiento en la parte occidental de México del arco Guerrero, cuya erosión aporta sedimentos tipo flysch con abundante material clástico de origen volcánico calcoalcalino que se deposita en la Cuenca Mesozoica del centro de México y en la plataforma Valles-San Luis Potosí. (Carrillo, 1971 y 1982)

A finales del Cretácico Superior (Campaniano) se inicia la orogenia Laramide por el incremento en la tasa de convergencia de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, que culmina en el Paleoceno y provoca el intenso plegamiento de las rocas mesozoicas y el cabalgamiento de las secuencias volcano-

sedimentarias del Terreno Guerrero (Arco Alisitos-Teloloapan) sobre las facies de plataforma del Terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1983).

El límite entre ambos terrenos aún no ha sido bien definido pero está marcado por los afloramientos más orientales de la Formación San Juan de la Rosa y los afloramientos más occidentales de la Formación Las Trancas (Chauve, et al., 1985), la forma de este límite tectónico es irregular y difícil de precisar, sin embargo se infiere que pasa a lo largo de una línea que une a los poblados de Victoria y Villa de Reyes.

Al finalizar la Orogenia Laramide, en el Eoceno Temprano se emplazan una serie de intrusivos graníticos postectónicos debido a la migración del arco magmático hacia el oriente (Clark, et al., 1982). Estos intrusivos están asociados a mineralización tipo skarn y vetas hidrotermales de Ag, Au, Pb, Zn, Cu, (W), siendo los más importantes el granito Comanja y el tronco cuarzomonzonítico de Xichú.

Inmediatamente después, un evento distensivo forma fosas tectónicas en varias localidades de la carta donde se depositan sedimentos clásticos continentales asociados a derrames andesíticos menores.

Después de un prolongado hiatus magmático durante el cual predominan la erosión y depositación, a fines del Eoceno y principios del Oligoceno se inicia una intensa actividad volcánica en la región de Guanajuato donde son extruidas una serie de rocas volcánicas asociadas a una estructura volcano-plutónica (caldera?) que culmina con una etapa de hidrotermalismo y mineralización de vetas epitermales con Ag, Au, Pb, Zn, Cu, (Randall, et al., 1994; Gross, 1975; Saldaña, 1991).

En el Oligoceno Medio, al norte de la carta se inicia una intensa actividad volcánica félsica que abarca un intervalo de 31 a 26 Ma y Constituye el Campo Volcánico San Luis Potosí-Guanajuato. Este vulcanismo estuvo asociado a domos riolíticos con mineralización de Sn y vetas de Au y Ag, así como a la formación de calderas y estructuras volcano-plutónicas.

Al oriente de la carta, este vulcanismo riolítico estuvo ligado genéticamente a la mineralización de fluorita y a cuerpos subvolcánicos graníticos como el de Palo Verde que está asociado a cuerpos irregulares de carbonatos y sílice de aparente origen hidrotermal (CRM, 1997).

Este volcanismo de alto nivel estructural (Labarthe, et al., 1982) marca el inicio de la tectónica extensional de Valles y Sierras por la colisión de la Dorsal del Pacífico con la trinchera (Henry y Aranda, 1992), lo que produce un ambiente tectónico extensional.

Aunque no existe un registro claro dentro de la carta, en el Mioceno Medio, de 13 a 11 Ma (Aranda et al., 1993), se produce un evento distensivo que produce el basculamiento hacia el NE de las rocas volcánicas oligocénicas y una reactivación de las fosas tectónicas que son rellenadas por sedimentos Plio-Pleistocénicos (Carranza, 1987; Aranda, 1989).

En los extremos surponiente y suroriente de la carta se produce un volcanismo Mio-Pliocénico bimodal relacionado al Eje Neovolcánico (Carrasco, et al., 1989).
En el Cuaternario un nuevo evento de distensión está marcado por la extrusión de derrames basálticos en varias localidades de la carta. En San Diego de la Unión este evento estuvo asociado a la emisión de basaltos alcalinos con xenolitos del manto.

Una nueva fase de fallamiento está representada por la activación de la Falla del Bajío que provoca el levantamiento de la Sierra de Guanajuato afectando a los sedimentos clásticos continentales y basaltos cuaternarios (Martínez y Nieto, 1990).

El último evento de fallamiento en la región está representado por la activación del Graben de la Sauceda, cuyas fallas maestras afectan a la Falla del Bajío (Nieto, 1990).

La actividad tectónica continua hasta nuestros días representada por la actividad hidrotermal asociada a fallas profundas en varias localidades de la Sierra de Guanajuato (Randall, et al., 1994).

Yacimientos Minerales

Los principales tipos de mineralización polimetálica dentro de la carta son las vetas epitermales de Guanajuato y Pozos, los cuerpos de skarn de Xichú y la Sierra de León-Comanja y los depósitos no metálicos de fluorita de La Salitrera y El Realito.

El distrito minero de Guanajuato es el más importante dentro de la carta ya que desde su descubrimiento en 1548 hasta 1990 ha producido más de 35,000 ton de Ag y 175 ton de Au (Randall, et al., 1994)
Este distrito se ubica en el extremo suroriente de la Sierra de Guanajuato en la intersección con el graben de La Sauceda (Nieto, 1990), porción centro-sur de la carta y consiste de una serie de vetas epitermales, stockworks, diseminados, chimeneas de brecha y placeres de Au. Las vetas tienen una dirección NW-SE y se agrupan en tres sistemas: Veta Madre, Vetas de la Luz y Vetas de la Sierra, con mineralización principalmente de Au y Ag con Pb, Zn y Cu subordinado (Gross, 1975).
Al oriente del distrito existe un sistema de vetas transversales (Mina El Cubo) con dirección NE-SW con mineralización aurífera íntimamente relacionada a los domos riolíticos de la Riolita Chichíndaro, que a profundidad tienen facies graníticas (Randall, et al., 1994).

Los clavos mineralizados varían de 1 a 90 m de espesor con una longitud máxima de 300 m y poca profundidad (Gross, 1975); se emplazan dentro de la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Arperos, conglomerado Guanajuato y las unidades volcánicas oligocénicas relacionadas a una estructura volcano-plútonica con características similares a las de una caldera que controla estructuralmente la mineralización del distrito (Randall, et al., op. cit.)

La edad de la mineralización epitermal varía desde 30.7 a 27 Ma (Gross,1975) con un rejuvenecimiento de NE a SW. Las leyes dentro del distrito varían de 0.5 a 10 gr/ton de Au y de 250 a 800 gr/ton de Ag, siendo las principales minas las de Valenciana, El Cubo, Las Torres, Peregrina, Sirena y Rayas. (CRM, 1992c).

También se han detectado evidencias de mineralización de sulfuros masivos en la Formación Arperos en el Prospecto San Ignacio (Macías, et al., 1991) y en las lavas basálticas de la Unidad La Luz, Prospecto El Guapillo (Saldaña, 1991), aunque ambos son subeconómicos.

En el distrito minero de Pozos existen vetas epitermales de Au, Ag, y Hg con dirección NW-SE emplazadas en sedimentos clástico-calcáreos mesozoicos que fueron explotadas en el pasado. Este distrito está actualmente inactivo.

En la región de Victoria afloran vetas epitermales de Ag y Au con dirección NW-SE emplazadas en una secuencia volcano-sedimentaria mesozoica y en riolitas, también existen evidencias de Au diseminado tipo Carlin en sedimentos y jasperoides con Sb (CRM, 1992c).

Otras evidencias de mineralización en vetas epitermales de Ag, Au y cuerpos de skam con Ag, Pb, Zn y Cu se ubican en San Antón de las Minas y en el distrito de Providencia en los sedimentos calcáreo-arcillosos de la Formación Arperos, afectados por cuerpos intrusivos graníticos. En San Antón también hay Cu diseminado en un tronco cuarzomonzonítico.

En la Sierra del Cubo se tienen vetas epitermales de Ag y Au emplazadas en riolitas e ignimbritas asociadas a domos riolíticos.

En varias localidades existen manifestaciones de Sn fumarólico rellenando vetillas irregulares de poco espesor en domos riolíticos y brechas riolíticas asociadas a la zona de fuente de riolitas topacíferas como San Pedro Almoloyán, Sierra del Cubo, Pozos y otras localidades del Campo Volcánico San Luis Potosí, principalmente en el sector norponiente de la carta.

En la mina La Aurora, del distrito minero de Xichú, se explotaron cuerpos irregulares de skam y chimeneas con vetas asociadas de Ag, Pb, Zn, Cu, Au, emplazados en la zona de contacto de un tronco cuarzomonzonítico con la Formación Soyatal. Este distrito actualmente está inactivo pero tiene potencial para exploración.

Otra zona de mineralización importante es la Sierra de León y Comanja en el extremo norponiente de la Sierra de Guanajuato, donde existen varios prospectos con mineralización tipo skam y vetas hidrotermales de Au, Ag, Pb, Zn, Cu y la única evidencia de W en toda la Mesa Central, en la Mina El Maguey (Zárate, 1986). Esta mineralización está genéticamente asociada al Granito Comanja que intrusiona a la Formación Arperos y Caliza Perlita reemplazando y mineralizando algunos horizontes calcáreos de las mismas (CRM, 1992 b).

Entre los minerales no metálicos, los más importantes son los depósitos de fluorita de los distritos mineros de La Salitrera y El Realito en el sector noreste de la carta (CRM, 1992d). Estos distritos están asociados a un lineamiento regional de rumbo N45°W que controla el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos riolítico-riodacíticos que intrusionan a calizas arrecifales de la Formación El Doctor en cuyo contacto se forman cuerpos de fluorita de reemplazamiento y relleno de cavidades de grandes dimensiones como en Las Cuevas, La Consentida, El Realito y El Refugio que alcanzan leyes promedio de 76% de CaF_2 (Ruiz, et al., 1980). Estos cuerpos subvolcánicos aportaron el F y posiblemente estén relacionados al intrusivo granítico de Palo Verde.

Áreas con Potencial Geológico para Exploración.

La compleja evolución que ha sufrido la Sierra de Guanajuato implica una serie de procesos geológicos algunos de ellos aún no comprendidos, que han actuado como metalotectones importantes y explican su enorme potencial de mineralización (Ortiz, et al., 1989). La región está asociada a la evolución y cierre de la Cuenca de Arperos que constituye una zona de sutura de terrenos tectonoestratigráficos (Freydier, et al., 1996), dentro de la cual se ubican varios distritos mineros importantes que forman la provincia metalogenética conocida como la Faja de Plata, la cual tiene gran potencial para la exploración de yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos mesozoicos (VMS) y yacimientos de skam y vetas epitermales asociadas a eventos magmáticos del Cenozoico.

El reconocimiento de un arco insular intra-oceánico en la Sierra de Guanajuato abre el panorama geológico para el emplazamiento de depósitos característicos de este ambiente

geotectónico, algunos de los cuales ya han sido identificados (sulfuros masivos y vetas hidrotermales) y no se puede descartar la presencia de pórfidos cupríferos tipo Pacífico con Au diseminado y cromatititas (Ortiz, et al., 1989).

Localmente en el distrito minero de Guanajuato, la identificación de tres diferentes niveles de mineralización hidrotermal (Gross, 1975), la relación espacial y temporal de la mineralización a una estructura volcano-plutónica (Randall,et al.,1994) y el descubrimiento de mineralización volcanogénica en las rocas mesozoicas constituye un nuevo reto para la exploración de este distrito, en la búsqueda de nuevos cuerpos minerales a profundidad, similares a los de Francisco I. Madero en Zacatecas (CRM, 1992a).

La relación de los domos riolíticos con mineralización aurífera implica enormes expectativas para la exploración geofísica de este tipo de cuerpos que dan respuestas características con magnetometría y radiometría.
Adicionalmente, la presencia de contactos tectónicos subhorizontales entre las rocas magmáticas del arco Guanajuato y la Formación Arperos (Ortiz, et al., 1989; Monod, et al., 1990) constituye un blanco de primer orden para la exploración de estas estructuras que representan excelentes trampas estructurales y estratigráficas para yacimientos de Au diseminado tipo Carlin, de los cuales existen evidencias en el distrito de Victoria (CRM,1992c).

Dentro del Campo Volcánico San Luis Potosí-Guanajuato se han identificado varios domos y flujos de lava silícica rica en flúor (Aguillón, et al.,1994), con presencia de topacio y vetillas de Sn que constituyen los depósitos de Sn tipo Mexicano (Burt y Sheridan, 1987). De acuerdo con modelos de mineralización (Sillitoe y Bonham, 1984; Burt y Sheridan, op. cit.) este tipo de cuerpos subvolcánicos (domos) también tienen posibilidades de contener mineralización de Be (tipo Spor Mountain), F, U, y a profundidad, en las fases más plutónicas de este tipo de intrusivos (intrusivo de Palo Verde), mineralización de W y Mo tipo Clímax. Adicionalmente, en los sedimentos de la periferia de estos plutones se pueden emplazar vetas polimetálicas de Ag, Au, Pb y

Zn, depósitos de skarn en el contacto y especulativamente Au diseminado en sedimentos como producto distal (Labarthe, et al., 1992).También se emplazan vetas de metales preciosos, Au y Ag en las rocas suprayacentes asociadas a los domos (ej. Sierra El Cubo) y en los propios domos riolíticos (Randall, et al., 1994). Actualmente solo se ha identificado mineralización de Sn, F, Au y Ag pero no se pueden descartar para mineralización polimetálica, de metales base, Mo y W.

Con respecto a la plataforma existen posibilidades, muy especulativas, para contener depósitos de Pb, Zn, Ag controlados por cavidades cársticas como consecuencia de la removilización de mineral preexistente en las rocas pre-mesozoicas, por eventos magmáticos del Cenozoico.

Existe un enorme potencial geológico para la presencia de fluorita a lo largo del lineamiento estructural NW-SE que une a los distritos fluoriteros de La Salitrera y El Realito, sin embargo está limitado al espesor de la cubierta volcánica terciaria.

CAPÍTULO III.- DISCUSIÓN DE LA INTERPRETACIÓN REGIONAL

La información aeromagnética contenida en la carta Guanajuato F14-7 escala 1:250 000 tiene alcance de carácter regional por las características del mapa, donde es posible la interpretación indirecta de rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo la distribución de las rocas ocultas como intrusivos, rocas sedimentarias, metamórficas, rocas volcánicas, fallas profundas y controles estructurales para la presencia de depósitos minerales, rasgos obtenidos en base al contraste de susceptibilidad magnética de los materiales subsuelo, originado éste por la presencia de óxidos y/o sulfuros de fierro dispersos en pequeñas porciones en la matriz de las rocas.

En la presente carta se realizó una interpretación cualitativa de carácter regional, en donde se indican los rasgos magnéticos principales, estos resultados están sujetos a discusión y se proporcionan como una base para análisis más profundos de acuerdo con el objetivo y uso de la información.

Para obtener información con más detalle, en áreas específicas de interés que hayan sido seleccionadas de esta carta, se requiere llevar a cabo una interpretación cuantitativa, basada en cálculos y modelado que proporcionen datos de profundidad a la cima de los cuerpos magnéticos y espesores de las unidades más importantes, en mapas a escala 1:50 000 ó 1:20 000, donde se seleccionarán sucesivamente áreas más reducidas en las cuales habrá que realizar trabajos de campo geológicos, geoquímicos y geofísicos a detalle.

Dominios magnéticos.

En la carta Guanajuato F14-7 se identificaron 6 dominios magnéticos indicados con las letras: A_1, A_2, B_0, B_1, B_2 y C, diferenciados de acuerdo a su intensidad de magnetización, gradiente magnético y amplitud dipolar (figura 2).

Para la identificación y discriminación entre la respuesta magnetométrica de las rocas volcánicas e ígneas intrusivas y de algunas localidades que presentaban ambigüedades

en la interpretación de gabinete, se realizó la verificación en campo.

Del análisis de los datos aeromagnéticos y la verificación de campo, se explican los siguientes rasgos geológicos interpretados:

Dominio magnético A_1.

El dominio magnético A_1 se atribuye a rocas intrusivas de composición félsica a intermedia y se manifiesta por amplias distorsiones magnéticas de bajo gradiente e intensidad (-180 a -80 nT), así como por anomalías magnéticas monopolares y dipolares de baja intensidad (-120 a 0 nT). Esta unidad magnética se detectó en cinco localidades, las cuales se ubican en las porciones surponiente, norponiente, centro-sur y oriente de la carta.

El dominio magnético A_1 de la porción surponiente (el más grande de la carta), se extiende en una longitud de 75 km aproximadamente, siguiendo un rumbo NW-SE a lo largo de la sierra de Guanajuato. Superficialmente se correlaciona con el afloramiento de un intrusivo granítico (granito Comanja) con facies pegmatíticas, que intrusiona a las rocas volcano-plutónicas de una secuencia de arco intra-oceánico (Ortiz y Lapierre, 1992), y a las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Arperos, lo que en conjunto forma un lineamiento de rumbo NW-SE a lo largo de la anomalía. Dentro de este conjunto, las rocas máficas del complejo de arco no muestran respuesta magnética al haber sufrido metamorfismo de bajo grado, tectonismo y alteración hidrotermal (Ortiz et al., 1989).

El dominio A_1 ubicado al NE del poblado de los Azulitos Jal., en la porción norponiente de la carta, se correlaciona con afloramientos de andesitas e ignimbritas. Este dominio se infiere que puede corresponder a la respuesta magnética de un cuerpo subvolcánico asociado a las rocas volcánicas aflorantes.

Al oriente del poblado de Sta. Elena, Zac. en la porción norponiente de la carta, se detectó otro dominio magnético A_1, el cual se correlaciona superficialmente con ignimbritas. Este se interpreta, que más bien podría representar la respuesta magnética de un cuerpo hipabisal de composición félsica, asociado a las ignimbritas (probable domo riolítico).

Al oriente de Dolores Hidalgo, Gto. en la porción centro-sur de la hoja, la unidad A_1 se correlaciona superficialmente con aluvión y se interpreta como la respuesta de un cuerpo intrusivo de composición félsica sepultado por rocas sedimentarias y aluvión.

El dominio A_1 detectado en las inmediaciones de Xichú, Gto., en la porción oriente de la carta, se correlaciona con un intrusivo verificado en campo, el cual

megascópicamente se clasificó como cuarzomonzonita y se observó que es poco magnético, por lo cual su anomalía es de baja intensidad. Así también, al sur de Xichú, en el extremo oriental de la carta se observó otra respuesta magnética A_1, la cual se encuentra mejor definida en su continuación en la carta magnética Valles F14-8.

Dominio magnético A_2.

El dominio magnético A_2 se atribuye a rocas intrusivas de composición intermedia a máfica, y se manifiesta por anomalías magnéticas dipolares de alto gradiente y alta intensidad que varían de 150 a +l30Nt.

Se detectaron dos localidades con respuesta magnética A_2. La primera se ubica al norponiente de la carta en las inmediaciones de Matancillas, Jal. La anomalía se verificó en el campo, observándose que se correlaciona con un pórfido riolítico con abundantes fenocristales de cuarzo, feldespato plagioclasa. Este cuerpo hipabisal comprende el cerro de la Silleta y se extiende hacia el NE, estando cortado por una falla en su costado NW, lo que sugiere que posiblemente el cuerpo hipabisal se emplazó en una zona de debilidad originada por la falla.

El segundo dominio magnético A_2 se detectó en la porción poniente de la carta, al NW de Comanja, Jal. Esta anomalía se correlaciona con la unidad volcano-sedimentaria o Formación Arperos y parcialmente con el granito Comanja. Esta unidad A_2 se atribuye a un pequeño cuerpo que contiene minerales magnéticos emplazado en el contacto entre la unidad volcano-sedimentaria y el intrusivo granítico.

Dominio magnético B_0.

El dominio B_0 se atribuye a rocas volcánicas de composición félsica. Se manifiesta por amplias distorsiones y bajos magnéticos que delimitan zonas de muy baja intensidad (-200 a -360 nT), la más baja en la carta.

Este dominio magnético se detectó en el extremo surponiente de la carta, formando un lineamiento de rumbo NW-SE, que se extiende paralelamente a la sierra de Guanajuato en su costado SW, sobre el Bajío. Este dominio se interpretó como la respuesta de rocas volcánicas de composición félsica que rellenan una depresión tectónica, que está delimitada al NE por un lineamiento magnético correlacionable con la falla del Bajío, y al SW por otro lineamiento semiparalelo el cual carece de correlación geológica superficial y sugiere una falla sepultada.

En su conjunto este dominio se interpreta como una fosa que fué rellenada por una alternancia de depósitos detríticos y coladas volcánicas.

Dominio magnético B_1.

El dominio B_1 se atribuye a rocas volcánicas de composición félsica a intermedia, y se manifiesta por distorsiones, altos y bajos magnéticos con intensidades de -160 a + 40 nT. Se distribuye en forma irregular

Este dominio es el más ampliamente distribuido dentro de la carta; en general no forma lineamientos y se manifiesta como un dominio magnético de fondo dentro del cual se encuentran los demás dominios magnéticos. Esta unidad se puede interpretar como el área de influencia de un campo volcánico (Campo Volcánico San Luis Potosí) que aprovechó para su emplazamiento una serie de fallas y zonas de debilidad producidas por los esfuerzos distensivos del disturbio tectónico de Valles y Sierras (Henry y Aranda, 1992).

El dominio magnético B_1 se correlaciona con afloramientos de rocas volcánicas de composición félsica a intermedia que cubren la mayor parte de la carta (Campo Volcánico de San Luis Potosí).

Dominio magnético B_2.

Este dominio se atribuye a rocas volcánicas de composición intermedia a máfica, representado por monopolos y dipolos magnéticos con intensidades de -240 a +160 nT, los dipolos más altos alcanzan hasta -640 a +320 nT. Se distribuyen caóticamente formando zonas de alto gradiente magnético.

El dominio magnético B_2 se encuentra ampliamente distribuido. Por sus dimensiones destacan dos grandes lineamientos de zonas anómalas B_2: uno de rumbo NE-SW que atraviesa a la carta siguiendo el graben de Villa de Reyes, desde León, Gto. hasta Villa Zaragoza en la hoja San Luis Potosí; otro de rumbo NW-SE, que se extiende desde la esquina suroriente de la hoja hasta Villa de Reyes S.L.P. Así también se observa este dominio magnético en San Diego de la Unión, Gto. y en Palo Verde, en las porciones central y nororiente de la hoja respectivamente.

En la esquina surponiente de la carta, se interpreta al dominio B_2 como la respuesta de un grueso paquete de rocas volcánicas magnéticas. Parcialmente se correlaciona con afloramientos de basalto (Basalto Dos Aguas) e ignimbritas las cuales resultaron ser magnéticas durante la verificación. Este último agrupamiento corresponde a la faja del Eje Volcánico Transmexicano.

En las inmediaciones de Nuevo Valle de Moreno, Gto., el dominio B_2 se atribuye a un grueso paquete de ignimbritas que fueron expulsadas a través de las fallas maestras del graben de Villa de Reyes y rellenaron dicho graben (Tristán, 1987). Lo mismo sucedió al norte y oriente de San Felipe, Gto. y de Villa de Reyes hasta Villa de Zaragoza, donde el

paquete de ignimbritas debió depositarse en el graben de Villa de Reyes por un mecanismo similar.

Por su parte, el dominio magnético B_2 que forma un lineamiento de rumbo NW-SE en la porción suroriente de la hoja, se correlaciona con un grueso paquete de basaltos que forman mesas, como se verificó en el campo donde se estimó para estas rocas un espesor de hasta 300 m con alta respuesta magnética.

En San Diego de la Unión, el dominio B_2 se correlaciona con basaltos, los cuales se inyectaron desde el manto (Aranda, et al.,1993);mientras que en Palo Verde, en las inmediaciones de San José Albuquerque, la unidad B_2 se correlaciona con un cuerpo hipabisal. En la verificación en campo se correlacionó con un pórfido granítico-dacítico ligeramente magnético, el cual muestra zonas con fuerte alteración hidrotermal, por lo cual se observan zonas menos magnéticas (B_1) dentro de este dominio.

Otros dominios B_2 en las porciones poniente y norponiente de la carta, se atribuyen a paquetes de ignimbritas, las cuales como se mencionó anteriormente, mostraron ser magnéticas, mientras que en la porción centro-sur al oriente de Guanajuato, el dominio B_2 se correlacionó con basaltos y/ó andesitas basálticas, como se verificó en el campo en las inmediaciones del poblado de Calvillo.

Dominio magnético C.

El dominio magnético C se atribuye a rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias, representado por distorsiones magnéticas suaves que forman zonas de muy bajo gradiente magnético con intensidades de -60 a 0.0 nT

Este dominio magnético se observó en las porciones centro-sur, oriente y nororiente de la carta.

En la primera localidad el dominio C se correlaciona con depósitos de aluvión y conglomerados recientes, mientras que en las porciones oriente y nororiente de la carta, se correlaciona con rocas sedimentarias cretácicas de la plataforma Valles-San Luis Potosí, las cuales se encuentran cubiertas parcialmente por rocas volcánicas asociadas a los dominios magnéticos B_1 y B_2, los que a su vez enmascaran el límite entre el dominio Mesógeno y el dominio Cordillerano (Chauve, et al., 1985).

Lineamientos magnéticos

Principalmente se observan tres sistemas de lineamientos magnéticos los cuales presentan rumbos generales NW-SE, NE-SW y N-S. Se interpretan como la respuesta de fallas de

origen profundo cuya manifestación superficial no es evidente en la mayoría de los casos.

Los lineamientos magnéticos de rumbo NW-SE se encuentran ampliamente distribuidos en toda la carta y al parecer son cortados por lineamientos NE-SW, formando un sistema conjugado.

En la esquina surponiente de la carta se observan dos lineamientos subparalelos de rumbo NW-SE que definen una depresión tectónica en una longitud de 70 km y un ancho promedio de 13 km donde el lineamiento de la parte NE se correlaciona con la falla del Bajío y define el límite surponiente de la sierra de Guanajuato, mientras que el lineamiento de la parte SW define la falla maestra que limita al SW dicha depresión tectónica.La respuesta magnetométrica principalmente baja y en porciones muy alta, sugiere que la fosa fué rellenada por rocas clásticas en la base, y parcialmente hacia la cima por derrames de rocas volcánicas de diferente composición, interpretadas como unidades magnéticas B_0 y B_2 (figura 3).

Aranda (et al., 1989), señala que existe un conglomerado (Conglomerado de Guanajuato) que se depositó sobre el bloque del alto de la falla del Bajío. Este se encuentra cubierto parcialmente por ignimbritas y basaltos, los cuales en ocasiones se interestratifican (Quintero, 1992) y cuyo conducto para su emplazamiento fué la falla del Bajío.

Un lineamiento de rumbo NW-SE se detectó de Dolores Hidalgo y San Felipe hasta La Hacienda y al parecer tiene su continuidad en otro lineamiento que se extiende subparalelamente al NW del anterior y sigue un rumbo NW-SE cambiando a WNW-ESE. Este lineamiento coincide con la depresión del río La Laja, el cual define parte del límite nororiental de la sierra de Guanajuato (Aranda, et al., 1989), lo que sugiere que este lineamiento define en su totalidad dicho límite, en una longitud de 115 km.

En las porciones oriente y suroriente de la hoja se muestran dos lineamientos de rumbo NW-SE subparalelos en una longitud de 60 km. Estos cortan al dominio magnético B_2 que se correlaciona con gruesos espesores de basalto, lo que sugiere que los lineamientos se asocian a fallas regionales profundas que controlaron el depósito de basaltos en forma de derrames fisurales y posiblemente indiquen el límite entre los dominios Cordillerano y Mesógeno (Chauve, et al 1985).

Estos lineamientos marcan una importante discontinuidad tectónica en cuya intersección, con un lineamiento magnético de rumbo N19°E se emplazó el intrusivo granítico de Palo Verde y los domos riolíticos asociados.

Entre los lineamientos de rumbo NE-SW, los más importantes son aquellos que se extienden en forma subparalela y discontinua

en una longitud de 110 km en las porciones surponiente, centro y norte de la carta. Estos lineamientos definen una depresión tectónica que se correlaciona con el graben de Villa de Reyes, el cual fué rellenado por gruesos paquetes de rocas volcánicas félsicas definidas por el dominio magnético B_2.

En función de la distribución de los lineamientos y dominios magnéticos, en general se distinguen dos zonas dentro de la carta. La primera ocupa las porciones nororiente y oriente de la hoja y se caracteriza por la presencia de muy escasos lineamientos magnéticos que afectan a los dominios C y B_1. Esta zona se correlaciona con la plataforma Valles-San Luis Potosí (dominio Mesógeno), cuya cubierta sedimentaria fué deformada principalmente por pliegues y cabalgaduras producto de los esfuerzos compresivos de la orogenia Laramide.

La otra zona que cubre el resto de la carta, se caracteriza por lineamientos conjugados de rumbo NW-SE, NE-SW y en menor frecuencia N-S, los cuales cortan a los dominios B_1, B_2 y C. Estos lineamientos se correlacionan con el sistema de fallamiento conjugado terciario (Aranda, et al.,1989; Nieto, 1990), el cual fué el conducto por donde se inyectó el material que formó el Campo Volcánico San Luis Potosí que cubre esta porción de la Mesa Central (dominio Cordillerano).

Mapa de continuación de campo magnético a 2000 m s.n.t.

Con el objeto de resaltar la respuesta de estructuras y cuerpos magnéticos más profundos, se efectuó un proceso analítico de los datos magnetométricos conocido como continuación de campo a 2000 m sobre el nivel del terreno (s. n. t.), el cual consiste en filtrar del mapa magnético las altas frecuencias correspondientes a las unidades geológicas más superficiales, para permitir observar ó resaltar las respuestas magnéticas de más baja frecuencia correlacionables con las estructuras geológicas profundas (figura 4).

En la porción nororiente de la hoja, al NE de Tierra Nueva, S.L.P., un dominio magnético A_1 define los límites a profundidad del intrusivo hipabisal de Palo Verde, el cual se asocia a mineralización de fluorita (al oriente de Tierra Nueva) y carbonatitas ?, (al SW de San José Alburquerque, S.L.P).

Otro dominio A_1 se observa al oriente de la carta en las inmediaciones de Xichú. Este define a profundidad al intrusivo cuarzomonzonítico asociado a la mineralización de Pb-Zn-Ag en Xichú, de manera que este dominio A_1 representa una zona con potencial para contener posible mineralización como la antes mencionada.

Por su parte, el intrusivo magnético A_2 interpretado en Matancillas se sigue observando a profundidad, confirmando su origen intrusivo.

En la esquina surponiente de la hoja, se observa a profundidad la respuesta magnética de la depresión tectónica definida por un bajo magnético limitado por dos lineamentos de rumbo NW-SE, de los cuales el de la parte NE se correlaciona con la falla del Bajío, mientras que el de la parte SW, limita la depresión de un grueso paquete de rocas volcánicas (dominio B_2) pertenecientes a la provincia del Eje Volcánico Transmexicano, lo que confirma, que esta depresión tectónica representa el límite entre dicha provincia y la Mesa Central (Aranda, et al., 1989).

Por otra parte, hacia la sierra de Guanajuato, en la porción NE de la depresión tectónica interpretada, se observa que casi desaparecen los dominios magnéticos que definen unidades volcánicas, lo que indica que la falla del Bajío del Eoceno (Aranda, et al., 1989) que produjo el levantamiento de la sierra de Guanajuato y hundimiento del Bajío, consecuentemente ocasionó que la cubierta volcánica post-eocénica se depositara en espesores gruesos en el Bajío y delgados en la sierra (Aranda, et al., op. cit.).

En las porciones centro y centro-norte de la hoja, los lineamientos magnéticos de rumbo NE-SW definen a profundidad las fallas maestras del graben de Villa de Reyes.

En las porciones oriente y suroriental de la carta, también prevalecen los lineamientos magnéticos de rumbo NW-SE correlacionables con fallas regionales que controlaron el depósito de gruesas mesas de andesitas basálticas, lo que reafirma su origen profundo. Es posible que estas fallas profundas en conjunto con el dominio A_1 de Palo Verde al norte de este lineamiento, definan el límite tectónico entre los dominios Cordillerano y Mesógeno (Chauve, et al., 1985).

Áreas prospectivas

En base a la interpretación regional del mapa magnético, se definieron zonas prospectivas por mineralización polimetálica, las cuales se relacionan a los dominios magnéticos A_1 y A_2, por la asociación de estas unidades con depósitos minerales conocidos.

El dominio A_1 que se ubica en la porción surponiente de la carta, define el área de influencia del granito Comanja y limita una zona prospectiva por depósitos de tipo hidrotermal con mineralización de Ag-Au-Zn-Pb encajonados en la unidad volcano-sedimentaria de la Formación Arperos y dentro del intrusivo granítico, y además, de tipo skarn con mineralización de $W0_3$ y Ag-Pb-Zn-Cu-Au en forma de chimeneas y vetas emplazadas en el contacto del intrusivo granítico con la unidad volcano-sedimentaria,

similar a la de los depósitos El Maguey y El Saucito (Zárate, 1986; Martínez, et al., 1995).

Dentro de este mismo dominio A_1, la unidad A_2 atribuida a un cuerpo de tipo pirometasomático que se emplazó en el contacto de la unidad volcano-sedimentaria con el intrusivo granítico, posiblemente esté asociado a mineralización polimetálica.

Los dominios magnéticos A_1, ubicados al NE de Los Azulitos y al oriente de Sta. Elena y el dominio A_2 de Matancillas, se consideran como zonas prospectivas favorables asociadas a cuerpos hipabisales (domos riolíticos), posiblemente relacionados a mineralización de Au-Ag y Sn, semejante a la reportada en San Pedro Almoloyán, donde dicha mineralización se asocia a riolitas y domos riolíticos.

El cruce de lineamientos magnéticos NW-SE con los NE-SW marcan zonas de debilidad cortical que son sitios favorables para la formación de calderas y/o estructuras volcano-plutónicas similares a la identificada en Guanajuato (Randall, et al., 1994), así como para el emplazamiento de domos riolíticos e intrusivos subvolcánicos graníticos.

En el mapa de continuación de campo magnético, el dominio magnético A_1 de la porción nororiente de la carta, al sur de San José Alburquerque, delimita a profundidad un pórfido dacítico y señala el límite de una amplia zona prospectiva por depósitos de fluorita (como los de El Realito y La Salitrera) y posiblemente de Sn, Hg, Au, Ag y Mo, W tipo Clímax, los cuales se asocian a rocas volcánicas y domos silícicos ricos en fluor (Sillitoe y Bonham, 1984; Burt y Sheridan, 1987). En este mapa de continuación de campo, también quedó mapeada la extensión a profundidad del intrusivo cuarzomonzonítico de Xichú, la cual define una zona prospectiva por depósitos tipo skarn de Pb-Zn-Ag similares a los conocidos en esta localidad.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Mapa de localización de la hoja Guanajuato F14-7.

Figura 2.- Interpretación de la carta magnética de campo total (Hoja Guanajuato).

Figura 3.- Sección geológica-magnetométrica AA´.

Figura 4.- Reducción al polo y continuación ascendente del campo magnético a 2000 m. sobre el nivel del terreno (Hoja Guanajuato).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguillón, R. A., Aranda, G. J. J. y Solorio, M. J. G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno Medio en el sur del Estado de San Luis Potosí, México , UNAM, Inst. de Geología. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 11, num. 1, p. 29-42.

Aranda, G. J. J., Aranda, G. J. M. y Nieto, S. A. F. , 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la mesa central, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 8, num. 1 p. 33-46.

Aranda, G. J. J., Luhr, J. F. y Pier, J. G., 1993, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, UNAM., Inst. de Geología, Boletín, 106, parte 1, p. 1-22.

Aranda, J. J. y Labarthe, H, G., 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S. L. P., U. A. S. L. P., Inst. de Geol. y Met., Folleto Técnico num. 53, p. 33-58

Aranda, G. J. J. , 1989 , Geología preliminar del graben de Aguascalientes, UNAM. Inst. de Geología, Revista, vol. 8-1, p. 22-32

Burt, D. M. and Sheridan, M. F. , 1987, Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flows and domes, Geol. Soc. of America , Special Paper 212, p. 103-109.

Briggs, I.C., 1974, Machine contouring using minimun curvature (spline). Geophysics, vol. 39, Núm 1, p. 34-42.

Campa, M. F. and Coney, P. J., 1983, Tectono-Stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, Canadian Journal Of Earth Sciences, vol. 26, p. 1040-1051.

Carranza, C. O., 1987, Estratigrafía de los sedimentos continentales del Terciario Superior de San Miguel de Allende, Guanajuato, UNAM, Inst. de Geología, Simposio sobre la Geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Programa, Resumenes y Guía de Excursión p. 23-25

Carrasco, N. G., Milán, M. y Verma, S. P. 1989, Geología del Volcán Zamorano, Estado de Querétaro, UNAM, Inst. de Geología, Revista, V. 8, No. 2 p. 194-201.

Carrillo, B. J. , 1982, Exploración petrolera de la Cuenca Mesozoica del centro de México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. 34, num. 1, p. 21-52.

Carrillo, B. J., 1971, La plataforma Valles-San Luis Potosí, Bol. Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros, vol. 23, núm. 1-6. p. 1-1 12.

Carrillo, M. M., 1989, Estratigrafía y tectónica de la parte centro-oriental del Estado de Querétaro, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 8 núm. 2, p. 188-193.

Centeno, G. E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, R J., y Ortega, G. F., 1993, Guerrero Terrane of Mexico: Its rule in the southem Cordillera from new geochemical data, Geology, v. 21, p. 419-422.

Chauve, P., Fourcade, E. et Carrillo, 1985, Les rapports structuraux entre les domaines cordilleran et mesogeen dans la partie centrale du Méxique, C. R. Acad. sc. París, t. 301, serie 11, n, 5, p. 335-340

Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., and Yta, M., 1988, Une discordance antéalbienne datée par una faune d'ammonites et de brachipodes de type Téthysien au Mexique Central, Geobios, 21 p. 125-135.

Clark, k. F. , Foster, C. T., and Damon, R E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico, Geol. Society of America, Bulletin, vol. 93, p. 533-544.

Consejo de Recursos Minerales, 1992a, Monografía Geológico-Minera del Estado de Zacatecas, SEMIP, Publicación M-2e, 154p.

Consejo de Recursos Minerales, 1992b, Monografia Geológico-Minera del Estado de Jalisco, SEMIP, Publicación M-5e, 100p.

Consejo de Recursos Minerales, 1992c, Monografía Geológico-Minera del Estado de Guanajuato, SEMIP, Publicación M-6e., 136 p.

Consejo de Recursos Minerales, 1992d, Monografia Geológico-Minera del estado de San Luis Potosí SEMIP, publicación M-7e, 218p.

Consejo de Recursos Minerales, 1997, Carta Geológico minera Guanajuato F14-7 SECOFI 2a. Edición.

Corona, Ch. P., 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato, Tésis de Licenciatura, Inst. Pol. Nal., ESIA 60 p. (Inédita)

Dávila, A. V. M., Martínez, R. J., 1987, Una edad Cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato, In Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato. Programa, Resumenes y Guía de Excursión, p. 19-20.

Davison, I., 1994, Linked fault systems; extensional, strike-siip and contractional. In Continental Deformation, Ed. Hancock, P. L., Pergamon Press, p. 121-142.

Echegoyen, S. J., Romero, M. S. y Velázquez S. S., 1970, Geología y yacimientos de la parte central del distrito minero de Guanajuato, Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín 75, 36 p.

Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico, U. S. Geological Survey, Professional Paper 264-H p. 153-185.

Ferrusquía, V. I. , 1987, Reubicación geocronológica del Conglomerado Guanajuato basada en nuevos mamíferos. In Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Programa, Resumenes y Guía de Excursión, p. 21-23.

Fraga. M. P., 1988, Unidad minera El Realito, Geología y mineralización, Municipio de Victoria, Guanajuato, México, In Geología económica de México, Ed. Salas, G. P., p. 369-375.

Freydier, C., Martínez, R. J., Lapierre, H. and Coulon, C., 1996, The early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western-Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center, Tectonophysics 259, p. 343-367.

Gross, W. H., 1975, New ore discovery and source of silver gold veins, Guanajuato, Mexico, Econ. Geol., vol. 70, p. 1 175-1189.

Henry, C. D. and Aranda, G. J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid-to late cenozoic extension in Mexico, Geology, Vol. 20, p. 701-704

IAGA, División V, Working Group 8 (R.A. Langel, Chairman), 1992, International Geomagnetic Reference Field, Revisión 1991, Geophysics, vol. 57, núm. 57, p. 956-959.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1980, Carta Topográfica Guanajuato Hoja F14-7 esc. 1:250 000 2a. Impresión.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1995, Espaciomapa Guanajuato Hoja F14-7 esc. 1:250 000 1a. Impresión.

Labarthe, H. G., Tristán, M., y Aranda, G. J. J. , 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí, UASLP, Inst. de Geol. y Metalurgia, Folleto Técnico No. 85, 208 p.

Labarthe, H. G., Jiménez, L. L. S. y Motilla, M. J. L., 1992, Jasperoide-guía posible en la exploración minera, Mesa Central, México, UNAM, Revista, vol. 10, núm. 2, p. 137-142.

Lapierre, H., Ortiz, H. L. H., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, Ch. and Zimmermann, 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico, Earth and Planetary Science Letters, V. 108, p. 61-77.

Macías, R. C., Gómez, C. J. A., y Martiny, B., 1991, Origen vulcanosedimentario del depósito San Ignacio, Sierra de Guanajuato, UNAM, Inst. de Geología, Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía. Memoria, p. 91-92.

Martínez, R. J. y Nieto, S.A.F. , 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte

central de México, UNAM , Inst, de Geología, Revista, vol. 9; num. 1, p.33-50.

Martínez, R. J. , Vasallo, L. F. y Franco, I. F. J., 1995, Geología y potencial minero de la porción central poniente del estado de Guanajuato, zona de la ex-reserva minera 'León Guanajuato, Inst. de Geología, Estación regional del centro, Folleto de divulgación.

Martínez, R. J., 1987, Excursión a la sierra de Guanajuato ; parte 1, Resumen de la geología de la sierra de Guanajuato, UNAM Inst. de Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Programa, Resumenes y Guía de excursión, p. 49-70.

Mitre, S. L. M. , Davila, A. V M. y Martínez, R. J., 1989, Relaciones estructurales de la Megafalla “Aguascalientes-León” con las fosas tectónicas de Calvillo y Tabasco, estados de Aguascalientes y Zacatecas. In Tercer Simposio sobre Geología Regional de México, UNAM Inst. de Geología, Memoria, p. 86 y 87.

Miranda, G. M. A., 1978, Exploración por metales base en los límites de los estados de Guanajuato, Querétaro y San Luis Potosí, CRM., inédito.

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martínez, R. J., Calvet Ortiz L. H. et. Zimmermann, J. L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la sécuence volcanoplutonique de Guanajuato (Crétacé inférior), C. R., Acad. sci. Paris, t. 31 0, serie 1 1, p. 45-51.

Nieto, S. A. F., 1990, Fallamiento y estratigrafia Cenozoicos de la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 9, núm. 2, p. 146-155.

Nieto, S. A. F., García, D. B. J. E. y Aguirre, M. A. L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, UNAM, Inst. de Geología, Revista, Vol. 10, Núm. 1, p. 1-5

Ortiz, H. L. E., Calvet, P., Chiodi, M. y Yañez, M. C. F., 1989, Afinidad magmática y procesos metalogenéticos del cortejo magmático Mesozoico de la Sierra de Guanajuato, México central, XVIII Conv. Nal. AIMMGM, A. C., p. 109-125.

Ortiz H. L. E. y Lapierre H., 1992, Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-oceánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, Zbl., Geol., Teil 1, 1991(6), Sttutgart, p. 1533-1544

Ortiz, H. L. E., Chiodi, M., Lapierre, H. Monod, O., Calvet, P., 1990 (1992), El arco intra-oceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 9, núm. 2, p. 126-145.

Ortiz, H. L. E, Lapierre, H, and Yta, M., 1991, Late Jurassic -Eady Cretaceous tholeiitic and calc- alkaline arc series in Mexico; implications for the magmatic evolution of the Mexican Cordillera, in Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso, p. 147-149.

Ortiz, H. L. E., 1997, Mineralogy and Geochemistry of Early Cretaceous intra-plate seamounts from Guanajuato, central Mexico, Geofísica Internacional, (en prensa), 23 p.

Quintero, L. 0. , 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 10, num. 1 p. 6-25.

Randall, R. J. A. Saldaña, A. E. and Clark , K. F., 1994, Exploration in a volcano plutonic center at Guanajuato, Mexico, Economic Geology, Vol. 89, p. 1722-1751.

Ruiz, J., Kesler, S.E., Jones, L. M. and Sutter, J. F., 1980, Geology and geochemistry of the Las Cuevas flourite deposit; San Luis Potosi, Mexico, Economic Geology, v. 75, p. 1200-1209.

Ruiz, J., Patchett, P. J., and Ortega, G. F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies,

Geological Society of America Bulletin, V. 100, p. 274-281.

Saldaña, A. E., 1991, Evolución geológica y mineralización de la parte central de la Sierra de Guanajuato, UNAM, Inst. de Geología, Convención sobre la evolución geológica de México, Primer congreso Mexicano de Mineralogía, Memoria, p. 195-199.

Sedlock, R. L., Ortega, F. and Speed, R. C., 1993, Tecnostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.

Segerstrom, K, 1962, Geology of south Central Hidalgo and northeastern Mexico, United States Geological Survey, Bulletin 1104-c, p. 87-162.

Servais, M., Rojo, Y. R., y Colorado, L. D., 1982, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato : Postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación Tethysiana en México central, Geominet, V. 1 1 5, p. 53-71

Sillitoe, R. H., and Bonham, H. F. Jr. , 1984, Volcanic landforms and ore deposits, Economic Geology, vol. 79, p. 1286-1298.

Stein, G., Lapierre, H., Monod, Q., Zimmermann, J. L. , and Vidal, R., 1994, Petrology of Some Mexican Mesozoic Cenozoic Plutons: Sources and Tectonics environments. Journal of South American Earth Sciences V. 7 No. 1 p. 1-7.

Tardy, M., Lapierre, H, Bourdier, J.L. Coulon, Ch., Ortiz, H. L. H. and Yta, M., 1992, Intraoceanic setting of the Western Mexico Guerrero Terrane-implications for the Pacific-Tethys geodynamic relation ships during the Cretaceous, UNAM, Inst. de Geología, Revista, vol. 10, Núm. 2, p. 118-128.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R. J., Talavera, M. O., Ortiz, H. L. H., Stein, G., Bourdier, J. 1. and Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (Western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and The Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous, Tectonophysics 230, p. 49-73.

Tristán, G. M., 1987, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, UNAM, Inst de Geología, Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Programa, Resumenes y Guía de excursión, p 14-16.

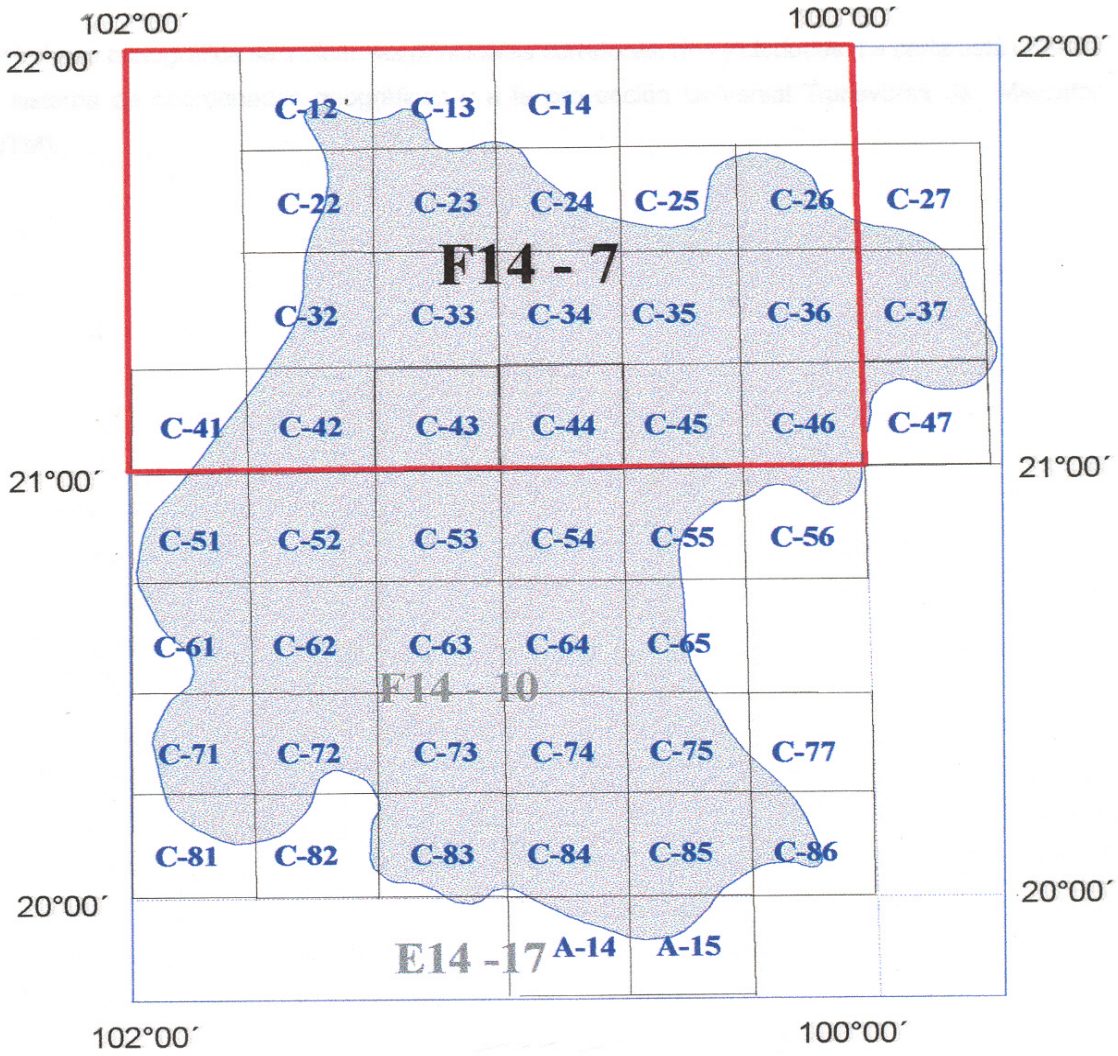
Urrutia, F. J. and Campos, E. J. O., 1993, Geomagnetic Secular Variation Central Mexicosince 1923 and Comparision with 1945-1990, IGRF models, Journal Geomag. Geoelect, 45, p. 1-7.

Wilson, B. W., Hernández, J. P. y Meave, E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, Soc. Geol. Mexicana, Boletín, V. 18 p. 1-10.

Zárate, V. P. F., 1986, Caracterización de la Mina El Maguey: única evidencia tungstenífera conocida en el centro de México, VIII Conv. Soc. Geol. Mexicana, Resumenes, p. 43-44.

ESTADO DE GUANAJUATO

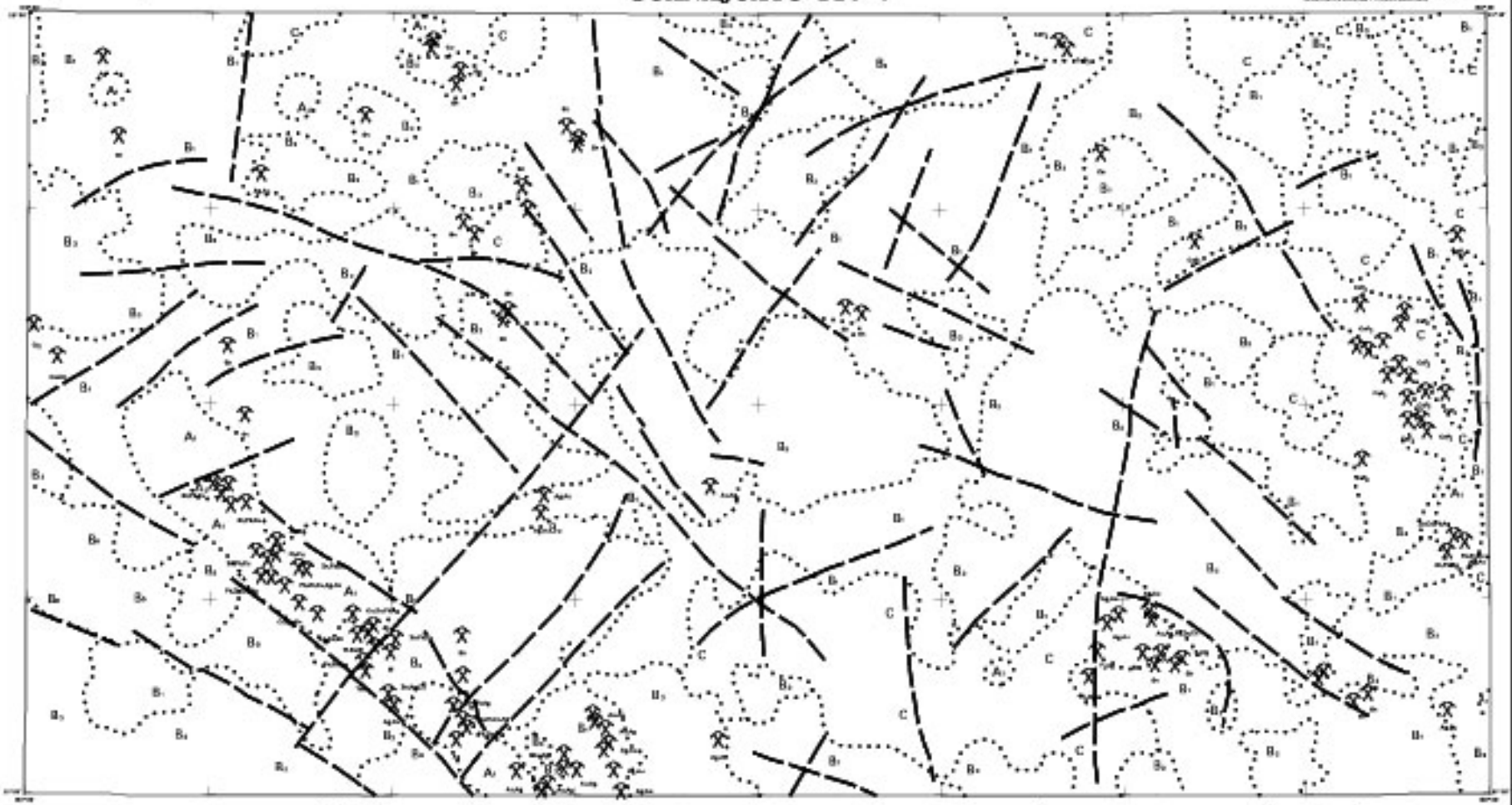
MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LA HOJA F14 - 7 (GUANAJUATO)



CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

GUANAJUATO F14 - 7

SECOFI



DOMINIO MAGNÉTICO

LINEAMIENTO MAGNÉTICO ASOCIADO A FALLAMIENTOS PROFUNDOS

LOCALIDAD MINERA

ESCALA GRÁFICA

0 10 20 30 40 50

KILÓMETROS

A1.- CUERPOS INTRUSIVOS DE COMPOSICIÓN FÉLSICA A INTERMEDIA

A2.- CUERPOS INTRUSIVOS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA A MÁFICA

ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

B0.- ROCAS VOLCÁNICAS DE COMPOSICIÓN FÉLSICA

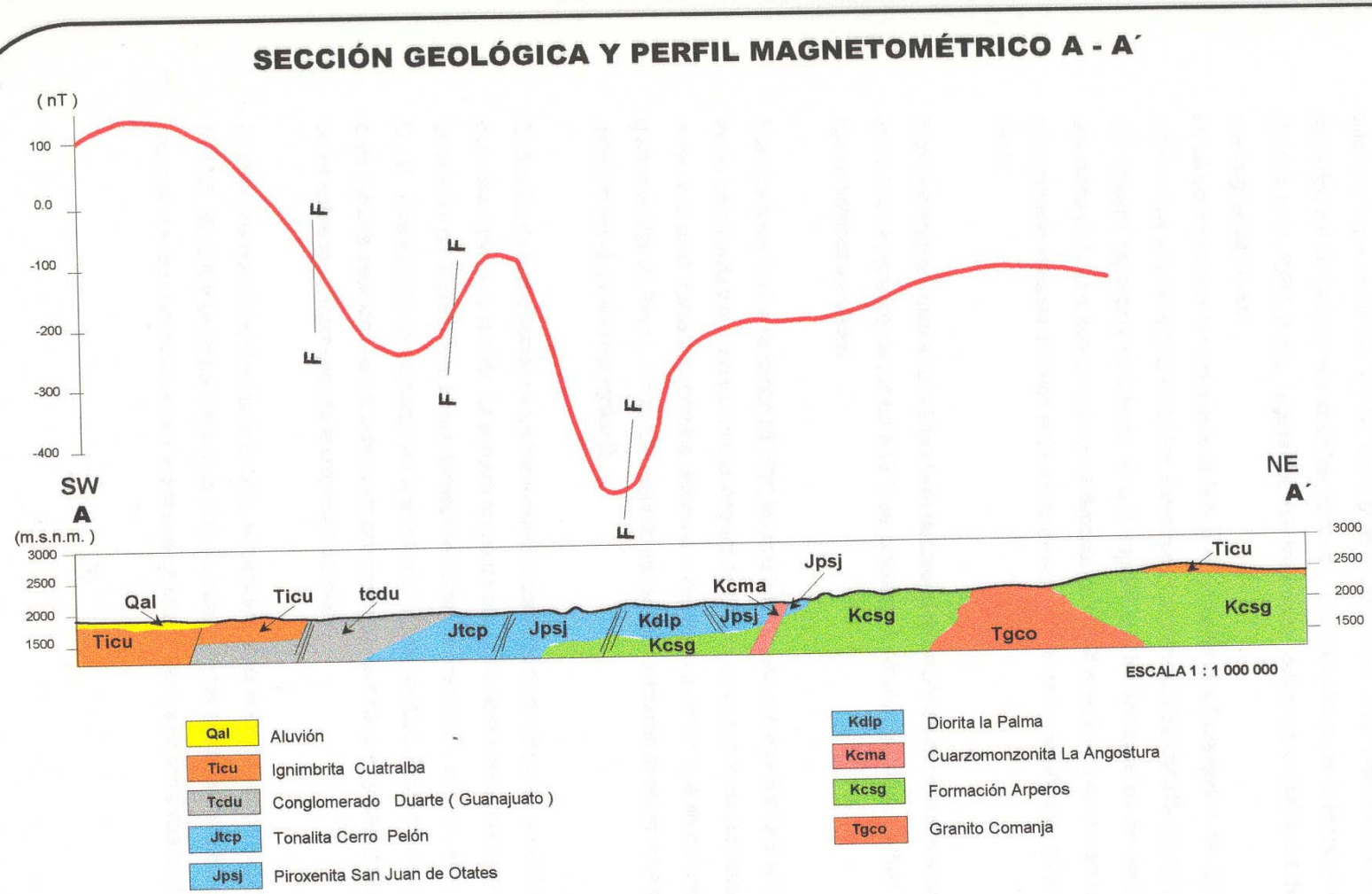
B1.- ROCAS VOLCÁNICAS DE COMPOSICIÓN FÉLSICA A INTERMEDIA

B2.- ROCAS VOLCÁNICAS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA A MÁFICA

ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS

C.- ROCAS SEDIMENTARIAS Y VOLCANO-SEDIMENTARIAS

FIGURA 2.- INTERPRETACIÓN DE LA CARTA MAGNÉTICA DE CAMPO TOTAL



Qal	Aluvión
Ticu	Ignimbrita Cuatralba
Tcdu	Conglomerado Duarte (Guanajuato)
Jtcp	Tonalita Cerro Pelón
Jpsj	Piroxenita San Juan de Otates
Kdlp	Diorita la Palma
Kcma	Cuarzomonzonita La Angostura
Kcsg	Formación Arperos
Tgco	Granito Comanja

FIGURA No.3 SECCIÓN GEOLÓGICA - MAGNETOMÉTRICA A - A´. GEOLOGÍA TOMADA DEL PLANO GEOLÓGICO ELABORADO POR MARTÍNEZ, ET AL., 1997.

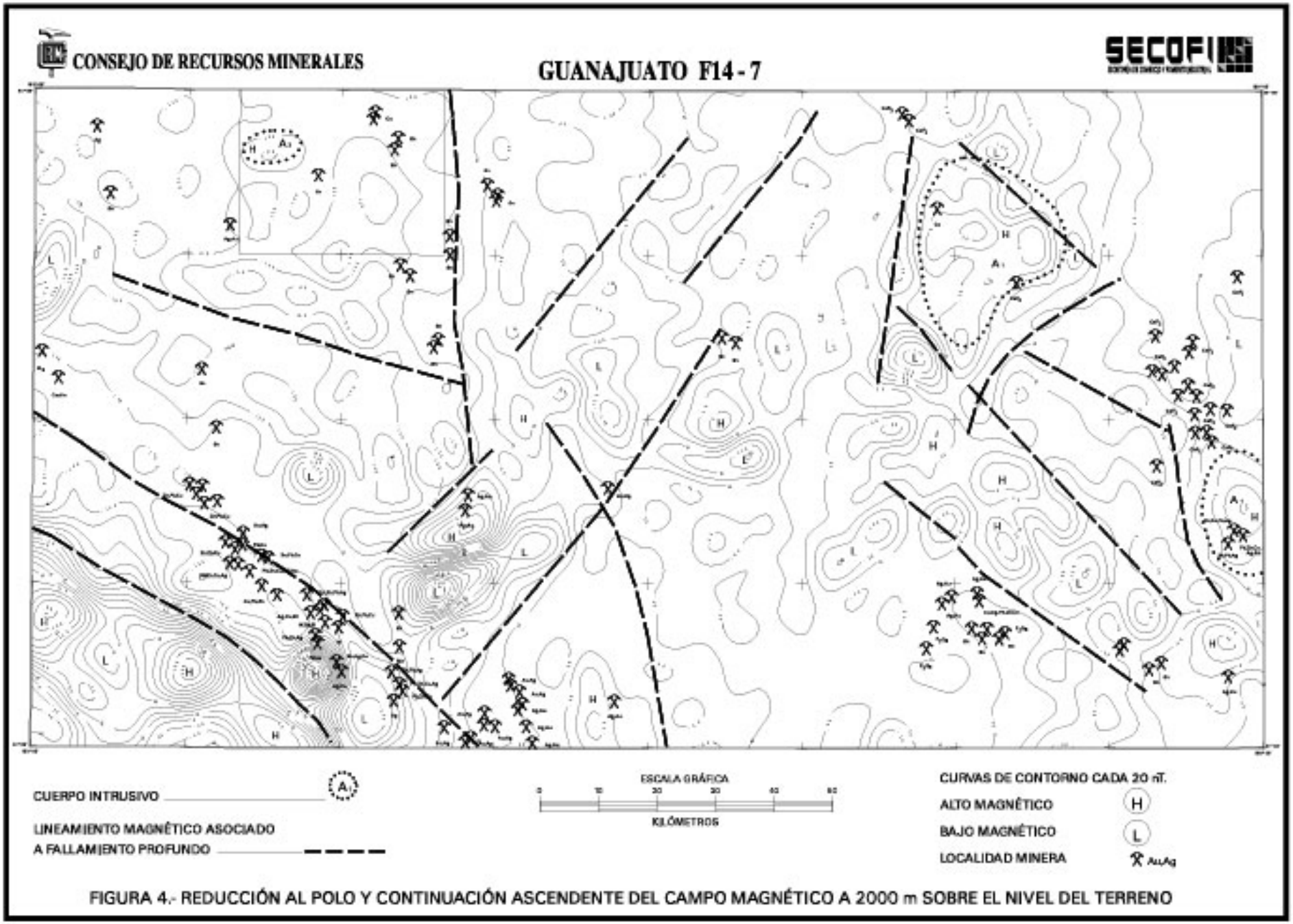


FIGURA 4.- REDUCCIÓN AL POLO Y CONTINUACIÓN ASCENDENTE DEL CAMPO MAGNÉTICO A 2000 m SOBRE EL NIVEL DEL TERRENO