CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

TEXTO GUÍA
CARTA MAGNÉTICA
"JUAN ALDAMA" G13-12

ESCALA 1:250 000

POR: **Ings. Ramón Mérida Montiel**
Raucel Pascacio Toledo
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.

INDICE

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

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

RESUMEN

El Consejo de Recursos Minerales realiza el Programa de Infraestructura Geológico-Minera, en el cual se lleva a cabo el cubrimiento aeromagnético sistemático de las áreas con mayor potencial minero en el territorio nacional con el propósito de conocer las condiciones geológicas y estructurales del subsuelo que permitan descubrir yacimientos minerales ocultos.

Dentro de este programa se llevó a cabo el levantamiento aeromagnético de la hoja Juan Aldama G13-12 a escala 1:250,000 con formato cartográfico INEGI, la cual se localiza en el extremo oriental del estado de Durango, abarcando la porción norponiente de Zacatecas y extremo suroeste de Coahuila con una superficie de 22,460 Km^2.

El levantamiento magnético se realizó con avión por medio de líneas de vuelo a 300 m de altura con separación de 1,000 m cuyos datos fueron procesados y ajustados para presentar un mapa aeromagnético con curvas de contorno del campo magnético total a cada 5 nT indicando su intensidad con contrastes de color a cada 40 nT. En el mapa se indica la interpretación litológica, estructural y los resultados se explican en el presente texto guía.

Las rocas más antiguas de la región son sedimentos clásticos marinos de edad triásica y rocas metavolcánicas jurásicas continentales que están cubiertas por una gruesa columna de más de 4,000 m de rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior y Cretácico depositadas en la porción norte de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Estas rocas fueron deformadas e intrusionadas durante la orogenia Laramide y cubiertas en el Terciario por rocas clásticas continentales. En el Terciario medio una intensa actividad magmática dio origen a intrusiones graníticas y un extenso vulcanismo durante el Eoceno y Oligoceno así como a los principales yacimientos metasomáticos e hidrotermales de la región.

Los sistemas de fallas más notables son los NW-SE y NE-SW que controlaron el emplazamiento de los troncos intrusivos y la emisión de rocas volcánicas félsicas oligocénicas.

La interpretación cualitativa de carácter regional permitió definir seis diferentes unidades litomagnéticas que indican la distribución de las principales unidades geológicas así como varios lineamientos magnéticos que indican las principales fallas y fracturas de origen profundo.

La interpretación cuantitativa por el método espectral permitió conocer la profundidad a la cima de algunos cuerpos magnéticos definidos por los dominios A_0, A_1 y A_2.

Estas interpretaciones junto con el marco geológico-estructural y los modelos de mineralización regional permitieron seleccionar zonas con características geológico-geofísicas y mineras favorables para contener yacimientos polimetálicos, asociadas a los dominios A_0, A_1 y A_2.

Las zonas prospectivas más importantes están asociadas a los dominios A_2 con troncos intrusivos aflorantes (Peñón Blanco, San José de Reyes, Cerro Prieto, Pico de Teyra y San Julián) y ocultos a más de 800 m de profundidad (Cuencamé); otras zonas de menor interés están asociadas a los dominios A_1 con probables troncos intrusivos a profundidad (norponiente de Francisco Murguía, a 480 m de profundidad; Sierra Los Leones, Matías Ramos, Caopas y Apizolaya).

Varios lineamientos magnéticos paralelos, en la parte central de la carta, definen una zona de cizalla con dirección NW-SE que separa dos bloques tectónicos; el bloque nororiente corresponde al levantamiento de San Julián donde se calculó una profundidad del basamento de 2,740 m y en el bloque surponiente un promedio de 6,000 m, lo que indica un levantamiento del orden de 3,000 m del bloque nororiente, que corresponde al Levantamiento de San Julián.

Esta zona de cizalla marca una debilidad cortical que controló el emplazamiento de varios troncos graníticos, el desarrollo de una estructura de caldera resurgente y la emisión de rocas volcánicas durante el Terciario.

CAPÍTULO I.- GENERALIDADES

I.1 INTRODUCCIÓN

Por 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 un programa para elaborar cartas Geofísicas aeromagnéticas en las áreas con mayor potencial minero en el territorio nacional.

La carta magnética Juan Aldama G13-12, escala 1:250,000, forma parte de una serie de publicaciones, dentro de este programa, las cuales aportan información básica que permiten enfocar futuras exploraciones. Esta carta magnética Juan Aldama contiene información en una superficie de 22,460 Km^2 y corresponde a un mapa de intensidad magnética total corregido por IGRF, obtenido a partir del vuelo aeromagnético realizado durante el año de 1997.

En una interpretación cualitativa de la presente carta se definieron, a nivel regional, las expresiones magnéticas más obvias como son: distribución y configuración de las rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, contactos litológicos ocultos y zonas de falla profundas.

I.2 FUENTES DE INFORMACIÓN

Para la elaboración de esta carta, los datos aeromagnéticos fueron obtenidos del levantamiento realizado por el Consejo de Recursos Minerales en el año de 1997.

La información cartográfica básica fue proporcionada por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1992).

I.3 PARÁMETROS Y EQUIPO UTILIZADO EN EL LEVANTAMIENTO

El Consejo de Recursos Minerales, dedicado a objetivos mineros, efectuó un levantamiento aeromagnético durante el año de 1997, siguiendo vuelos de contorno a una altura promedio sobre el terreno de 300 m (1,000 pies) sobre líneas con rumbo N-S y separación de 1,000 m con 7 líneas de control separadas a cada 18 Km aproximadamente.

El levantamiento se realizó en un avión Islander Bimotor utilizando un sensor magnético de vapor de cesio marca Scintrex CS-2, un magnetómetro con resolución de 0.001 nT (nanostelas) con sensor fijo y un sistema de adquisición de datos, marca Picodas PIOI; el control de las trayectorias de vuelo se llevó a cabo mediante el sistema de navegación GPS.

I.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

La información fue tomada en forma digital y se exportó a la estación de trabajo Sun Sparc 10, para su procesamiento e integración mediante los Softwares Terratools y Geosoft, generándose archivos X, Y y Z, por línea de vuelo y rejilla de 500 x 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 en el período de 1923 a 1987; el campo geomagnético en la República Mexicana, ha decrecido en este período aproximadamente 48.07 nT (nanostelas) por año (Urrutia y Campos, 1993), lo que nos da una idea de la magnitud del cambio en el campo geomagnético que debe corregirse.

Para este caso, a los datos aeromagnéticos se les restó el valor del campo geomagnético, para ello se tomó en cuenta la posición geográfica del área, las fechas del levantamiento y altura de vuelo.

Esta corrección se realizó utilizando el valor de IGRF 95 (International Geomagnetic Reference Field), adoptado por la Asociación Internacional de Aeronomía y Geomagnetismo (IAGA, División V. Working Group 8, 1992).

En esta etapa, se revisó que el procesamiento de los datos fueran correctos, mediante desplegados gráficos del mapa.

c) Generación del mapa

Con la finalidad de obtener el mapa escala 1:250,000, los datos aeromagnéticos de la carta Juan Aldama, se integraron en un archivo de coordenadas X, Y, Z, se utilizó el algoritmo de interpolación por mínima curvatura (Briggs, 1974), para la generación de curvas de contorno a cada 5 nT. El equipo utilizado fue una estación de trabajo Sun Sparc 10 con disco duro de 8.3 GB y 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 755CM, este mapa preliminar se utilizó para la interpretación y revisión de los valores magnetométricos previos a la edición e impresión final.

I.5 CARACTERÍSTICAS DE LA CARTA

La información magnética contenida en la carta Juan Aldama G13-12, escala 1:250,000 con formato cartográfico INEGI, se localiza al norte de Zacatecas y noreste de Durango, ya que intercepta los límites estatales de Durango, Zacatecas y Coahuila (Figura 1).

La edición cartográfica se efectuó con el software Arc-Info. Los intervalos de color de las curvas isomagnéticas se seleccionaron a cada 40 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, lo que hace más fácil visualizar las anomalías dipolares, monopolares y los gradientes magnéticos. Las curvas de contorno se graficaron a cada 5 nT.

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

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

CAPÍTULO II.- CONTEXTO GEOLÓGICO

La carta Juan Aldama G13-12 comprende en su mayor parte el extremo centro-oriental de Durango, parte noroeste de Zacatecas y una pequeña parte del suroeste de Coahuila (Figura 1).

Fisiográficamente la mayor parte de la carta pertenece a la provincia de la Mesa Central, la porción noreste corresponde a la subprovincia de Sierras Transversas perteneciente a la Sierra Madre Oriental que se caracteriza por Sierras plegadas con dirección E-W y NW-SE; el extremo suroeste de la carta pertenece a la subprovincia de Llanuras Altas de la Sierra Madre Occidental (C.R.M., 1992 y 1993).

La edad de las rocas que afloran dentro de la superficie de la carta varía del Triásico Tardío al Holoceno predominando las rocas volcánicas oligocénicas y los sedimentos clásticos continentales del Terciario y Cuaternario (INEGI, 1992).

Estratigrafía

Era Mesozoica

Las rocas más antiguas de la carta son unidades metasedimentarias y metavolcánicas que afloran en el núcleo del Levantamiento de San Julián en el extremo noreste (Anderson et al., 1991); estas rocas han sido estudiadas por varios autores (Pantoja, 1963; Córdoba, 1964; Ortega, 1984; López, 1986; Anderson et al., 1991), pero es hasta recientemente que sus relaciones estratigráficas han sido comprendidas quedando algunas dudas acerca de su edad y significado tectónico.

Sistema Triásico

Esta representado por la Formación Taray que es la unidad estructuralmente más baja de la región y muy probablemente la más antigua; consiste de una secuencia de areniscas arcósicas, lutitas carbonosas, radiolaritas y horizontes conglomeráticos que presentan una deformación múltiple y metamorfismo de bajo grado, con una marcada foliación y estructura esquistosa con abundantes lentes y segregaciones de cuarzo (Córdoba, 1964; Ortega, 1984; Anderson et al., 1991).

Aflora como ventana erosional en el flanco suroeste de la Sierra del Teyra, en los alrededores del Tronco de Teyra, el cual la intrusiona y al noreste de Caopas (López, 1986). Su localidad tipo es el Arroyo El Taray donde alcanza 630 m de espesor (Córdoba, 1964).

Se desconoce su base y subyace en discordancia angular a las formaciones Caopas, Rodeo, Nazas y Zuloaga.

No se han identificado fósiles en esta unidad que inicialmente fue considerada de edad paleozoica (Córdoba, 1964), pero por sus relaciones estratigráficas se correlaciona con la Formación Zacatecas del Triásico Superior (Burckardt, 1906).

Esta formación representa un flysch de aguas profundas que ha sido interpretado como un complejo de subducción (Ortega, 1984; Sedlock et al., 1993) relacionado al margen occidental de la Pangea.

Sistema Jurásico Inferior-Medio

Está constituido por una gruesa secuencia de más de 3,000 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas calcoalcalinas que se dividen en las formaciones Caopas, Rodeo y Nazas, con un metamorfismo menos intenso que la Formación Taray y una deformación penetrante (Ortega, 1984; Anderson et al., 1991).

Formación Caopas.- Consiste de un pórfido riolítico a diorítico, derrames y tobas riolíticas afectados por metamorfismo dinámico que les da un aspecto esquistoso a gnéisico con un alineamiento NW-SE,. Aflora en los cerros Europa, La Coja y en los alrededores del poblado de Caopas ocupando la parte central del Levantamiento de San Julián; López (1986) lo considera un intrusivo hipabisal que afecta a las formaciones Taray, Rodeo y Nazas. Otros autores (Córdoba, 1964; Ortega, 1984; Anderson et al., 1991), consideran a esta formación de origen volcánico, que subyace transicionalmente a la Formación Rodeo y forma parte de la misma serie volcánica.

Sus dataciones radiométricas por Rb-Sr y K-Ar varían de 220 ± 20 a 78 ± 4 Ma, reflejando ésta última, una edad de recalentamiento (López, 1986). Sus relaciones estratigráficas indican una edad mínima del Jurásico Inferior ya que cubre discordantemente a rocas triásicas (Formación Taray) y fragmentos milonitizados de esta unidad forman parte de la Formación Nazas (Anderson et al., 1991).

Formación Rodeo.- Está constituida por una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas (derrames y tobas andesíticas, lutitas y conglomerados con fragmentos de pedernal), menos silícicas que la Caopas, que han sufrido metamorfismo y cataclásis dando origen a filitas sericíticas y cloríticas, así como a filonitas.

Afloran en los alrededores del poblado El Rodeo, en la porción norte del Levantamiento de San Julián (Anderson et al., op. cit.), suprayace transicionalmente a la Caopas y también la cubre tectónicamente. Está cubierta discordantemente por la Formación Nazas (Ortega, 1984). Otros autores la consideran transicional con la misma (Anderson et al., 1991; Blickwede, 1981).

Una andesita de esta formación dio una edad de 183 ± 8 Ma (Aaleniano-Bajociano) que la sitúa en la base del Jurásico Medio (López, 1986).

Formación Nazas.- Secuencia de conglomerados y rocas volcánicas (derrames y tobas dacíticas a andesíticas con cantidades menores de riolitas), limolitas, lutitas y lodolitas de característico color rojizo que afloran en las sierras de San Julián, El Cajón, El Teyra y Ramírez, en el sector noreste de la carta.

Cubre discordantemente a las formaciones Taray, Caopas y Rodeo (Córdoba, 1964; Blickwede, 1981 y Ortega, 1984); Anderson et al. (1991) la consideran transicional con la Rodeo aunque reconocen que puede cambiar de carácter lateralmente. Está cubierta discordantemente por la Formación La Joya, que antes se incluía dentro de la Nazas (Blickwede, 1981).

La Formación Nazas alcanza un espesor de 950 m en la Sierra de San Julián (Anderson et al., 1991) y de 400 m en la Sierra de Ramírez (C.R.M., 1993); inicialmente se consideraba del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Pantoja, 1963) pero actualmente por su posición estratigráfica se considera del Jurásico Medio ya que subyace a rocas del Caloviano y cubre a andesitas de 183 Ma (López, 1986).

De acuerdo a su petrología, esta formación representa una secuencia continental de origen fluvial acompañada por un vulcanismo de carácter calcoalcalino intermitente (López, op. cit).

Las rocas volcánicas de las formaciones Caopas, Rodeo y Nazas son parte de una misma serie cogenética y se distinguen por su estilo e intensidad de deformación (Anderson et al., 1991).

Formación La Joya.- Constituida por capas rojas limosas, arenosas y conglomeráticas transportadas y depositadas por aguas fluviales; hacia la cima predominan areniscas calcáreas. Aflora únicamente en el flanco noreste del Levantamiento de San Julián donde alcanza hasta 150 m de espesor (Anderson et al., 1991); se diferencia de la Nazas por su mejor clasificación y mayor grado de transporte; la petrología de sus conglomerados basales indican una fuente a partir de las formaciones Nazas y Taray a las que cubre discordantemente.

Su contacto con la Zuloaga parece ser discordante, debido a movimiento tectónico paralelo a la estratificación (Anderson et al., 1991), su edad se considera Caloviana ya que subyace a sedimentos oxfordianos. Esta secuencia representa la transición de condiciones continentales a marinas que prevalecieron desde el Jurásico Superior hasta el Paleoceno (Michalzik, 1991).

Sistema Jurásico Superior

Esta representado por las Formaciones Zuloaga y La Caja, eminentemente marinas.

Formación Zuloaga.- Consiste de una gruesa secuencia de calizas grises en estratos de hasta 1.0 m de espesor con nódulos de pedernal y horizontes delgados de lutitas, la base de esta secuencia es de estratificación delgada. Aflora en el perímetro del Levantamiento de San Julián donde en su flanco noreste (Sierra de San Julián) la parte inferior está afectada por una discordancia estructural definida por una brecha tectónica considerada como una superficie de desprendimiento (Tardy y Ruiz, 1974), marcada por un nivel de yesos que divide a la Zuloaga Inferior y Superior. Debajo de este desprendimiento las rocas subyacentes fueron plegadas formando una napa plegada de rumbo NW-SE dando la falsa impresión de constituir un anticlinal buzante, asimétrico de rumbo NW-SE (Anderson et al., 1991), otros afloramientos se presentan en las

Sierras de Symón, San Juan, Ramírez y San Antonio, en el sector oriental de la carta exclusivamente.

Esta unidad contiene abundantes fósiles y su edad se considera del Oxfordiano (Imlay, 1938). Está cubierta concordantemente por la Formación La Caja y representa un depósito de plataforma de mares someros.

Formación La Caja.- Está formada por una secuencia de limolitas, lutitas arenosas y calizas con horizontes de calizas fosfáticas conglomeráticas que alcanzan hasta 88 m de espesor en la Sierra de La Caja, su localidad tipo al oriente, fuera de la carta. Aflora en las sierras de San Julián, El Teyra, Symón y Ramírez donde forma bajos topográficos por ser poco resistente a la erosión; cubre concordantemente a la Zuloaga y a su vez está cubierta concordantemente por la Taraises.

Su edad es del Kinmeridgiano Temprano-Tithoniano (Imlay, 1938) y representa un depósito de facies extralitoral (Córdoba, 1964).

Sistema Cretácico Inferior

Está representado por rocas sedimentarias marinas de las Formaciones Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura constituidas predominantemente de calizas con cantidades menores de material clástico y pedernal con abundantes cambios de facies (Anderson et al., 1988). Son las rocas sedimentarias de mayor distribución dentro de la carta constituyendo varias de las principales sierras de la región.

Existen varios trabajos donde se describen las características a detalle de estas formaciones dentro de la región (Córdoba, 1964; Enciso, 1968; Ledezma, 1981; Anderson et al., 1988), por lo que solo se da una descripción general de estas.

Formación Taraises.- Constituida por calcarenitas en la base seguidas por calizas de grano fino con intercalaciones de arcillas y limolitas con abundantes concreciones de pirita y nódulos de pedernal. Cubre transicionalmente a la Formación La Caja al noreste de la Sierra de San Julián y en las sierras de Teyra, Symón, San Juan, Ramírez, Palotes, San Pedro y La Candelaria, con espesores que varían de 130 a 190 m. Contienen abundantes fósiles de amonitas, braquiópodos y pelecípodos, algunos reemplazados por pirita. Por su contenido de microfósiles se le asigna una edad del Berriasiano al Hauteriviano Temprano.

Formación Cupido.- Está formada por calizas en capas medianas con líneas estilo líticas y nódulos de pedernal hacia la cima, pirita finamente diseminada y horizontes de lutitas y limolitas que afloran en las sierras de San Julián, Symón, Ramírez, El Mirasol, San Pedro, La Candelaria, Palotes y El Borrado; alcanza un espesor máximo de 300 m y cubre concordantemente a la Taraises y está cubierta en la misma forma por La Peña, contiene pocos fósiles los cuales indican una edad Hauteriviano-Barremiano hasta el Aptiano Temprano.

Formación La Peña.- Constituida por una secuencia característica de calizas, calizas arcillosas, lutitas y limolitas en capas delgadas que tiene hasta 100 m de espesor y aflora en las sierras de San Julián, El Teyra, Yerbanís, Palotes y Guadalupe de las Corrientes; está cubierta transicionalmente por la Cuesta de Cura, esta unidad es muy fosilífera y forma depresiones topográficas características, su edad se considera del Aptiano Tardío.

Formación Cuesta del Cura.- Consiste de calizas arcillosas de estratificación mediana, ondulante con abundantes bandas y lentes de pedernal negro con intercalaciones de lutitas y limolitas que tienen un espesor máximo de 280 m, aflora en las sierras de San Julián, El Teyra, El Borrado, San Pedro, La Candelaria, Guadalupe de las Corrientes, Yerbanís y el anticlinorio de Palotes, esta cubierta concordantemente por la Indidura y contiene abundantes microfósiles que indican una edad del Albiano Tardío –Cenomaniano Temprano.

Sistema Cretácico Superior

Está representado por una gruesa secuencia de sedimentos clásticos-calcareos y clásticos tipo flysch hacia la cima. Incluye a las formaciones Indidura, Caracol y Parras, cuyos sedimentos afloran en los flancos de las grandes estructuras anticlinales de la región y localmente en el centro de sinclinales (Córdoba, 1964; Enciso, 1968; Ledezma, 1981; Anderson et al., 1988).

Formación Indidura.- Constituida por calizas arcillosas, lutitas y limolitas de estratificación mediana, con escaso pedernal depositada en aguas profundas; aflora en las sierras de San Julián donde está bastante plegada y tiene un espesor de 175 m (Córdoba, 1964), otros afloramientos se ubican en la Sierra Yerbanís, al norte de Miguel Auza, a lo largo de la porción meridional del Río Aguanaval y al sur de Estación Camacho (INEGI, 1992); está cubierta transicionalmente por la Formación Caracol y por su contenido de microfósiles se le asigna una edad del Cenomaniano Tardío-Turoniano (Anderson et al., 1988).

Formación Caracol.- Está constituida por lutitas, tobas devitrificadas y areniscas con algunos horizontes menores de calizas delgadas que afloran en el flanco noreste de las sierras El Cajón, San Pedro, Yerbanís, Los Palotes, noreste de Cuencamé,

Cerro Prieto y al poniente y sur de Estación Camacho. Cubren transicionalmente a la Formación Indidura; su contenido de microfósiles indica una edad del Coniaciano al Santoniano (Imlay, 1938).

Formación Parras.- Consiste de una secuencia de lutitas físiles depositadas en facies continentales, con areniscas en la base, que solo se ha reconocido en la porción noreste de la Sierra El Cajón (Córdoba, 1964), donde alcanza más de 200 m de espesor aunque su cima está erosionada, y cubre concordantemente a la Formación Caracol; no tiene fósiles pero por posición estratigráfica se le considera de edad Campaniano Temprano.

Esta unidad constituye la cima de la secuencia mesozoica dentro de la carta.

Era Cenozoica

Las rocas de ésta edad son ígneas intrusivas, extrusivas y sedimentos clásticos continentales que en conjunto tienen la mayor distribución superficial dentro de la carta.

Sistema Terciario

Las rocas más antiguas de este sistema consisten de una secuencia de conglomerados y brechas bien consolidados en una matriz calcárea con óxidos de Fe; alternando con lutitas, calizas lacustres y algunos horizontes de tobas que constituyen la Formación Ahuichila la cual cubre discordantemente a las rocas mesozoicas (Córdoba, 1964).

Esta unidad aflora en varias localidades de la carta, adyacentes al frente del plegamiento laramídico, principalmente en el sector noreste en la Sierra de las Iglesias y en los flancos de las sierras Yerbanís, San Pedro y Ramírez. No está plegada, solo afectada por fallamiento normal; no tiene fósiles pero por su posición estratigráfica se considera del Eoceno Temprano a Medio ya que está cubierta por tobas de 43 Ma en la región de Nazas, Dgo., adyacente a la carta (Aguirre y McDowell, 1991).

Esta formación representa un depósito tipo molasa postorogénico depositado en depresiones, fosas tectónicas y al pie de bloques levantados.

En el sector noroeste de la carta afloran remanentes de derrames y brechas andesíticas que por su cercanía se correlacionan con las andesitas eocénicas (43 Ma) de Velardeña y forman parte del arco volcánico eocénico del noroeste de México (Aguirre y McDowell, 1991).

Las unidades anteriores y las rocas mesozoicas están cubiertas por una gruesa secuencia donde predominan las tobas riolíticas, riolitas e ignimbritas con cantidades menores de andesitas basálticas cogenéticas hacia la cima, que forman mesas aisladas y extensas mesetas que tienen su mayor distribución en la mitad surponiente de la carta donde alcanzan espesores de más de 500 m y están asociadas a mineralización de Sn en zonas de calderas (Huspeni et al., 1984).

Los conductos de salida de estas rocas están relacionados a fallas y fracturas NW-SE y a estructuras de caldera como la de Cerro Prieto (Ortiz et al., 1994); dentro de la carta éstas rocas volcánicas incluyen a las Formaciones Las Palmas (Córdoba, 1964), Vizcarra y La Zorra (Enciso, 1968), Las Palmas y Robles (Anderson et al., 1988) y se consideran equivalentes al Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Clabaugh, 1979) de edad oligocénica (32-29 Ma).

Localmente, las rocas volcánicas anteriores están cubiertas, discordantemente, por una secuencia de fanglomerados volcánicos de alta energía y brechas no consolidadas que indican un ciclo erosivo debido a un fallamiento normal durante su depósito (Aguirre y McDowell, 1991).

En la parte central y noroeste de la carta afloran basaltos y andesitas basálticas, al norte de Santa Clara y en la sierra El Salinoso, cubriendo a las rocas félsicas oligocénicas, están asociadas a fallas NW-SE y tienen espesores anómalos indicativos de probables calderas. Estas rocas máficas se consideran equivalentes a las que cubren a las rocas oligocénicas en la región de Nazas, Dgo., que tienen una edad de 24 a 20 Ma (Aguirre y McDowell, op. cit.).

Las rocas volcánicas oligocénicas y miocénicas están cubiertas por conglomerados y gravas poco consolidados, calizas lacustres y horizontes de areniscas tobáceas depositados en fosas tectónicas y cuencas endorreicas que en el sector sureste están representados por la Formación Opal (Ledezma, 1981).

En varias localidades de la carta afloran derrames aislados de basaltos alcalinos (Córdoba, 1964) emitidos a través de fisuras NW-SE formando mesas de hasta 100 m de espesor en la región de Estación Camacho (Ledezma, 1981); su edad se considera del Plioceno-Pleistoceno.

En el sector oriental de la carta los basaltos alcalinos están fallados y cubiertos por una secuencia de gravas y arenas poco consolidadas que reciben el nombre informal de Grava Peribañez (Córdoba, 1964), estos depósitos representan el último levantamiento o rejuvenecimiento de la región y gradúan hacia el centro de los bolsones y valles intermontanos a material de relleno y aluvión constituido por gravas, arenas y arcillas que alcanzan su mayor espesor y distribución al oriente de la carta (INEGI, 1992).

Rocas ígneas intrusivas

Los afloramientos de este tipo de rocas consisten de cuerpos plutónicos en forma de troncos, que afectan a las rocas mesozoicas y cuerpos subvolcánicos félsicos que afectan a las rocas cretácicas y a las volcánicas oligocénicas.

El afloramiento de cuerpo plutónico más grande y espectacular lo constituye un tronco granodiorítico-monzonítico de 3.5 Km de diámetro que constituye el Pico de Teyra, máximo relieve de la carta, este cuerpo afecta a las rocas triásicas, jurásicas y cretácicas en el flanco suroriente del Levantamiento de San Julián, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto con incipiente mineralización de Au, Cu, Pb y Fe (Córdoba, 1964; C.R.M., 1992).

Este cuerpo ígneo está asociado a otros pequeños apófisis de composición similar que afloran en San Rafael y forman parte de un solo cuerpo a profundidad, emplazado con dirección NE-SW como lo indica el dominio magnético A_2 asociado (Figura 2).

La edad radiométrica de este tronco ígneo es de 87 ± 7 Ma (López, 1986), que lo ubica en el Cretácico Superior y lo hace el más antiguo de la carta.

En el extremo norte de la Sierra de San Julián, aflora un tronco granodiorítico que afecta a las rocas jurásicas y cretácicas generando cuerpos pequeños de reemplazamiento en las calizas y mineralización epitermal en el intrusivo, se correlaciona espacialmente con un dominio A_2 aislado y de pequeñas dimensiones (Figura 2).

Al noroeste de Estación Camacho, en la Sierra de Peribañez, aflora un pequeño tronco monzonítico de 3 Km de diámetro que intrusiona a la Formación Caracol y está asociado con diques de rumbo NE-SW de la misma composición relacionados a mineralización hidrotermal aurífera (Ledezma, 1981). Se correlaciona con un dominio A_2 bien definido.

Al sureste de San Juan de Guadalupe, aflora un tronco gabro-monzonítico de 2 Km de diámetro que constituye el Cerro Prieto; intrusiona sedimentos de la Formación Caracol y está asociado a otros cuerpos pequeños que varían en composición (granito, sienita y pórfidos andesíticos) que constituyen un complejo ígneo de afinidad alcalina relacionado genéticamente a una caldera resurgente con mineralización aurífera y polimetálica asociada (Ortiz et al., 1994). Se correlaciona con un dominio A_2 de alta intensidad que se extiende hacia el sur (Figura 2).

En San José de Reyes, parte central de la carta, aflora un tronco granítico de forma alargada con dirección NE-SW que afecta a las calizas cretácicas produciéndoles metamorfismo de contacto; se correlaciona con un dominio A_2 de baja intensidad.

En los alrededores de Miguel Auza un tronco granodiorítico intrusiona a la Formación Caracol y contiene mineralización epitermal vetiforme (C.R.M., 1992); se correlaciona espacialmente con un dominio A_1.

En la Sierra Yerbanís, extremo norponiente de la carta, aflora un tronco granodiorítico de 2.5 Km de diámetro que constituye el Cerro Peñón Blanco; afecta a calizas cretácicas y está relacionado a mineralización polimetálica (Enciso, 1968). Se correlaciona con un extenso dominio A_2 alargado con dirección NW-SE (Figura 2).

No se conoce la edad exacta de estos troncos intrusivos pero se consideran del terciario, como la mayoría de estos cuerpos en el norte de México, cuyo emplazamiento ocurrió durante la migración del arco magmático Cordillerano hacia el oriente (Clark et al., 1982), y están genéticamente asociados a mineralización polimetálica.

Geología Estructural

Los rasgos estructurales de la carta son producto de varios eventos compresivos y extensionales que dieron origen a la morfología actual de la región.

Las rocas mesozoicas están afectadas por un plegamiento con dirección NW-SE con vergencia hacia el NE (Anderson et al., 1988) que constituyen anticlinorios (Sierra Los Palotes) y anticlinales aislados (sierras de San Pedro, Yerbanís y Los Lobos).

En la porción centro norte de la carta y al poniente de Estación Camacho, el plegamiento tiene una dirección E-W con vergencia hacia el norte (Córdoba, 1964) y constituye las sierras transversales (La Candelaria, Ramírez y El Chivo).

En el sector sureste de la carta, en las sierras de San Felipe de Teyra y Guadalupe de las Corrientes, se han identificado fallas inversas que involucran a las rocas cretácicas (Ledezma, 1981), pero se desconoce su magnitud y verdadero significado tectónico.

Una de las estructuras más notables dentro de la carta es el Levantamiento de San Julián, ubicado en el sector noreste, el cual está constituido por un núcleo de rocas pre-oxfordianas que sufrieron una deformación durante el depósito de la Formación Zuloaga Inferior que produjo una napa plegada con dirección NW-SE, la cual fue empujada hacia el suroeste desarrollando filonitas. Esta deformación se ha interpretado como la manifestación de esfuerzos transpresionales desarrollados a lo largo de la Megacizallla Mojave-Sonora como movimiento lateral siniestro (Anderson y Silver, 1979; López, 1986; Anderson et al., 1991).

Esta misma estructura fue considerada como un gran anticlinal por Tardy y Ruiz (1974), en el cual la parte superior de la Formación Zuloaga y las rocas cretácicas están plegadas con dirección al NE y recostadas al NNW, mientras que las rocas subyacentes tienen una deformación con dirección NW-SE sugiriendo que la cubierta está desprendida al nivel de los yesos oxfordianos originando los pliegues E-W de las sierras transversales, lo cual ya había sido sugerido por otros autores (Rogers et al., 1961; Córdoba, 1964).

El Levantamiento de San Julián parece ser el punto de inflexión donde cambia la dirección del plegamiento de NW-SE a E-W por lo que también ha sido considerado como un pliegue del basamento (de Cserna, 1956; Rogers et al., 1961; Tardy y Ruiz, 1974).

El principal sistema de fallamiento dentro de la carta tiene una dirección N40-50º W y está representado por fallas normales y transcurrentes. La falla lateral siniestra de San Tiburcio (Mitre, 1989) limita al Levantamiento de San Julián hacia el noreste.

Este sistema aparentemente controló el emplazamiento de los intrusivos de Peñón Blanco y San José de Reyes, así como de las rocas volcánicas oligocénicas y miocénicas. Regionalmente define un fallamiento de bloques levantados escalonados que aumenta de SW a NE, culminando con el Levantamiento de San Julián.

Un sistema de fallas NE-SW, conjugado al anterior, desplaza al sistema NW-SE, afecta al Levantamiento de San Julián y controla el emplazamiento del Tronco de Teyra como lo indica la magnetometría (Figuras 2 y 5).

Estos sistemas conjugados de fallas son los más antiguos y han sido activados en diferentes épocas.

Un tercer sistema de fallamiento con dirección N-S controla el cauce del Río Aguanaval en su porción sur, así como el emplazamiento de diques graníticos y vetas auroargentíferas al norponiente de Estación Camacho (Ledezma, 1981). En Cerro Prieto este sistema tiene un componente lateral dextral (Ortiz et al., 1994).

El fallamiento, más que el plegamiento, parece ser el principal factor que controla la morfología actual de la región (Anderson et al., 1988).

En la imagen de satélite (INEGI, 1995), se interpretan unos curvolineamientos asociados a rocas volcánicas máficas al norte de Santa Clara, parte central de la carta, que sugieren la presencia de una probable caldera o zona de fuente de éstas rocas.

La presencia de pliegues en diferentes direcciones, con fallas inversas y normales, indican una historia tectónica muy compleja para la región, que algunos autores la explican con una tectónica de desprendimiento (Rogers et al., 1962; Tardy y Ruiz, 1974; Ledezma, 1981), la cual produjo pliegues que se alinearon alrededor de la Isla de Coahuila.

Otros autores consideran dos eventos de deformación, uno laramídico que formó los pliegues NW-SE y otro miocénico que provocó un plegamiento secundario E-W (Córdoba, 1964; Tardy y Ruiz, 1974; Ledezma, 1981; Cuevas, 1983).

Recientemente, varios autores postulan una tectónica transcurrente dextral que actuó al mismo tiempo que la orogenia laramídica provocando un plegamiento NW-SE con pliegues secundarios E-W con vergencia al NE y N respectivamente. Este plegamiento estuvo controlado por la acción de contrafuerte que ejerció el margen sur de la Isla de Coahuila a los esfuerzos comprensivos de la orogenia Laramide y a las fallas transpresivas NW-SE contemporáneas que explican la presencia de estos pliegues formando parte de diferentes bloques tectónicos, limitados por fallas (Longoria, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Vélez, 1990).

De acuerdo a las relaciones estructurales del plegamiento, fallas y rasgos metamórficos, se identifican por lo menos cuatro fases de deformación dentro de la carta:

1. Una fase compresiva durante el Jurásico Inferior (?) que deformó y produjo metamorfismo de bajo grado a la Formación Taray.

2. Un evento transpresivo Oxfordiano que formó una napa plegada y deformó a las rocas basales y del arco volcánico.

3. Una fase compresiva Laramídica, de cubierta delgada, que produjo el complejo plegamiento NW-SE y E-W.

4. Una fase extensión al que ha actuado en varias épocas durante el Cenozoico, acompañada de vulcanismo.

Yacimientos Minerales

Los principales tipos de yacimientos que se presentan en la carta son los yacimientos metasomáticos, tipo skarn, que se presentan en forma de mantos, chimeneas y cuerpos irregulares de reemplazamiento y relleno de cavidades en calizas, así como yacimientos hidrotermales vetiformes, meso a epitermales, en rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas intrusivas y volcánicas.

La mineralización está espacialmente asociada a intrusiones plutónicas en forma de tronco y a una estructura de caldera resurgente, con su domo cogenético asociado (Ortiz et al., 1994).

Existen pocos distritos mineros importantes dentro de la carta y ninguno activo actualmente, sin embargo, algunos tuvieron su mayor producción en épocas recientes y no se descarta la posibilidad que puedan volver a resurgir.

En el distrito minero de la Sierra de Ramírez se explotaron mantos y vetas con mineralización de Ag, Pb, Zn y Cu emplazados en calizas jurásicas y cretácicas a profundidades de hasta 350 m. Dentro del distrito afloran dos pequeños troncos de pórfido riolítico que no tienen respuesta magnética, desconociéndose su relación genética con la mineralización; se estima una producción mayor a las 700,000 Ton hasta 1945, que lo convierte en el más importante de la carta (C.R.M., 1993).

Al sureste de San Juan de Guadalupe, en el tronco gabro-monzonítico de Cerro Prieto y en la Formación Caracol, se tienen vetas con dirección N 20-35º E y N 50-60º W, de 1.0 m de espesor con mineralización polimétalica de Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo y Sb, dentro de un complejo de caldera resurgente de 8 Km de diámetro. Se estima que este distrito tuvo una producción de 300 Ton de Cu (C.R.M., 1993).
El distrito de Nuevo Mercurio, en el sector sureste de la carta, consiste de mineralización de óxidos de Hg en fracturas y brechas tectónicas dentro de calizas cretácicas que afloran en el núcleo de un anticlinal con dirección NW-SE donde se extrajeron grandes volúmenes de Hg en el pasado (C.R.M., 1992).

En el Levantamiento de San Julián se han explotado pequeños yacimientos vetiformes de Au y Cu así como minerales no metálicos (talco, barita y pirofilita) emplazados en las rocas metamórficas básales de las formaciones Taray, Caopas, Rodeo y Nazas.

Dentro de la misma estructura, los troncos de Teyra, San Rafael y San Julián están asociados a pequeñas manifestaciones de Au, Ag, Pb, Zn, Cu y Fe en cuerpos de skarn y mantos de reemplazamiento en calizas jurásicas y cretácicas (C.R.M., 1992); se desconoce la producción total ya que se trabajó a nivel de gambusinaje.

En la región de Miguel Auza se explotaron vetas epitermales de rumbo NW-SE con mineralización de Ag, Au, Pb y Cu emplazadas en un tronco granodiorítico que afecta a la Formación Caracol (C.R.M., 1992).

En la Sierra Guadalupe de las Corrientes existen varias manifestaciones de Sb en vetas, cuerpos irregulares brechoides y mantos de reemplazamiento de hasta 1.0 m de espesor en calizas cretácicas (Cuesta del Cura), los cuales han sido explotados a nivel de gambusinaje desconociéndose su producción (C.R.M., 1992); también existen pequeñas cantidades de Hg en fracturas y cavidades de las calizas, otras manifestaciones de Sb ocurren en la Sierra de Los Palotes (Enciso, 1968).

En la Sierra de Yerbanís existen mantos y chimeneas con mineralización de Ag, Pb y Zn en la zona de contacto del tronco de Peñón Blanco con calizas cretácicas y vetas epitermales auroargentíferas dentro de las mismas rocas (C.R.M., 1993).

Al poniente de Estación Camacho existen manifestaciones auroargentiferas en vetas angostas con dirección N-S emplazadas en la Formación Caracol (Ledezma, 1981).

En La Ochoa, Dgo. y Juan Aldama, Zac., se tienen manifestaciones de Sn en forma de vetillas, de 10 cm de espesor, diseminado en riolitas y brechas riolíticas y en depósitos de placer que han sido explotados a nivel de gambusinaje (Bracho, 1961). Estos depósitos son típicos del norte de México y están asociados genéticamente a riolitas altamente diferenciadas enriquecidas en Sn y F que son el producto de cámaras magmáticas de alto nivel estructural asociadas a calderas o conductos subvolcánicos (Huspeni et al., 1984).

En minerales no metálicos se tienen grandes volúmenes de bentonita en la región de Cuencamé como producto de la alteración hidrotermal de tobas riolíticas oligocénicas (Enciso, 1968).

La edad de la mineralización metasomática e hidrotermal esta relacionada a la edad de los intrusivos asociados, dentro de la carta se identifican tres eventos intrusivos: uno del Cretácico Superior de 87 ± 7 Ma, otro eocénico de 43 a 40 Ma y el último oligocénico asociado al vulcanismo félsico. Estos tres eventos produjeron la mineralización hidrotermal de la región principalmente durante el intervalo de 43 a 30 Ma (Clark et al., 1982; Damon et al., 1983).

La mineralización de Sn está genéticamente asociada al vulcanismo félsico oligocénico y varía de 32 a 30 Ma (Huspeni et al., 1984).

Evolución Tectónica

La región de la carta se ubica en la parte norte de una gran cuenca mesozoica donde se depositaron más de 4,000 m de sedimentos marinos (Anderson et al., 1988) y donde actualmente se unen las provincias fisiográficas de la Mesa Central y las Sierras Transversales de la Sierra Madre Oriental.

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico, el sector nororiente de la carta pertenece al terreno Sierra Madre Oriental (Campa y Coney, 1983), para algunos autores el resto de la carta pertenece al terreno Parral (Pacheco et al., 1984), un terreno enigmático que posiblemente sea una facie del terreno Guerrero (Campa y Coney, op cit.), el cual cabalga tectónicamente al terreno Sierra Madre con vergencia hacia el NE.

Se desconocen las verdaderas relaciones entre estos dos terrenos, sin embargo, su contacto puede estar relacionado a la zona de cizalla definida con magnetometría. Para otros autores toda la región forma parte del terreno Tepehuano (Sedlock et al., 1993) evidenciando la complejidad tectónica de la región.

Aunque no aflora, se considera que la región está subyacida por un basamento paleozoico, con fragmentos precámbricos (Carrillo, 1982; Ruiz et al., 1988; Sedlock et al., 1993), relacionado a la evolución del margen suroeste del cratón de Norteamérica, después de la colisión con Suramérica a fines del Paleozoico (Ross, 1979; López, 1986; Handschy et al., 1987).

La evolución de la región se inicia a fines del Triásico con el depósito de los sedimentos clásticos de la Formación Taray en una cuenca marginal profunda (López, 1986) o paleotrinchera (Ortega, 1984), en el margen suroeste del cratón de Norteamérica adyacente a un arco volcánico calcoalcalino (López, 1986; Grajales et al., 1992).

En el Jurásico Temprano estos sedimentos fueron afectados por un evento compresivo que los deformó y acrecionó al cratón (López, 1986); después de un breve período de erosión se inicia un vulcanismo de margen continental que da origen a las rocas volcánicas y sedimentos volcanoclásticos de las formaciones Caopas y Rodeo que representan el inicio de la actividad magmática Cordillerana en la región (Grajales et al., 1992).

En el Jurásico Medio una tectónica distensiva, asociada al rompimiento de la Pangea, da origen a un fallamiento vertical del basamento que forma fosas intercontinentales donde se depositan los sedimentos de la Formación Nazas acompañados de un vulcanismo calcoalcalino (Ortega, 1984; López, 1986).

A fines del Jurásico Medio (Caloviano), después de un breve período de erosión y cese del vulcanismo, la región es afectada por un hundimiento vertical que da inicio a una transgresión marina desde el sureste depositándose los lechos rojos y evaporitas de la Formación La Joya en cuencas con hundimiento intermitente.

En el Oxfordiano, al profundizar la cuenca, se inicia el depósito de la caliza Zuloaga en un mar somero; casi al mismo tiempo se inicia una tectónica transcurrente con movimientos siniestros relacionados a la apertura del Golfo de México, que produce el transporte tectónico y metamorfismo dinámico de las rocas volcánicas jurásicas.

Localmente, los esfuerzos compresivos resultantes de este movimiento, a lo largo de la Megacizalla Mojave-Sonora con dirección NW-SE (Anderson y Silver, 1979), provocaron la formación de una napa plegada con dirección NW-SE con vergencia hacia el SW en el Levantamiento de San Julián (Anderson et al., 1991).

Se considera que las formaciones Caopas, Rodeo y Nazas constituyen el remanente de un arco jurásico calcoalcalino que se formó en el noroeste de México (Sonora) y fue desplazado hacia el sureste a lo largo de la Mojave-Sonora (Gose et al., 1982; Jones et al., 1990; Anderson et al., 1991; Grajales et al., 1992).

En el Jurásico Superior se acentúa el hundimiento de la cuenca Mesozoica del Centro de México alcanzando su máxima profundidad en el Cretácico Inferior; durante este período se depositan, sin interrupción, fundamentalmente sedimentos calcáreos con sedimentos clásticos subordinados y horizontes de pedernal que incluyen a las formaciones La Caja, Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura.

La sedimentación de esta cuenca estuvo regulada por el Arco Tarahumara al poniente (Araujo y Arenas, 1986) y la Isla de Coahuila al norte.

En el Albiano-Cenomaniano la cuenca alcanza su máxima extensión (Ledezma, 1981).

A fines del Cenomaniano los primeros pulsos de la orogenia Laramide (Atwater, 1970) producen un cambio en el régimen de sedimentación por el levantamiento del Arco Tarahumara al poniente, aumentando el aporte de sedimentos clásticos de origen volcánico (Tardy y Maury, 1973), que continuaron hasta el Maestrichtiano y están representados por las formaciones Indidura, Caracol y Parras, progradantes hacia el oriente.

Durante el Paleoceno los esfuerzos compresivos laramídicos alcanzan su clímax y al interactuar con fallas transcurrentes dextrales provocaron el levantamiento, plegamiento y acreción de la secuencia mesozoica al cratón dando origen al complejo fallamiento de la región, controlado por la morfología del basamento pre-mesozoico (Longoria, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Vélez, 1990).

La deformación laramídica estuvo asociada a actividad magmática en el Coniaciano-Santoniano, durante la cual se emplazó el Tronco de Teyra y otros cuerpos asociados en el Levantamiento de San Julián (López, 1986).

Al cese de la orogenia Laramide, un evento distensivo de acomodamiento provocó un fallamiento en bloques con desarrollo de fosas tectónicas, donde se depositaron los lechos rojos continentales de la Formación Ahuichila.

Remanentes de un vulcanismo eocénico están representados por derrames andesíticos en el sector norponiente, que constituyen la extensión más oriental de este arco, posiblemente asociado al emplazamiento de algunos troncos intrusivos en la región, como el de Concepción del Oro de 40 Ma

(Buseck, 1962) y San Martín de 46 Ma (Damon et al., 1983).

De los 40 a 30 Ma ocurre un hiatus magmático en la región donde predomina la erosión (Aguirre y McDowell, 1991).

En el Oligoceno Medio (32-28 Ma), la región fue sometida a una intensa actividad volcánica explosiva en la que predominaron las tobas riolíticas e ignimbritas con cantidades menores de andesitas basálticas. Estas rocas son equivalentes al Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Clabaug, 1979) y estuvieron asociadas al emplazamiento de troncos plutónicos cogenéticos con mineralización polimetálica y a estructuras de caldera (Swanson y McDowell, 1984).

La emisión de estas rocas representan el regreso del arco magmático Cordillerano hacia el poniente (Clark et al., 1982) y el cambio de un régimen tectónico compresivo, relacionado a subducción, a uno de extensión intraplaca (Aguirre y McDowell, 1991) que se inició hace 30 Ma en el norte México (Henry y Price, 1986). Dentro de la carta, este vulcanismo estuvo acompañado de un incipiente fallamiento normal con dirección NW-SE (Anderson et al., 1988), que provoca el depósito de conglomerados y sedimentos epiclásticos.

La geoquímica de las rocas volcánicas oligocénicas indica un origen por cristalización fraccionada a partir de un magma máfico derivado del manto (Cameron et al., 1980; Wark, 1991).

En el Mioceno Temprano (24 a 20 Ma) se inicia el evento distensivo de Cuencas y Sierras (Henry y Aranda, 1992) que provoca el levantamiento y fallamiento normal de la región acompañados de un vulcanismo máfico alcalino (Aguirre y McDowell, 1991), seguido de una intensa erosión y depósito de sedimentos clásticos y calizas lacustres en fosas tectónicas, principalmente al oriente de la carta (Ledezma, 1981).

Durante el Plioceno-Pleistoceno (2 a 1.2 Ma) otro evento de distensión da origen a la emisión de basaltos alcalinos a lo largo de fisuras NW-SE que limitan bloques levantados y se produce una nueva etapa de fallamiento normal y erosión que da origen al depósito de gravas que, junto con material aluvial, rellenan valles y cuencas endorreicas hasta el presente.

Zonas con potencial geológico para exploración minera.

Los principales yacimientos de la región están asociados a cuerpos ígneos que intrusionan a rocas sedimentarias marinas mesozoicas que alcanzan más de 4,000 m de espesor (Anderson et al., 1988).

De acuerdo a lo anterior, se considera que las zonas de mayor potencial geológico para contener mineralización polimetálica son las que tienen intrusiones graníticas cenozoicas que afectan a calizas jurásicas de la Formación Zuloaga, las más favorables para el reemplazamiento, seguidas por las calizas cretácicas de la Formación Cuesta del Cura.

La condición más favorable solo se da en el sector noreste de la carta en las áreas de Pico de Teyra, San Rafael y San Julián donde se tienen manifestaciones de mineralización polimetálica en la zona de contacto de intrusiones graníticas con la Formación Zuloaga.

Los troncos graníticos de San José de Reyes y Yerbanís cortan superficialmente a calizas cretácicas por lo que debe investigarse a profundidad la zona de contacto con las calizas jurásicas.

Los sedimentos clásticos del Cretácico Superior solo presentan mineralización vetiforme, de tipo epitermal, en los alrededores de las intrusiones graníticas, sin embargo, tienen potencial para contener mineralización aurífera diseminada y en stockwork, como en Cerro Prieto (Sáenz, 1996).

En la Sierra de Ramírez existe un gran potencial a profundidad ya que no aflora ningún cuerpo plutónico y algunas minas solo se explotaron a menos de 100 m de profundidad (C.R.M., 1993).

La presencia de una caldera resurgente, de afinidad alcalina (Ortiz et al., 1994), en el área de Cerro Prieto y las características de la mineralización ahí presentes, le dan un gran potencial para contener un yacimiento de Au diseminado en los sedimentos clásticos marinos de la Formación Caracol (Ortiz et al., 1994) y depósitos de Mo (Tipo Clímax) asociados al domo resurgente y a las intrusiones graníticas emplazadas en los márgenes anulares de la caldera.

Las zonas de cizalla y cataclásis que afectan a las rocas metamórficas basales del Levantamiento de San Julián constituyen excelentes trampas estructurales para contener yacimiento auríferos, de origen hidrotermal, en vetas, stockworks y diseminados de baja ley y gran volumen, susceptibles de explotarse a cielo abierto.

El distrito de Nuevo Mercurio cuenta con reservas considerables de Hg (C.R.M., 1992) sin embargo, actualmente este elemento está considerado como tóxico y prácticamente no tiene mercado.

Dentro de las rocas volcánicas félsicas oligocénicas solo existe potencial para yacimientos de Hg y Sn, siendo estos últimos muy erráticos, de poco volumen y difícil exploración.

CAPÍTULO III.- DISCUSIÓN DE LA INTERPRETACIÓN REGIONAL

La información aeromagnética contenida en la carta Juan Aldama G13-12, 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 en base al contraste de magnetización de los materiales del subsuelo, el cual es originado por la composición mineralógica de las rocas.

En esta carta se realizó una interpretación cualitativa de carácter regional, indicando los rasgos magnéticos principales; los datos se proponen como una base para análisis más profundos de acuerdo al objetivo del usuario.

Para un conocimiento a mayor detalle en áreas específicas dentro de ésta carta, se requiere llevar a cabo una interpretación cuantitativa, realizando cálculos y modelados 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 y geofísicos a detalle.

Dominios Magnéticos

En la carta Juan Aldama G13-12 se identificaron seis tipos de dominios magnéticos indicados con las letras A_0, A_1, A_2, B_1, B_2 y C; los cuales se diferencian en base a sus características de intensidad de magnetización, gradiente magnético y amplitud dipolar, así como forma y tamaño (Figura 2).

Del análisis a los datos aeromagnéticos y su correlación con información geológica conocida se explican los principales dominios interpretados.

El dominio magnético A_0, situado en el sector nororiente de la carta, con una intensidad que varía de –110 a –50 nT y forma alargada en dirección NW-SE, se interpreta como la respuesta del basamento ígneo y metamórfico, así como derrames volcánicos que se extienden a profundidad bajo la cubierta de calizas Jurásicas y Cretácicas y material de relleno terciario.

El tipo de dominio magnético A_1, se caracteriza por su respuesta en forma de monopolos y pequeños dipolos magnéticos de bajo gradiente con intensidades que varían de –110 a –30 nT y se interpretan como la respuesta de cuerpos ígneos intrusivos de composición félsica a intermedia cubiertos por rocas sedimentarias mesozoicas y/o volcánicas terciarias.

Dentro de la carta se identificaron 17 dominios magnéticos A_1, distribuidos en diferentes localidades que se describen a continuación:

El dominio magnético A_1, que se ubica en el extremo norponiente de la carta, de forma alargada que envuelve a un dominio A_2 y se extiende hacia el noroeste fuera de la carta, se atribuye a la continuación del intrusivo granítico que aflora parcialmente en el Cerro Peñón Blanco y se correlaciona con intensa caolinización de las rocas volcánicas en su extremo sureste (Enciso, 1968).

En San José de Nazareno, al poniente de la carta, un dominio A_1 de bajo gradiente y forma ligeramente alargada hacia el NW se considera producto de un cuerpo ígneo a profundidad cubierto por rocas volcánicas félsicas y material de relleno terciarios.

Al norte de la localidad Diez de Abril, al centro-poniente de la carta, se ubica un dominio A_1 de bajo gradiente que se correlaciona con sedimentos clásticos del Cretácico Superior afectados por cuerpos subvolcánicos de pórfido andesítico. Al norte de este dominio A_1 se ubica otro de menor tamaño localizado en la Sierra Los Leones el cual se correlaciona con calizas cretácicas que presentan mineralización de Sb y Hg. Ambos dominios se interpretan como cuerpos ígneos intrusivos que afectan a las rocas cretácicas a poca profundidad, cuyos apófisis son los pórfidos andesíticos.

En la parte centro-sur de la carta, al noroeste del poblado de Francisco Murguía se ubica un grupo de tres dominios magnéticos A_1 con intensidades que varían de –30 a –80 nT; se correlacionan con una cubierta delgada de rocas volcánicas félsicas y material de relleno que cubren discordantemente a sedimentos clásticos cretácicos (Formación Caracol); el dominio de mayor tamaño tiene evidencias de mineralización epitermal de Ag, Pb, Zn (Mina Valenciana).

Estos dominios se atribuyen a cuerpos intrusivos sepultados que afectan a las rocas cretácicas y probablemente están asociados a la mineralización epitermal de Ag, Pb, Zn y Hg de la mina Santa Rita, al sureste de Francisco Murguía, fuera de la carta (C.R.M., 1992).

El dominio magnético A_1 ubicado en el poblado de Miguel Auza es un monopolo con intensidad de –110 nT cuya respuesta se correlaciona parcialmente con el afloramiento de un tronco granodiorítico que afecta a la Formación Caracol y esta cortado por vetas epitermales de Au, Ag, Pb. La forma y gradiente de la anomalía sugieren que la mayor parte de este cuerpo se extiende hacia el sur donde está cubierto por rocas sedimentarias cretácicas y volcánicas félsicas terciarias.

En el sector central de la carta se ubica un grupo de cuatro dominios magnéticos A_1, de bajo gradiente y pequeñas dimensiones, en Sierra Minillas, al sur de la Mesa El Zorrillo y los otros dos al noroeste de Matías Ramos. Se correlacionan en superficie con sedimentos clásticos de la Formación Caracol afectados por pequeños troncos y diques graníticos. Estos dominios se atribuyen a troncos intrusivos, que afloran parcialmente, posiblemente relacionados al complejo ígneo alcalino de Cerro Prieto (Ortiz et al., 1994).

En el extremo noreste de la carta, en la región de Apizolaya y Caopas se ubican cuatro dominios magnéticos A_1, definidos por tres monopolos y un dipolo magnético con intensidades de –40 a +40 nT, tres de ellos se ubican en material de relleno que cubre a rocas metavolcánicas y sedimentos mesozoicos y el restante, localizado al noroeste de Caopas, se correlaciona en superficie con un cuerpo granitoide, de edad desconocida, que afecta a la secuencia metavolcánica la cual contiene mineralización de Au y Cu en vetas. Se considera que estos dominios corresponden a cuerpos ígneos sepultados que afectan el núcleo del Levantamiento de San Julián, similares a los troncos de Teyra y San Julián.

El domino A_1 que se ubica en el extremo centro oriental de la carta, sobre la Sierra El Borrado, es el de mayores dimensiones y se correlaciona en superficie con calizas cretácicas. Se interpreta como la extensión a profundidad hacia el sureste de un cuerpo intrusivo asociado al tronco de Teyra. Una interpretación alterna podría ser la presencia de la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Nazas que aflora parcialmente como ventanas tectónicas (Ledezma, 1981).

El dominio magnético A_1 localizado en el límite centro norte de la carta, esta definido parcialmente como un monopolo con intensidad de –30 nT que se correlaciona en superficie con calizas cretácicas. Esta anomalía se considera la respuesta de un cuerpo ígneo intrusivo a profundidad que afecta a las calizas cretácicas.

Los dominios magnéticos A_2 se definen como anomalías magnéticas dipolares con intensidades de –300 a +500 nT; se atribuyen a rocas ígneas intrusivas de composición intermedia a máfica. Dentro de la carta se identificaron ocho dominios A_2 que se ubican en los sectores noroeste, centro y noreste (Figura 2).

El dominio magnético A_2, localizado en el extremo noroeste de la carta en la Sierra de Yerbanís, se define como una anomalía dipolar con intensidad de 640 nT y se correlaciona superficialmente con el tronco granodiorítico de Peñón Blanco, asociado a mineralización metasomática y epitermal.

El dominio magnético A_2 localizado al noroeste de Cuencamé está definido parcialmente como un dipolo de grandes dimensiones y forma irregular que se extiende hacia el noreste, fuera de la carta. Se interpreta como la respuesta de un cuerpo ígneo intrusivo a profundidad cubierto por rocas volcánicas y sedimentos clásticos continentales del terciario.
El dominio magnético A_2 localizado al centro de la carta, en el poblado de San José de Reyes, se define como una anomalía dipolar con intensidad de 410 nT, forma circular con 20 Km de diámetro y se correlaciona parcialmente con un tronco granítico que afecta a calizas cretácicas produciéndoles mineralización metasomática incipiente.

El dominio magnético A_2 ubicado al centro oriente de la carta, al sureste de San Juan de Guadalupe, consiste de una anomalía dipolar con intensidad de 690 nT, de forma alongada con dimensiones de 22.5 Km de largo por 15 Km de ancho. Se considera la respuesta producida por el complejo ígneo de Cerro Prieto constituido por troncos, diques y cuerpos subvolcánicos que presentan una diferenciación magmática con facies graníticas a gabroicas. Estos cuerpos aparentemente se unen a profundidad para formar un solo cuerpo alargado en dirección NE-SW como lo indica la respuesta magnética de la primera derivada vertical (Figura 5) y están asociados a mineralización en forma de vetas y diseminada (Au y Cu), en un ambiente de caldera resurgente (Ortiz et al., 1994; Saénz, 1996).

Otro dominio magnético A_2, localizado al noroeste de Estación Camacho, es una anomalía dipolar con intensidad de 300 nT, coincidiendo con la anomalía aflora un tronco monzonítico que afecta a las lutitas y areniscas de la Formación Caracol las cuales presentan evidencias de mineralización en forma de vetas asociadas a diques riolíticos (Ledezma, 1981).

El dominio magnético A_2 localizado en el extremo oriental de la carta se define como una anomalía dipolar con intensidad que varía de –450 a 650 nT, de forma alargada en dirección NE-SW con dimensiones de 24 Km de largo por 14 Km de ancho. Esta respuesta corresponde a un cuerpo intrusivo granodiorítico a cuarzomonzonítico de dimensiones batolíticas que aflora en forma de pequeños troncos (Pico de Teyra y San Rafael), donde existen evidencias de mineralización en las calizas jurásicas y cretácicas, el gradiente de la anomalía índica que este cuerpo se extiende a profundidad hacia el sur donde está cubierto por una secuencia de calizas mesozoicas.

En el extremo nororiente de la carta se ubican dos dominios A_2 de pequeñas dimensiones. El de la parte norte consiste de un dipolo magnético con intensidad de 400 nT que se correlaciona superficialmente con el afloramiento de un pequeño tronco granodiorítico (San Julián) que afecta a calizas jurásicas y cretácicas produciendo mineralización metasomática y epitermal de Ag, Pb y Zn. El otro dominio es un monopolo magnético con intensidad de –110 nT que

se interpreta como un tronco intrusivo, similar al de San Julián, que afecta a las rocas volcanosedimentarias de la Formación Nazas cubiertas por material de relleno cuaternario.

Los dominios magnéticos B_1 se caracterizan por una serie de pequeños dipolos de forma irregular que se presentan en forma aislada o agrupados en una serie de dipolos que representan la respuesta de rocas volcánicas y subvolcánicas félsicas en ocasiones cubiertas por material de relleno que atenúa su respuesta magnética.

La intensidad magnética de los dominios B_1 varía de –230 a –80 nT la más intensa y de –170 a –40 nT la menos intensa, se distribuyen principalmente en el sector poniente de la carta y en otras pequeñas localidades al suroeste de Estación Camacho.

El dominio B_1 de forma alargada ubicado al noroeste de la carta y asociado a material de relleno, indica la presencia de rocas volcánicas formando la mayor parte del relleno, posiblemente derivadas de la erosión del volcán de la Sierra La Candelaria o por emisión a través de fisuras NW-SE.

Los dominios magnéticos B_2 se definen por agrupamientos de pequeñas anomalías dipolares y monopolares de alta intensidad que se atribuyen a rocas volcánicas de composición intermedia a máfica principalmente andesitas, andesitas basálticas e ignimbritas del Oligoceno y basaltos del Cuaternario, que por su contenido de magnetita, son más magnéticos y son indicativos de las zonas de fuente de estas rocas como el volcán basáltico sobre la Sierra La Candelaria al centro norte de la carta.

Los principales dominios B_2 de la carta tienen intensidades que van desde –340 nT a 110 nT y están alineados a lo largo de una franja de dirección NW-SE que cruza diagonalmente la carta, asociada a lineamientos magnéticos con la misma dirección.

En los alrededores de Atotonilco (Sierra Salinoso), Santa Clara y San José de Reyes, tres dominios B_2, de grandes dimensiones y forma irregular, se correlacionan con espesores anómalos de rocas volcánicas (tobas félsicas y derrames basálticos). La alta intensidad de estos dominios sugieren cercanía a la fuente de emisión a través de fisuras o probables estructuras de caldera.

Otros tres dominios magnéticos B_2 localizados en el sector suroeste de la carta se correlacionan con afloramientos menores de rocas volcánicas máficas que cubren a las tobas riolíticas en las localidades de Cuauhtémoc y José María Morelos.

Los dominios magnéticos C se caracterizan por una respuesta de bajo gradiente cuya intensidad varía de –200 a –120 nT y se atribuye a una gruesa secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas y espesores considerables de material de relleno con ausencia de rocas volcánicas máficas.

Este dominio es el de mayor distribución superficial en la carta, principalmente en la mitad nororiental ya que la porción suroeste está cubierta por rocas volcánicas oligocénicas que alcanzan su máximo espesor.

Lineamientos Magnéticos

Dentro del área que cubre la carta se interpretaron cuatro sistemas de lineamientos magnéticos siendo los más notables los de dirección NW-SE seguidos por los NE-SW y en menor grado los N-S.

Los lineamientos magnéticos con dirección NW-SE, están distribuidos en toda la carta formando franjas de 10 hasta 40 kilómetros de ancho por más de 80 kilómetros de longitud cuyo origen se atribuye a fallas regionales que afectan la corteza.

Este sistema forma una franja de 30 a 50 kilómetros de ancho que cruza diagonalmente la carta desde San José de Reyes hasta Cuencamé y parece controlar el emplazamiento de los troncos intrusivos de Peñón Blanco y San José de Reyes, así como la emisión de rocas volcánicas máficas, constituyendo una discontinuidad cortical importante que involucra un levantamiento del basamento de la porción nororiente de la carta.

Los lineamientos magnéticos con dirección NE-SW se presentan principalmente al nororiente de la carta, afectando al Levantamiento de San Julián y aparentemente controlaron el emplazamiento de los troncos de Teyra y San Rafael; parecen ser posteriores a los lineamientos NW-SE ya que los interrumpen.

Los lineamientos magnéticos N-S son más notables en el sector oriental de la carta y parecen estar relacionados a la tectónica de Cuencas y Sierras.

Mapa de reducción al polo del campo magnético total

Con el objeto de eliminar el efecto de inclinación del campo magnético y determinar la posición exacta de las estructuras magnéticas y contactos litomagnéticos, se aplicó el proceso de reducción al polo (Figura 3), que simplifica la interpretación y además sirvió de base para realizar la continuación de campo ascendente.

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

Este proceso permite resaltar la respuesta de estructuras y cuerpos magnéticos profundos o cubiertos por rocas volcánicas superficiales, ya que filtra las altas frecuencias producidas por las unidades geológicas más superficiales.

En términos generales en el mapa de continuación de campo ascendente a 2,000 m.s.n.t. (Figura 4) se distinguen tres respuestas representativas:

a) Altos magnéticos que se correlacionan con partes levantadas del relieve basal (basamento).

b) Mínimos o bajos magnéticos que corresponden a partes profundas o depresiones del basamento.

c) Lineamientos magnéticos que se interpretan como fallas del basamento.

En la parte central de la carta se tiene una respuesta magnética de bajo gradiente con rumbo NW-SE que forma una franja de 90 Km de ancho por 140 Km de longitud que se correlaciona con un espesor considerable de rocas sedimentarias mesozoicas afectadas por los intrusivos de San José de Reyes y Cerro Prieto. En esta franja se obtuvo una profundidad media del basamento de 6,000 m.

En el sector nororiente se define una anomalía magnética alargada con intensidad de –100 a –50 nT y dirección NW-SE, que se correlaciona con rocas mesozoicas de las formaciones Taray, Caopas, Rodeo, Nazas y Zuloaga, afectadas por los troncos intrusivos de Teyra, San Rafael y San Julián (Figura 4).

En la porción occidental de la carta se define una serie de altos magnéticos que corresponden a cuerpos ígneos intrusivos que afectan al basamento (Peñón Blanco y Miguel Auza) y otros que se correlacionan con afloramientos de rocas volcánicas félsicas. En esta porción se obtuvo una profundidad media del basamento de 5,900 m.

Espectro de Energía

Sin duda una de las técnicas de interpretación cuantitativa más conocida para datos aeromagnéticos es mediante el análisis de Fourier, el cual nos permite diseñar filtros en el dominio de las frecuencias para estimar el nivel de ruido, profundidad a la cima de cuerpos magnéticos y profundidad del basamento a partir del espectro de energía.

En virtud de que las inclinaciones de las pendientes de los espectros están directamente relacionadas a las profundidades de las diferentes estructuras geológicas, cuando éstas presentan mucha inclinación corresponden a estructuras de mayor profundidad y cuando están casi horizontales son indicativas de estructuras geológicas cercanas a la superficie.

En este trabajo se considera que el basamento es el complejo indiferenciado de rocas que se ubica debajo de los depósitos sedimentarios marinos. En la región de la carta este basamento está formado de rocas ígneas (?) y metamórficas de edad Paleozoica y posiblemente Precámbrica, las cuales presentan diferentes respuestas magnéticas que nos proporcionan información sobre la morfología del basamento.

Con el propósito de conocer la profundidad del basamento magnético y la profundidad media a la cima de algunas estructuras magnéticas se aplicó este método espectral a los datos aeromagnéticos de la carta Juan Aldama.

El cálculo de profundidad de las estructuras magnéticas representadas por los dominios A_1 y A_2, se efectuó sobre un mapa de reducción al polo (Figura 3), mientras que las profundidades del basamento se calcularon sobre un mapa de reducción al polo multiplicado por un filtro pasa bajas dando por resultado un mapa regional con información, exclusivamente, de las estructuras profundas (Figura 4).

Para calcular la profundidad media del basamento se dividió la carta Juan Aldama en cuatro cuadrantes iguales, con sus espectros de energía respectivos, que permitieron calcular las siguientes profundidades:

Cuadrante nororiente 2,750 m, cuadrante suroriente 6,526; cuadrante surponiente 5,970 m y cuadrante norponiente 5,760 m (Figuras 6, 7, 8 y 9 respectivamente).

También se calcularon las profundidades de áreas específicas como es el caso del dominio A_0 ubicado en el cuadrante nororiente que dio una profundidad al basamento de 2,000 m (Figura 10) que confirma su carácter de bloque levantado.

En el cuadrante norponiente se calculó la profundidad a la cima de un cuerpo intrusivo interpretado, definido por el dominio A_2 localizado al norponiente de Cuencamé, obteniéndose una profundidad de 770 m (Figura 11) lo que implica que esta emplazado en rocas cretácicas cubiertas discordantemente por rocas clásticas y volcánicas terciarias.

Dos dominios A_1 ubicados al norponiente de Francisco Murguía, con coordenadas 680,000 E, 2’675,000 N y 690,000 E, 2’660,000 N, dan una profundidad media de 473 m y 481 m (Figuras 12 y 13 respectivamente), indicativa de troncos intrusivos someros, posiblemente relacionados a la mineralización epitermal de la zona (Minas Valenciana y Santa Rita).

Zonas Prospectivas

Las características estructurales y mineralógicas de los diferentes tipos de yacimientos de la región son, indicativos de que su origen está relacionado a troncos graníticos individuales y a estructuras de

caldera (?) con sus intrusivos cogenéticos, campos volcánicos y procesos hidrotermales asociados.

En la carta Juan Aldama se obtuvieron respuestas magnéticas (dominios A_1 y A_2) que se interpretan como cuerpos ígneos intrusivos sepultados y que afloran respectivamente.

En base a lo anterior la asociación de estos dominios con un marco geológico-estructural favorable definen zonas prospectivas con diferente grado de importancia.

Las principales zonas prospectivas dentro de la carta están definidas por la asociación de dominios A_1 y A_2 con lineamientos magnéticos y un marco geológico favorable.

Regionalmente se identifica una zona de cizalla definida por una serie de lineamientos magnéticos paralelos con dirección NW-SE que forman una franja de 30 a 50 kilómetros de ancho que cruza diagonalmente la carta.

En esta franja están comprendidos los troncos graníticos de Peñón Blanco, San José de Reyes y Miguel Auza, así como otros cuerpos ígneos sepultados definidos por los dominios A_1.

Se considera que esta zona de cizalla representa una debilidad cortical que marca el levantamiento del bloque noreste, donde las rocas Cretácicas y las volcánicas félsicas oligocénicas han sido casi totalmente erosionadas, permitiendo el afloramiento de una secuencia metamórfica muy deformada y rocas metavolcánicas mesozoicas que constituyen las rocas más antiguas de la región.

El carácter hundido del bloque suroeste esta definido por la presencia de rocas del Cretácico Superior y un espesor considerable de rocas volcánicas félsicas y máficas del Terciario; adicionalmente, los cálculos de profundidad del basamento de este bloque son mayores (5,970 m) que los del bloque noreste (2,750 m) confirmando un levantamiento del basamento en la región de Apizolaya - San Julián del orden de 3,000 m.

Por sus características geológico-estructurales y su asociación a varios dominios A_1 y A_2, esta zona de cizalla constituye una zona prospectiva de primer orden a nivel regional.

Localmente, se definen varias zonas prospectivas asociadas a esta zona de cizalla que se describen a continuación:

La zona de la Sierra Yerbanís constituye una zona prospectiva importante donde aflora parcialmente un cuerpo intrusivo (Tronco de Peñón Blanco) que se extiende hacia el noroeste y hacia el sureste, debajo de la cubierta de calizas del Cretácico Inferior favorables para contener yacimientos de reemplazamiento.

Otra zona prospectiva esta definida por el dominio A_2 al norponiente de Cuencamé que se considera la respuesta de un intrusivo a profundidad (± 800 m), cubierto por rocas volcánicas y material de relleno, el cual puede ser la continuación hacia el surponiente del tronco mineralizado de Velardeña, fuera de la carta.

En San José de Reyes se ubica una zona prospectiva asociada a un dominio A_2 que corresponde a un cuerpo ígneo que aflora parcialmente, el cual, de acuerdo a los datos aeromagnéticos, se extiende hacia el norponiente cubierto por calizas cretácicas que constituyen la Sierra Los Lobos, dándole un gran potencial minero a toda la sierra.

Otra zona prospectiva importante se localiza al sur de San Juan de Guadalupe y está representada por un dominio A_2 de grandes dimensiones así como otros pequeños dominios A_1, todos ellos relacionados al complejo ígneo alcalino de Cerro Prieto (Ortiz et al., 1994) con mineralización aurífera y polimetálica en vetas y stockworks dentro de las rocas intrusivas y sedimentos clásticos de la Formación Caracol.

El reconocimiento de la afinidad alcalina de éstas rocas es importante ya que este tipo de rocas tienen enriquecimientos primarios en Au y son indicativas de un ambiente tectónico extensivo que permitió el ascenso de magmas derivados del manto.

En la región de Juan Aldama y Miguel Auza se tiene otra zona prospectiva relacionada a un dominio magnético A_2 producido por un tronco granítico que aflora parcialmente, extendiéndose a profundidad hacia el sur. El potencial de la zona se restringe a vetas epitermales dentro de los sedimentos clásticos de la Formación Caracol.

Otras zonas prospectivas de menor interés, dentro de la zona de cizalla, están definidas por dominios A_1 producidos por intrusivos sepultados someramente (± 500 m) que superficialmente están relacionados a mineralización epitermal de alto nivel estructural (Au, Sb y Hg) como es el caso de la Sierra Los Leones, región norponiente de Francisco Murguía y al norponiente de Matías Ramos.

En el sector nororiente de la carta se tiene otra zona prospectiva definida por un dominio A_0, que representa la respuesta del basamento de la región, en asociación con dominios A_1 y A_2 que corresponden a intrusivos sepultados y aflorantes, respectivamente.

Los dominios A_2 están asociados a mineralización metasomática subeconómica, sin embargo, hacia el sureste del Tronco de Teyra existe potencial a profundidad ya que este cuerpo se extiende por debajo de la cubierta de calizas cretácicas y jurásicas.

Los dominios A_1 corresponden a cuerpos ígneos sepultados que afectan a las rocas del basamento metamórfico y posiblemente estén ligados genéticamente a la mineralización aurífera vetiforme

emplazada en los propios intrusivos y en las rocas basales que constituyen el núcleo del Levantamiento de San Julián. Las zonas de cizalla de estas rocas constituyen excelentes trampas estructurales para depósitos auríferos hidrotermales vetiformes y diseminados.

Otra zona prospectiva la constituye La Sierra de Ramírez que está asociada a un dominio A_0 que se considera parte del basamento, sin embargo, el tipo de yacimiento existente y la presencia de cuerpos subvolcánicos félsicos, no magnéticos, le confieren interés exploratorio a profundidad.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Mapa de localización de la Hoja Juan Aldama G13-12

Figura 2.- Interpretación de la carta magnética de campo total

Figura 3.- Reducción al polo del campo magnético total

Figura 4.- Reducción al polo y continuación ascendente del campo magnético a 2,000 m sobre el nivel del terreno

Figura 5.- Primera derivada vertical del campo total reducido al polo

Figura 6.- Cuadrante nororiente

Figura 7.- Cuadrante suroriente

Figura 8.- Cuadrante surponiente

Figura 9.- Cuadrante norponiente

Figura 10.- Zona de Apizolaya-Caopas

Figura 11.- Zona Mesa La Cueva, al norponiente de Cuencamé

Figura 12.- Zona de Providencia-Valenciana, al norponiente de Francisco Murguía

Figura 13.- Zona de Noria y Cieneguilla

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre, D.G.I., 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.

Anderson, T.H. and Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora Megashear in the tectonic evolution of northern Sonora: in Geology of northern Sonora, eds. Anderson, T.H. and Roldan, Q.J. Geological Soc. of América, Field Trip Guidebook, p. 59-68.

Anderson, B.D., Córdoba, D.A., Lee, K., 1988, Resumen de la Geología de la Hoja San Juan de Guadalupe, estados de Durango y Coahuila: UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, Hoja San Juan de Guadalupe 13R-1 (8).

Anderson, T.H., McKee, J.W., and Jones, N.W., 1991, A northwest trending, Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico: Tectonics, v. 10 No. 2, p. 383-401.

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

Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the tectonic evolution of western North América: Geological Society of America, Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.

Bracho, V. F., 1961 Yacimientos de estaño en La Ochoa, Dgo., y Juan Aldama, Zac. (II): Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín 60.

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

Burckhardt, C., 1906, Sobre el descubrimiento del Trias marino en Zacatecas: Bol. Soc. Geol. Mex. v. 2, p. 43-45.

Buseck, P. B., 1962, Contact metasomatic ores at Concepcion del Oro, México: Geological Society of América, Abstracts for 1961, Special Paper 68, p. 144.

Blickwede, J. F., 1981, Petrology and stratigraphy of Triassic (?) “Nazas Formation”, Sierra de San Julian, Zacatecas, México American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 65, p. 1012.

Cameron, M., Bagby, W.C., and Cameron, K.L., 1980, Petrogenesis of voluminous Mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, México: Contrib. Mineral. Petrol. v. 74, p. 271-284.

Campa, U.M.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.

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

Carrillo, B. J., 1982, Exploración petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros. v. 34, No. 1 p. 21-46.

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

Consejo de Recursos Minerales, 1993, Monografía Geológico-Minera del Estado de Durango: SEMIP, Publicación M-10e, 204 p.

Córdoba, D.A., 1964, Resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango: UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, Hoja Apizolaya 13 R-1 (9).

Cuevas, P. E., 1983, Evolución geológica mesozoica del estado de Zacatecas, México: Zbl. Geol. Palaont. Teil I, 1983 (3/4) Stuttgart, p. 190-201.

Damon, P.E., Shafiqullah, M. and Clark, K.E., 1983, Geochronology of the porphyry cooper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Jour. Earth Sci. v. 20, p. 1052-1071.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey: México, D.F., Congreso Geol. Internacional 20, 87. P.

Enciso, de la V.S., 1968, Resumen de la geología de la Hoja Cuencamé, estado de Durango: UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, Hoja Cuencamé 13 R-1 (7).

Grajales, N. M., Terrell, D.J., and Damon, P.E., 1992, Evidencias de la prolongación del Arco Magmático Cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petroleros, v. 42 No. 2, p. 1-18.

Gose, W.A., Belcher, R.C., and Scott, G.R., 1982, Paleomagnetic results from northeastern México: Evidence for large Mesozoic rotations: Geology, v. 10, p. 50-54.

Handschy, J.W., Keller, G.R., and Smith, K.J., 1987, The Ouachita system in northern México: Tectonics, v. 6 p. 323-330.

Henry C.D., and Price, J.G. 1986, Early Basin and Range development in Trans-Pecos Texas and adjacent Chihuahua: Magmatism and orientation, timing, and style of extensión: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 6213-6224.

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

Huspeni, J. R., Kesler, S.E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J.F., and Jones, L.M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern México: Economic Geology, v. 79, p. 87-105.

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

Imlay, R.W., 1938, Studies of the Mexican Geosyncline: Geological Society of América Bulletin, v. 49, p. 1651-1694.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1992, Carta Geológica Juan Aldama, Hoja G13-12 escala 1:250,000 1ª impresión.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1992, Carta Topográfica Juan Aldama, Hoja G13-12 escala 1:250,000 4ª impresión.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1995, Espaciomapa Juan Aldama, Hoja G13-12 escala 1:250,000 1ª impresión.

Jones, N.W., McKee, J. W., Anderson, T.H., and Silver, L. T., 1990, Nazas Formation: A remmant of the Jurassic arc of western North América in north-central México: Geological Soc. of América Abstracts with Programs, v., 22, A327.

Ledezma, G.O., 1981, Resumen de la geología de la Hoja Camacho, estado de Zacatecas: UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000, Hoja Camacho 13R-1 (12).

Longoria, J. F., 1985, Tectonic transpression in the Sierra Madre Oriental, northeastern México: An alternativa model: Geology, v. 13, p. 453-456.

López, I.M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas: Boletin Sociedad Geológica Mexicana v. 47, p. 1-42.

Michalzik, D., 1991, Facies sequence of Triassic-Jurassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE México) and ist relation to the early opening of the Gulf of Mexico: Sedimentary Geology, v. 71, p. 243-259.

Mitre, S. L. M., 1989, La Megafalla laramídica de San Tiburcio, estado de Zacatecas: UNAM, Inst. de Geología, Revista, v. 8 No. 1, p. 47-51.

McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western México: Geol. Soc. América, Special Paper 180, p. 113-123.

Ortega, G. F., 1984, Relaciones estratigráficas del basamento pre-oxfordiano de la región de Caopas-Rodeo, Zacatecas, y su significado tectónico: Soc. Geol. Mexicana VIII Convención Nacional, Resúmenes, p. 17-18.

Ortiz, H. L. E., Cendejas, C. J. E., Rivas, S.M. y Esponda, O.D., 1994. Contexto geológico regional y metalogénesis de los prospectos auríferos y polimetálicos de Cerro Prieto y Chiquihuitillo, Municipio de San Juan de Guadalupe, Dgo: Informe interno C.R.M. (inedito).

Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post-paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional, v. 25 No. 1, p. 157-206.

Pacheco, C., Castro, R. y Gómez, M., 1984, Confluencia de terrenos estratotectónicos en Santa María del Oro, Durango, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v.1 6, No. 1, P. 7-20.

Pantoja, A. J., 1963, Resumen de la geología de la Hoja San Pedro del Gallo, estado de Durango: UNAM, Inst. Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000, Hoja San Pedro del Gallo 13 R-K (3).

Rogers, C. L., de Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera, E.A., y Ojeda, R.J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín 56, 322 p.

Rogers, C. L., de Cserna, Z., Tavera, A. E., y Ulloa, S., 1962, Tectonic framework of an area within the Sierra Madre Oriental and adjacent Mesa Central, north-central México: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 450-C, p. 21-24.

Ross, C.A., 1979, Late Paleozoic collision of North and South América: Geology, v. 7, p. 41-44.

Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega, G. F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies: Geological Society of América Bulletin v. 100, p. 274-281.

Saénz, R. R., 1996, Proyecto aurocuprífero de Cerro Prieto Durango: Revista Geomimet v. 23, p. 18-35.

Sedlock, R.L., Ortega, G.F., and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México: Geol. Soc. of América, Special Paper 278, 153 p.

Swanson, E.R., and McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 8787-8799.

Tardy, M. y Maury, R., 1973, Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácica Superior de los estados de Coahuila y Zacatecas: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, v. 34 No. 1 y 2, p. 5-12.

Tardy, M. y Ruiz, B.R., 1974, Sobre la observación directa del “decollement” de la cobertura mesozoica del sector transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra Madre Oriental: UNAM, Serie Divulgación, No. 2, p. 29-37.

Urrutia, F.J. and Campos, E.J.O., 1993, Geomagnetic secular variation central México since 1923 and comparision with 1945-1990, IGRF models: Journal Geomag. Geoelect, v. 45, p. 1-7.

Vélez, S.D., 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, v. 40 No. 2, p. 1-35.

Wark, D.A., 1991, Oligocene ash flow volcanism, northern Sierra Madre Occidental: role of mafic and intermediate-composition magmas in rhyolite genesis: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 13389-13411.

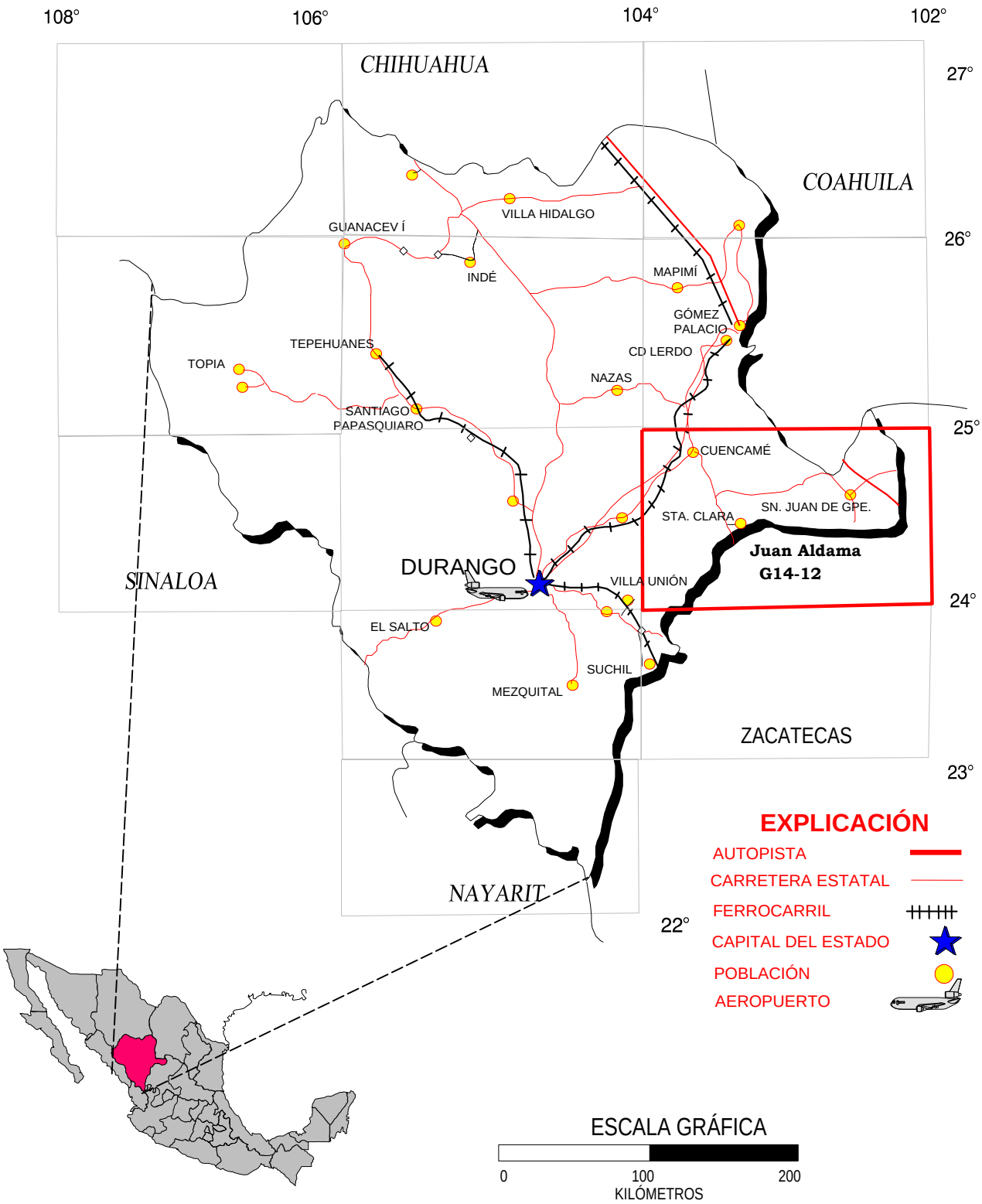
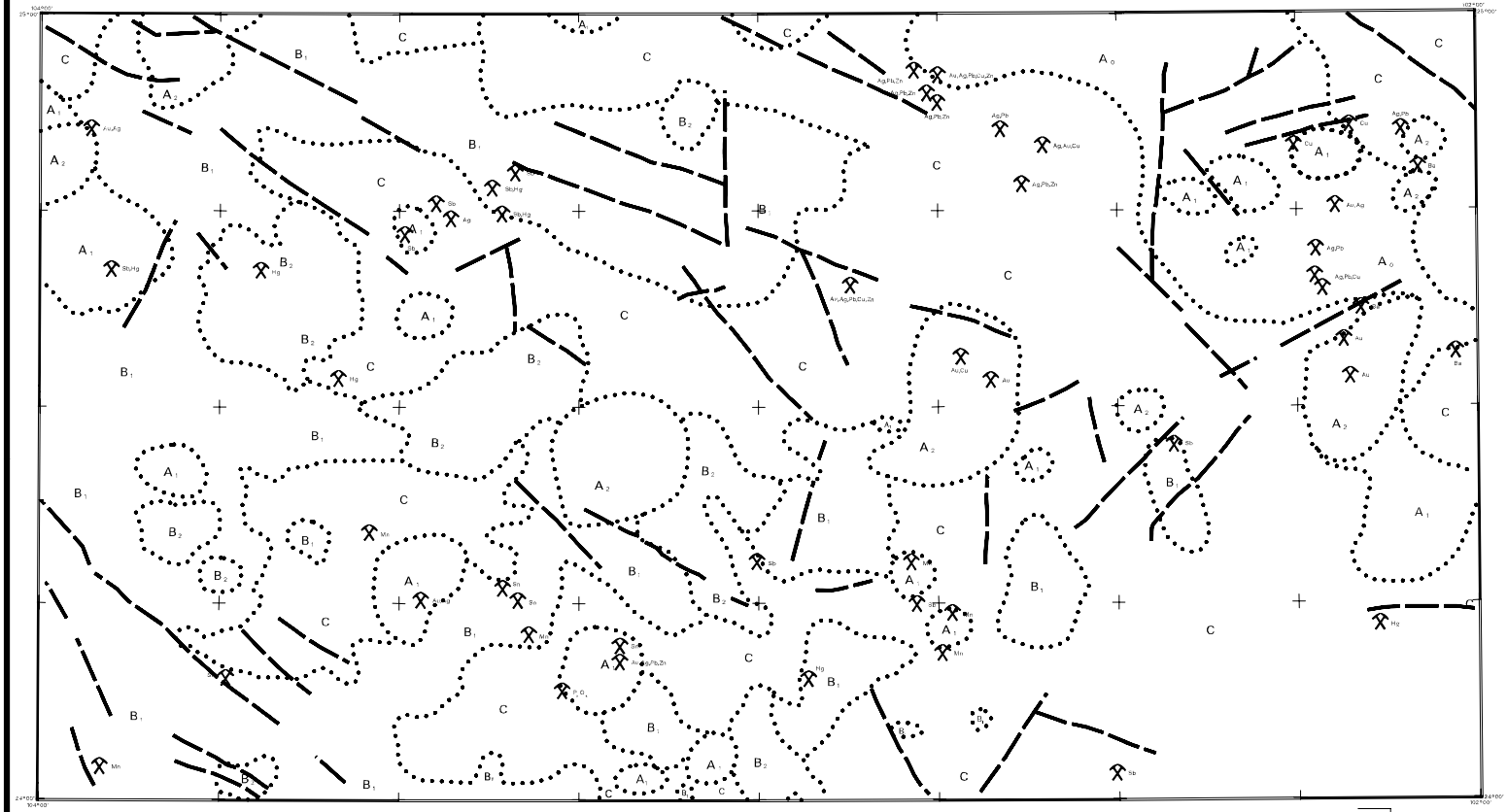


Figura 1 MAPA DE LOCALIZACIÓN DE LA HOJA JUAN ALDAMA G13 - 12

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

J U A N A L D A M A G 1 3 - 1 2

SECOFI
SECRETARÍA DE COMERCIO Y FOMENTO INDUSTRIAL



DOMINIO MAGNÉTICO A_1

LINEAMIENTO MAGNÉTICO ASOCIADO A FALLAMIENTOS PROFUNDOS

LOCALIDAD MINERA Au

ESCALA GRÁFICA

0 10 20 30 40 50

KILÓMETROS

A_0.- BASAMENTO IGNEO-METAMÓRFICO PROFUNDO
A_1.- CUERPOS INTRUSIVOS DE COMPOSICIÓN FÉLSICA
A_2.- CUERPOS INTRUSIVOS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA A MÁFICA

} ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

B_1.- ROCAS VOLCÁNICAS DE COMPOSICIÓN FÉLSICA
B_2.- ROCAS VOLCÁNICAS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA A MÁFICA

} ROCAS ÍGNEAS EXTRUSIVAS

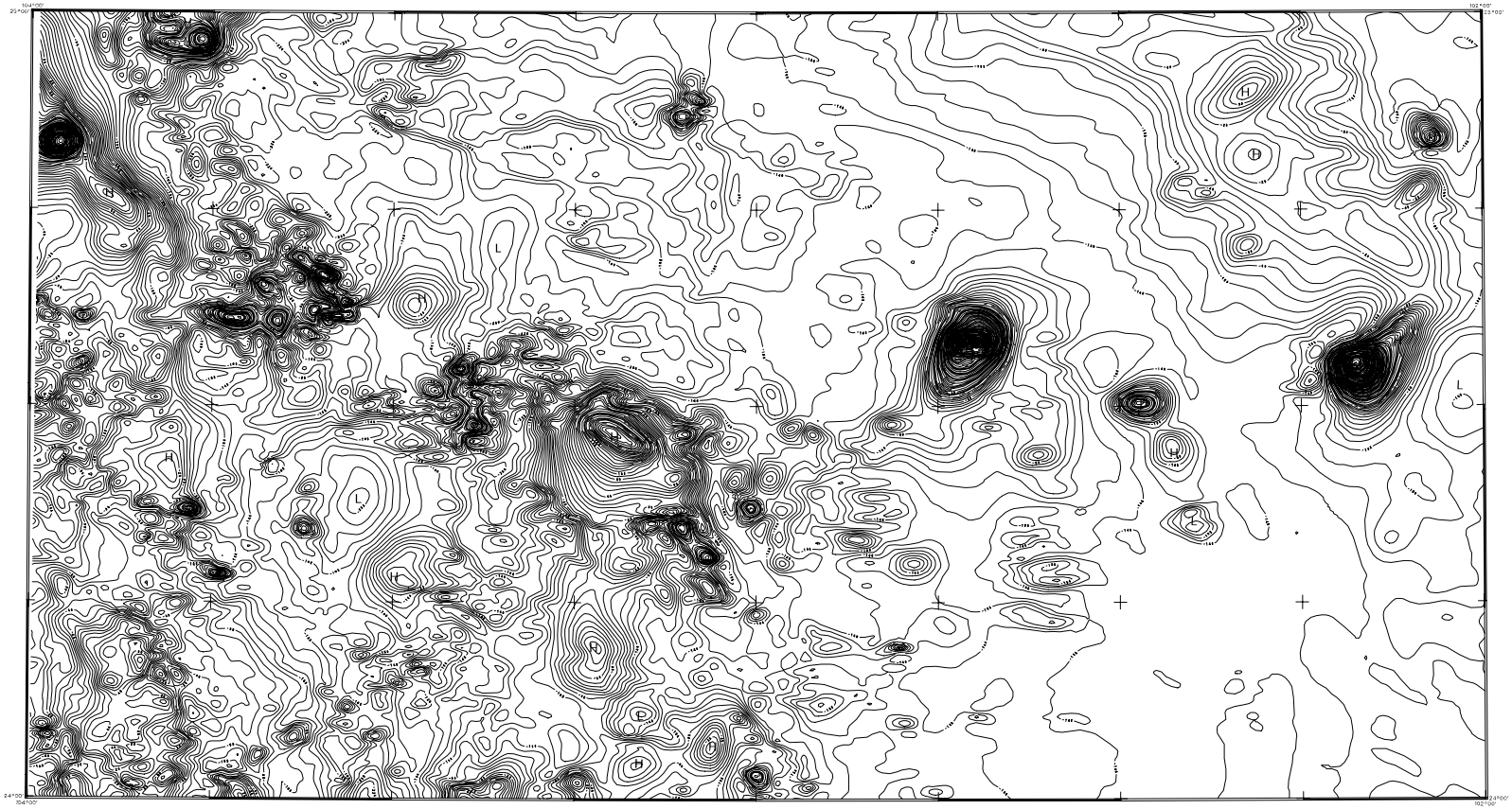
C.- ROCAS SEDIMENTARIAS

FIGURA 2.- INTERPRETACIÓN A PARTIR DE DATOS MAGNETOMÉTRICOS

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

J U A N A L D A M A G 1 3 - 1 2

SECOFI
SECRETARÍA DE COMERCIO Y FOMENTO INDUSTRIAL



ESCALA GRÁFICA

0 9 18 27 36

KILÓMETROS

CURVAS DE CONTORNO CADA 10 nT.

ALTO MAGNÉTICO (H)

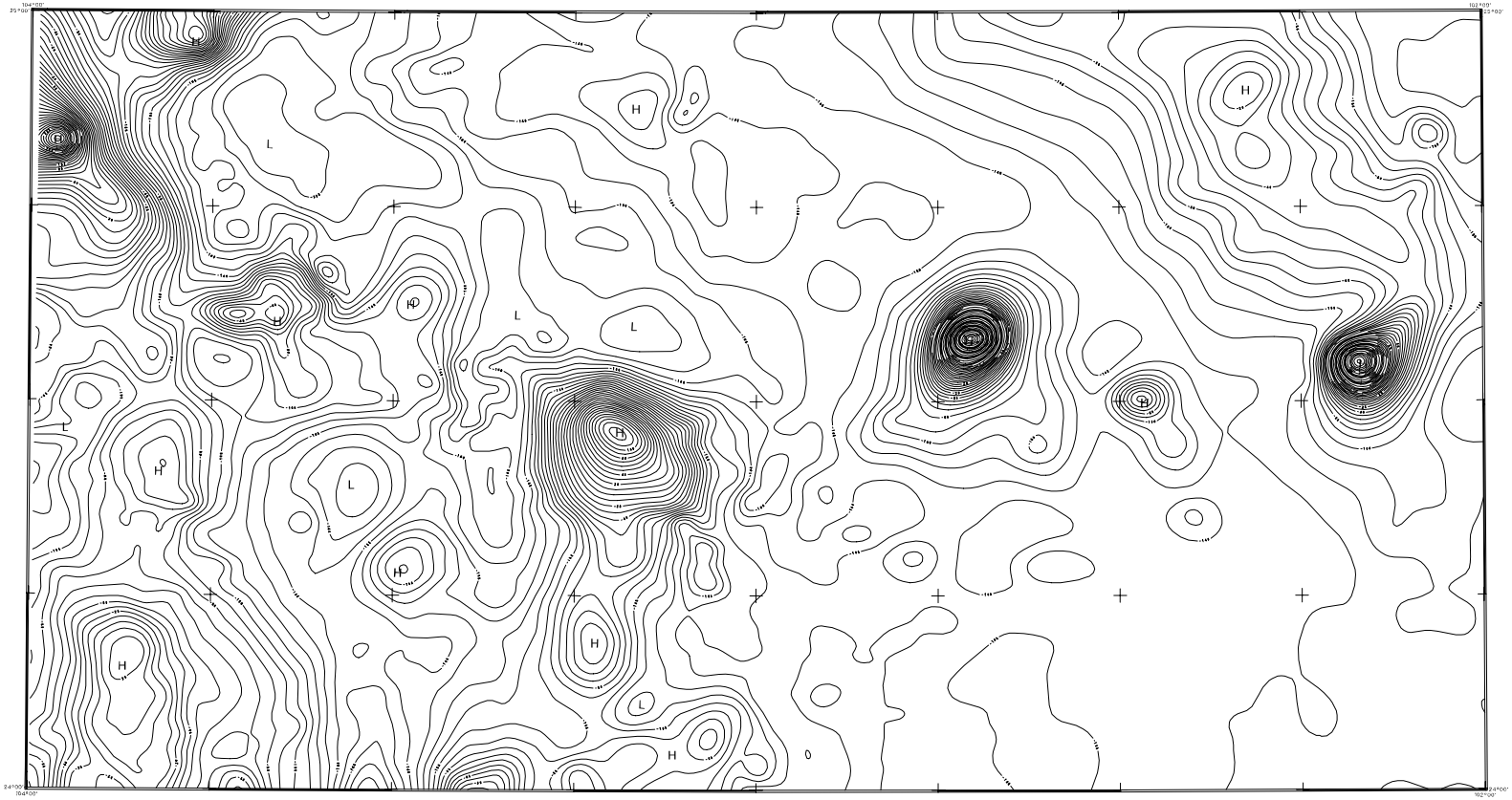
BAJO MAGNÉTICO (L)

FIGURA 3.- REDUCCIÓN AL POLO DEL CAMPO MAGNÉTICO TOTAL

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

J U A N A L D A M A G 1 3 - 1 2

SECOFI
SECRETARÍA DE COMERCIO Y FOMENTO INDUSTRIAL



ESCALA GRÁFICA

0 9 18 27 36

KILÓMETROS

CURVAS DE CONTORNO CADA 10 nT.

ALTO MAGNÉTICO (H)

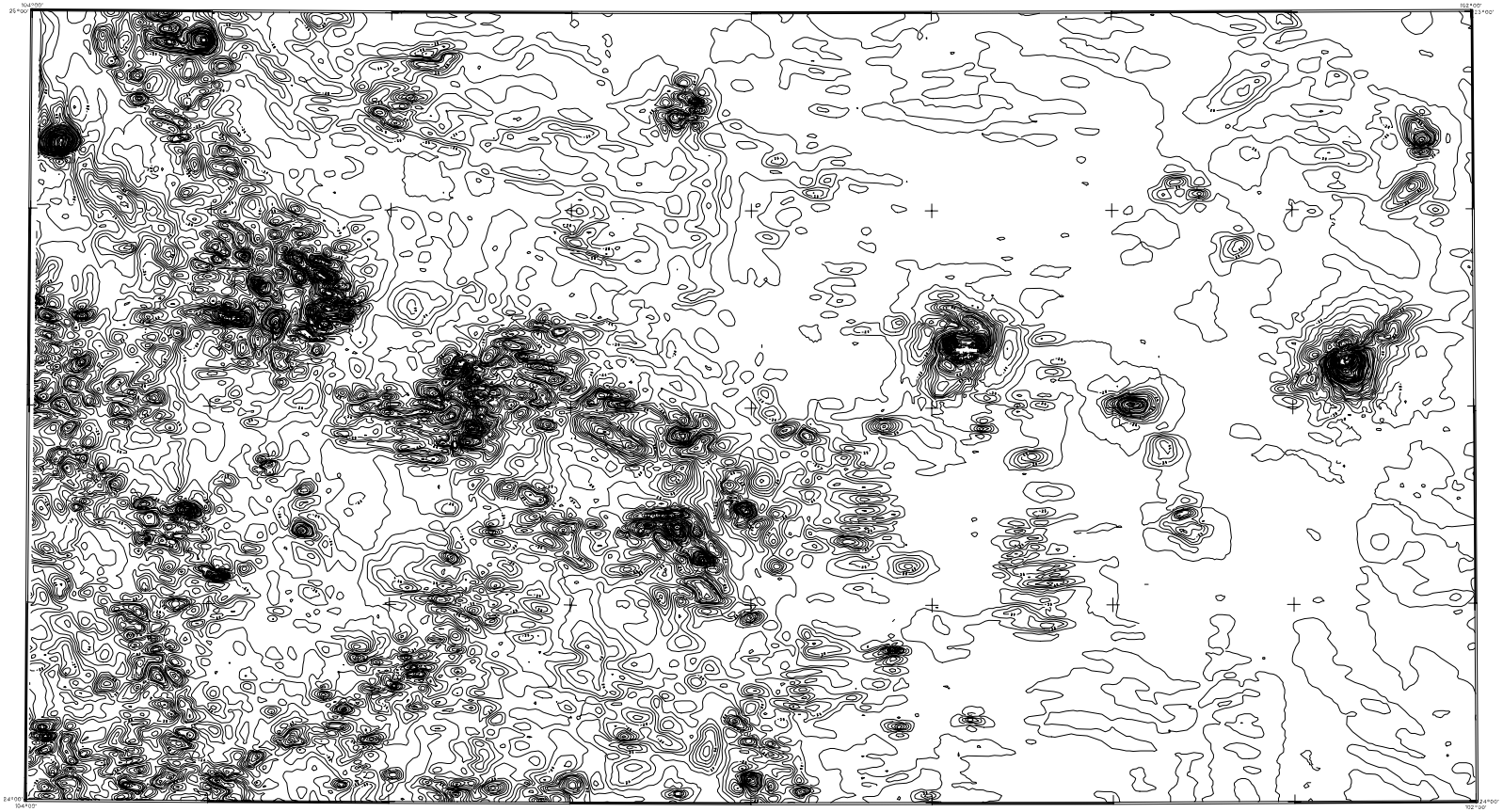
BAJO MAGNÉTICO (L)

FIGURA 4.- REDUCCIÓN AL POLO Y CONTINUACIÓN ASCENDENTE DEL CAMPO MAGNÉTICO A 2,000 m SOBRE EL NIVEL DEL TERRENO

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

J U A N A L D A M A G 1 3 - 1 2

SECOFI
SECRETARÍA DE COMERCIO Y FOMENTO INDUSTRIAL



ESCALA GRÁFICA

0 9 18 27 36

KILÓMETROS

CURVAS DE CONTORNO CADA 10 pT/m.

FIGURA 5.- PRIMERA DERIVADA VERTICAL DEL CAMPO TOTAL REDUCIDO AL POLO

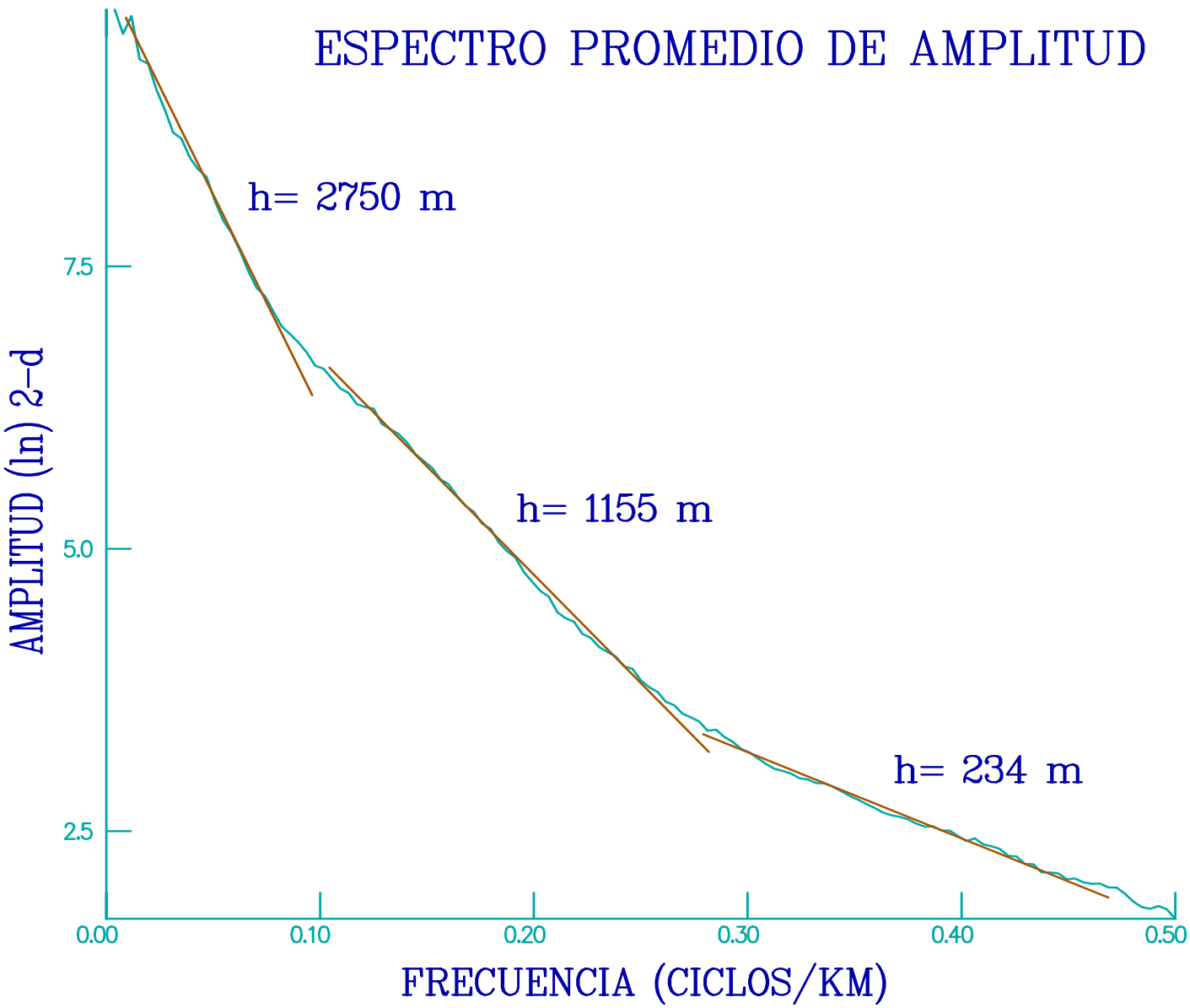


FIGURA 6.–CUADRANTE NORORIENTE

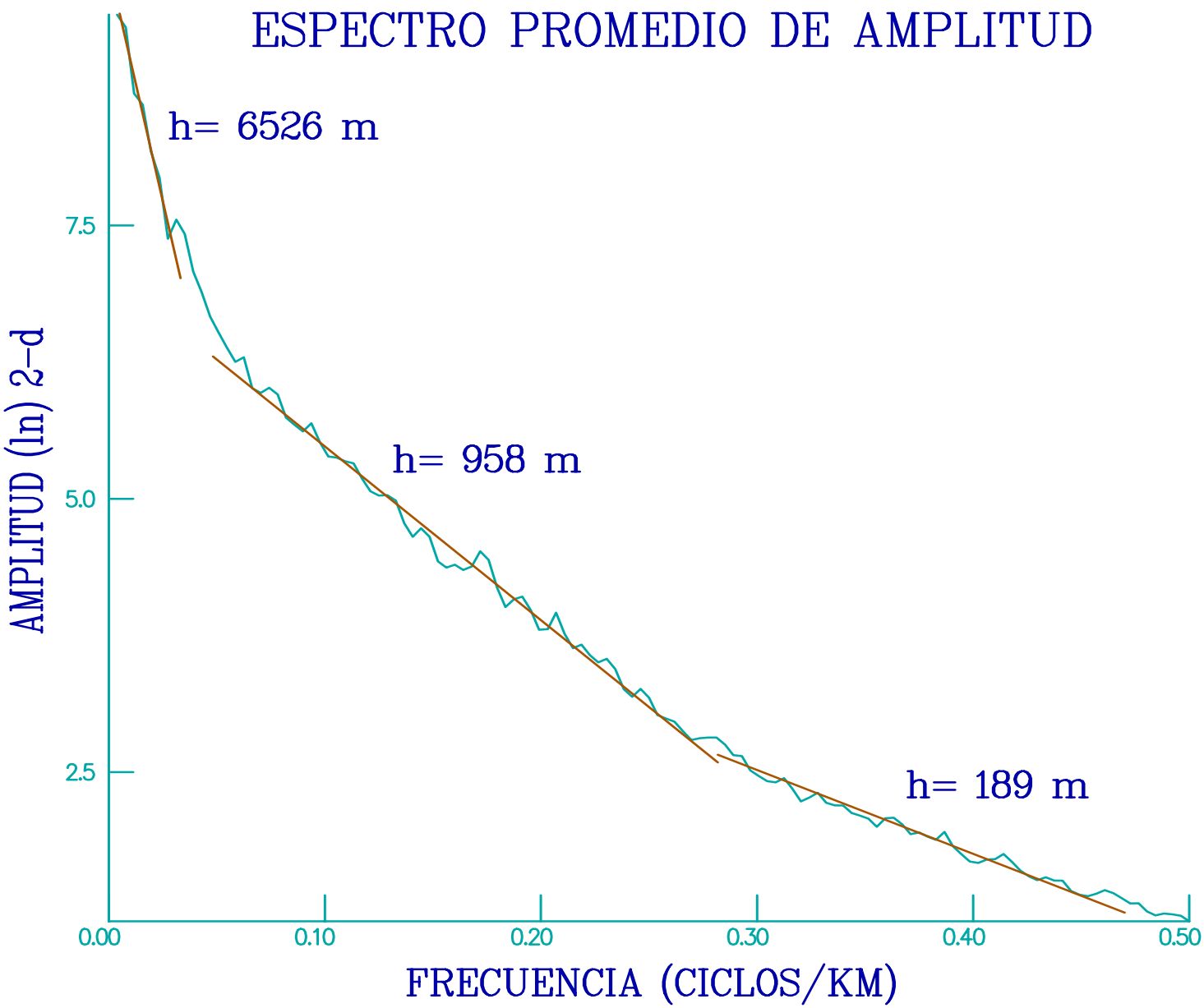


FIGURA 7.– CUADRANTE SURORIENTE

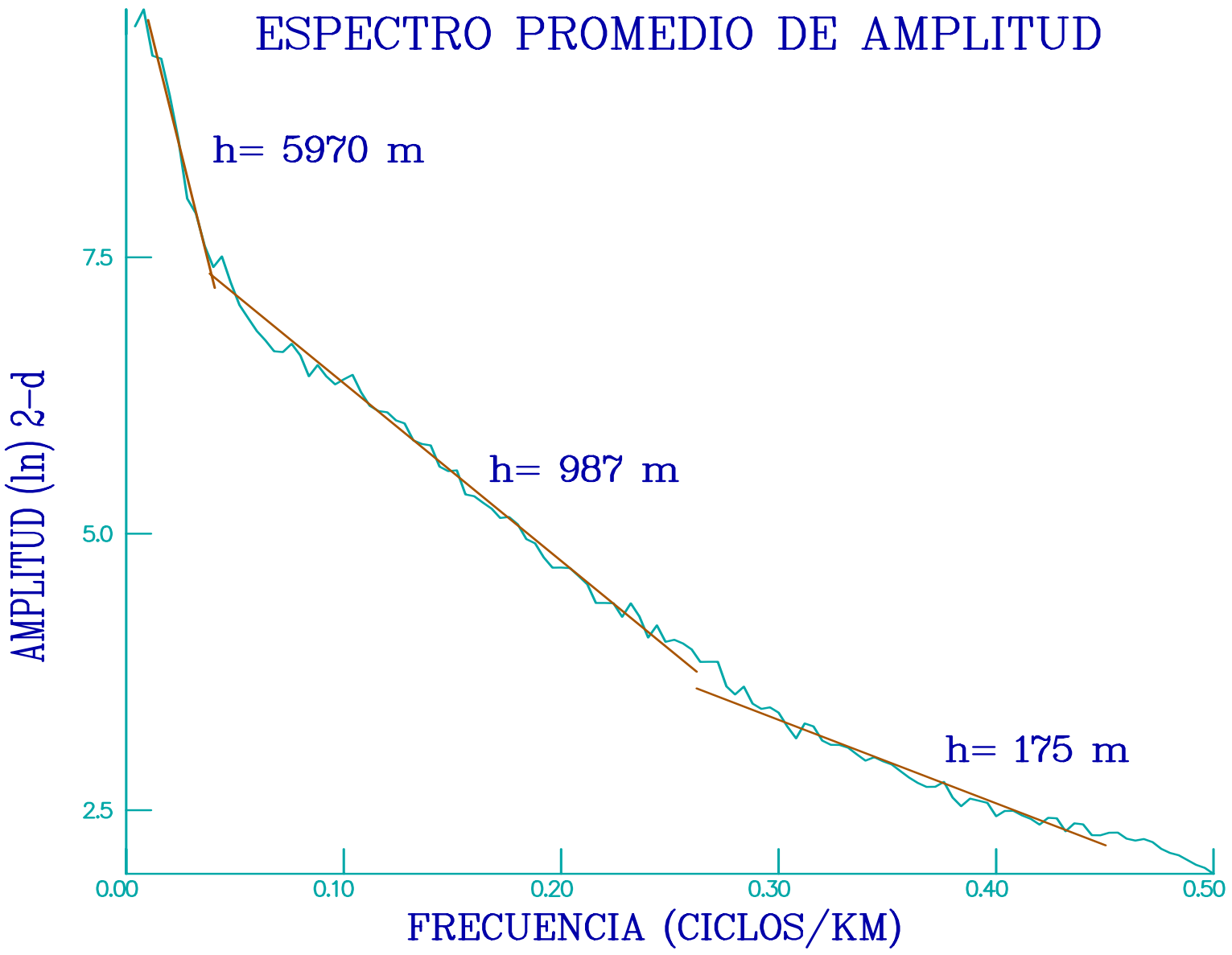


FIGURA 8.– CUADRANTE SURPONIENTE

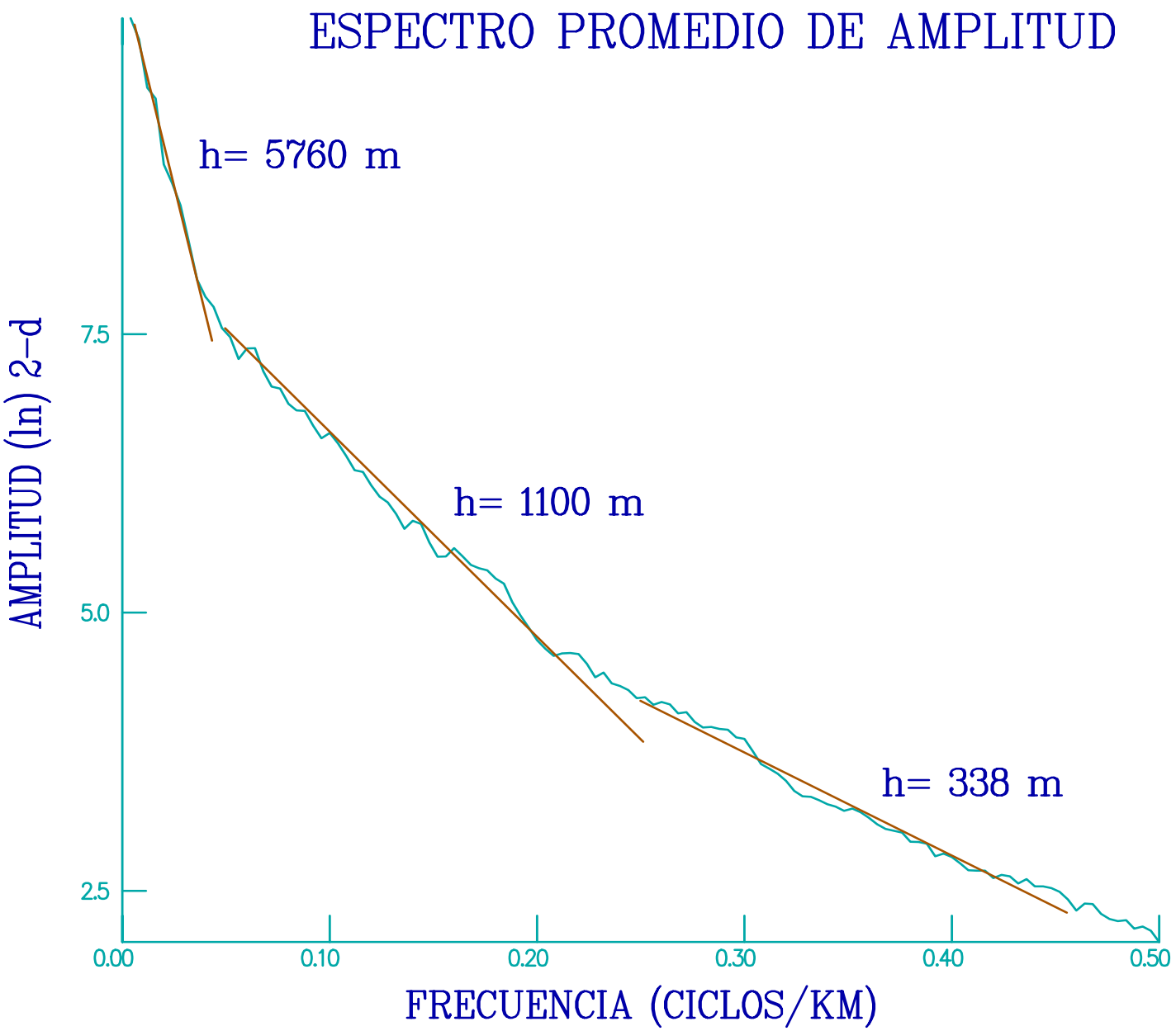


FIGURA 9.– CUADRANTE NORPONIENTE

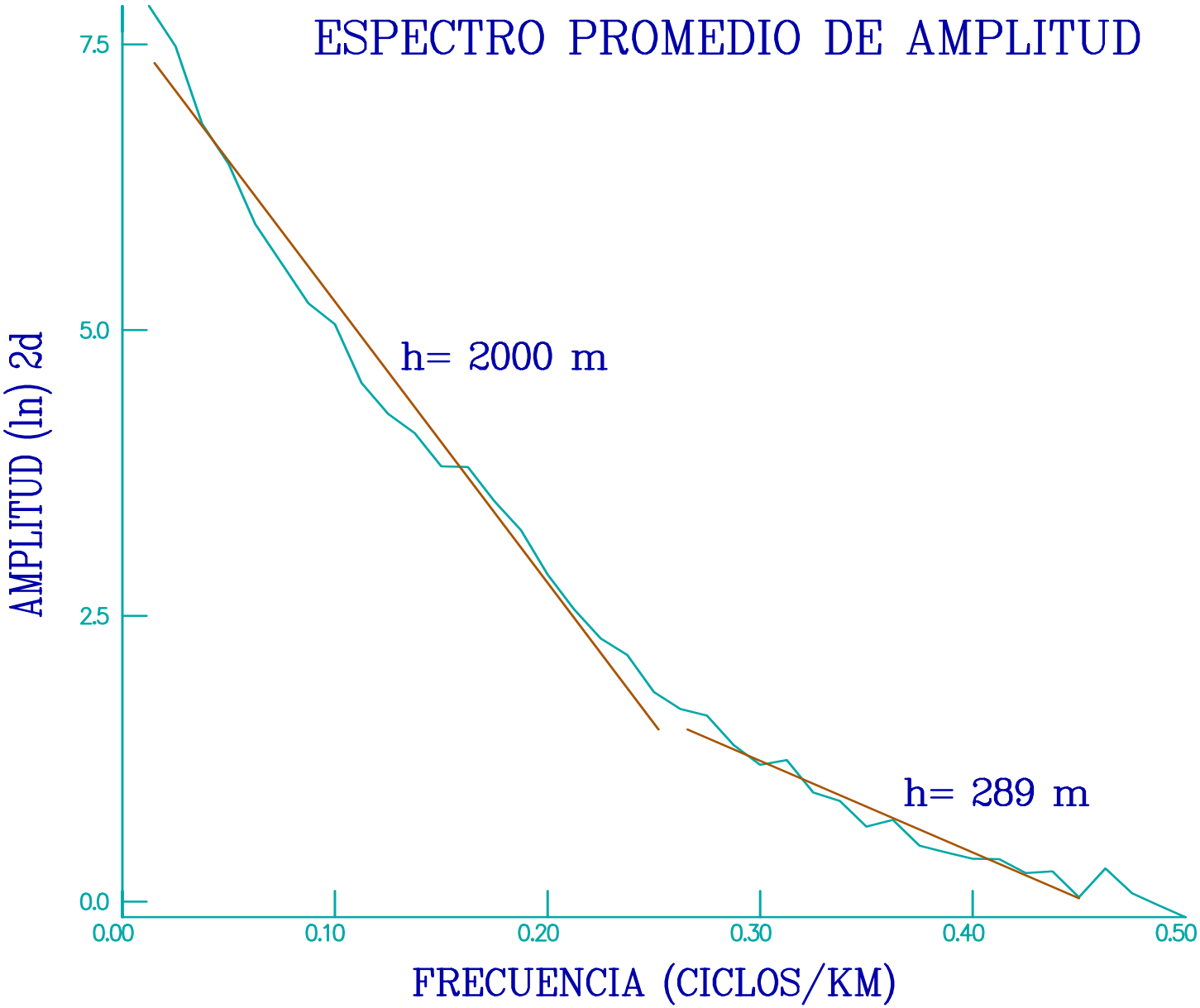


FIGURA 10.– ZONA DE APIZOLAYA – CAOPAS

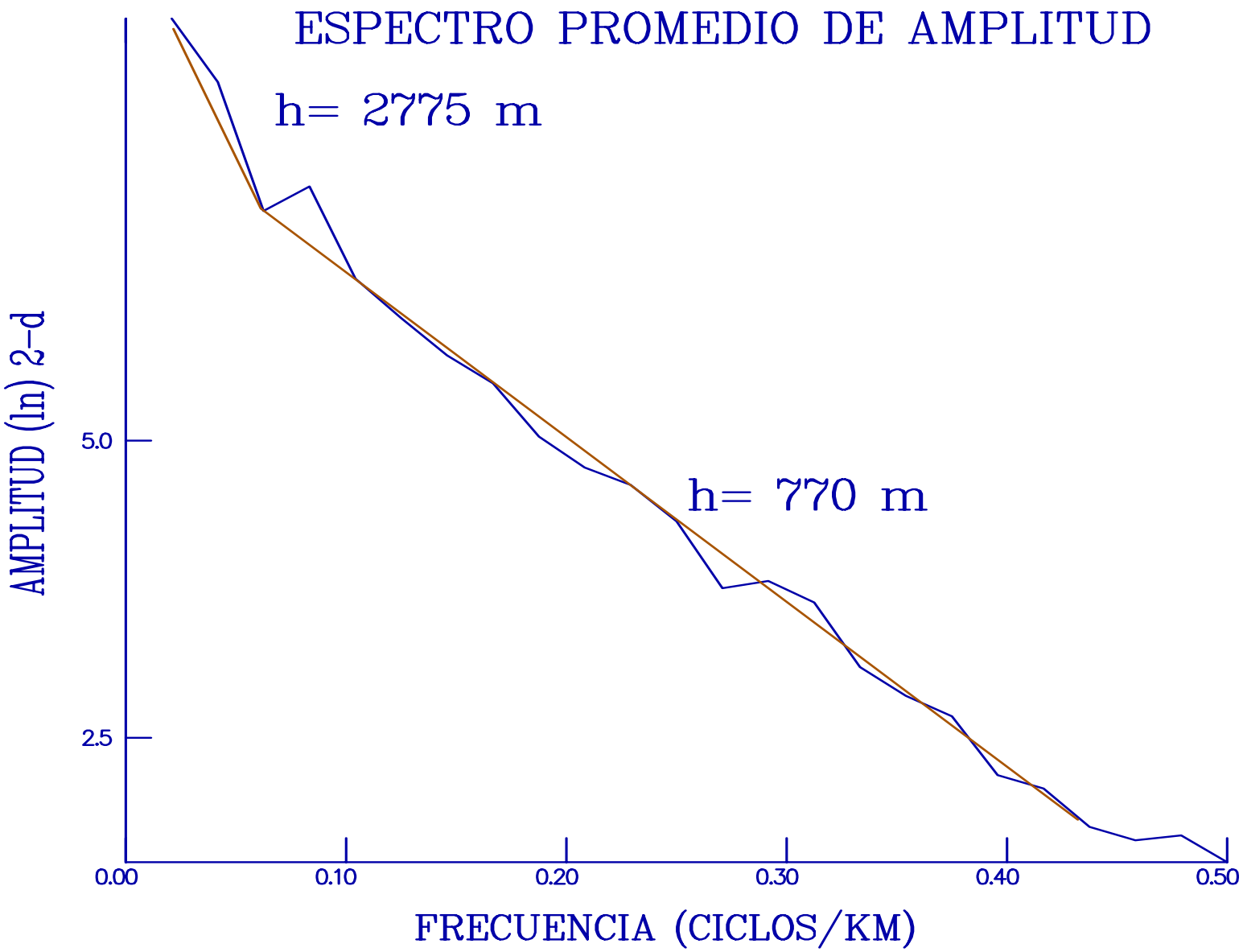


FIGURA 11.– ZONA AL NORPONIENTE DE CUENCAME

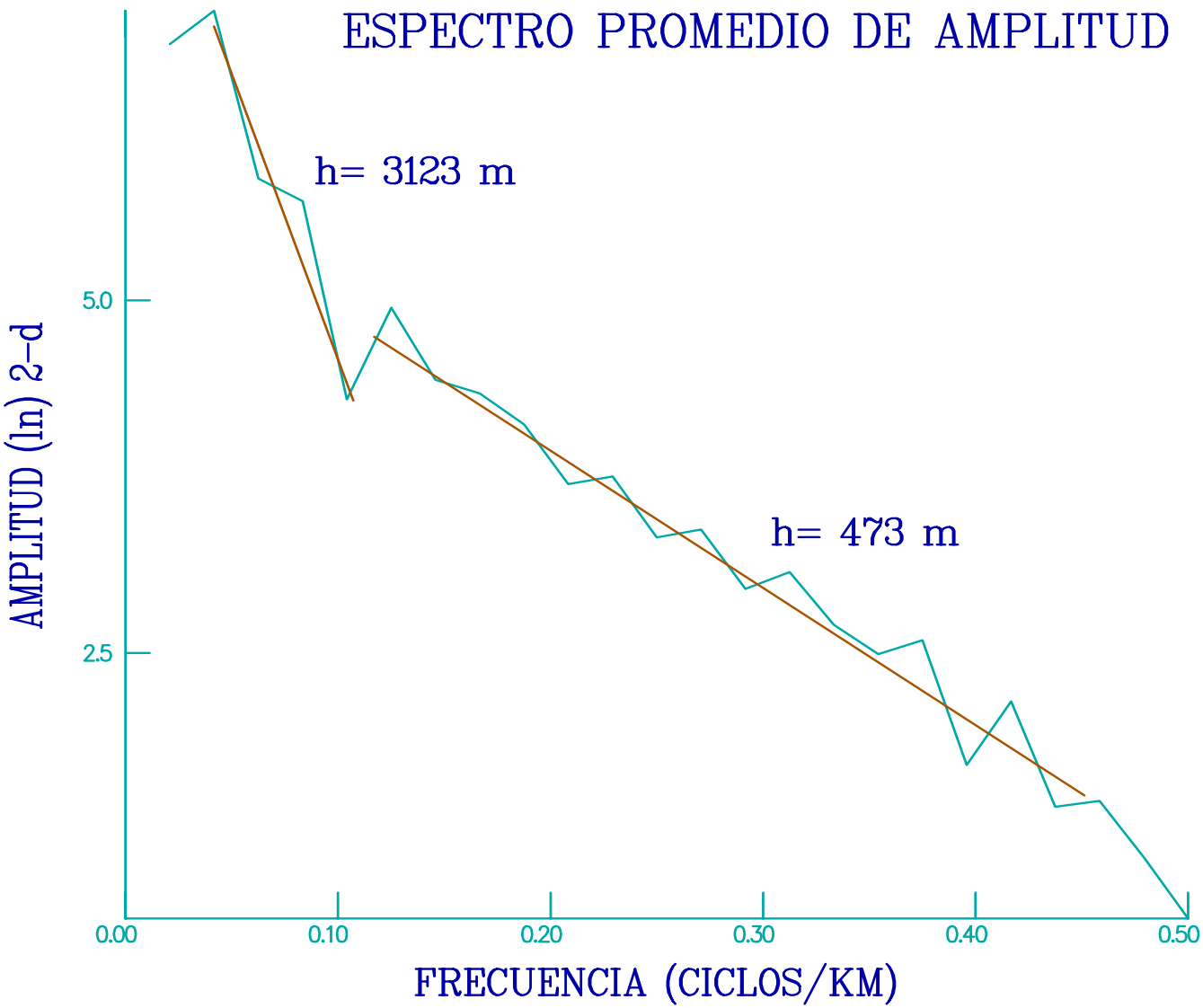


FIGURA 12.– ZONA DE PROVIDENCIA – VALENCIANA
(NW DE FRANCISCO MURGUIA)

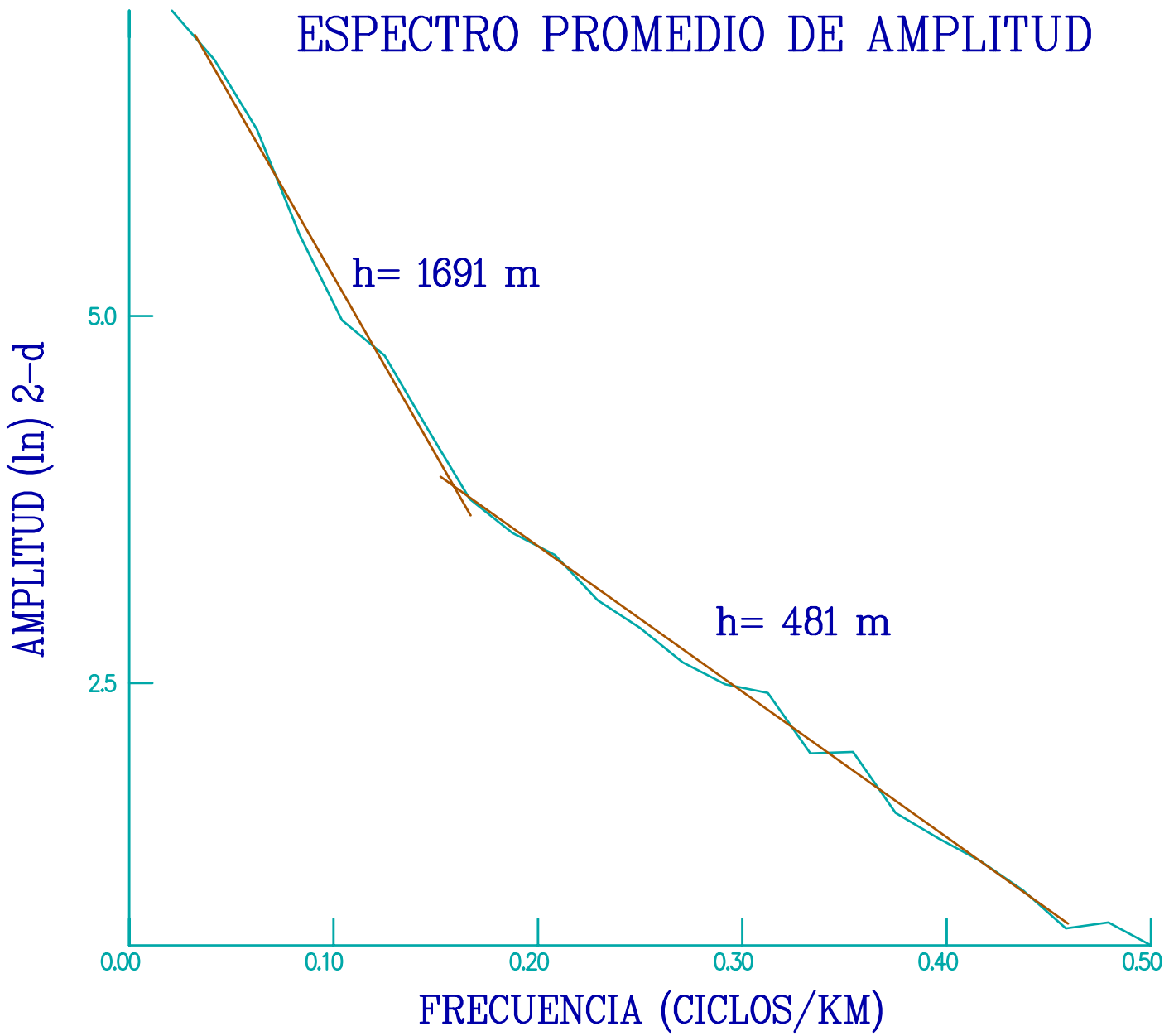


FIGURA 13.- ZONA DE NORIA Y CIENEGUILLA