CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

TEXTO GUÍA

CARTA MAGNÉTICA "MAZATLAN" F13 – 1

ESCALA 1:250,000

Ings. Ramón Mérida Montiel
Fco. Javier Lara Sánchez
Israel Hernández Pérez

MÉXICO, 1997

SECRETARÍA DE ECONOMÍA
COORDINACIÓN GENERAL DE MINERÍA

- *Editada por el Consejo de Recursos Minerales Primera Edición 1999. © Derechos Reservados*

Í N D I C E

RESUMEN

Página

INTRODUCCIÓN **1**

I.- INFORMACIÓN AEROMAGNÉTICA **1**

I.1.- Fuentes de información **1**

I.2.- Parámetros y equipo utilizado en el levantamiento **1**

I.3.- Procesamiento de datos **1**

I.3.1.- Integración de la información magnética **1**

I.3.2.- Obtención de datos corregidos por el campo geomagnético ... **2**

I.3.3.- Generación del mapa **2**

I.3.4.- Graficación **2**

I.4.- Características de la carta magnética **2**

II.- SÍNTESIS GEOLÓGICA **3**

III.- DISCUSIÓN DE LA INTERPRETACIÓN REGIONAL **11**

III.1.- Dominios magnéticos **12**

III.2.- Lineamientos magnéticos **15**

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS **15**

RESUMEN

La Carta Magnética Mazatlán contiene información en una superficie de 7 236 Km^2 y corresponde a un mapa de campo magnético total corregido por IGRF, obtenido a partir de los mapas de intensidad magnética total a escala 1:50 000 generados de los levantamientos aeromagnéticos realizados durante el año de 1977.

En una interpretación cualitativa de la presente carta se pudieron identificar a nivel regional las expresiones magnéticas mas obvias como son: La distribución y configuración en el subsuelo de las rocas intrusivas, rocas volcánicas félsicas y máficas, rocas volcano-sedimentarias y metamórficas, contactos litológicos ocultos y zonas de falla profundas.

En la presente carta se interpretaron zonas de interés geológico-minero relacionados a rasgos tectónicos que han afectado el área, destacando los siguientes:

Se definieron 15 cuerpos intrusivos en forma de troncos de composición intermedia a máfica, cuya interpretación sugiere que se emplazaron siguiendo tres sistemas de tectónismo preexistente: ENE relacionado posiblemente con la Orogenia Nevadiana, NE-SW asociado a la Orogenia Laramide y NNE-SSW relacionado al tectónismo de Sierras y Valles. La importancia de estos intrusivos estriba en que tres de ellos se encuentran relacionados con mineralización (oro, plata, fierro), aumentando las perspectivas para localizar depósitos minerales relacionados con este tipo de cuerpos.

Por otro lado, a partir del plano de continuación de campo ascendente a 2000 sobre el nivel del terreno, se infiere la existencia de un cuerpo intrusivo oculto de grandes dimensiones al sur de la Sierra de los Frailes; cubierto por rocas extrusivas de los grupos volcánicos inferior y superior. En el contacto marginal interpretado de este cuerpo se localizan varios depósitos de mineral de Au y Ag (Las Ollitas), lo que sugiere que posiblemente este intrusivo se encuentre relacionado con el evento mineralizante, ampliando por su extensión las perspectivas para localizar nuevos depósitos minerales.

INTRODUCCIÓN

En virtud de la dificultad cada vez mayor para la localización de los yacimientos minerales por encontrarse estos ocultos, el explorador enfrenta la necesidad de auxiliarse con técnicas indirectas de exploración, como son geofísica, geoquímica, imágenes de satélite, etc., las cuales representan valiosas herramientas que deben utilizarse conjuntamente para lograr exitosas campañas que conduzcan a encontrar yacimientos minerales susceptibles de ser explotados.

El Consejo de Recursos Minerales tiene la misión de elaborar las cartas geofísicas aeromagnéticas en las áreas con potencial minero dentro del territorio nacional. La carta magnética Mazatlán F13-1 forma parte de este programa y se elaboró con base en los levantamientos aerogeofísicos que se llevaron a cabo en el año de 1977; estos datos se integraron para hacerlos del dominio público con el propósito de fomentar el aprovechamiento de los recursos minerales del país.

I.- INFORMACIÓN AEROMAGNÉTICA

I.1.- 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 el año de 1977. Esta información se compiló en su tiempo mediante un proceso analógico para generar mapas aeromagnéticos de intensidad total a escala 1: 50 000, siendo estos planos la base de la presente carta.

La información cartográfica básica fue obtenida de la carta topográfica Mazatlán F13-1, escala 1:250 000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1996).

I.2.- Parámetros y Equipos Utilizados en el Levantamiento

Para los objetivos mineros a los cuales nuestro organismo está dedicado, los datos aeromagnéticos se obtuvieron realizando vuelos de contorno con una altura promedio de 300 m, siguiendo líneas de rumbo N 10° E y separación de 1000 m. La identificación de las trayectorias de vuelo se llevó a cabo mediante el sistema de navegación visual.

El levantamiento se realizó con un avión Islander bimotor BN-2, utilizando un magnetómetro de protón Geometrics G-803 con sensibilidad de 0.25 nanoteslas (gammas) y un sensor móvil; para el posicionamiento de las líneas de vuelo se empleó una cámara fotográfica Automax de cuadro fijo de 35 mm y la altura de vuelo se controló con un radioaltímetro Sperry.

I.3.- Procesamiento de Datos

Para la integración de los datos y la generación de la carta Mazatlán, se llevaron a cabo las siguientes etapas:

I.3.1.- Integración de la información aeromagnética

La integración de la información se realizó a partir de la digitalización de los mapas aeromagnéticos de intensidad total a escala 1:50 000, siguiendo las trayectorias de vuelo, para capturar las coordenadas UTM y el valor del campo magnético (z).

La información quedó almacenada a lo largo de líneas de vuelo, constituyendo la unidad básica del banco de datos magnetométricos. En esta etapa mediante desplegados gráficos del mapa se revisó que la digitalización fuera correcta.

I.3.2.- Obtención de los datos corregidos por el campo geomagnético

Según los datos del Observatorio de Teoloyucan, México, obtenidos en el período de 1923 a 1987, el campo geomagnético en la República Mexicana ha decrecido en ese período aproximadamente 48.07 nT 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 sustrajo el valor del campo geomagnético tomando en cuenta la posición geográfica de la carta, la fecha del levantamiento y la altura de vuelo. Esta corrección se realizó utilizando el valor del IGRF95 (Campo Geomagnético de Referencia Internacional) adoptado por la Asociación Internacional de Aeronomía y Geomagnetismo (IAGA, Division V. Working Group 8, 1992).

I.3.3.- Generación del mapa

Con la finalidad de obtener el mapa a escala 1:250 000, los datos de la carta magnética Mazatlán se integraron en un archivo de coordenadas X, Y, Z. Se utilizó el algoritmo de interpolación de mínima curvatura (Briggs, 1974) para la generación de curvas de contorno cada 50 nanoteslas (nT). El equipo utilizado fue una estación de trabajo SUN SPARC 10.

I.3.4.- Graficación

El desplegado gráfico se realizó en un graficador de plumillas Houston Instruments modelo DMP-162. Este mapa preliminar se utilizó para la interpretación y revisión de los valores magnetométricos, previos a la edición e impresión final.

I.4.- Características de la Carta Magnética

La carta magnética Mazatlán F13-1, escala 1:250 000 con formato cartográfico de INEGI contiene información aeromagnética en una superficie de 7236 km^2 y se localiza en la porción sur del estado de Sinaloa (Figura No.1).

La edición cartográfica se efectuó con el paquete ARC/INFO; los intervalos de color de los valores de intensidad isomagnética se seleccionaron cada 100 nanoteslas (nT), indicando los bajos magnéticos en tonos 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. La impresión final se realizó en un plotter de inyección de tinta Hewlett Packard, Modelo 755CM.

La interpretación cualitativa de carácter regional se indica en la carta en color negro; con trazos punteados los limites de los dominios litomagnéticos y con líneas interrumpidas los lineamientos magnéticos asociados a fallas.

En la base cartográfica se indican los principales caminos, ríos y ciudades. La carta está referida a la proyección Universal Transversa de Mercator (UTM).

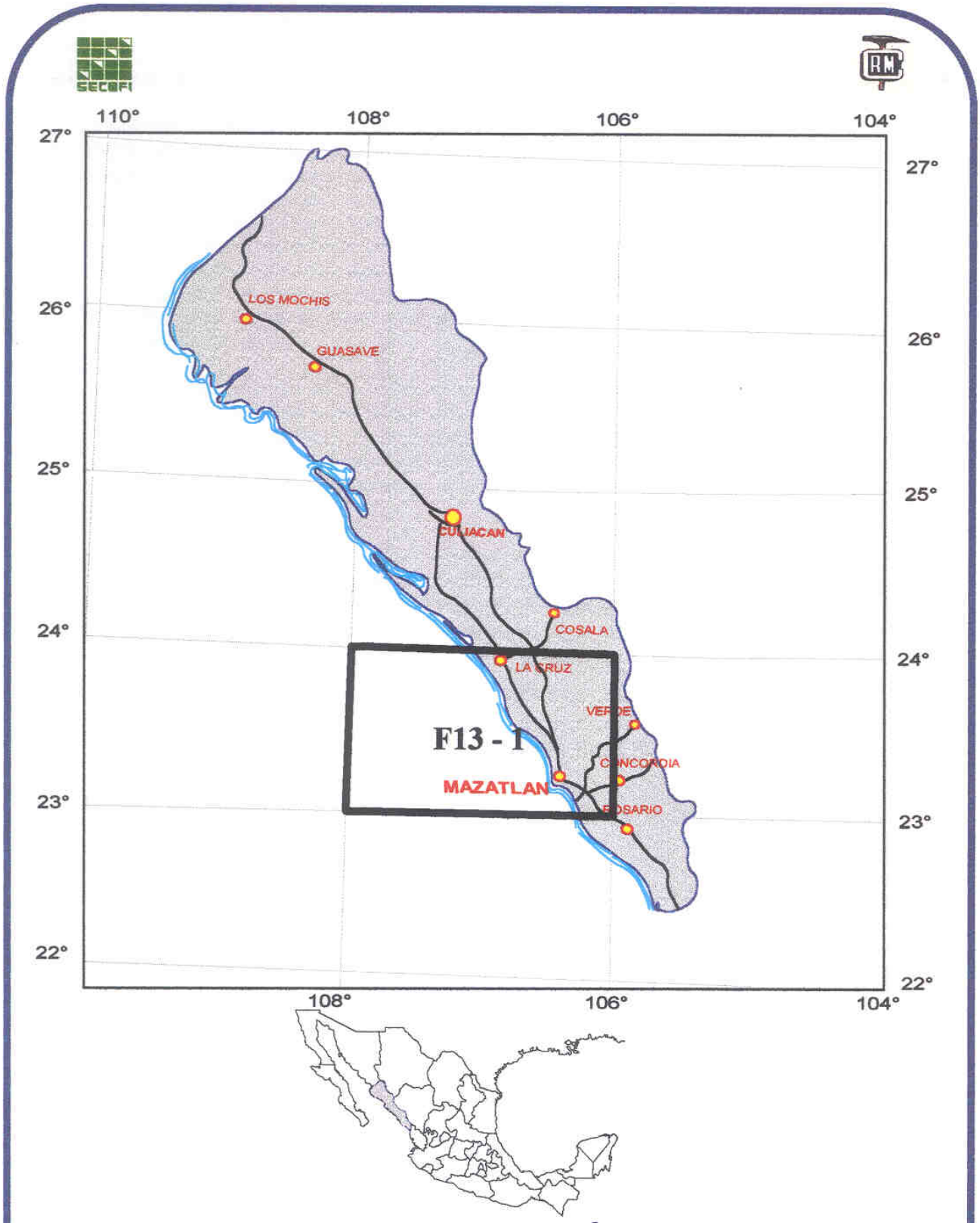

FIGURA No.1 LOCALIZACIÓN DE LA CARTA MAZATLAN F13 - 1

II.- SÍNTESIS GEOLÓGICA

La carta Mazatlán F13-1 abarca una superficie de 7 236 Km^2 que comprende una gran parte del sur del estado de Sinaloa.

Fisiográficamente la carta forma parte de las provincias Llanura Costera del Pacífico al poniente y Sierra Madre Occidental hacia el oriente, ésta última a su vez se subdivide en las subprovincias Mesetas y Cañadas del Sur en el extremo nororiente y Pie de la Sierra en la porción central, ambas paralelas a la línea de costa (Raisz,1964).

La edad de las rocas que afloran dentro de la superficie de la carta varía desde el Jurásico (?) Hasta el Reciente, predominando las rocas ígneas intrusivas, que aparentemente constituyen el subsuelo de la región, sobre las cuales descansan rocas metasedimentarias del Mesozoico como remanentes de erosión, cubiertas por rocas volcánicas y sedimentos continentales del Cenozoico.

La roca más antigua que constituye el basamento de la región, es una roca ígnea plutónica con metamorfismo de la facies de esquistos verdes, cuya composición varía de cuarzodiorita a granito con bandas de cuarzo alargado y una foliación de rumbo N 60° - 75° E (Henry y Fredrikson, 1987). Esta unidad aflora como ventanas tectónicas de pequeñas dimensiones en los alrededores de El Quelite, La Noria e Ixpalino y probablemente en otras localidades a lo largo de la Llanura Costera. No se tienen edades isotópicas de ésta unidad pero se considera que forma parte del Arco Magmático Jurásico que actuó desde Sonora hasta Chiapas (Gastil, et al., 1976; Damon, et al., 1984).

Sistema Jurásico-Cretácico.

Cubriendo al basamento metamórfico en aparente discordancia (Henry y Fredrikson, 1987), aflora una secuencia clástica constituida por lutitas negras y areniscas con horizontes conglomérateos y lentes de pedernal, la cual ha sufrido deformación y metamorfismo de la facies de esquistos verdes transformándolas en filitas y pizarras negras, esquistos de sericita y metacuarcitas (Fredrikson, 1974). Esta unidad aflora a lo largo de una franja de 50 Km de ancho paralela a la costa, principalmente al norte de Mazatlán, suroriente de Las Iguanas y norte de Estación Dimas; se desconoce su base y espesor, no tienen fósiles reconocibles y está afectada por intrusiones máficas y ultramáficas en forma de “sills” que afloran a lo largo de una franja ENE al norte de Mazatlán (Fredrikson, 1974).

Unos cuerpos gabroicos de esta serie dieron edades de 139 y 134 Ma por el método de K-Ar (Henry, 1975); esta edad es consistente con sus relaciones estratigráficas y grado de deformación, ubicándose en el Jurásico Medio ó Tardío (Henry y Fredrikson,1987) y no del Paleozoico como fueron considerados inicialmente (Fredrikson,1974), por su semejanza litológica con sedimentos de edad paleozoica de San José de Gracia (Malpica, 1972).

En varias localidades aisladas afloran calizas marmorizadas muy silicificadas con fuerte bandeamiento formando afloramientos alargados de rumbo ENE-WSW sobre los intrusivos que las afectaron, se ubican al norte de Mazatlán, en El Quelite y La Noria. Localmente alternan con sedimentos clásticos con fragmentos redondeados de pedernal y trazas de moscovita cubriendo

discordantemente a los cuerpos máficos y metasedimentos (Henry y Fredrikson,1987). Dentro del área de la carta no existen evidencias de rocas marinas del Cretácico Superior desconociéndose si se depositaron o fueron completamente erosionadas.

Los metasedimentos, rocas máficas asociadas y calizas marmorizadas dan respuestas magnéticas de baja intensidad e incluso valores negativos (dominios C y B_1).

Sistema Terciario.

Este sistema está representado por rocas volcánicas y sedimentos clásticos continentales que, después de las graníticas, son las más abundantes dentro de la carta.

La unidad más antigua de este sistema consiste de una serie de andesitas, tobas andesíticas, brechas y algunos horizontes de tobas riolíticas que están afectadas y alteradas por intrusiones graníticas, formando en conjunto el Grupo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977). Estas rocas cubren discordantemente a los metasedimentos mesozoicos y comprenden un intervalo de depósito desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno Medio (de 100 a 45 Ma; Henry, 1975), que alcanza su máxima actividad volcánica de 53 a 41 Ma (Aguirre y McDowell,1991).

Esta unidad alcanza su mayor distribución y espesor en la porción nororiente de la carta, al sur de la Sierra de los Frailes. En la región de Tayoltita, fuera de la carta, alcanzan hasta 1500 m de espesor y son las que alojan la mineralización económica de Au y Ag (Clark, et al.,1979). En la Llanura Costera, solo afloran en un pequeño sector, al suroriente de la carta, como remanentes de erosión.

Descansando discordantemente sobre las rocas andesíticas, granitos y metasedimentos, ocurre una serie de conglomerados básales alternando con horizontes de areniscas y limolitas con abundantes óxidos de fierro, localmente con estratificación cruzada; estos horizontes son muy magnéticos. Los flujos andesíticos de color rojizo presentan inclinaciones de hasta 60^0 y espesores muy variables con un máximo 200 m (Fredrikson,1974); afloran al surponiente de la Sierra de los Frailes y a lo largo de la Llanura Costera como remanentes de erosión de bloques fallados e inclinados. Esta unidad se deriva principalmente de las rocas andesíticas eocénicas y representa un hiatus volcánico con un intenso periodo de erosión y sedimentación en fosas tectónicas.

Las rocas andesíticas eocénicas y las capas rojas dan respuestas magnéticas positivas de mediana a alta intensidad, caracterizadas por una serie de dipolos alargados sin orientación definida (dominios B_2 y B_1); realzadas localmente por su estructura (inclinación) e intrusiones intermedias que afectan a las primeras.

Cubriendo discordantemente a todas las rocas anteriores se tiene una gruesa secuencia de tobas y derrames riolíticos, ignimbritas, flujos piroclásticos, localmente sedimentos volcanoclásticos y horizontes delgados de capas rojas, hacia la cima basaltos y andesitas basálticas con diques y domos riolíticos asociados que en conjunto forman el Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Keizer,1977).

Esta unidad tiene su mayor distribución y espesor en el sector nororiente de la carta donde constituye la Sierra de los Frailes y alcanza un espesor superior a los 1000 m. En ésta localidad las rocas tienen una actitud casi horizontal pero en la Llanura Costera están

afectadas por fallas normales y basculadas hacia el poniente, con un máximo de 200 m de espesor (Fredrikson,1974). Toda la secuencia comprende un periodo de intensa actividad volcánica en el sur de Sinaloa durante el periodo de 32 a 17 Ma (Henry y Fredrikson,1987). La respuesta magnética de las rocas riolíticas se caracteriza por una serie de dipolos pequeños de forma irregular, sin orientación definida (dominio B_2) a diferencia de los dipolos más grandes asociados a las andesitas eocénicas.

La unidad anterior está cubierta discordantemente por una secuencia clástica continental parcialmente consolidada constituida por areniscas, tobas andesíticas y riolíticas de estratificación delgada, brechas y aglomerados volcánicos que se depositaron en fosas tectónicas. Esta secuencia alcanza un espesor máximo de 500 m y aflora principalmente en la región de San Ignacio, donde están inclinadas y suavemente plegadas. La edad de esta secuencia volcanosedimentaria se considera del Mioceno Tardío y se conoce localmente como Formación San Ignacio (Fredrikson,1974).

Una gruesa secuencia de gravas, arenas y arcillas mal clasificadas, poco consolidadas y falladas, rellenan fosas tectónicas más jóvenes a lo largo de la Llanura Costera; se desconoce su espesor y su edad se considera del Mioceno Tardío-Plioceno.
Las unidades clásticas anteriores dan respuestas magnéticas negativas de baja intensidad (dominio C).

Sistema Cuaternario.

Está representado por una secuencia de basaltos de olivino de afinidad alcalina emitidos a través de conductos volcánicos, cubren discordantemente a las rocas graníticas, ignimbritas y sedimentos clásticos en la parte central adyacente a la costa formando la Mesa de Cacaxta, con un espesor máximo de 100 m (Fredrikson,1974) y una edad de 2 Ma (Henry y Fredrikson,1987).

En el valle del río Piaxtla, al norte y oriente de San Ignacio, también ocurren pequeños afloramientos de basaltos como remanentes de erosión. Los basaltos de la Mesa de Cacaxta dan una respuesta magnética definida por una serie de dipolos normales e invertidos alargados, característicos del dominio B_2.

El Reciente está representado por gravas, arenas y arcillas que se depositan cerca de la costa formando terrazas marinas y en las partes bajas de los valles de los ríos principales. Cuando son de gran espesor, estos sedimentos dan respuestas negativas de baja intensidad (dominio C).

Rocas Igneas Intrusivas.

Este tipo de rocas son las más abundantes de la región y se presentan como un complejo de batolitos y troncos asociados que intrusionan a los metasedimentos mesozoicos, rocas volcánicas eocénicas y otros intrusivos más antiguos. Su composición varía desde granito hasta gabro y piroxenita con edades desde el Jurásico (?) hasta el Mioceno Medio.

Las rocas batolíticas han sido ampliamente estudiadas por Henry (1975) quien en base a las diferentes edades radiométricas identifica varias épocas de actividad magmática en la región.

La roca ígnea más antigua es un ortogneis de composición cuarzodiorítica a granítica que aflora en forma de pequeñas ventanas

tectónicas al suroriente de La Noria, surponiente de El Quelite y al sur de Ixpalino. Esta roca presenta una foliación ENE con echados hacia el nororiente en El Quelite. Un débil zoneamiento normal en las plagioclasas indica su origen ígneo (Henry y Fredrikson,1987). Su relación con los metasedimentos no es clara, sin embargo, como la estratificación de éstos es paralela al contacto con los ortogneises, se considera que fueron depositados sobre los últimos (Henry y Fredrikson, op. cit.).

No se tienen edades isotópicas para éstos ortogneises, pero se supone que fueron emplazados durante el evento magmático jurásico que actuó desde Sonora hasta el sur de México (Clark, et al.,1982; Damon, et al.,1984).

Después de los ortogneises, las rocas intrusivas más antiguas son unos cuerpos máficos cuya composición varía de gabro a piroxenita, de forma tabular con dimensiones máximas de 7 Km de longitud y 2 Km de espesor que intrusionan en forma de “sills” a los metasedimentos jurásicos con una dirección ENE al norte de Mazatlán (Fredrikson,1974). Edades K-Ar de éstas rocas máficas, en La Noria y Las Iguanas, dan valores de 139 y 134 Ma (Henry,1975) que se consideran sus edades de emplazamiento, lo cual es consistente con sus relaciones estratigráficas.

Con base en su edad y deformación, las rocas graníticas batolíticas han sido divididas en: sintectónicas y postectónicas (Henry y Fredrikson,1987).

Las rocas sintectónicas están débilmente foliadas, recristalizadas y aparentemente fueron emplazadas después de un evento de metamorfismo durante un régimen de alta compresión comprendido entre los 102 y 86 Ma que se refleja en la alineación de sus minerales máficos. Su composición varía de tonalitas máficas a granodioritas y afloran a lo largo de una franja de 50 Km de espesor paralela a la costa, principalmente en El Recodo, La Noria, El Quelite, San Marcos y Estación Dimas. La foliación que caracteriza a éstas rocas tiene un rumbo ENE.

Los intrusivos sintectónicos tienen una respuesta magnética positiva de alta a baja intensidad (dominios A_2 y A_1). En muestras de mano tienen una susceptibilidad magnética moderada a alta (Intrusivo La Noria).

Las rocas postectónicas se emplazaron después que la compresión cesó ó disminuyó considerablemente, por lo que no presentan foliación ni recristalización y en general son más silícicas y contienen menos minerales máficos que las sintectónicas. Comprenden un período de 86 a 20 Ma y tienen mayor distribución que las sintectónicas a las que intrusionan.

Las diferentes edades de las rocas postectónicas ha permitido reconocer hasta seis diferentes tipos de intrusivos individuales que varían en composición de granodioritas a dioritas de las cuales las más fácilmente reconocibles son las granodioritas Candelero (46 Ma) y San Ignacio (64 Ma), las cuales tienen extensos afloramientos (Henry y Fredrikson,1987).

Otros intrusivos postectónicos reconocidos en la región por Henry (1975) son la granodiorita El Carmen (74 Ma), granodiorita Concordia (54 Ma), diorita Copala (40 Ma) y la roca intrusiva mas joven representada por la cuarzodiorita Colegio (19 Ma) emplazada en una zona de debilidad NNW al norte de El Quelite.

Los intrusivos postectónicos que afectan al Grupo Volcánico Inferior (de 64 a 40 Ma), son los más importantes ya que están asociados a la mineralización tipo pórfido cuprífero y epitermal de Au y Ag en la región (Clark, et al., 1979).

Otras rocas intrusivas están representadas por un enjambre de diques porfídicos de composición félsica y rumbo ENE relacionados a las rocas graníticas que afloran al NE de Coyotitán (Fredrikson,1974). Intrusivos félsicos e intermedios emplazados como troncos y diques de rumbo N-S afloran en los alrededores de Mazatlán y cortan a las riolitas, por lo que se consideran del Mioceno Medio a Tardío.

No se tienen datos suficiente acerca de los mecanismos de emplazamiento de las rocas intrusivas aunque por el tipo de contactos brechados (Fredrikson,1974) se infiere que fue en forma de diapiros (Gastil, et al.,1976) siguiendo zonas de debilidad ENE como lo indican los diques y lineamientos magnéticos con esta misma dirección. Los intrusivos más jóvenes fueron emplazados a través de fracturas NNW y N-S como lo confirman los lineamientos magnéticos con esta dirección al suroriente de la carta.

La susceptibilidad magnética de las rocas graníticas está en función de su contenido de minerales ferromagnéticos (magnetita, pirrotita e ilmenita), la cual es afectada por el grado de intemperismo químico y/o alteración hidrotermal que sufre la roca provocando la oxidación y lixiviación de estos minerales.

Los cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas expuestos a un intenso intemperismo, han perdido su susceptibilidad magnética y dan respuestas magnetométricas negativas (dominio A_0) como la granodiorita San Ignacio. Los intrusivos graníticos sepultados o poco intemperizados dan valores magnéticos positivos de baja intensidad (-200 nanoteslas, dominios A_1 y C). Las concentraciones de minerales ferromagnéticos dentro de los cuerpos graníticos y dioríticos en forma de troncos dan respuestas dipolares de alta intensidad magnética (dominio A_2) como en San Marcos e Ixpalino.

Geología Estructural

El marco estructural que domina la carta es producto de los esfuerzos compresivos que sufrió la región durante el Mesozoico Superior - Cenozoico Inferior y la tectónica extensional del Terciario Superior que dió como resultado la apertura del Golfo de California (Stock y Hodges,1989; Lyle y Ness,1991).

Los contactos entre los metasedimentos, ortogneis y rocas máficas así como la estratificación y foliación tienen rumbo ENE; a escala local los metasedimentos tienen pliegues con dirección ENE (Fredrikson,1974).

La foliación de las rocas sintectónicas, aunque débil, también tiene rumbo ENE y corta la foliación de las rocas metamórficas (Henry y Fredrikson, op. cit.).

Las andesitas eocénicas no están plegadas, solo falladas e inclinadas por el emplazamiento de los intrusivos postectónicos. Las capas rojas y la secuencia riolítica están falladas y afectadas por los intrusivos más jóvenes. Los sedimentos clásticos continentales solo están fallados e inclinados. Los basaltos de la Mesa de Cacaxtla no están afectados por fallas (Fredrikson,1974).

El principal sistema de fallas y fracturas dentro de la carta tiene un rumbo N 5-25^0 W y está constituido fundamentalmente por fallas normales que buzan al NE con desplazamientos verticales hasta de 2,500 m como en Tayoltita (Henry,1989). Existe un segundo sistema de fallas verticales de rumbo N 65-85^0 E con movimiento lateral de hasta 5 Km, como al sur de Coyotitán (Fredrikson,1974); éstas actuaron como fallas de transformación para compensar la extensión entre diferentes bloques corticales (Davison,1994). Ambos sistemas probablemente representan estructuras antiguas reactivadas que actuaron simultáneamente (Henry y Fredrikson, op. cit.).

A lo largo de la Llanura Costera las fallas ENE son más abundantes, probablemente influenciadas por el patrón estructural ENE de las rocas más antiguas. En áreas donde no afloran rocas prebatolíticas, abundan las fallas NNW que producen una serie de bloques fallados escalonados formando un sistema de fosas tectónicas que caracterizan la geomorfología de la región y controlan la sedimentación clástica continental, principalmente en el sector nororiente de la carta.

La secuencia riolítica de la Sierra de los Frailes constituye un bloque poco afectado por la distensión (solo fallas normales de poco desplazamiento) probablemente por estar subyacida por un extenso batolito que actuó como contrafuerte a la extensión (Henry y Aranda,1992).

El inicio de la extensión ENE fue contemporáneo al emplazamiento de la secuencia riolítica como lo demuestran los diques de rumbo NNW, con edades de 32, 30 y 24 Ma (Henry,1975). Sin embargo, la principal etapa de fallamiento es posterior a una riolita de la cima, de 17 Ma, fallada e inclinada (Henry, op. cit.) posiblemente entre 16 y 14 Ma, asociada a la apertura del protogolfo de California (Lyle y Ness,1991). Este fallamiento provocó la formación de fosas tectónicas que se rellenaron con material volcanoclástico.

El último evento de fallamiento en la región estuvo asociado a volcanismo basáltico alcalino hace 2 Ma, probablemente asociado a fallas ENE como lo indican los diques basálticos de la región de San Ignacio y las fallas normales N 75^0 E que cortan al material de relleno del Graben de Concordia en La Noria.

La semejanza en edad, estilo y orientación del fallamiento de rumbo NNW de esta región con el fallamiento Sierras y Valles del norponiente de Estados Unidos sugiere que la región forma parte de la misma provincia (Henry,1989; Henry y Aranda, 1992).

Evolución Tectónica

La región sur de Sinaloa, como parte del Terreno Guerrero (Campa y Coney,1983), tiene una evolución compleja ya que está constituida por secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano de afinidad oceánica (Centeno, et al., 1993) que representan los remanentes de uno ó más arcos intraoceánicos que evolucionaron sobre fragmentos de corteza continental y corteza oceánica al poniente del Cratón de Norteamérica al cual se acrecionaron hacia el final del Mesozoico en diferentes períodos (Rangin, 1981;Servais, et al., 1982; Tardy, et al., 1994; Sedlock, et al., 1993).

Algunos aspectos de la geología, evolución tectónica, mecanismos de acreción y límites

de éstas secuencias de arco aún son motivo de discusión como lo demuestran las diferentes interpretaciones que se han dado sobre la geología de la región, las cuales han ido cambiando a través del tiempo a la luz de nuevos datos (Bonneau, 1969; Fredrikson, 1974; Holguín, 1978; Ortega, et al., 1979; Rangin, 1981; Servais, et al., 1982; Henry, 1986; Henry y Fredrikson, 1987).

La evolución de la región se inicia en el Jurásico Tardío con el depósito de una secuencia clástica sobre un basamento granítico producto de un intenso magmatismo calcoalcalino jurásico. Los sedimentos clásticos se derivaron de una fuente cratónica hacia el oriente, en un ambiente de talud como lo indican los horizontes turbidíticos (Fredrikson, 1974). Al cierre del Jurásico la secuencia es intrusionada por una serie de cuerpos máficos posiblemente relacionados con la Orogenia Nevadiana (Mullan, 1978) la cual provoca un metamorfismo de bajo grado y el levantamiento y erosión de toda la región.

A mediados del Cretácico Inferior la región es invadida nuevamente por las aguas marinas y se inicia el depósito de una secuencia clástica asociada a un volcanismo andesítico, cubierta por calizas arrecifales de las que actualmente solo quedan pequeños remanentes pero son más abundantes al norte de Sinaloa (Holguin, 1978).

A principios del Cenomaniano (Henry,1975; Rangin, 1981) la región es afectada por un evento compresivo con dirección NNW que produjo pliegues con dirección ENE debido a una subducción oblicua de la Placa Farallón (Henry, 1986). Este evento se puede correlacionar con el cierre de una cuenca oceánica en la parte centro norte de México conocida como Cuenca de Arperos (Lapierre, et al., 1992; Tardy, et al., 1994) Durante este evento se produjo el plegamiento y metamorfismo regional de todas las rocas preexistentes y más hacia el norte, el cabalgamiento de las secuencias ofiolíticas (Ortega, et al., 1979) sobre el Arco Sinaloa debido al cierre de una cuenca antearco (Servais, et al., 1982).

Durante la etapa declinante de este evento compresivo mesocretácico (Rangin, 1981), se inicia el emplazamiento de los intrusivos graníticos sintectónicos y al mismo tiempo el inicio de la Orogenia Laramide provoca el lento levantamiento de toda la región para formar el Arco Volcánico Tarahumara (Araujo y Arenas,1986) acompañado de un intenso magmatismo calcoalcalino que va migrando hacia el oriente (Clark, et al., 1982). La erosión de este Arco da origen al depósito de secuencias clásticas, tipo flysch, hacia el oriente de la región, en la Cuenca de Arperos (Servais, et al., 1982; Lapierre, et al., 1992).

En las etapas declinantes del régimen compresivo de la Orogenia Laramide una intensa actividad magmática da origen al emplazamiento de cuerpos intrusivos postectónicos calcoalcalinos asociados a un volcanismo andesítico reconocido en todo el nororiente de México (Aguirre y McDowell, 1991) que se conoce como Grupo Volcánico Inferior (McDowell y Keizer, 1977). Los intrusivos dieron origen a una mineralización tipo pórfido cuprífero con un evento epitermal tardío asociado.

Después del volcanismo del Eoceno vino una etapa de relajamiento con fallamiento normal que produce fosas tectónicas donde se deposita material volcanoclástico, capas rojas y conglomerados con algunos derrames andesíticos.
En el Oligoceno Medio (32 Ma) la regresión del Arco Magmático hacia el poniente (Clark, op. cit.) da inicio a la gran erupción

ignimbrítica que produce la Sierra Madre Occidental. El cambio de un régimen compresivo a extensivo permite el ascenso de magmas a niveles someros produciendo las altas tasas de efusión de ignimbritas riolíticas del Grupo Volcánico Superior (Wark, et al., 1990; Henry, et al., 1991).

En el Mioceno Medio (19 Ma) un evento magmático produce el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos de dimensiones batolíticas y pequeños troncos y diques félsicos y dioríticos en varias localidades de la región (Henry, 1975).

La actividad volcánica continúa hasta los 17 Ma y es acompañada de un fallamiento normal con dirección NNW evidente por los diques asociados al emplazamiento de las ignimbritas de 32, 30 y 24 Ma.

Al término de la actividad ignimbrítica y posiblemente asociado a la apertura del protogolfo de California (de 16 a 14 Ma) se produce un intenso fallamiento normal que da origen a bloques levantados y fosas tectónicas asociadas donde se depositan sedimentos clásticos y volcanoclásticos que son inclinados por un nuevo evento de fallamiento normal en el Mioceno Tardío , entre 12 y 10 Ma (Henry y Aranda, 1992), que da origen a las grandes fosas y semifosas de Concordia, Coyotitán e Ixpalino (Henry y Fredrikson, 1987).

En el Plioceno la región es sometida a una intensa erosión que produce el depósito de material clástico grueso en las fosas y depresiones y al mismo tiempo forma depósitos de talud y terrazas marinas a lo largo de la Llanura Costera.

En el Cuaternario se produce el último evento volcánico de la región representado por la extrusión de basaltos alcalinos posiblemente asociados a la Apertura del Golfo de California (Gastil, et al., 1979).

En el Holoceno continúa la intensa erosión y el depósito de material clástico que en forma de terrazas marinas cubren a los basaltos. En los valles de los principales ríos se forman terrazas fluviales.

Yacimientos Minerales.

Las principales evidencias de mineralización dentro de la carta consisten de vetas hidrotermales de tipo epitermal y mesotermal con mineralización de Au y Ag y en menor proporción Pb, Zn y Cu. Las vetas consisten principalmente de cuarzo con minerales de argentita, tetrahedrita, acantita, polibasita, galena, esfalerita, electrum y oro nativo con pirita, calcita y adularia como minerales de ganga junto con cuarzo. (Clark, et al., 1979).

La mayoría de las vetas tiene una dirección NNW y están emplazadas principalmente en las andesitas propilitizadas del Eoceno y en menor proporción en las rocas graníticas postectónicas. Raras veces las vetas alcanzan la base de la secuencia riolítica.

Dentro de la carta no se tienen minas individuales de gran producción, sin embargo al suroriente de San Ignacio existen más de 20 estructuras de cuarzo aurífero que constituyen el distrito minero de Las Ollitas el cual ha sido trabajado en el pasado a nivel de gambusinaje destacando las minas de Las Ollitas, La Sinaloa, La Cruz y La Esperanza. Estas estructuras están emplazadas en andesitas eocénicas y granodioritas que las intrusionan (CRM, 1991).

En Metates, al extremo nororiente de la carta, se trabajaron vetas de cuarzo aurífero dentro de andesitas.

La existencia de estructuras epitermales es más abundante hacia el sector de la sierra, donde afloran las rocas andesíticas y graníticas, principalmente en los flancos de la Sierra de los Frailes. Hacia la Llanura Costera, donde abundan las rocas graníticas más antiguas, la mineralización en vetas es escasa.

A pesar de la alta incidencia de vetas auríferas existen pocas localidades de oro de placer debido a que en la mayor parte de los casos el oro se presenta combinado con plata formando electrum. Una de estas localidades es El Placer que se ubica en la parte centro oriental de la carta (CRM, 1991).

Otras manifestaciones de mineralización están representadas por brechas hidrotermales de turmalina y cuarzo con mineralización de Cu, Mo, W y Au genéticamente relacionadas a intrusivos graníticos de 64 a 40 Ma (Henry, 1975) Estas brechas se localizan en el extremo centro oriental y suroriente de la carta (La Azulita, La Providencia y Malpica; CRM, 1991).

Al norte de Mazatlán, en San Pablo, existen evidencias de mineralización de Cu y Au diseminado en rocas máficas (gabros y piroxenitas) y pórfidos andesíticos cuyo potencial es desconocido por falta de barrenación.

La edad de la mineralización epitermal varía desde 46 a 28 Ma (Clark, et al., 1979), es anterior al grueso paquete de ignimbritas, ya que solo afecta su base, y posterior a un tronco granodiorítico de 40 Ma en Tayoltita. Se considera genéticamente asociada a los troncos intrusivos someros del Grupo Volcánico Inferior puesto que los batolitos granodioríticos, en general, son estériles.

III.- DISCUSIÓN DE LA INTERPRETACIÓN REGIONAL

La información aeromagnética contenida en la carta Mazatlán F13-1 escala 1:250 000, tiene alcance de carácter regional debido a su escala, en la cual a partir de los datos aeromagnéticos se interpretan indirectamente rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo la distribución y naturaleza de las rocas como son intrusivos, rocas volcánicas félsicas y máficas, rocas sedimentarias y metamórficas, así como fallas profundas y controles estructurales favorables para la presencia de depósitos minerales. Estos rasgos son obtenidos con base en el contraste de magnetización de los materiales del subsuelo, el cual es originado por la composición mineralógica 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 a discusión y se proponen como una base para análisis más profundos, de acuerdo con el objetivo y uso de la información.

Para obtener información a mayor detalle en áreas específicas dentro de esta carta, se requiere llevar a cabo una interpretación cuantitativa, realizando cálculos y modelos que proporcionen datos de profundidad a la cima de los cuerpos magnéticos y espesores de las unidades más importantes, lo que permitirá mayor precisión en la selección de áreas prospectables, en las cuales habrá que realizar trabajos de campo geológicos, geoquímicos, geofísicos, etc.

III.1.- Dominios Magnéticos.

En la carta Mazatlán F13-1 se identificaron seis unidades Magnetométricas, de acuerdo a su intensidad de magnetización, gradiente magnético y amplitud dipolar; estas unidades se indican en la carta con las letras A_0, A_1, A_2, B_1, B_2 y C. Además se interpretaron cuatro sistemas de lineamientos magnéticos principales; estos tienen rumbo ENE, NW-SE, NE-SW y NNE-SSW; los cuales se atribuyen a fallas profundas que no siempre tienen manifestaciones superficiales (figura No. 2).

Para la identificación y discriminación entre las respuestas magnetométricas de las rocas ígneas volcánicas e intrusivas, se realizó una verificación de campo en las localidades en donde se interpretó la presencia de rocas intrusivas y en donde existió ambigüedad en la interpretación de gabinete; con la finalidad de corroborar rasgos litológicos ó evidencias estructurales que indicaran la presencia de cuerpos ígneos intrusivos ocultos ó aflorando parcialmente.

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

Los dominios magnéticos identificados como A_0, A_1 y A_2 se atribuyen a rocas intrusivas de composición félsica, félsica a intermedia e intermedia a máfica respectivamente.

El dominio magnético A_0 se caracteriza por una respuesta monopolar negativa extensa (30 x 15 km aproximadamente), de gradiente suave, con una intensidad de -100 a -300 nT (nanoteslas). Esta unidad magnética solo se identifico en la porción centro-norte de la carta, al suroriente del poblado de San Ignacio.

Este dominio A_0 se encuentra afectado por lineamientos magnéticos NNE-SSW y NW-SE asociados a fallamientos. El contacto de este dominio con otros dominios litomagnéticos se considera tectónico, ya que en algunas porciones está definido por fallas interpretadas de rumbo NW-SE y ENE-WSW.

En superficie el dominio A_0 se correlaciona con un cuerpo intrusivo intemperizado y argilitizado de composición granítica-granodiorítica, cubierto parcialmente por rocas extrusivas del Terciario Superior Volcánico. Este intrusivo forma parte del batolito de Sinaloa con una edad isotópica en esta porción de 61 a 62 Ma (Henry,1975). A partir de su respuesta magnetométrica se infiere que esta porción del batolito es la más félsica ó posiblemente estuvo sujeta a procesos externos de presión y temperatura que alteraron sus minerales magnéticos.

En cuanto a su relación con la mineralización, el dominio Ao, ha servido de roca receptora, ya que encajona mineralización de Au, Ag, Pb, Zn, y Cu rellenando fracturas (vetas), producto de procesos hidrotermales.

El dominio magnético A_1 se caracteriza por gradientes suaves extensos y monopolos predominantemente positivos, con una intensidad que varía entre -100 a +200 nT, presentado distorsiones magnéticas que se atribuyen a una cubierta de rocas volcánicas de diferentes composiciones. Este dominio está ampliamente distribuida en la porción norte y oriente de la carta y se atribuye a cuerpos intrusivos de composición félsica a intermedia. Otras localidades en donde se interpreta la presencia de este dominio A_1 con menores dimensiones es a la altura de

Puerta de Canoa y Lomas del Guayabo, en la porción sur.

El intrusivo interpretado en la poción norponiente de la carta, a la altura de Cruz de Elota, Huaracha, Piaxtla de Arriba, etc., se correlaciona con afloramientos aislados de cuerpos intrusivos de composición granítica-granodiorítica de edad entre 80 a 83 Ma (Henry, 1975) y rocas volcánicas del Terciario Superior constituidas por riolitas, sedimentos tobaceos y flujo de lavas andesíticas. La respuesta tan extensa de esta unidad sugiere que subyaciendo a las rocas volcánicas se tiene el intrusivo con dimensiones batolíticas, como se pudo corroborar en el campo.

Las unidades magnéticas A_1 interpretadas en la porción nororiente y centro-oriente de la carta cubren grandes extensiones y se correlacionan con el intrusivo granítico - granodorítico del batolito de Sinaloa, con una edad isotópica de 60 a 90 Ma (Henry, 1975), cubierto parcialmente por rocas volcánicas de composición félsica del Terciario Superior.

Otros dos dominios A_1 se presentan en la poción surponiente de la carta a la altura de los poblados de Puerto de Canoa y Loma del Guayabo respectivamente; la primera tiene una forma alargada con rumbo predominante E-W (30 km de longitud y 5 km de ancho); la segunda tiene menos de 10 km de diámetro. Estos dominios se correlacionan parcialmente con la granodiorita Candelero, tonalita Recodo y granodiorita Concordia (Henry y Fredrikson, 1987).

Las evidencias de mineralización que se asocian a los dominios magnéticos A_1 son de tipo brecha hidrotermal (Cu, Mo), diseminados (Au, Cu) y depósitos tipo veta (Au, Ag). Estos depósitos minerales se encuentran encajonados en el cuerpo intrusivo, lo que sugiere que esta roca es buena receptora de mineralización.

La unidad magnética A_2 se caracteriza por monopolos positivos y dipolos normales, con intensidades magnéticas de -300 a 600 nT. Las dimensiones de estos dominios generalmente son pequeñas (3 a 8 km de diámetro).

Se interpretaron 15 localidades A_2, las cuales se atribuyen a cuerpos intrusivos de composición intermedia a máfica, sugiriendo su respuesta magnética que los cuerpos contienen una mayor cantidad de minerales ferromagnesianos en su composición, en comparación a los dominios litomagnéticos interpretados como A_0 y A_1.

La distribución espacial de los intrusivos interpretados A_2 dentro de la carta, sugiere que se emplazaron siguiendo tres sistemas de tectónismo preexistente. El primero ENE relacionado posiblemente con una reactivación de las fracturas de la Orogenia Nevadiana en donde se emplazaron los intrusivos que se localizan al oriente de El Mármol, al norte de Los Camachos, en Las Tinajas y en Puerta de San Marcos, en una longitud de 35 Km aproximadamente. Otro tren de intrusivos con esta misma dirección se ubica en la porción norponiente de la carta, conformado por los cuerpos de Tayoltita, Santa Lucrecia e Ixpalino en una extensión de 30 km.

El segundo sistema interpretado de emplazamiento de intrusivos A_2 es con rumbo N 45°W, el cual se infiere está relacionado con la tectónica producto de la Orogenia Laramide, en donde se ubican los cuerpos de Elota, Ixpalino, Lo de Ponce y Puerta de San Marcos en un lineamiento de 70 km de longitud, en la porción centro-norte.

El tercer sistema interpretado de emplazamiento de intrusivos A_2 interpretados con rumbo NNE-SSW, está relacionado al tectónismo de Sierras y Valles. Este lineamiento se localiza en la porción sur de la carta, al poniente de Villa Unión, alojando un intrusivo con longitud de 17 km aproximadamente.

Al sur de El Limón se ubica otro intrusivo A_2 interpretado, el cual presenta una forma alargada ENE con dimensiones de 9 por 3.5 km. Este cuerpo se asocia parcialmente con el intrusivo denominado Cuarzodiorita Colegio de 19 Ma (Henry y Fredrickson, 1987) siendo la intrusión más joven datada dentro de la carta, la cual se encuentra relacionada con mineralización de Au y Ag en fracturas.

La similitud de la respuesta del intrusivo A_2 de el Limón con los otros 14 intrusivos interpretados, de los cuales 7 fueron verificados en campo observándose que en la mayoría de los casos corresponden con troncos silicificados, sin deformación, poco fracturados y más máficos que el intrusivo batolítico; sugiere que posiblemente los A_2 sean los cuerpos intrusivos más jóvenes (post-laramídicos). Además tres de los intrusivos se encuentran relacionados con evidencias de mineralización; el que se ubica al oriente de El Mármol (Au, Ag), Ixpalino (se observa magnetita y pirrotita diseminada) y Puerta de San Marcos (pirita diseminada), lo que sugiere una asociación de estos intrusivos A_2 con mineralización.

Los dominios magnéticos B_1 y B_2 se atribuyen a rocas volcánicas de composición félsica a intermedia e intermedia a máfica respectivamente; estas unidades se encuentran aleatoriamente distribuidas en toda la superficie de la carta, sobresaliendo una franja de 26 km de ancho que atraviesa toda la carta con rumbo E-W en su porción central.

El dominio B_1 esta representado por altos, bajos y tendencias irregulares con intensidades que varían entre -150 y +150 nT. La localidad de mayor extensión de esta unidad B_1 se ubica en la porción central de la carta en los poblados de Tamacochi, Palo Blanco, El Limoncito y Palmarito, correlacionándose geológicamente con riolitas, tobas, sedimentos tobaceos y lavas andesíticas.

Hacia el extremo suroriente, el dominio B_1 también tiene una importante extensión, limitada por fracturamientos NNW, se correlaciona con rocas extrusivas que varían de riolitas a andesitas y tobas. Estas rocas tienen poco espesor ya que en la carretera se observa que están coronando al intrusivo batolítico.

Otras localidades donde se interpreto el dominio B_1 con menores dimensiones son: al surponiente en El Zapote, al oriente en EL Alamito y en San Ignacio al centro-norte de la carta, las cuales se asocian a rocas del Grupo Volcánico Superior.

El dominio magnético B_2 se caracteriza por un agrupamiento de dipolos y monopolos de alta intensidad distribuidos caóticamente, que cubren grandes extensiones, presentando algunos de ellos un alargamiento con rumbo ENE. Las intensidades magnéticas varían entre -450 a +550 nT.

Los dominios magnéticos B_2 se encuentran concentrados en una franja de rumbo E-W de 25 km de ancho por 80 km de largo en la porción central de la carta; esta unidad parece estar limitada por fallamientos de rumbo ENE. Se correlaciona con rocas tanto del Grupo Volcánico Superior como del Grupo Volcánico

Inferior constituidos por tobas, riolitas, andesitas y basaltos.

Otras localidades donde se interpreta esta unidad litomagnética B_2 con menores extensiones son: en la porción oriente de la carta a la altura de El Arenoso, Coacoyol, Los Naranjos y al oriente de Zavala, donde se correlacionan con rocas extrusivas de composición intermedia a máfica.

El contacto de la unidad B_2 con otras unidades litomagnéticas también parece estar controlado en algunos de los casos por fallas de rumbo NNE, NE-SW y ENE.

El dominio magnético C se caracteriza por zonas magnéticas de bajo gradiente y cubren gran extensión, su intensidad varía entre -200 y +50 nT; predominando los valores negativos. Esta unidad se atribuye a la respuesta de rocas metamórficas (filitas, pizarras, esquistos y cuarcitas) de posible edad Jurásica, rocas sedimentarias metamorfizadas del Cretácico, depósitos de material clástico y depósitos de talud y terrazas marinas del Cuaternario.

El dominio C se encuentra ampliamente distribuida en dos localidades dentro de la carta; la primera que es la de mayor extensión, se ubica de la porción central-sur de la carta, sobresaliendo en esta porción una zona controlada por fallas de rumbo NW-SE desde Concordia hasta La Noria; se atribuye a material volcanoclástico cuaternario que está rellenando el Graben de Concordia. Esta misma característica se observa a la altura de la Laguna El Huizache controlada por fallas N-S en una longitud de 25 km con un ancho de 5 km, interpretándose como otro posible graben. La segunda unidad C se ubica en la porción poniente de la carta a la altura de Estación Dimas hasta El Carmen, la cual se atribuye a terrazas marinas del Cuaternario.

III.2.- Lineamientos Magnéticos

Se interpretaron cuatro sistemas de lineamientos magnéticos principales. Estas tienen rumbo ENE, NW- SE, NE- SW y NNE-SSW, las cuales se atribuyen a fallas relacionadas a los eventos tectónicos que han afectado al área que comprende la carta.

Los lineamientos magnéticos con rumbo ENE, se localizan principalmente a todo lo largo de la porción poniente de la carta, tienen extensiones que varían de 10 a 45 km. Estos lineamientos se asocian con el plegamiento del basamento metamórfico y con el cuerpo de piroxenita que se ubica al norte de Mazatlán, así como con la disposición espacial de las rocas sedimentarias cretácicas, lo que sugiere que posiblemente sea un tectónismo preexistente relacionado con la Orogenia Nevadiana.

Los sistemas de lineamientos magnéticos con rumbo NW-SE y NE-SW, se observan aleatoriamente distribuidos en la carta, con longitudes que varían entre 7 y 35 km. Los lineamientos NW-SE se orientan paralelos a la Provincia de la Sierra Madre Occidental y se correlacionan con el fracturamiento producto de la Orogenia Laramide, interpretándose además que este fracturamiento sirvió de conducto para el emplazamiento de cuerpos intrusivos A_2.

Los lineamientos magnéticos NNE-SSW son los más persistentes, distribuidos en toda la superficie de la carta, con longitudes que varían entre 9 y 25 km. Estos lineamientos se asocian con el fracturamiento producto del tectónismo de Sierras y Valles, el cual esta afectando los otros sistemas de fallamiento

interpretados, por lo que se le considera el tectónismo más joven que afectó el área.

Con base en la interpretación magnetométrica, se considera que el área ha estado sujeta a varios eventos tectónicos, los cuales produjeron una serie de bloques fallados escalonados que formaron un sistema de fosas tectónicas que caracterizan la geomorfología de la carta.

Con la finalidad de resaltar los aspectos tectónicos y conocer el comportamiento a profundidad de los cuerpos intrusivos interpretados como A_2, al plano magnetométrico de campo total corregido por IGRF, se le aplicaron los procesos matemáticos de reducción al polo y continuación de campo ascendente a 2000 m sobre el nivel del terreno, en donde se definieron las siguientes características (figura 3):

Con lo que respecta a los 14 intrusivos interpretados como A_2, con la continuación de campo se definió que a profundidad la respuesta de algunos de estos cuerpos se integran con la respuesta del intrusivo batolítico, indicándonos esto que se trata de troncos con dimensiones pequeñas.

Al sur de la Sierra de Los Frailes se interpreta un gran monopolo positivo de 35 km de largo por 25 km de ancho, con una intensidad de 500 nT, delimitado en sus porciones norte y sur por dos fallas paralelas interpretadas de rumbo NE-SW. Este monopolo se pude atribuir a dos posibles causas; la primera que se trate de la respuesta de un grueso paquete de rocas extrusivas de composición intermedia a máfica (B_2) y la segunda alternativa es que subyaciendo al paquete de rocas extrusivas se tenga un intrusivo de composición intermedia a máfica (A_2). La segunda propuesta sería consistente con la propuesta de Henry y Aranda (1992), donde proponen la existencia de un extenso cuerpo batolítico que actuó como contrafuerte al proceso de extensión.

Otra característica que se pudo definir a partir del plano de continuación de campo, es que en la porción sur de la carta los rasgos magnéticos se presentan con un alineamiento N-S, consistente con la tectónica de Sierras y Valles, mientras que hacia el centro y norte de la carta se observan con una tendencia NE-SW y ENE-WSW relacionados con el fracturamiento de la Orogenia Nevadiana definida en el noroeste de México (Mullan, 1978); y con el sistema conjugado de la Orogenia Laramide, estas características pueden ayudar a definir los diferentes eventos magmáticos que sucedieron dentro de la carta.

Con lo que respecta al fracturamiento, los lineamientos de rumbo NW-SE y NE-SW son los más persistentes a profundidad, sobresaliendo la falla interpretada que pasa por los poblados de Concordia, El Verde, La Noria y Piaxtla, con una longitud de 120 km, la cual está asociada al límite poniente del Graben de Concordia.

En general se puede concluir que los datos magnéticos obtenidos en la carta ayudan a definir los episodios tectónicos que han actuado en el área, así como la posición de cuerpos intrusivos que posiblemente están relacionados con los procesos de mineralización, definiendo algunas nuevas localidades para exploración con perspectivas de contener depósitos minerales.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFÍCAS

Aguirre, D. G. J. and McDowell, F. W., 1991. The volcanic section at Nazas, Durango, México, and the possibility of widespread eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. Journal of Geophysical Research, V. 96, p. 13373 - 13388.

Araujo, M. J. y Arenas, P. R., 1986. Estudio tectónico-sedimentario en el Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango. Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, V. 47 (2), p. 43 - 87.

Bonneau, M; 1969 (1970). Una nueva área cretácica fosilífera en el estado de Sinaloa. Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, V. 32 N° 2, p. 159 - 167.

Briggs, Ian C., 1974. Machine contouring using minimum curvature (Spline). Geophisics, V. 39, No. 1, p. 39 - 42.

Campa, M. F. and Coney, P. J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, V. 20, p. 1040 - 1051.

Centeno, G. E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J. and Ortega, G. F., 1993. Guerrero terrane of Mexico, its role in the southern Cordillera from new geochemical data. Geology V. 21, p. 419 - 422.

Clark, K. F., Dow, R. R. and Knowling, R. D., 1979. Fissure - vein deposits related to continental volcanic and subvolcanic terranes in Sierra Madre Occidental province, Mexico. Internat. Assoc. Genesis Ore Deps. Fifth Symp., Nevada, Bureau Mines Geol. Rept. 33., p. 189 -201.

Clark, K. F., Foster, C. T., and Damon, P. E., 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction - related magmatic arcs in Mexico. Geological Society of American Bulletin, V. 93, p. 533 - 544.

Consejo de Recursos Minerales, 1991. Monografía Geológico - Minera del Estado de Sinaloa. SEMIP Publicación M-1e, 159 p.

Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Roldan, Q. J., 1984. The cordilleran jurassic arc from Chiapas (southern México) to Arizona. Geological Society of America Abstracts with Programs, V. 16, p. 482.

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

Fredrikson, G., 1974. Geology of the Mazatlan area, Sinaloa, western Mexico. (Ph.D dissertation). The University of Texas at Austin, 209 p.

Gastil, R. G., Jensky, W., and Barthelmy, D., 1976. La zona Batolítica del sur de California y el occidente de México. Bol. Soc. Geol. Mexicana, V. 37, p. 84 - 90.

Gastil, R. G., Krummenacher, D. and Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the gulf of California. Geological Society of America Bulletin, V. 90, p. 839 - 857.

Henry, C. D., 1975. Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico. (Ph.D. dissertation). The University of Texas at Austin, 158 p.

Henry, C. D., 1986. East-northeast-trending structures in western Mexico: Evidence for oblique convergence in the late Mesozoic. Geology, V. 14, p. 314 - 317.

Henry, C. D. and Fredrikson, G., 1987. Geology of part of southern Sinaloa, Mexico

adjacent to the Gulf of California. Geological Society of Amercan Map and Chart Series MCHO63, scale 1: 250,000, 14 p.
Henry, C. D., 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. Geological Society of American Bulletin, V. 101, p.1147 - 1156.

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

Holguin, Q. N., 1978. Estudio estratigráfico del cretácico inferior en el norte de Sinaloa México. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, V. 10 (1), p. 6 - 13.

IAGA. División V. Working Group 8 (R. A. Langel, Chairman), 1992. Internattional Geomagnetic Reference Field. Revision 1991. Geophysics, Vol. 57, p. 956 - 959.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1996. Carta Topográfica Mazatlán F13-1, escala 1:250,000, 4° impresión.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1983. Carta Geológica Mazatlán F13-1, escala 1:250,000, 1ª impresión.

Instituto Nacional de Estadistica, Geografía e Historia (INEGI), 1995. Espaciomapa Mazatlán F13-1, escala 1:250,000, 1ª impresión.

Lapierre, H., Ortiz, H. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. and Zimmermann, J. L., 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.

Lyle, M. and Ness, G.E., 1991. The opening of the southern Gulf of California, in Dauphin, J. P. and Simoneit; eds. The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 403 - 423.

Malpica, C. R., 1972. Rocas marinas del Paleozoico Tardío en el área de San José de Gracia, Sinaloa. Sociedad Geológica Mexicana, II Convención Nacional, Libro de Resúmenes, p. 174 - 175.

McDowell, F. W. and Keizer, R. P., 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico. Geological Society of America Bulletin, V. 88, p. 1479 - 1487.

Mullan, H. S., 1978. Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. Geological Society of America Bulletin, V. 89, p. 1175 - 1188.

Ortega, G. F., Prieto, V. R., Zuñiga, Y. y Flores, S., 1979. Una secuencia volcano-plutónico-sedimentaria cretácica en el norte de Sinaloa; un complejo ofiolítico?. UNAM, Instituto de Geología, revista, V. 3, p. 1 - 8.

Raisz, E., 1964. Landforms of Mexico. Cambridge, Mass., U.S. Office of Naval Research, Geography Branch, Mapa con Texto, esc. 1:3,000,000. 2ª. Edición.

Rangin, C., 1981. Aspectos geodinámicos de la región noroccidental de México. UNAM, Instituto de Geología, Revista V. 5 N°2, p. 186 - 194.

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

Servais, M., Rojo, Y. R. and 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. Geomimet, V. 115, p. 53 - 71.

Stock, J. M. and Hodges, K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the Transfer of Baja California to the Pacific plate. Tectonics, V. 8, N°1, p. 99 - 115.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martinez, R. J., Talavera, O., Ortiz, H. E., Stein, G., Bourdier, J. L. and Yta, M., 1994.The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coaval 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, V. 230, p. 49-73.

Urrutia, F. J. and Campos, E. J. Q., 1993. Geomagnetic secular variation central Mexico since 1923 Ad and comparision with 1945 - 1990. Models, Journal Geomag. Geoelect., 45, p. 1 - 7.

Wark, D. A., Kempter, K. A. and McDowell, F. W., 1990. Evolution of waning, subduction-related magmatism, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. Geological Society of America Bulletin, V. 102, p. 1555 - 1564.

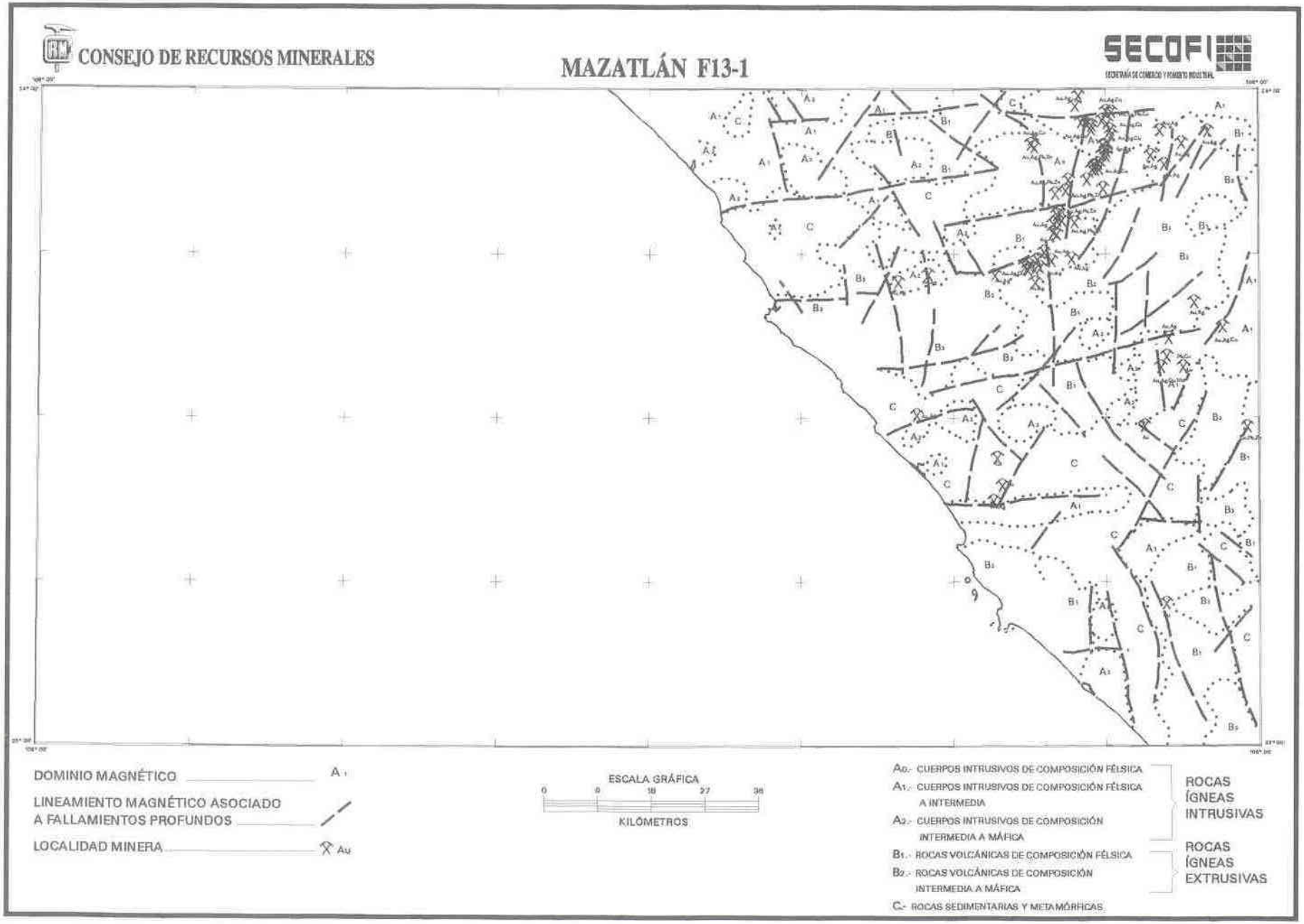

FIGURA 2.- INTERPRETACIÓN A PARTIR DE DATOS MAGNETOMÉTRICOS