

RESUMEN

I INTRODUCCION

I.1 MAGNETISMO TERRESTRE

I.1.1 Geomagnetismo

I.1.2 Magnetismo de las rocas

II GEOLOGIA Y GEOFISICA

II.1 GEOLOGIA

II.2 GEOTERMIA

II.3 GEOFISICA

III.3.1 Estudios geofísicos previos

III ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y MAGNETOMETRICO

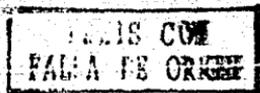
III.1 Paleomagnético

III.2 Magnetométrico

IV DISCUSION

V CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFIA





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco muy en especial al Dr. Jaime Urrutia Jucugauchi por dirigir este trabajo y por las facilidades que me brindo el Laboratorio de Paleomagnetismo a su cargo que depende del Instituto de Geofísica de la UNAM. La ayuda prestada por los Doctores Emilio Ferrero Universidad de Hawaii y Oscar Campos UTE, por su colaboración en el artículo de la zona

Así como también a los M. en C. Ana Lillian Martín del Pozo Instituto de Geofísica, Alfredo y Ireñño, Ma. Guadalupe Bocanegra y Dante Morán, Luis M. Alva y a la física Ana Ma. Goler, finalmente al personal que de alguna forma contribuyó en la realización de éste trabajo.

R E S U M E N

La Sierra La Primavera (SLP), se localiza al oeste de la Ciudad de Guadalajara, Jalisco. En la porción occidental de la Faja Volcánica Mexicana. Las unidades volcánicas que la componen son riolíticas con alto contenido de sílice. Por las características de los eventos volcánicos explosivos, y su cercanía con la Ciudad de Guadalajara existe un alto riesgo volcánico y por otro lado, constituye una fuente de energía.

Para el estudio paleomagnético se escogieron los principales afloramientos en la SLP, incluyendo unidades que constituyen el centro volcánico con actividad eruptiva durante los últimos 140,000 años. Las direcciones de magnetización presentaron polaridades normales, a excepción del grupo de direcciones correspondientes a la Toba Tala (Sitio X) de polaridades intermedias y una mayor dispersión. Estas polaridades intermedias podrían ser asignadas al evento Blake (110,000-116,000 años). De ser así implicaría una edad mayor que la estimada por el método de K-Ar. Hipótesis que puede verse reforzada por la presencia de componentes secundarias en el registro paleomagnético de la Toba Tala.

En estudios posteriores se reportan rechamientos por el método de trazas de fisión encontrando para la toba Tala una edad mas antigua que las reportadas por K-Ar.

El estudio aeromagnético comprendió los siguientes tratamientos: análisis cualitativo (que proporcionó la posible localización de los cuerpos anómalos), y uno cuantitativo (modelación en dos dimensiones por la técnica Talwani) y estimaciones de la profundidad del basamento local de índole estadística por el Espectro de Potencia. Se emplearon 4 perfiles (N-S y E-W), que cruzan las anomalías principales de la caldera. Entre los datos obtenidos cabe mencionar: (a) se definieron dos fallas: NW-SE y E-W (grabens de Tepic y Chapala) previamente inferidas por estudios geológicos geofísicos (Veregas, 1979; Campos, 1986), (b) un levantamiento del basamento en el seno de la caldera a nivel de Mesa Tapona y el N de Cuesta y (c) una depresión del basamento local entre el N de Planillas y el S de Cerro Alto parte del Cerro el Culebreado. Siendo de gran utilidad el empleo de los espectros de potencia para este estudio ya que nos permitió observar tanto cualitativa como cuantitativamente rasgos a profundidad que no fueron perceptibles por los perfiles magnetométricos.

Los espectros de potencia esclarecieron la presencia de dos grandes horizontes en los perfiles que se modelaron, mismos que nos permite conjuntar las estructuras tanto vertical como lateralmente y a grandes rasgos tener una variación lateral como a profundidad de las unidades, quizás muy similares por la poca diferencia en sus propiedades magnéticas. La gran estructura regional sugiere una relación directa del sistema SLP, Jalisco.

I.- INTRODUCCION

Debido a los recientes acontecimientos volcánicos catastróficos como son: la erupción del Parícutin, Michoacán (1935); El Chichón, Chiapas (1982), que devastaron grandes áreas ocasionando fatales consecuencias ecológicas. La exploración de la Sierra La Primavera (SLP) localizada al oeste de la Ciudad de Guadalajara, Jalisco, es de vital importancia.

No obstante no se tienen registros de actividad volcánica en el tiempo histórico, las características y aparente patrón evolutivo de la SLP sugieren que esta posee un alto potencial geotérmico (Venzgas *et al.*, 1985).

Como parte de un proyecto de colaboración a largo plazo para el estudio de zonas con potencial geotérmico en la Faja Volcánica Mexicana (FVM), se realizó un muestreo preliminar de algunas unidades en la SLP. El trabajo reporta los resultados paleomagnéticos, magnetoestratigráficos, magnetométricos y presenta una breve discusión sobre sus implicaciones estratigráficas. Dentro de los objetivos se tienen: (1) obtener resultados paleomagnéticos para unidades volcánicas en la SLP; (2) utilizar de ser posible, estos resultados (unidades fechadas por el método de K-Ar) para definir una base de calibración magnetoestratigráfica; (3) obtener datos sobre estratigrafía y variaciones del campo geomagnético como paleovariación secular y excursiones.

El proyecto se realiza en colaboración del Instituto de Geofísica (UNAM), Gerencia de Proyectos Geotérmicos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y la Agencia Japonesa de Cooperación Internacional (JICA), dentro de un convenio México-Japón.

Paralelamente la CFE realiza estudios magnetométricos con la UNAM, procesando un plano aeromagnético levantado por PEMEX (3000 m.s.n.m.). En tanto el Instituto realizó en su primera fase un estudio paleomagnético cubriendo varios domos de la SLP. El objetivo es analizar el comportamiento del basamento de la SLP.

El trabajo se desarrolla de acuerdo a los capítulos siguientes:

Capítulo I.- Como parte de la introducción se incluye brevemente la teoría del Magnetismo Terrestre así como sus disciplinas Geomagnetismo y Magnetismo de las rocas como antecedente para los estudios paleomagnético y magnetométrico. Con esto se contemplan los principales elementos para poder comprender el campo magnético, sus características, su relación con minerales y algunas propiedades físico-químicas. Con estos fundamentos se procede al estudio y análisis de la situación magnética e histórica de las rocas con respecto al campo magnético actual (Paleomagnetismo) y sirviendonos como base para otros estudios tal como el magnetométrico donde se evalúa su potencial en superficie (Magnetometría).

Capítulo II. - Se describe el área, mediante los estudios geológicos y geofísicos previos.

Geología. Se describe a grandes rasgos las provincias volcánicas de México, se hace énfasis en la provincia Faja Volcánica Mexicana (FVM) donde se encuentra situada la SLP, Jal. De acuerdo con el marco tectónico regional resaltan los rasgos geológicos principales como son los grabens (Tepic y Chapala), la caldera de la SLP y fallas de menor importancia. Se describen afloramientos y estratigrafía de la SLP.

Se hace una breve mención sobre la Geotermia: constitución de yacimientos geotérmicos, como se originan, las diferentes manifestaciones según algunos autores, evaluación, implicaciones con el Riesgo Volcánico, y la Energía Geotérmica y finalmente características de la zona geotérmica SLP.

Geofísica. se comentan los trabajos geofísicos previos destacándose el magnetométrico, sísmico y el eléctrico resistivo, que cualitativamente revelan zonas de interés geotérmico.

Capítulo III. - Descripción de las técnicas de procesamiento que se emplearon para el estudio paleomagnético y magnetométrico.

En lo que respecta al paleomagnético se mencionan los procesos de muestreo, preparación, tratamiento en el laboratorio como es la desmagnetización de las muestras, identificación del tipo de mineral magnético y estado de dominio magnético, estimación de polaridad, paleolatitud y paleolongitud y finalmente se incluyen tablas que muestran los resultados.

En el magnetométrico se resaltan los siguientes análisis: 1) cualitativo, que consistió del empleo de la reducción al polo, continuación analítica, ascendente-descendente y segunda derivada; 2) cuantitativo. Desarrolló el análisis de perfil empleando el programa de Taiwan bidimensional, también se les evaluó en forma estadística la profundidad del basamento local (por medio del programa Espectro de Potencia), finalmente se da una interpretación situando los cuerpos o elevaciones del basamento local interpretados en un plano.

Capítulo IV. - Discusión e interpretación de los resultados, tanto paleomagnéticos como magnetométricos en conjunto.

Capítulo V. - Se exponen las conclusiones a las que se llegó en este estudio.

I. - MAGNETISMO TERRESTRE

Las propiedades magnéticas pueden ser atenuadas o realzadas dentro del cuerpo rocoso, dependiendo de las inhomogeneidades químicas, condiciones de depósito, cristalización y la historia geológica postformacional.

Las características magnéticas no son necesariamente predecibles por la litología (nombre y tipo de roca). Esto se debe a que el nombre geológico o clasificación de la roca se da generalmente en base de la mineralogía predominante, dominando los minerales silicatados. Sin embargo, aun siendo la fracción menor, los óxidos de hierro controlan la magnetización.

Los conceptos para interpretar las propiedades magnéticas se amplían si hay un entendimiento de:

- a) La fenomenología básica de magnetización de los materiales cristalinos.
- b) Las características magnéticas de los minerales magnéticos, y como varían las propiedades con la composición química, tamaño de grano, condición mecánica, presión y otros factores.
- c) Propiedades típicas de las rocas y su variación con las condiciones geológicas.

El magnetismo de las rocas y minerales involucra el estudio de (1) Geomagnetismo - El campo magnético de la tierra; fuente y origen, caracteres y configuración, variaciones con el tiempo y el espacio, (2) Magnetismo de las rocas - Propiedades magnéticas y comportamiento de los minerales y rocas magnéticas y (3) Paleomagnetismo - El estudio de la magnetización remanente retenida en las rocas, como un medio para descifrar la historia y la naturaleza del campo magnético terrestre de la tierra a través del tiempo geológico. Para esto son de gran interés los siguientes parámetros: intensidad, polaridad y la configuración del campo geomagnético.

Los trabajos más antiguos se remontan a algunos milenios de años. Los chinos usaron rocas magnéticas para navegación. En 1269 Petro Peregrinus estudia y reporta las características de la polaridad de una roca esférica, este fue el primer tratado científico importante ("*Epistola de Magnete*" publicado en 1558). En 1600, William Gilbert publicó otro de los primeros libros "*De Magnete*" en Inglaterra, basado en observaciones experimentales de las fuerzas del campo magnético alrededor de una esfera de lodestone (magnetita), deduciendo que la tierra se comporta como un magneto.

1.1 GEOMAGNETISMO

Disciplina que trata acerca de la descripción y análisis del campo magnético de la Tierra.

Campo Geomagnético

El campo geomagnético es uno de los aspectos más intrigantes de la tierra; siendo su origen pobremente explicado, pues se han tenido conceptos que varían, desde explicarlo en función de una esfera imantada hasta el concepto de corrientes eléctricas que se mantienen en el núcleo externo, por movimientos convectivos en la frontera manto-núcleo externo.

Uno de los puntos que más han interesado, es el cambio de polaridad del campo magnético terrestre (Fig. 1.1), que en la actualidad, han sido completamente comprobados por paleomagnetismo.

Observaciones en el campo geomagnético

En general, la información proviene de varias fuentes como son: los observatorios, levantamientos magnéticos realizados en tierra y mar, y mediciones de satélite, siendo los registros más detallados los proporcionados por los observatorios.

De los datos, se han observado variaciones de período corto tales como el ciclo de 12 y 24 horas, cambios mensuales y ciclos anuales, habiendo otras más irregulares, como son las tormentas magnéticas, que se suponen relacionadas con las manchas solares. Otras variaciones que se observan, son las llamadas variaciones "seculares", que ocurren en períodos del orden de centenas de años, y varían de un observatorio a otro (10^2-10^3). (Estas variaciones se observan como pequeñas desviaciones en la inclinación, declinación y en las componentes de la intensidad (X, Y, Z)).

Existe en general, también una deriva hacia el oeste del campo no dipolar del orden de 0.8 grados (Bullard et al., 1950), la cual se asocia con la diferencia de velocidades de rotación entre el núcleo y el manto, aunque también podría deberse a la variación de las fuentes dipolares dentro del núcleo externo, produciendo una relación diferencial aparente.

Características del campo geomagnético

El campo geomagnético es un vector que podemos representar por sus componentes X, Y y Z (Fig. 1.2).

Existen reglas para medir los ángulos de la inclinación, esta se mide positiva en el hemisferio norte y negativa en el hemisferio sur, y la declinación es el ángulo medido de 0 a 360° partiendo del norte geográfico.

En general, la inclinación no es constante, varía desde 0 (ecuador magnético) hasta $\pm 90^\circ$ (polos), dependiendo de la latitud en que nos encontremos. También se ha visto que su amplitud (F) o intensidad, varía en el espacio y que depende de la latitud en que nos

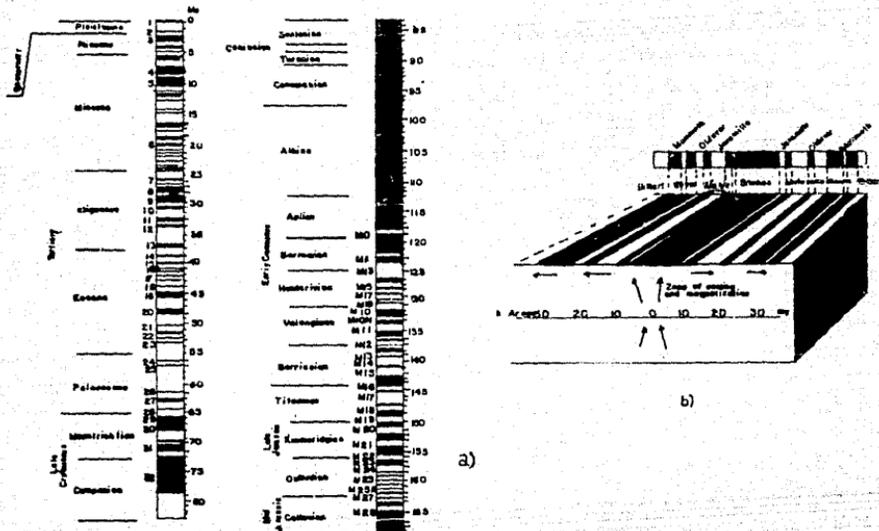


FIGURA 1.1 a) Escalas del tiempo geológico y magnético. b) Representación esquemática de la expansión del fondo oceánico y la formación de los alineamientos magnéticos anómalos debido a los reverses del campo magnético de la tierra. Las zonas de polaridad Normal están sombreadas.

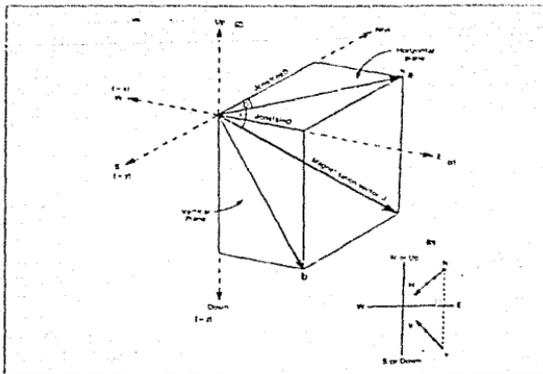


FIGURA 1.2 Las proyecciones ortogonales. a) La representación de un vector de magnetización en sus componentes ortogonales y las proyecciones sobre un plano horizontal H y el plano vertical V b) las proyecciones del principio y final del vector en los planos horizontal (h) y vertical (v). Las flechas muestran los movimientos de estos puntos con la desmagnetización progresiva si la magnetización es una componente.

encontramos, siendo bastante similar al de una barra imantada con un valor para el campo de 1 para los polos y de 0.5 Oe para el ecuador; siendo que en el campo magnético terrestre, tenemos una magnitud de 0.6 Oe en los polos y 0.3 Oe en el ecuador.

El campo geomagnético se puede aproximar por campo dipolar que lo explica en un 95 %, y el 5 % restante es una componente no dipolar, de origen interno, externo y superficial.

De lo anterior, podemos deducir que el campo magnético terrestre se compone de las siguientes partes.

Componente Dipolar: Generada internamente por corrientes de convección en el núcleo externo, es la que tiene mayor peso en el campo geomagnético (de variación lenta y período largo).

Componente no Dipolar; origen interno: Se genera también internamente, por las corrientes convectivas, que por alguna razón no explicada se orientan en cualquier dirección diferente a las corrientes que causan el campo dipolar.

Componente no Dipolar; origen superficial: Es la componente que se origina por las rocas superficiales, abarcando unos cuantos kms de profundidad. Causada por concentraciones anómalas de minerales magnéticos.

Componente no Dipolar; origen externo: Esta componente, se relaciona principalmente con actividad solar, interacción de ondas electromagnéticas con la ionosfera, originando variaciones cortas en tiempo, del orden de segundos y menores, como también debido a las tormentas magnéticas, estando estas relacionadas con las manchas solares.

1.2 MAGNETISMO DE LAS ROCAS

PRINCIPIOS BASICOS DEL MAGNETISMO DE LAS ROCAS Y MINERALES

Definición de comportamiento magnético, diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo.

Un campo magnético es causado por una carga eléctrica en movimiento. A nivel atómico puede resultar tanto del spin de los electrones como de sus ejes, (produce momento dipolar del spin) y por movimientos de los electrones en sus órbitas cerca del núcleo atómico (produce momentos dipolares orbitales). En la ausencia de la influencia externa éste magneto está normalmente orientado al azar, pero éstos responden al campo externo en una forma que depende de la configuración electrónica del átomo y de la estructura atómica de la sustancia en la que ocurre. El flujo magnético se relaciona al campo magnético aplicado H por la relación $B = \mu_0 H$ en el sistema SI (Tabla 1.1) donde μ_0 es la permeabilidad en el espacio libre. Todas las sustancias materiales adquieren un momento magnético cuando se les coloca dentro de un campo magnético. El momento magnético por unidad de volumen de una sustancia colocada en el campo magnético H (la intensidad de magnetización, o simplemente la magnetización), se relaciona al campo aplicado H por la relación:

$$M = kH = kB/\mu_0 \quad (1.1)$$

donde k es la susceptibilidad de volumen. Siendo la susceptibilidad magnética (k) la facilidad que tiene un material de magnetizarse expuesto en un campo magnético externo.

La magnetización por unidad de masa, J , se relaciona al campo aplicado por la relación:

$$J = \chi H = \chi B/\mu_0 \quad (1.2)$$

donde χ es la susceptibilidad de masa.

Cuando el campo se incrementa, se produce un cambio irreversible en la magnetización: remover el campo no implica la desaparición de toda la magnetización, y la magnetización espontánea alcanza un valor de saturación J_s , (magnetización de saturación) con un valor finito del campo aplicado H . Si el campo aplicado se invierte, J decrece a lo largo de una curva diferente de modo que un cierto magnetismo, J_r es retenido (el remanente o magnetismo remanente) cuando $H = 0$. Un incremento en el campo magnético en la dirección opuesta reduce esta magnetización residual hasta que J llega a ser cero cuando $H = H_c$, la fuerza coercitiva.

Los efectos diamagnéticos y paramagnéticos son explicables en términos del comportamiento de átomos aislados. El comportamiento ferromagnético es debido a las interacciones entre átomos dentro del marco de trabajo de una celosía cristalina. Una vez mas estos efectos son importantes en los elementos de las series de transición (del cual el hierro es el primer miembro y mas importante) porque estos elementos tienen las órbitas internas de los electrones mas cerradas que los de valencia. Los electrones posteriormente resultan en varios

Término Magnético	Símbolo	Unidad SI	Unidad cgs	Factor de Conversión
Inducción Magnética	\mathbf{H}	Tesla (Wb/m^2)	Oersted (oe)	$1 \text{ T} = 10^4 \text{ oersted}$
Fuerza del Campo Magnético	\mathbf{H}	A/m	Oersted (oe)	$1 \text{ A}/\text{m} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ oe}$
Magnetización	\mathbf{M}	A/m	$\text{emu}/\text{cm}^3 = \text{Gauss}$	$1 \text{ A}/\text{m} = 10^{-3} \text{ emu}/\text{cm}^3$
Polarización Magnética	\mathbf{J}	T	$\text{emu}/\text{cm}^3 = \text{Gauss}$	$1 \text{ T} = 10^4 \text{ emu}/\text{cm}^3$
Momento del Dipolo Magnético	\mathbf{m}	A/m^2	$\text{emu} \cdot \text{cm} = \text{Gauss} \cdot \text{cm}^3$	$1 \text{ A}/\text{m}^2 = 10^3 \text{ emu}$
Fuerza del Polo Magnético	\mathbf{p}	Am	$\text{emu} \cdot \text{cm} = \text{Gauss} \cdot \text{cm}^3$	$1 \text{ Am} = 10^3 \text{ emu}$
Flujo Magnético	ϕ	Weber ($\text{Wb} = \text{Vs}$)	Maxwells	$1 \text{ Wb} = 10^8 \text{ Maxwells}$
Potencial Escalar Magnético	\mathbf{u}	V	emur/cm	$1 \text{ V} = 10^8 \text{ emu}$
Potencial Vectorial Magnético	\mathbf{A}	$\text{Wb}/\text{m} = \text{Vs}/\text{m}$	$\text{emu} \cdot \text{cm} = \text{Gauss} \cdot \text{cm}$	$1 \text{ Wb}/\text{m} = 10^8 \text{ emu}$
Permeabilidad del Espacio Libre	μ_0	Henry ($\text{H}) = \text{Vs}/\text{Am}$	1	$4\pi \times 10^{-7} \text{ Vs}/\text{Am} = 1 \text{ cgs}$
Permitividad del Espacio Libre	ϵ_0	Farad ($\text{F}) = \text{As}/\text{V}$	1	$8.85 \times 10^{-12} \text{ As}/\text{V} = 1 \text{ cgs}$
Susceptibilidad Magnética (Volumen) χ_v		Adimensional	Adimensional	$4 (\text{SI}) = 1 (\text{cgs})$
Factor de Desmagnetización	N	Adimensional	Adimensional	$1 (\text{SI}) = 4\pi/3 (\text{cgs})$

TABLA 1.1 Conversión de unidades magnéticas.

espines desbalanceados de cada átomo que pueden moverse libremente dentro del material e interactuar fuertemente de átomo a átomo. Estas interacciones son acopladas entre cualquiera de los átomos adyacentes por intercambio directo, o por la vía de un anión intermediario por super intercambio. La energía potencial de la interacción se le denomina energía de intercambio. Esta será minimizada cuando los átomos están encadenados de manera que los espines de los átomos

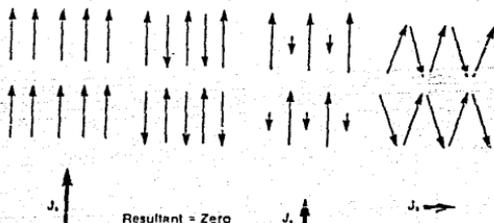


FIGURA 1.3 El acoplamiento de la magnetización del spin acarreado materiales una remanencia permanente. J_s es el campo magnético externo resultante (espontánea).

adyacentes sean antiparalelos. Sin embargo, en poca sustancia, esta energía puede ser minimizada por un alineamiento de átomos con sus dipolos sumados y paralelos. Entonces retienen una fuerte magnetiza-

ción resultante o remanencia cuando el campo magnético externo es removido. Esto es ferromagnetismo.

El campo magnético externo ejerce una fuerza en cada una de las órbitas de los electrones los cuales hacen los procesos orbitales. El resultado neto es crear un momento magnético el cual tiende a oponerse al campo aplicado. La magnetización que adquiere tiene un valor negativo y la susceptibilidad es negativa. Este es el fenómeno del diamagnetismo, y está presente en todas las sustancias, no obstante tiende a obscurecerse por efectos como paramagnetismo y ferromagnetismo.

En adición al movimiento orbital del electrón, los espines en sus propios ejes tienen momento magnético dipolar. Aun cuando la fuerza de estos dipolos no se alteran cuando un campo externo es aplicado, ellos tienden a alinearse en dirección del campo externo y produce un incremento en el magnetismo. Sólo sustancias con su capa electrónica incompleta muestran este efecto paramagnético. sea, si el átomo tiene un número impar de electrones los dipolos spin no cancelan y domina el efecto paramagnético. Átomos con un número par de electrones tenderán a ser materiales diamagnéticos. El efecto paramagnético es usualmente mas grande que un diamagnético, pero sólo pocos iones comunes tienen propiedades paramagnéticas apreciables y estos incluyen a los elementos de la serie de transición. Ellos deben sus propiedades particulares a las pequeñas diferencias en los niveles de energía de las dos capas externas de los electrones. Uno o mas electrones pueden ser liberados de la penúltima capa electrónica en adición a los electrones mas externos, de tal manera que arriba de cinco electrones no apareados puede ocurrir dentro de átomos individuales de Mn^{2+} , Fe^{2+} y F^{3+} y contribuir al fuerte efecto magnético. Así el paramagnetismo, y en consecuencia la susceptibilidad, de los minerales formadores de rocas están primeramente en función del contenido de fierro y manganeso. Los otros elementos de transición son mucho mas raros en la naturaleza. Las susceptibilidades de los materiales paramagnéticos y diamagnéticos son practicamente independientes de la magnitud del campo aplicado pero el paramagnetismo es altamente dependiente de la temperatura porque las fluctuaciones termales tienden a desorientar los alineamientos con el campo aplicado. La *Leij de Curie* establece que la susceptibilidad paramagnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta.

Paramagnetismo y Diamagnetismo son tipos de magnetismo que existen sólo en presencia de un campo externo: una vez que el campo es removido el magnetismo desaparece. Pocos materiales corresponden a aquellos de comportamiento ferromagnético. Los cuales tienen una susceptibilidad muy grande dependiente de la fuerza del campo aplicado. Estos son de interes primario en el estudio de paleomagnetismo porque retienen una memoria del campo después de que éste es removido. La conducta magnética de un material ferromagnético está definido por la curva de Histéresis (Fig. 1.3). A bajo campo el comportamiento es reversible y si el campo es removido el magnetismo se pierde. La susceptibilidad inicial es entonces definida como:

$$(dJ/dH) = \chi$$

(1.3)

La curva de histeresis (Fig. 1.5) puede ser ahora considerada en el contexto de la estructura del dominio. Inicialmente, los dominios se arreglarán ellos mismos de esta manera el campo interno es esencialmente cero. Cuando es aplicado un campo, los dominios son orientados (Fig. 1.4). En realidad en granos grandes de DM los

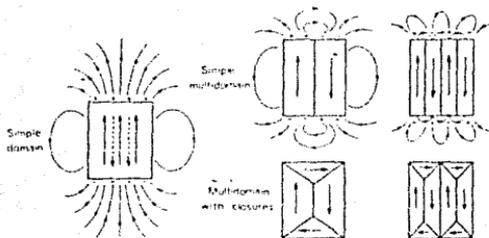


FIGURA 1.4 La subdivisión de un grano ferromagnético en dominios están indicados por flechas rectas, la flecha lanzada indica el campo desmagnetizante y el campo en flecha curva es el campo externo. Está subdivisión permite el alineamiento de los espines en átomos adyacentes dondequiera excepto cruzando las paredes de frontera e impide la formación de fuertes campos magnéticos alrededor del grano. La estructura lograda es una debida al acoplamiento de mínima energía (un alineamiento uniforme dondequiera) y mínima energía magnetostática (alineamiento aleatorio).

dominios de pared pueden alcanzar posiciones en la que la energía magnetostática es cero. Tales granos pueden ser fácilmente desmagnetizados, y el efecto de histeresis es pequeño.

En general, el efecto de histeresis se incrementa con el decrecimiento del tamaño del grano. La magnetización inducida por un campo externo dado en pequeños granos es menor que el que pudo inducir en granos grandes de concentración equivalente pero cuando el campo es removido queda un alto magnetismo remanente residual. En granos de DS los movimientos de dominio de pared no juegan un papel importante en el fenómeno de magnetización: los cambios pueden ocurrir por rotación del momento del grano en el alineamiento conforme la dirección de un campo aplicado. Existe entonces una gran barrera de energía entre las direcciones en las que la magnetización es estable. La magnetización de un grano de DS puede ser destruido por calentamiento arriba del punto de Curie (Fig. 1.5). En granos con pocos dominios, las paredes son pocas en número y tiene sus movimientos restringidos por el tamaño y forma del grano (Fig. 1.4); proceden en una similar a granos de DS y son referidos como granos de dominio pseudosencillo (DPS).

El efecto superparamagnetismo es proporcional a la temperatura e inversamente proporcional al volumen de la partícula. El volumen crítico (a una temperatura dada) bajo agitación termal destruye el magnetismo en partículas de DS, siendo la entrada al superparamagnetismo. En este punto un pequeño incremento en volumen o un pequeño decremento en temperatura puede cambiar una partícula de

Tipos de ferromagnetismo

Aun cuando los elementos de transición fierro, cobalto y níquel pueden ser verdaderos ferromagnéticos, los materiales naturales que toman una remanencia magnética no son simples sustancias ferromagnéticas. En cambio, el ordenamiento de los dipolos de los spins es compleja, y ambos efectos de intercambio positivo y negativo pueden existir en la misma estructura del cristal. Si hay una pequeña superposición entre las órbitas electrónicas, el acoplamiento entre ellos es antiparalelo con el resultado que la celosía es dividida en dos partes magnetizadas en direcciones opuestas. En los materiales antiferromagnéticos las magnetizaciones de estas dos celosías son exactamente balanceadas y no hay un campo magnético neto externo (Fig. 1.3). Algunas veces los momentos magnéticos iguales de las dos sub-celosías no son antiparalelas y entonces hay una pequeña magnetización resultante en una dirección bisectando las dos direcciones del dipolo. Está descrito como antiferromagnetismo inclinado. Si los momentos atómicos de las dos sub-celosías son desiguales hay un momento magnético resultante el cual es efectivamente un débil ferromagnetismo (Fig. 1.3).

Los comportamientos ferromagnéticos, antiferromagnético y ferrimagnético son fuertemente dependientes del espacio interatómico. Como la temperatura es incrementada la celosía se expande y eventualmente las distancias críticas interatómicas a los cuales el intercambio y superintercambio de acoplamiento puede tomar lugar son excedidos. La magnetización espontánea que se reduce a cero a la temperatura Curie, no obstante el material continua para exhibir a altas temperaturas paramagnetismo y diamagnetismo. La temperatura crítica a la cual el acoplamiento entre las sub-celosías opuestas entre sí en un material antiferromagnético se le denomina *Temperatura de Neel*.

La estructura del dominio

El alineamiento de los dipolos magnéticos en un material ferromagnético se atribuye al intercambio de las fuerzas entre los electrónes no apareados. En realidad, esto es sólo una de las fuentes de energía magnética dentro de la estructura de un cristal magnetizado. También se requiere energía para mantener la orientación de los dipolos; esta depende de la estructura del cristal del material y la forma de la partícula. La energía magnetostática es otra energía requerida para mantener la distribución de los dipolos en ausencia de un campo externo. El balance de todas las fuerzas operando dentro de un grano magnético puede llegar a subdividirlo en pequeños volúmenes o dominios de magnetización. Los dominios adyacentes tienen direcciones contrastantes de magnetización y están separadas por paredes de Bloch. En materiales puramente cristales los dominios pueden ser de varios μm . en tamaño, pero en los granos imperfectos encontrados en materiales naturales ellos son usualmente mucho mas pequeños. Realmente el tamaño de los dominios dependen no solo de las impurezas y defectos en la celosía, también de la forma del grano; del orden de 0.1-1 μm en magnetita y 10-100 μm en hematita, y las paredes entre ellos estimados para tener un espesor de 0.01 a 0.1 μm .

Una estructura cristalina posee *direcciones fáciles* de magnetización controlados por la simetría del cristal. Los spins se orientan a lo largo de éstos porque tienen una mínima energía magnetocristalina.

superparamagnético a DS y una remanencia es entonces bloqueada dentro de la partícula. Una distinción mostrara ser reconocida entre:

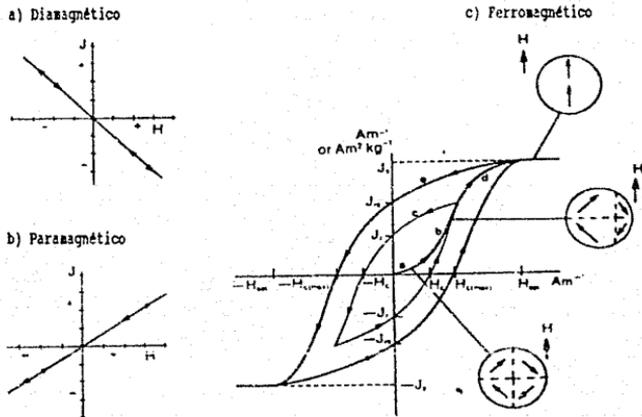


FIGURA 1.5 La magnetización (J) como una función del campo aplicado (H) para materiales (a) diamagnéticos y (c) ferromagnéticos. En materiales ferromagnéticos, J inicialmente se incrementa linealmente con el campo aplicado; esta parte de la curva es reversible así que si H disminuye a cero J también tiende a cero. Si H es incrementado más amplio la pendiente de la curva decrece y si H es entonces reducido a cero, J no cae a cero, sigue la trayectoria adquiriendo una remanencia (intermedia) J_r . Al campo H_c en la dirección opuesta se adquiere para reducir J a cero. Un incremento en el campo aplicado más alto produce un valor más alto de incremento más a J por lo que ha llegado entonces a su valor de saturación. Los círculos muestran una representación esquemática de la estructura de dominio: inicialmente la magnetización se incrementa a través del movimiento de los dominios de pared de frontera de esta manera los dominios paralelos a H crecen a expensas de los dominios antiparalelos; finalmente la magnetización completa de los dominios es rotada.

temperatura inicial y la temperatura Curie: en realidad bloqueando/de bloque pasan a una temperatura a la cual es usualmente bien baja al punto de Curie del material, y no obstante que el material proceda como un material paramagnético arriba de su temperatura(s) de bloqueo, esto es mucho mas sensitivo a campos magnéticos externos.

Desde granos grandes multidominio son así facilmente desmagnetizados y desde entonces granos muy pequeños superparamagnéticos pueden retener momento no permanente, esto es probable que la remanencia magnética en rocas de interes en paleomagnetismo reside en el grano de tamaño medio DS DPS.

Hay dos tipos de dominio de pared de Bloch, donde el vector del momento atómico rota fuera del plano conteniendo el vector en el dominio contiguo, y de pared o muro Neel en el cual el vector rota en el plano (e. g. films delgadas).

Magnetización total y la razón Koenigsberger

En la situación natural de la magnetización de la roca, J , es el vector resultante de la suma de magnetización remanente, J_r (la cual,

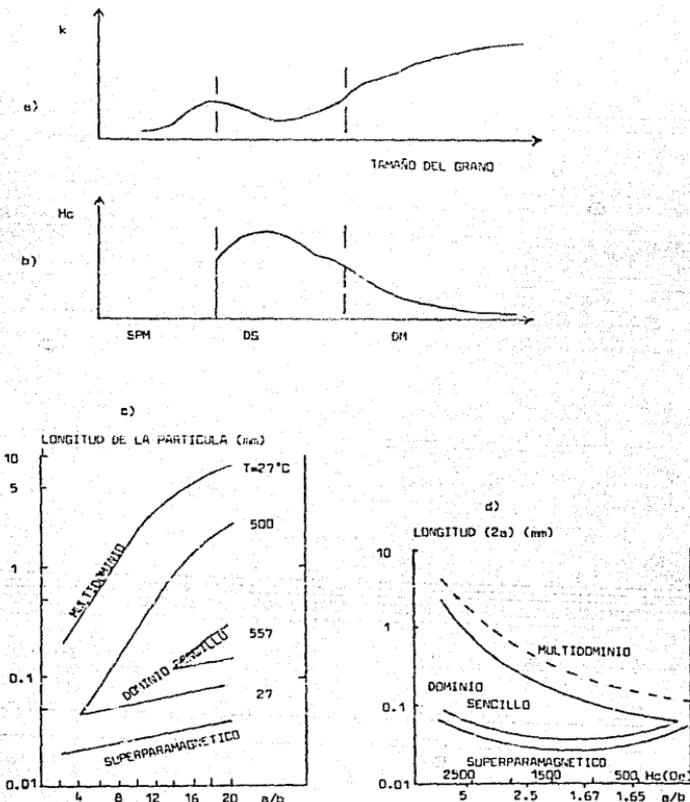


FIGURA 1.6 Comportamiento de los diferentes materiales: a) tamaño de grano contra la susceptibilidad magnética, b) los diferentes dominios contra la variación del campo magnético presente, c) longitud de la partícula contra la relación de su espesor (a/b) y d) representación del comportamiento de la longitud de la partícula contra la relación a/b y la variación del campo magnético.

como hemos visto, puede comprimir varias componentes), y la magnetización inducida, J_i , que es la componente en el campo aplicado y esta

presente solo cuando el campo es grande:

$$J = J_r + J_i \quad (1.4)$$

Las componentes de J no pueden ser separadas por fuentes magnéticas pero requiere de muestreo y mediciones de laboratorio de la susceptibilidad y de la NRM.

La razón de la magnetización remanente inducida es la razón de Koenigsberger, Q:

$$Q = J_r / J_i = J_{NRM} / \chi H \quad (1.5)$$

Las rocas con valores Q altos ($>0.1-1$) son estables y buenos registradores del campo geomagnético antiguo, y las rocas con Q bajo (<0.1). Esta es una reflexión general de estructura de dominio: en general, las rocas con $Q > 0.5$ están dominadas por granos de dominio sencillo DS, y rocas con $Q < 0.5$ están dominados por granos de dominio múltiple DM, estas relaciones solo son una aproximación (Stacey, 1963).

Coercitividad

La coercitividad es una medida de la resistencia de la estructura del dominio a cambios. En granos DM este se relaciona al diámetro del grano, d , por una relación de la forma:

$$H_c \propto \frac{1}{d^n} \quad (1.6)$$

donde n es un índice en el rango 0.25 y 1. Cambios en la magnetización resulta principalmente del movimiento de los dominios de pared, la coercitividad esta determinada por obstrucciones tales como dislocaciones de rejillas e impurezas. En granos de DS la coercitividad es dependiente de la anisotropía, o control direccional, de la energía magnética de la partícula y es dado por la ecuación (1.3).

Susceptibilidad

Dos fenómenos contribuyen a la susceptibilidad magnética de los minerales. La susceptibilidad en campo bajo en minerales magnéticamente suaves de DM es debida a los movimientos de pared de dominio: si un campo es aplicado paralelo a un dominio, este expandirá relativo a su vecino opuesto-magnéticamente por movimientos de las paredes entre ellos. Segundo, la rotación de los dominios puede ocurrir cuando un campo es alto aplicado causando la magnetización.

Cuando un grano esta magnetizado con una intensidad J por un campo externo H, el campo interno efectivo, H_i , es menor que H por un monto NJ, la desmagnetización misma del campo:

$$H_i = H - NJ$$

La susceptibilidad volumétrica intrínseca, k_1 , vincula J a H en campos pequeños:

$$H_i = H - Nk_1 H_i$$

de esta manera la susceptibilidad volumétrica observada es:

$$k = \frac{J}{H_i} = \frac{k_1 H_i}{H_i(1 + Nk_1)} = \frac{1}{1/k_1 + N} \quad (1.7)$$

En una disposición de granos solo una fracción, f , del volumen total estará compuesta de material magnético; en consecuencia:

$$k = \frac{f}{1/k_1 + N}$$

Para materiales con una alta susceptibilidad el campo desmagnetizante producido por la muestra completa además reducirá la susceptibilidad observada y la ecuación para k es modificada para:

$$k = \frac{fk_1}{1 + (N+fn')k_1} = \frac{f}{1/k_1 + (N+fn')}$$

donde N' es el factor desmagnetizante apropiado para la "forma" de la muestra. Para una disposición de magnetita dispersa en rocas la susceptibilidad es reducida en un pequeño porcentaje. Para rocas débilmente magnéticas con $k \ll 1$ la susceptibilidad volumétrica medida es una medida de k_1 , pero para materiales fuertemente magnéticos (magnetita), k es grande donde $k \approx f/(N+fn')$. Así para una disposición de granos de DM, la susceptibilidad puede ser predicha del volumen y forma del grano típico de la magnetita, (Penny, 1965; Mullins, 1978).

La razón de Koenigsberger (Q) está dado por:

$$Q = \frac{1}{Nk_1} - \frac{J_s}{J_{SB}} \quad (1.8)$$

donde los símbolos tienen el mismo significado que en las ecuaciones 3.20 y 3.21. Las susceptibilidades para granos DS y DPS son similares, y el TRM es típicamente tan alto como para granos de DM, y su $Q > 1.0$. Esta diferencia en valores de Q para partículas DS y DM provee una prueba por la presencia de remanencia estable (Placey, 1963).

EFFECTOS DE PROFUNDIDAD, TEMPERATURA Y PRESION

La temperatura se incrementa con la profundidad y la magnetización espontánea decrece llegando a cero a la temperatura de Curie. Hay una profundidad en la que ya no existen remanencias o magnetización inducida en las rocas. Esta profundidad y el espesor de la capa magnética suprayacente, son importantes para el modelado de grandes longitudes de onda de las anomalías de campo magnético. La profundidad y la extensión lateral de los rasgos geológicos (de gran importancia y útiles para la interpretación de la expansión en zonas de subducción de la corteza terrestre (Fig. 1.1), áreas de actividad volcánica y geotérmica.

La profundidad a la temperatura de Curie (isotermas), o base de la

capa magnética, depende del gradiente geotérmico local, de la composición (proporción de las rocas existentes).

PROPIEDADES MAGNETICAS Y CRISTALOGRAFICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA

La magnetización de la roca es retenida por los minerales magnéticos. Estos minerales y su estado fisicoquímico controlan la intensidad y estabilidad (en el tiempo) de la magnetización remanente e inducida.

Los minerales magnéticos más importantes para la geofísica son los óxidos de hierro, los sulfuros de hierro. Todos los óxidos están incluidos en el diagrama ternario, TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 (Fig. 1.7).

Minerales importantes en el magnetismo de las rocas

Los minerales magnéticos más importantes formadores de rocas magnéticas son:

Oxidos de fierro

Series de la Titanomagnetita: ulvoespinela-magnetita
 $xFe_2TiO_4 \cdot (1-x)Fe_2O_3$
Ilmenita-hematita
 $yFeTiO_3 \cdot (1-y)Fe_2O_3$

Series Ilmenoheematita:

Magnetita Fe_2O_3
Magnetita Fe_2O_3
Goetita $FeOOH$ (el más común en la naturaleza de los óxidos de fierro hidratados, i.e., "limonita", $Fe_2O_3 \cdot H_2O$)

Lepidocrocita $FeOOH$
Akagaenita $FeOOH$

Sulfuros

Series de la Pirrotita: troilita-pirrotita
 $yFeS \cdot (1-y)Fe \cdot (1-x)S$

Pirrita FeS_2
Marcasita FeS_2
Mackinawita FeS

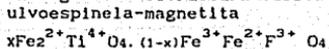
Carbonatos

Siderita $FeCO_3$
Magnesita $MgCO_3$

Oxidos de fierro

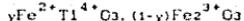
Son los más importantes y comunes minerales magnéticos formadores de rocas y de gran importancia para el estudio del magnetismo de las rocas y del paleomagnetismo. Y su representación más común es el diagrama ternario FeO - TiO_2 - Fe_2O_3 (Fig. 1.7):

1.- Serie titanomagnetita-estructura cúbica (espinela inversa)

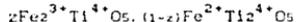


2.- Serie ilmenohematita-estructura hexagonal/reomboedral

Ilmenita-hematita



3.- Serie pseudobroockita-estructura ortorrómbica



Magnetita: La magnetita (Fe_3O_4) es altamente magnética y común, esta es la causante de la mayor parte del campo local y ocupa la posición a la mitad del camino entre FeO y Fe_2O_3 (Fig. 1.7). La magnetita tiene estructura cristalina cúbica. Las direcciones fáciles de magnetización es a lo largo de una diagonal del cubo. Bajo una temperatura de 118°K y una fase de transición, la magnetita adquiere una forma ortorrómbica, cambia la anisotropía magnetocristalina y la estructura del dominio. Las rocas con contenido de magnetita cuando se enfrían o se calientan en campo cero retienen una pequeña remanencia. Esta es tomada para indicar la presencia de granos de dominio sencillo porque la remanencia debida a la posición del dominio de pared muestra estar completamente borrada.

La fuerte magnetización espontánea es sólo debida a granos muy pequeños de magnetita, que pueden ser de dominio sencillo. Si estos son mas o menos esféricos del mismo modo que algunos pequeños superparamagnéticos con un tiempo constante de desmagnetización de solo segundos. En granos grandes con longitud de dos radios de ancho pueden ser de dominio sencillo, pero granos mas grandes de $10\ \mu\text{m}$ son generalmente multidominio. Los granos multidominio tienen una suave magnetización remanente con un valor bajo de la razón de Koenigsberger, estos forman la base de la interpretación del estudio magnético. Probablemente la componente estable de magnetización es debida a granos de pseudodominio sencillo en el rango de tamaño de 1 a $10\ \mu\text{m}$.

Titano-magnetitas: Algunos minerales geológicamente conocidos como magnetitas conteniendo titanio caen a lo largo de la línea que une a la ulvoespínela y magnetita en Fig. 1.7. El titanio es tetravalente. Un ion de titanio Tl^{4+} reemplaza uno de Fe^{2+} y un Fe^{3+} es reemplazado por un Fe^{2+} . Cuando el proceso es completo, forman el mineral ulvoespínela (Fe_2TlO_4), la cual es antiferromagnética, con temperatura Neel es 120°K esta es paramagnética a temperatura ambiente. Cristalizan en el sistema cúbico y forman una solución sólida continua de magnetita a ulvoespínela. El punto de curie y magnetización espontánea decrece con el incremento del contenido de titanio.

Maghemita: Minerales a lo largo de la línea hematita-ilmenita de la Fig. 1.7 se forma usualmente por oxidación de estos en la línea magnetita-ulvoespínela. Si la magnetita es oxidada a baja temperatura puede formarse el mineral maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). El proceso de oxidación de la magnetita consiste en remover un ion de Fe^{2+} y la conversión de dos iones Fe^{2+} a Fe^{3+} para cada tres unidades de la fórmula de Fe_3O_4 . La maghemita es poco estable y espontáneamente se convierte a hematita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) a 350°C . Se cree que maghemita a titanomaghemita es un constituyente magnético importante de la corteza oceánica.

Oxidos de Titanio-magnetitas: Los minerales magnéticos con composición en el área sombreada de la Fig. 1.7 pueden ocurrir en rocas ígneas parcialmente oxidadas. Tienen una estructura cubica cristalina y se descomponen en dos fases cuando son calentados. El calentamiento lento usualmente conduce a la exolución rica en titanio y pobre en componentes de titanio, la magnetización se debe al rápido enfriamiento que conduce a una solución sólida, pero tiende a ser inestable. El punto de Curie y magnetización espontánea generalmente decrece de derecha a izquierda al final de área sombreada de la Fig. 1.7 a la izquierda.

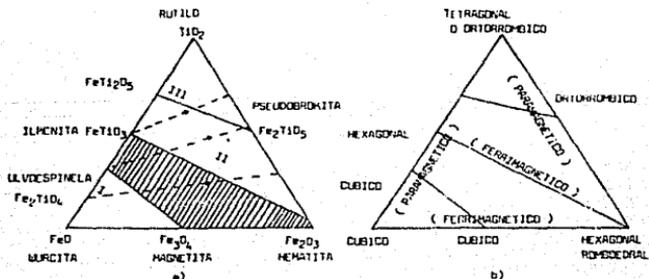


FIGURA 1.7 Diagramas ternarios de los minerales magnéticos: a) Las líneas punteadas son líneas de relación Fe:Ti constante y representan la dirección de oxidación-reducción. La oxidación se incrementa a la derecha e ilustra los series mineralógicas. b) regiones de las características magnéticas de los minerales (el punto de vista geométrico (cristalización, celda unitaria) y c) la acción de la temperatura.

Hematita: La hematita es perfectamente antiferromagnética. Tiene una estructura cristalina trigonal con el spin del electrón alineado a lo largo del eje C. El ion férrico en planos perpendiculares a los ejes, y los spines en planos alternos son antiparalelos de esta manera se cancelan completamente y el material no tiene magnetización espontánea. La hematita tiene muy alta coercitividad en parte porque normalmente ocurre en granos de dominio sencillo y en parte por el

efecto de impurezas y defectos cristalinos.

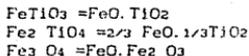
Debido a esta alta coercitividad la hematita en rocas sedimentarias produce una remanencia muy estable lo cual provee material para resultados mas dignos de confianza para paleomagnetismo.

Titano-hematita: Soluciones solidas de composición entre hematita e ilmenita generalmente ocurren solo cerradas a cada último miembros. Los miembros pobres en titanio se comportan como hematita y los miembros ricos en Ti como ilmenita, la cual es antiferromagnética a baja temperatura y paramagnética a temperatura ambiente.

Pirrotita: Tiene una composición variable, aproximadamente Fe_7S_8 . Esta puede ser considerada como troilita (FeS) con algunas vacantes en los sitios de Fe. Los vacantes en la pirrotita tienden a formar planos alternados C, dando al cristal una magnetización espontánea sobre todo débil. La pirrotita, por lo tanto es ferrimagnética. Su magnetización espontánea es 58×10^3 A/m (cerca de 1/3 que la magnetita).

Los sulfuros de fierro ferrimagnético son económicamente importantes porque están frecuentemente asociados con otros metales pudiendo ser detectados magnéticamente.

Unas posibles fases impuras son MnO , MgO y Al_2O_3 y V_2O_5 . La región de solución sólida de gran interés en la naturaleza está sombreada en la figura 1.7a. Esta región se traza en base de la relación molecular:



La figura 1.7b muestra la relación cristalográfica y tipo de magnetismo en el diagrama ternario.

En la figura 1.7c se muestran algunas propiedades de los minerales magnéticos, la temperatura Curie está en grados centígrados. El incremento en el parámetro "a" de celosía es indicado por flechas, igualmente para magnetización de saturación J_s y las constantes k para magnetocristalina y magnetosirictiva. Una serie auxiliar es magnetita-haumanita, $(1-x)Fe_3O_4.xMn_3O_4$. Para $0 < x < 0.6$, es de estructura cúbica. Para $0.6 < x < 1$ esta es tetragonal.

La relación entre los principales óxidos de fierro se muestran en la figura 1.8a. En donde las temperaturas son aproximadas. Los valores varían poco, dependiendo de las condiciones de la muestra y de las condiciones experimentales tales como el ambiente atmosférico. La conversión estructural de maghemita a hematita depende de la presión. En la goetita a hematita la conversión puede ocurrir durante la consolidación de sedimentos, tal como $2FeOOH \rightarrow Fe_2O_3 \cdot H_2O$. De magnetita a hematita la oxidación puede ocurrir durante el enfriamiento inicial de las rocas ígneas, a temperatura de 600 a 1000 °C. De magnetita a maghemita puede ocurrir como oxidación a baja temperatura, o como enfriamiento tardío.

Las condiciones para precipitación de diferentes minerales de fierro se muestran en la figura 1.8b. La estabilidad del campo esta

contorneado por los parámetros Eh (volts) representando el potencial de oxidación y Ph (concentración de iones) representando acidez- alcalinidad. La estabilidad del campo también depende de la concentración de componentes (e.g. Fe) en solución. ABCD es el rango de ocurrencia en solución natural. El área superior es la estabilidad del campo de Fe_2O_3 .

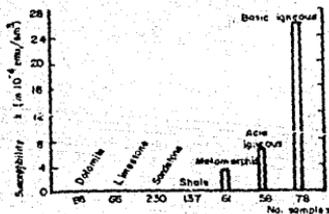
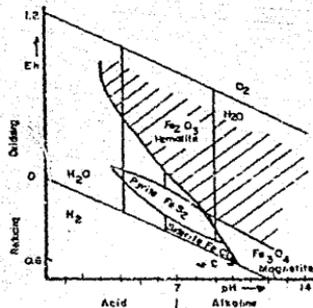
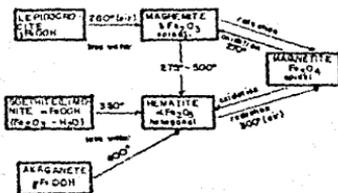


FIGURA 1.8 Las siguientes ilustraciones muestran a) la alteración de algunos minerales magnéticos al actuar sobre ellos los factores de interperismo b) como altera el Ph y el Eh (óxido-reducción) en los minerales y c) la susceptibilidad magnética de las diferentes rocas.

II.- GEOLOGIA Y GEOFISICA

II.1.- GEOLOGIA

Provincias Volcánicas Mexicanas

El volcanismo Terciario y Reciente de la República Mexicana cubre mas de una tercera parte de su superficie (Fig. 2.1).

a) Provincia Coordillerana

Esta provincia forma la Sierra Madre Occidental, una región montañosa, constituida por ignimbritas con espesores de 200 a 300 m y ocasionalmente conos basálticos.

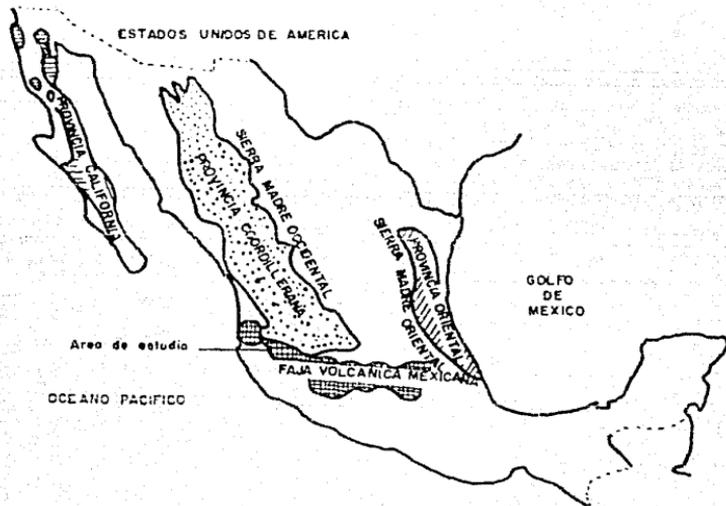


FIGURA 2.1 Principales provincias volcánicas del centro-norte de México

b) Faja Volcánica Mexicana (FVM)

Se extiende transversalmente (aprox. E-W) del Pacífico al Golfo de México, y se superpone sobre la Cordillera Volcánica en la parte oeste de México. El volcanismo de la FVM es principalmente de composición andesítica, consistente de estratovolcanes y numerosos conos de escoria (Fig. 2.1 y 2.2). En años recientes el desarrollo de mapas de detalle geológico y volcanológico revelaron la existencia en la FVM de flujos agrupados de lava riolítica asociado con flujos de ignimbrita, formando volcanes riolíticos aislados. El más reciente y mejor expuesto de este tipo de volcanismo es la SLP, situada dentro de la FVM en un punto donde intersecta aproximadamente en rumbo N-S de la Provincia Coordillerana Volcánica.

c) *Provincia Oriental*

Consiste de una zona difusa de plutones alcalinos y volcanes principalmente ubicados en Veracruz sobre la costa del Golfo de México. Esta provincia también incluye el volcanismo que ocurre alrededor de Tuxtla Gutierrez, Chiapas.

d) *Provincia Californiana*

El volcanismo de esta provincia forma la parte principal de la Península de Baja California. Su composición es similar al volcanismo de la FVM y algunas veces es considerada como continuación desplazada de la FVM.

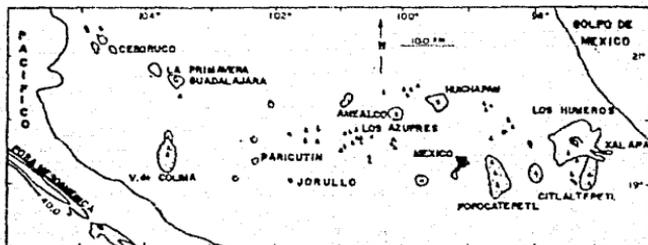


FIGURA 2.2

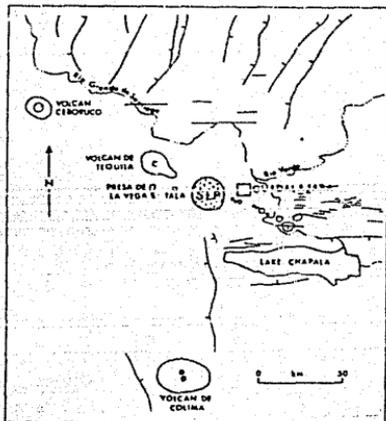


FIGURA 2.3

FIGURAS 2.2 y 2.3 Localización de la zona de estudio, Sierra de la Primavera, Jalisco, en la porción occidental de la faja Volcánica Mexicana (FVM).

II.1.2.- Geología Regional

Dadas las características topográficas se reconoce como volcanismo del Pleistoceno tardío, consistente de flujos de lava riolítica y domos, toba flujo-ceniza, pómez con poco aire y sedimentos lacustres de la caldera. La Sierra La Primavera reposa en la intersección de las dos provincias volcánicas mayores (Fig. 2.1) del Cenozoico de México. La pobre exposición de rocas peralcalinas es debido al contraste químico de los estratovolcanes andesíticos y conos cineríticos basálticos que forman el volúmen Pliocénico de la Faja Volcánica Mexicana reciente y a las grandes lavas silíceas metaluminosas y flujos de ceniza que dominan el Terciario de la Sierra Madre Occidental.

Lavas que rodean a la Sierra La Primavera (SLP)

En adición a las riolitas que ocurren alrededor de la SLP, dos pequeños domos riolíticos poco erosionados que afloran asociados a una línea basáltica-andesita, y volcanes andesíticos algunos al sur de la SLP. Son petrográficamente domos riolíticos idénticos, Cerro Chino y Cerro Coronilla. El cono C. Chino se cree que fue expulsado del mismo cráter y tal vez como fase final de la erupción que produjo la ignimbrita Acatlán (*Walker y Wright, 1977*).

Los remanentes de lavas de alrededor de la SLP son totalmente diferentes en morfología que las riolíticas de la SLP, consisten de basaltos-andesíticos y andesitas de espesores delgados. Estas lavas se encuentran al este de la SLP (Fig. 2.3). Estos volcanes varían de pequeños conos escoriáticos con sólo una o dos emisiones de lava a grandes volcanes escudo.

Las edades de las lavas que rodean a la SLP no han sido determinadas radiométricamente, pero su apariencia en el campo sugiere que emplazaron poco tiempo antes de la mayor actividad de la SLP.

Las lavas máficas emplazaron principalmente de cráteres centrales monogenéticos localizados a lo largo de la falla de rumbo SE- NW, tal como la "línea Santa María" al este de la SLP (Fig. 2.3). Estos volcanes varían de pequeños conos escoriáticos con solo uno o dos emisiones de lava a grandes volcanes escudo.

Estratovolcanes poligenéticos también están presentes. Por ejemplo, el volcán Tequila, al oeste de la SLP, de emisión alternante de lavas andesíticas y cenizas, creando un edificio volcánico de considerables dimensiones. Las mas recientes de Tequila surgieron de cráteres distribuidos a lo largo de una zona fisurada del flanco oriental, mas al oriente de estas lavas subyacen a la ignimbrita Rio Caliente, lavas basálticas-andesíticas y andesitas.

II.1.3.- Localización y geología local

La Sierra La Primavera (SLP) se encuentra localizada al oeste y suroeste de la Ciudad de Guadalajara. Está situada en la planicie que forma el piso del graben Chapala-Tepic con rumbo NW-SE, y forma un escenario de volcanismo Cuaternario (Fig. 2.2 y 2.3), la SLP con rumbo

NW se forma de conos basálticos-andesíticos, estratovolcanes andesíticos y extrusiones aisladas andesíticas/riolíticas. Los volcanes adyacentes a SLP son: Tequila al NW y los pequeños conos al E en línea a Santa María (Fig. 2.3). Una segunda alineación menos definida de volcanes ocurren a 20 km al sur, y la ignimbrita Acatlán (Wright y Walker, 1977), cubierto por una ignimbrita de la SLP, que vino desde un cráter con la misma dirección.

El basamento sobre el cual yace la SLP consiste de rocas volcánicas del Terciario.

En la cañada del Río Grande Santiago a corta distancia al norte de Guadalajara, el volcanismo incluye ignimbritas, lavas riolíticas y basálticos-andesíticas, fechadas con K/Ar de 4.6 a 9.5 m. a. que rodean a la SLP pueden ser mas recientes (4.6 m. a.), lo que indicaría que el volcanismo fue continuo del Terciario al Cuaternario.

No se tiene documentación sobre actividad volcánica de la SLP en tiempos históricos.

II.1.4.- Marco tectónico

De la provincia, el flujo de lavas y ceniza silíceas (Mioceno) están intercaladas con basaltos y andesitas.

La porción occidental de la FVM contiene estratovolcanes andesíticos del Cuaternario (Volcán San Juan, Laguna del Tesoro, Sanganguey, Santa María del Oro, Tepetitlic, San Pedro, Ceboruco y Tequila). La SLP descansa en la parte occidental de la FVM definido por el volcán Tequila y diez conos cineríticos basálticos andesíticos a lo largo de la margen occidental de Guadalajara (Fig. 2.3). El cono que esta mas al sur corta a una de las innumerables fallas E-W. Esta falla es normal teniendo una área accidentada con una serie de grabens, uno de los mas grandes es ocupado por el Lago de Chapala, con rumbo de la FVM E-W, y se incrementa grandemente el número de conos andesíticos y basálticos. El volcán de Colima, situado al sur de la SLP, asentado dentro de un gran graben con rumbo es N-S y sobre la línea de orientación E-W de la porción oriental de la FVM.

A gran escala, la SLP ha estado controlada por tectonismo de tipo regional, no obstante, (Luis y Nelson, 1979) sugieren que el graben de Colima es un rift afallado y la traza de la porción occidental de la FVM es un aflamiento transformado de fallas relacionadas a la formación del Golfo de California.

II.1.5.- Estratigrafía

El rango de la edad para la formación de la SLP es 0.14 a 0.095 m. a., estimándose un volumen total del magma riolítico emplazado en de 60 km³ (Walker et al, 1981; Mahood, 1983). La primera erupción de lavas riolíticas tuvo lugar en el centro de la caldera (Pre-caldera). Los domos (Fig. 2.4a) que surgieron en este evento son: Río Salado, Cañon de las Flores, las unidades de la Mesa El León y el Arroyo Saucillo, todas están sobre un sustrato de ignimbritas y lavas andesíticas de edad comprendida entre los 9 y los 2.5 m.a. (Watkins et

of, 1971; WILSON et al, 1985). Seguidas por la erupción y emplazamiento de la secuencia eruptiva denominada Toba Tala, de 0.095 m. a., incluye una ignimbrita y tobas riolíticas de caída libre, siendo la pómez de la primera la última parte es metaluminica. El volumen que se le atribuye es 32 km³ (Wright, 1981) a 40 km³ (Mahaad, 1983). La erupción de la Toba Tala provocó el colapso de cierta área

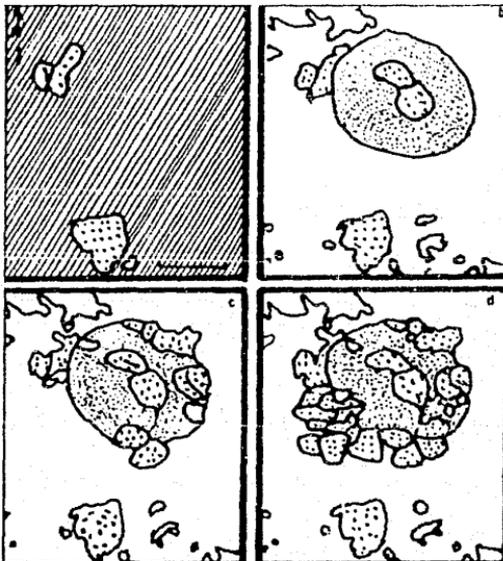


FIGURA 2.4 Génesis de la Sierra La Primavera, Jalisco. (Clough, 1983)

(La Caldera) de forma circular cuyo diámetro se estima de 11 km que al inundarse da inicio la sedimentación (Fig. 2.4b). Contemporáneo a este evento surgieron en la parte central de la depresión y a lo largo de la fractura anular numerosos domos riolíticos (Fig. 2.4b,c), fechados por Mahaad y Drake (1982), y que son indistinguibles de la Toba Tala, y cuyo emplazamiento se llevó a cabo en un período máximo de 10 000 años después de ella. Su composición similar o más máfica que la pómez de la última etapa de la Toba Tala, forma la porción baja de la Mesa del Nejahuete y Cerro Alto. Mahaad (1981 a,b) atribuye los cambios observados en la composición de la pómez de la ignimbrita, y en la composición de los domos emplazados inmediatamente después del colapso de la caldera de la SLP, a la erupción de niveles progresivamente mas profundos de una cámara magmática zonada (Ferniz y Mahaad, 1986). Breve tiempo después, empezó un anillo de domos (Fig. 2.4c) a lo largo de dos arcos paralelos: uno grande en la porción noroeste de la fractura del anillo (unidades eruptivas El Pinar de La Venta, Arroyo

La Cuartilla, Mesa La Lobera, Cerro El Chapulin, dos Coyotes y Arroyo las Pillas), y el otro cruzando el centro de la laguna (El Machón, Cerro El Tule, Cerro Chato, Mesa El Surro, Mesa El Chiquihuitillo, la parte superior de la Mesa El Nejahuate y Cerro Alto).

Despues de un periodo de relativa inactividad volcánica marcado por el depósito de 30 m de sedimentos lacustres principalmente ceniza de grano fino, hay una nueva erupción un grupo de domos en forma de anillo (Fig. 2.4d) hace 0.075 m. a., a lo largo de la porción sur de la zona de fractura anular de la caldera (Arroyo Las Animas, La

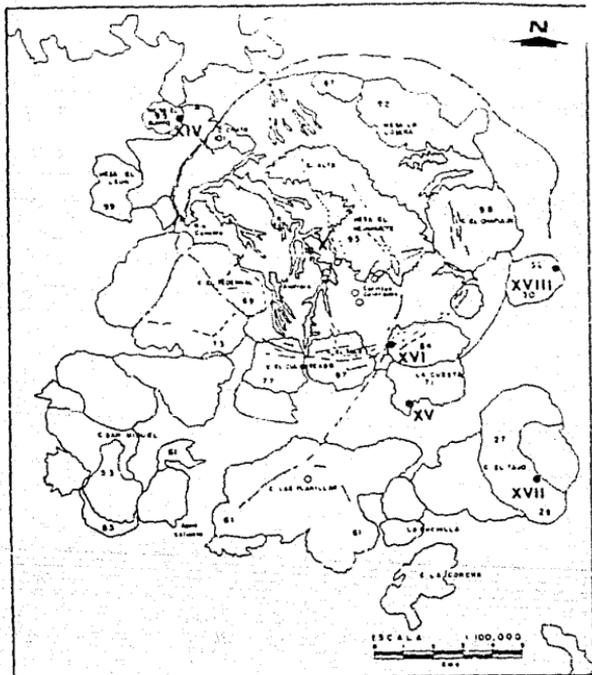


FIGURA 2.5 Escenario actual de la SLP, Jalisco. (Clough, 1983).

Puerta, Cerro El Culebreado, Arroyo Iztahuatonte y La Cuesta). El emplazamiento de estos domos fue seguido por un suave levantamiento del bloque colapsado, que puso fin a la sedimentación lacustre. Este levantamiento lo atribuye Mahood (1980), al ascenso del magma que culminó en la erupción de domos afíricos y flujos al sur de la caldera (fig.2.5), las edades de estos domos es de 0.060 y 0.030 m.a. (Mahood y Drake, 1983) (Cerro San Miguel, Llano Grande, Cerro Las Planillas;

Arroyo Colorado y Cerro El Tajo). Siendo El Colla el mas joven fechado entre 0.020 y 0.030 m. a. Por lo general las edades de estos domos se contemplan entre 0.030 y 0.060 m.a.

En resumen se puede decir que los domos emplazados entre 0.75 y 0.030 m.a. son progresivamente menos peralcalinos, y enriquecidos en Si, Rb y Cs a medida que la edad decrece. *Mahaad* (1981 a, b) considera que fue el resultado de la erupción progresiva de muestras de mágma de la parte superior de la cámara magmática.

Depositos que afloran

Una de las formas mas interesantes del volcán de la SLP, es el extenso desarrollo de sedimentos lacustres, en un área circular aprox. 10 km de diámetro (Fig. 2.5), extendiendose levemente fuera del "anillo interno". Se sugiere que los depositos lacustres acumulados en la laguna de la caldera han sido levantados mas de 100 m. desde su deposición.

Los productos volcánicos comprendidos en el área la SLP son básicamente (*Mahaad*, 1983):

- 1.- Depósitos piroclásticos
- 2.- Lavas
- 3.- Sedimentos Lacustres
- 4.- Material redepositado

El último, es el producto de la erosión y redepositación de las tres categorías previas.

1.- Depositos piroclasticos

Los depósitos piroclásticos de la SLP, están constituidos por pómez ácida, de color blanco y edad reciente (0.03 a 0.09 m.a.).

Las dos principales especies piroclásticas que se observan dentro del volcán de la SLP son:

- 1.- *Piroclásticos, pómez caída y pómez caída aérea*, los nombres de los tres se refieren a depósitos que resultan de un mágma vesicular, siendo fragmentados debido a una explosión volcánica y posteriormente depositados por el viento en la superficie terrestre.
- 2.- *Flujo piroclástico*- Es emplazado por un groun-huggin, la densidad del flujo consiste de fragmentos pumiciticos mezclados con gas. El flujo concentrado (en razón mayor de sólido a gas) formará depósitos de base surge.

Los depósitos de pómez caída cubren vastas áreas de la topografía y son muy comunes en la sucesión de la SLP; sobre las ignimbritas es muy frecuente de localizar en depresiones topográficas, lavas sólo se encuentran dentro de áreas arriba de 4 km de radio del conducto volcánico y los sedimentos lacustres están restringidos a la parte central del volcán de la SLP.

2.- Lavas

Los depósitos de predominio riolítico de la SLP en general no presentan grandes variaciones litológicas. En todas partes se forman esparcimientos perlitizados y nudosos, obsidiana brechada; algunas exhiben una interfoliación de cuatro tipos litológicos (obsidiana, perlita, roca esferulítica y riolítica). Alrededor de la SLP y al norte del cañon del Rio Grande Santiago hay abundantes lavas Terclarias, escarpes del río. La riolita es en gran parte el tipo riolítico mas importante (Glough, 1983).

Obsidiana.- Siendo estructuralmente menor, vitrea de color negro, se encuentra en grandes cantidades en los flujos juvenes de la SLP. Ocurre como bandas foliadas y lentes dentro del cuerpo de lava. Esta foliación del flujo es frecuentemente plegada exhibiendo cizallas menos firmes.

Perlita.- Se presenta como bandas y lentes de color gris claro, se origina al hidratarse la obsidiana. Al absorber agua la obsidiana de la atmósfera se le forma una capa hidratada que aumenta su espesor con el tiempo, debido a que el agua se propaga lentamente en el vidrio. El espesor hidratado estará en función del tiempo de exposición, particularmente de la composición de la obsidiana (la obsidiana traquítica se hidrata mas rápido que la riolítica), y en cierta forma la diferencia del clima.

Al enfriarse en agua lagunar provoca el desarrollo de redes microscópicas (microfracturas), debido a estas tiene fácil acceso el agua en el vidrio. También ayuda la presencia de fenocristales para hidratarse mas rápido. Walle (1968) mostró que excesivas rejillas de fracturas en pequeña escala fueron el resultado de esfuerzos locales de conjunto.

Pomez.- El cuerpo aflorante de lavas de la SLP es notablemente pumicitica (Glough, 1983); originalmente la pomez fue de obsidiana vesicular, no obstante la enorme superficie debido a esta vesicularidad ha facilitado la casi completa hidratación de la pómez (El Pelón).

Esferulitas.- El crecimiento esferulítico en el cuerpo vitreo de lavas es muy común. Las esferulitas estan radiando agregados de minerales pirogenéticos casi siempre, encontrados en rocas vítreas. Las esferulitas comúnmente tienen un diámetro entre 0.1 a 3.0 cm ocasionalmente alcanzan 9 cm de diámetro, muchas tienen forma esférica y algunas veces forma poliedral. En lavas de la SLP las esferulitas presentan un color rojizo que se atribuye a la oxidación de fierro.

Las esferulitas están visiblemente ausentes de la obsidiana hidratada esparcida de las lavas del "circuito interno", quizs se deba al enfriamiento excepcionalmente rápido de lavas por contacto con agua.

Riolita.- La componente principal de lavas ácidas del área es la riolita, pedregosa y compacta, formada por la cristalización primaria

(post-erupción) de la fundición a una roca cristalina fina. Como evidencia para la solidificación de la riolita, mientras las bandas de obsidiana estaban quietas al flujar, las grietas de tensión dentro de las capas riolíticas, con obsidiana de bandas adyacentes fluyendo en los vacíos formados por grietas.

Inclusiones.- Las inclusiones en lavas de la SLP están esparcidas y forman menos del 1 % del volumen total de lava. Las rocas basálticas forman la gran mayoría de las inclusiones no se han observado de rocas metamórficas o plutónicas. Las inclusiones las presentan unidades aféricas (Stough, 1983).

Las inclusiones básicas tienen diámetros en el rango de 0.5 a 4.0 cm., (algunas veces son menores de 2.0 cm). Tienen un color rojo ladrillo.

La presencia de inclusiones indica que fue el resultado de lavas mezcladas de una coexistencia simultánea de un magma ácido y básico.

Virtualmente todas las lavas contienen los tres componentes litológicos, obsidiana, riolita y esferulita, con perlita formando una cuarta litología en lavas antiguas donde ha ocurrido la hidratación de la obsidiana.

Definición de fuente y comportamiento geotérmico, formación de fuentes geotérmicas

Los arcos volcánicos de zonas de subducción representan regiones de la corteza terrestre que tienen alta anomalía mecánica y energía calorífica. En tales regiones se espera que contengan mas sistemas hidrotermales de moderada a alta temperatura que se conocen en el presente. Regiones que contienen alta cantidad de material silícico calcoalcalino a lo largo del cuaternario con fallas activas (Holoceno) han sido identificadas como lugares primarios para la existencia de sistemas hidrotermales de alta temperatura. En suma, grandes sistemas volcánicos del cuaternario con fallas activas también han sido identificado como lugares primarios para grandes sistemas hidrotermales de temperatura moderada. Otras menos obvias podrían también existir en regiones de fallamiento activo que es conducido por cuerpos plutónicos del cuaternario altamente silícicos calcoalcalino, que podrían no necesariamente reflejar en superficie algún centro volcánico en la región del arco. Para todas las regiones, recarga continua de agua del mar, desde antiguas aguas connatas, o de aguas meteóricas recientes deben estar escurriendo en orden para inicializar el sistema hidrotermal y mantenerlo operando. En suma, magmático activo, freaticomagmático, y/o procesos de fracturamiento tectónico son requeridos para mantener tales sistemas de sellamiento químico, sin estas fuentes de agua y procesos de fracturamiento, el sistema hidrotermal a alta temperatura sería el fenómeno geológico de vida corta. Al mismo tiempo, si la recarga de agua al sistema hidrotermal es también grande, el mantener la temperatura elevada sería imposible.

Fuente. Dos tipos de fuentes geotérmicas se han reconocido en general basados en el origen del calor que conduce su sistema de circulación convectiva. Estos sistemas genéricos en turno corresponden a alta temperatura (mayor de 200 °C) contra fuentes moderadas de baja temperatura. El sistema geotérmico clásico de alta temperatura en arcos volcánicos de zonas activas de subducción están asociadas con sistemas igneos cuaternarios que consiste de magma rico en silicio, tal como dacita o riolita (Healy, 1970; Jorikawa, 1970; Mc Nutt, 1970)

11.2.1 RIESGO VOLCANICO

Por ejemplo, en México con la erupción del Chichón, Chiapas, en 1982. Provocando las ignimbritas en un radio de 7 km, trágicos desenlaces como son: obstáculos, erosión y sepultamiento de áreas (Varekamp y Luhr, 1982; Silva et al. 1982; Duffield et al., 1984); destrucción de zonas urbanas y agrícolas. Los productos volcánicos constan de: tobas de caída libre, derrames, emisión de gases perniciosos; acompañadas de violentas erupciones laterales, sismos, colapsos estructurales y eyección balística de grandes bloques (Baath, 1979).

Entre los centros volcánicos silícicos conocidos es indudablemente la SLP, el que tiene mayor potencial de causar graves daños por su

cercanía a la Ciudad de Guadalajara, Jal. Estudios geológicos y petrológicos (Mahaad, 1980, 1981 a) sugieren que la cámara magmática de La SLP persiste hasta ahora, y las erupciones potenciales pueden ser de dos tipos: a) emplazamiento de domos riolíticos, probablemente precedido por erupciones subplinianas que daría origen a tobas de caída libre, b) voluminosas erupciones plinianas que pueden formar ignimbritas o extensos depósitos de tobas de caída libre.

Durante los últimos 60,000 años, el emplazamiento de domos en la SLP ha seguido un patrón definido de migración hacia el este (Mahaad, 1980; Mahaad y Drake, 1983). Por tanto existe una alta probabilidad de que la erupción de un nuevo domo tenga lugar, en el extremo oriental del grupo de domos que se encuentra al sur de la caldera de la SLP. Basado en la distribución y espesores de las tobas de caída libre asociadas al emplazamiento de los domos más recientes, Booth (1979) presentó un mapa preliminar de riesgo volcánico (Fig. 2.6), en el que se representa la probabilidad de que en una localidad determinada el espesor

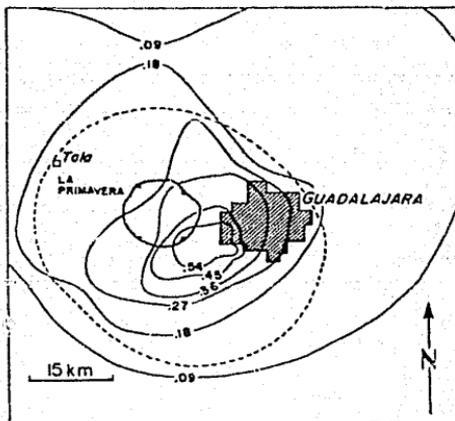


FIGURA 2.6 Mapa de riesgo volcánico para la Ciudad de Guadalajara (h. 1979). Los contornos muestran la probabilidad de que en un área después el espesor de pómez exceda un metro en el caso del emplazamiento de un nuevo domo riolítico. La línea discontinua define el área donde la caída de bloques balísticos de más de 10 cm de diámetro es particularmente alto. Toda el área mostrada está sujeta a alto riesgo en el caso de una erupción ignimbritica.

de pómez acumulada exceda un metro (un metro de pómez húmeda representa una carga de 1000 kg/m^2 , carga suficiente para colapsar los techos de estructuras habitacionales convencionales) y el área que puede ser afectada por la eyección balística de bloques y el área que puede ser superior a 10 cm, de donde es evidente que la mayor parte de la Ciudad de Guadalajara debe ser considerada como una zona de alto riesgo.

La probabilidad de una erupción pliniana semejante en magnitud a

la de la Toba Tala, es difícil de estimar. La historia volcánica de la SLP es demasiado corta para establecer la ciclicidad de este tipo de volcanismo. Sin embargo, centros volcánicos como Los Hornos, Valles (*Smith y Bailey, 1968*), Yellowstone (*Christiansen y Blank, 1972*), etc., ilustran claramente que a pesar de estar caracterizadas por periodos de reposo de varias decenas de miles de años, este tipo de voluminosas erupciones pliocénicas es frecuentemente recurrente. Por pequeña que sea la probabilidad de una erupción pliniana en la SLP, la amenaza que un evento de este tipo representa es tan grande que es injustificable el no tomar medidas mínimas de seguridad, como por ejemplo la instalación de una red automática de vigilancia sísmica.

II.2.2 ENERGIA GEOTERMICA

Actualmente instituciones como la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en colaboración con el Instituto de Geofísica (UNAM) están emprendiendo proyectos con el objeto de buscar nuevas fuentes en la generación de energía eléctrica.

Yacimiento geotermico

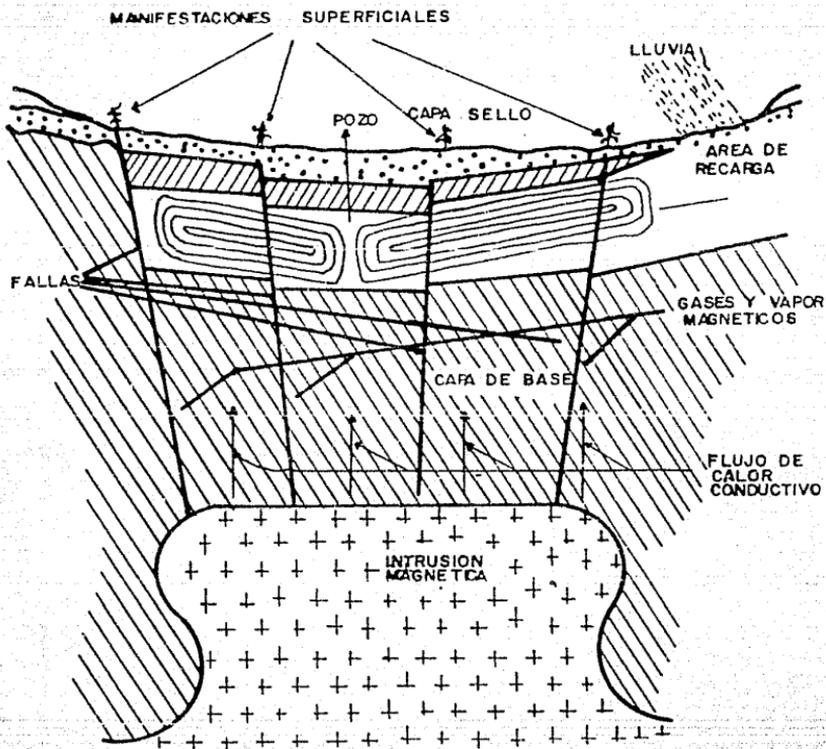
Lo define *Banwell* (1973) como: una zona de la corteza terrestre donde la interacción entre la presión, temperatura del fluido y condiciones del medio (permeabilidad, porosidad, roca sello, etc.) sean propicios para la explotación. (Fig. 2.7)

Evaluacion geotermica

La zona geotérmica se evalúa en función de la presencia o ausencia de la actividad termal superficial (manantiales calientes, alteración hidrotermal, geiseres, etc.). Como también, por la presencia de rasgos geológicos como son los "bajos estructurales" (*Roca Elguera, 1987*) cuando se carecen de indicios superficiales, tomándose estos como un posible potencial geotérmico.

Características y factores que determinan la presencia de un yacimiento geotermico

Un yacimiento está caracterizado (Fig. 2.8) básicamente por: a) Fuente generadora de calor, que usualmente es una cámara magmática de profundidad somera en proceso de enfriamiento. b) Una capa impermeable que sirve como conductora de calor y evita el contacto directo entre la fuente generadora de calor y el acuífero. Esta capa puede producirse debido a la intensa alteración hidrotermal de la roca. c) Un acuífero, que es la fuente productora de energía geotérmica en forma de vapor seco y/o mezcla de vapor de agua. La permeabilidad debe ser adecuada y uniformemente distribuida, obteniéndose un sistema de circulación hidráulico favorable. d) Una capa de baja permeabilidad que cubra a las antes descritas, (esta puede ser una unidad



(Tomada de Armstead, 1978)

FIGURA 2.7 Representación esquemática del yacimiento geotérmico.

sedimentaria) e) Otro factor importante es la recarga, de cuyo análisis y una buena explotación puede optimizar el potencial del campo. f) Un sistema de estructuras (fallas y fracturas) que permita la comunicación del calor, de la fuente al yacimiento. g) Temperatura de fondo de 200 °C como mínimo. h) Profundidad del yacimiento menor de 3 km i) Un volumen mayor de 3 km³ (Rosca Etquera, 1987).

En la Tabla 2.1 se sugiere que las zonas geotérmicas están

asociadas con dos tipos de depresiones que son: Las vulcanotectónicas (calderas) y las estrictamente tectónicas (grabens, fallas en bloques y rifts valleys). Aquí se llamara a ambas depresiones "bajos estructurales".

Modelos de yacimiento geotermicos

Básicamente existen dos modelos que explican la evolución de una caldera, el de *Williams* (1949) y el de *Smith* y *Bailey* (1968), prefiriendo estos últimos englobar el término caldera dentro de uno mas general: cauldron. Los modelos difieren entre si solo en su estado inicial. El primero sugiere la edificación de un aparato volcánico (Fig. 2.9), mientras que *Smith* y *Bailey* proponen un abombamiento general de área (Fig. 2.10) mayor que el diámetro de las fracturas concéntricas externas de la caldera. Subsecuentemente, en ambos casos, hay la emisión de grandes volúmenes de material piroclástico (de caída aérea y flujos de ceniza), lo que ocasiona un vacío en la cámara magmática, y como consecuencia proviene el colapso de la estructura en grandes bloques, acompañada en ocasiones de actividad ignea nueva en el piso y a través de las fracturas concéntricas de la caldera.

En el caso de los grabens y fallas en bloques la relación entre tectonismo y magmatismo no es tan evidente como las calderas; sin embargo, se supone que estas pudieran originarse por el emplazamiento de las intrusiones magmáticas. Parece ser que la elevación del magma es la respuesta pasiva a los esfuerzos tectónicos que da como resultado la aparición de fallas, fracturas de dilatación (*Williams y Mc Burnay*, 1979)-fallas normales. Siendo a consecuencia de una actividad tectónica distensiva. Por otra parte *Bhattacharji* y *Kaide* (1977) proponen un modelo en el cual, y como resultado de un abombamiento en la astenósfera e intrusión magmática, se origina una unión triple tipo rrr (Fig.2.11). Ejemplo similar morfológicamente a la

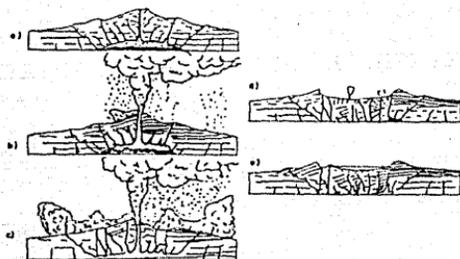
TABLA 2. Algunas zonas Geotérmicas y su estructura geológica a la que están relacionadas.

ZONA GEOTERMICA		ESTRUCTURA GEOLOGICA
Cerro Prieto, B.C.	*	Rift valley
Los Azufres, Mich.	*	Graben
Cultreco, Mich.	**	Fallas en bloque
Auachapan	***	Caldera
Broadlands	****	Fallas en bloque
Cuenca Sokolov	*****	Graben
Tatio	**	Graben
Pachuldiza	**	Depresión vulcanotectónica
Ascotán	**	Fallas en bloques
Pathe, Hgo.	*	Fallas en bloques
La Primavera, Jal.	*	Caldera
Irtlán de los Hervores, Mich.	*	Graben
Los Negritos, Mich.	*	Fallas en bloques
Los Hornos, Pue. y Ver.	*	Caldera
San Marcos, Jal.	*	Graben

* México ** Chile *** El Salvador **** Nueva Zelanda

***** Checoslovaquia, Tabla tomada de Rosas-Elguera, J. (1987).

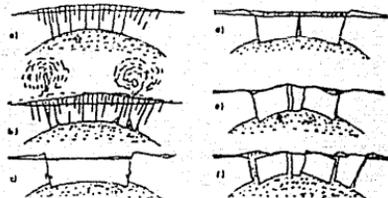
unión triple del extremo occidental de la FVM formada por los grabens



(Tomado de Williams, 1949)

FIGURA 8.3. Diferentes estados en la evolución de una caldera. a) Inicio de la erupción. b) Erupción de material piroclástico (flujos de ceniza y de caída de cenizas) por el conducto central. c) Crecimiento de la erupción: la estructura volcánica comienza a hundirse en grandes bloques. d) Después de la erupción. e) Último estado con nuevas erupciones en el piso de la caldera.

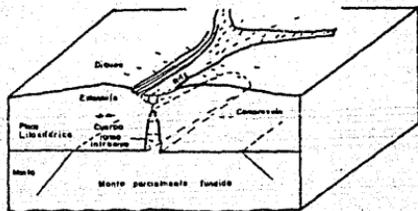
MODELOS PROPUESTOS DE LA GENESIS DE LOS YACIMIENTOS GEOTERMICOS MAS COMUNES



(Tomado de Smith y Bailey, 1968)

(Tomado de Smith y Bailey, 1968)

FIGURA 8.10. a) Abombamiento regional, propagación de fracturas azules y radiales con posibles subsecuencias (grapas apical). b) Grandes erupciones de flujo piroclástico y depósitos de caída de cenizas. c) Formación de la caldera y sedimentación asociada (volcánica, sedimentaria de la parte y material piroclástico). d) Erupciones piroclásticas menores y flujos de lava en el piso de la caldera. La sedimentación continúa el comienzo de un sistema. e) Posible balanceo regional y redistribución de las fracturas azules con volcánicas asociadas y desarrollo de cenizas a lo largo del surco. Continúa el colapso de la caldera (sedimentación lacustre, arenosa marginal, productos volcánicos).



(Tomado de Muttachurji y Soló, 1977)

FIGURA 8.11. Levantamiento dorsal y formación de un rift valley con: finalización normal y desarrollo de un mismo triple en la placa litofrías debido al ensanchamiento de su cuerpo ígneo.

de Tepic, Colima y Chapala donde ocurren campos geotérmicos como San Marcos, Villa Corona y Hervores de La Vega, en el Edo. de Jalisco, e Ixtlán de los Hervores y Los Negritos, en el Edo. de Michoacán.

Exploración geotérmica

En términos generales, los puntos de la explotación geotérmica incluyen (*Armstrong, 1978*): 1) Localizar un campo geotérmico, 2) Clasificar el campo, y si es epitermal, entonces decidir 3) si es de vapor o agua dominante, 4) definir hasta donde sea posible, la profundidad y el rango probable de temperatura y 5) estimar el potencial generador del campo.

Zona geotérmica la SLP

En la SLP no se ha probado su posible explotación. Se observan manifestaciones hidrotermales en el centro volcánico (*Mahaad et al., 1983*), pero a pesar de que los pozos exploratorios han comprobado la existencia de temperaturas de hasta de 300 °C a una profundidades de 2000 m, no han intersectado zonas importantes de permeabilidad (*Dominguez y Lipman, 1983*). La perforación ha demostrado, sin embargo, que de existir un yacimiento, este estaría localizado en la secuencia volcánica que constituye el basamento local, presumiblemente en zonas de permeabilidad secundaria (Fig. 2.5).

ESTUDIOS GEOFISICOS PREVIOS

Como un apoyo pr6v1o para la determinaci6n de zonas de contraste del 6rea en estudio se analizaron algunos estudios geofisicos anteriores, tales como magnetom6trico, el6ctrico (resistivo) y sismico.

Magnetometrico

El estudio magnetom6trico reportado por Del Castillo (1979), cubri6 la mayor parte donde se detectan las anomalias de geoquimica y resistividad mas importantes. El levantamiento practicamente se redujo a cinco lineas de magnetometria (Plano 2.1). Levantandose un total de 130 km con estaciones de lectura separadas 250 a 500 m.

La interpretaci6n se llev6 a cabo en forma cualitativa dado que el estudio no fue de presi6n. Consider6 practicamente los gradientes locales. Los gradientes toman una tendencia general de direcci6n NE-E paralelamente a la estructura geol6gica primaria.

Los valores magnetom6tricos que se registran sobre las tobas o cenizas no pueden tomarse como t6picos, ya que estas rocas constituyen unidades de poca extensi6n que se encuentran sobreyaciendo a la roca masiva o a las zonas hidrotermales. Los valores t6picos de las zonas masivas de tipo tob6cco varian de 100 a 200 gamas, dependiendo de la variaci6n litol6gica de esta unidad y del tipo de magnetismo remanente.

Las anomalias no se presentan tan definidas. Sin embargo, los datos geol6gicos y la informaci6n de la geoquimica y la resistividad indican probablemente la presencia y continuidad de la zona masiva en el subsuelo.

Un 6rea an6mala importante est6 localizada en la parte superior de la falda oriental del Cerro Alto entre las lineas Nums. I y II. En esta anomalia, el alto magn6tico presenta un amplio m6ximo relativo inferior a las faldas del mismo cerro y se extiende en el subsuelo a partir de distancias del orden de 5 km hacia el occidente, desde el contacto superior del afloramiento de roca masiva. La posici6n de la curva de valores magn6ticos hasta 25,250 gamas se consider6, como indicativa del limite oriental de dicha zona masiva. En el subsuelo de esta porci6n an6mala, los cuerpos de roca masiva deben tener bloques y/o fallas, a juzgar por la presencia del alto magn6tico bien delineado, cuya intensidad varia desde 25,000 y 26,000 gamas y se extiende considerablemente hacia el occidente.

Al sur de la linea C, en el extremo sur del balneario La Primavera, el gradiente magn6tico forma dos zonas an6malas; una que se extiende hacia el occidente y la otra hacia el sur hasta el extremo del cuerpo masivo del balneario. La primera de las zonas aludidas linea II. El alto magn6tico alcanza hasta 25,500 gamas de intensidad y su configuraci6n se presenta bien definida, por lo cual debe suponerse como la 6ltima porci6n de roca masiva que aflora parcialmente y que continua en el subsuelo.

Continúa la traza de la zona de colapso de la caldera (Mooser, 1970; Gonzalez y Raza, 1966) en la porci6n N-NE de la zona estudiada, asi como tambi6n otras fallas y estructuras menores.

Resistivo

Se realizó en la zona un levantamiento eléctrico resistivo, con un análisis cualitativo regional para determinar a grandes rasgos las zonas de bajos resistivos, los cuales nos dan un índice de alta conductividad debido probablemente a la acción de fluidos hidrotermales que involucran los siguientes factores: las sales, temperatura, alteración iónica entre fluido roca conducto. En el levantamiento (Ramera y Reyes, 1980) las aberturas entre electrodos (AB/2) fueron de 1500 m. Los bajos resistivos del área de la SLP (líneas de isoresistividad aparente, Fig. 2.12), se presenta en la parte norte de la caldera próximo al límite de ella y (20 Ohm-m) cercanos a las fallas en forma de "arco" y aumentan gradualmente hacia el centro (500 Ohms-m).



FIGURA 2.12 Contornos simplificados de isoresistividad aparente (ohm-m) en el centro volcánico de La Primavera. Para una semiapertura entre electrodos (AB/2) de 1500 m. (Ramera y Reyes, 1980). Bajos resistivos definidos por el contorno de 20 ohm-m; puntado fino: perforaciones profundas; líneas gruesas: fallas (discontinuas donde solo son inferidas).

Sismológico

En Mayo de 1978, se instaló un sistema de 20 estaciones (Fig. 2.13) en la SLP, para un estudio microsísmico, donde se observaron los tiempos de arribo de las ondas P y S originadas de una probable cámara magnética. El resultado final aparecerá en breve (Mc Sully et al., en preparación).

Fueron registrados eventos de una zona de sismicidad moderada aproximadamente 150 km al sur de la SLP. Análisis preliminares de

estos datos indican que ambas ondas P y S fueron atenuadas, mas fuertemente las P que las S dentro de la caldera. El tiempo relativo de retraso fue pequeño siendo la variación total menor a 0.2 segundos. Las variaciones rápidas laterales en atenuación indican que la region responsable de estos efectos se encuentra a una profundidad mayor a 1-2 kms. La estación 3 mostró mayor atenuación (Fig. 2.13), esta localizada cerca de las fumarolas del tope de la Mesa El Nejahuete. Esto sugiere que la atenuación se debe a fluidos geotérmicos que actúan en el magma. *Ito et al., (1979)* demostró experimentalmente que las componentes de alta frecuencia de las ondas P son mas atenuadas que las de las ondas S cerca de la zona de transición (vapor-roca) de las rocas que contienen una mezcla de agua y vapor en los poros. Partes del sistema geotérmico SiP puede ser un ejemplo natural de este efecto.

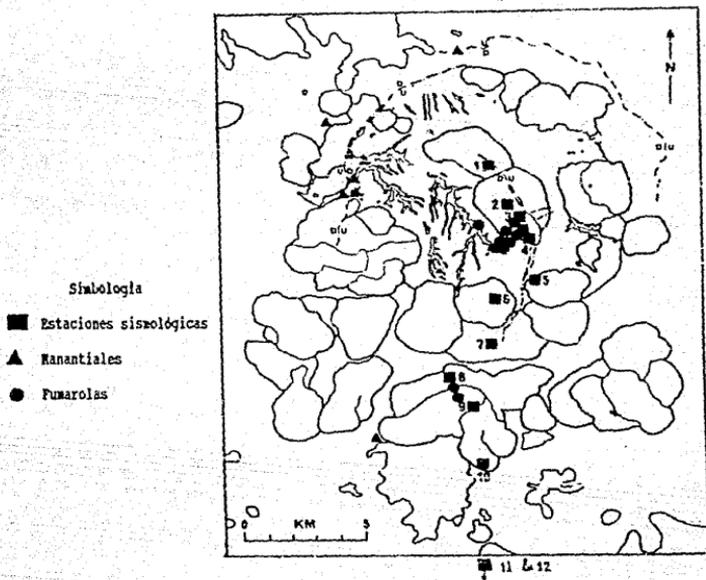


FIGURA 2.13 Plano de localización de manantiales termales, fumarolas, y red sísmica. Las estaciones 11 y 12 fueron localizadas varios kilómetros al sur de los linderos del mapa, al final de la estructura de La Primavera.

III.- ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y MAGNETOMETRICO

III.1.- PALEOMAGNETISMO

Es el estudio del magnetismo antiguo en la roca, y tiene el objetivo de recuperar la dirección e intensidad del campo magnético a través del tiempo geológico. Este provee información cuantitativa para reconstruir la posición y configuración antigua de las placas de la corteza.

El fenómeno trata de la adquisición que tiene la roca de la magnetización primaria (J_1) en el tiempo de su formación, con orientación paralela al campo magnético existente en esa época, guardando en forma única esa información a través del tiempo y todos los factores que lleva consigo como: intensidad, declinación e inclinación, coercitividad, susceptibilidad, etc.

Pero la roca no permanece intacta, ya que esta expuesta a cambios internos como externos a través del tiempo, va adquiriendo cambios físico-químicos que se manifestaran como magnetizaciones parásitas o secundarias (magnetizaciones remanentes, J_2) que se sumarán a la primaria (magnetización total o NRM, J_t), para tener en la actualidad una roca con magnetización primaria enmascarada.

Basados en que la roca guarda la magnetización primaria y por consiguiente refleja las condiciones existentes en ese tiempo, los datos paleomagnéticos ayudan a reconstruir en espacio y tiempo el sistema de paleocoordenadas que nos permite deducir los efectos (movimientos relativos de la corteza y litósfera) que han ocasionado la situación actual del sitio muestreado, como también proporciona elementos para correlación y fechamiento. Las aplicaciones en deriva continental, esparcimiento de los fondos oceánicos y tectónica de placas, son las mas conocidas. En el presente se esta ampliando su aplicación a otras ciencias como la Arqueología, Fertilidad de Suelos, Geotermia y con una mayor aplicación en problemas de carácter exploratorio Geofísico-Geológico.

Como comparación por ejemplo con la Geología, el paleomagnetismo adopta la hipótesis del dipolo geocéntrico y áxial, fundamentado en el principio clásico de la geología enunciado por *Hutton* (1726-1797): "*El presente es la llave del pasado*", considera que el comportamiento observado del campo geomagnético en años recientes se ha mantenido en promedio a través de los distintos periodos geológicos (*McElhinny*, 1973).

La hipótesis básica es que al estudiar rocas que cubran períodos del orden de 10^4 a 10^5 años son promediados los efectos de la variación secular del campo geomagnético y la posición polar calculada (polo geomagnético) coincide con el polo geográfico y sera áxial.

Adquisición del magnetismo por las rocas

La remanencia de un espécimen colectado en el campo es llamada "magnetización remanente natural" (MRN).

El magnetismo permanente (NRM). Es usualmente el vector resultante de la magnetización primaria adquirida cuando la roca fue formada y la magnetización secundaria adquirida durante el subsecuente tiempo

varias componentes que son generalmente impuestas en la roca por la dirección del campo más tarde aplicado, desarrolla a expensas de estos magnetizaciones un gran campo y desplaza las fronteras entre las paredes. A lo largo de la parte inicial de la curva de histéresis, la magnetización pareciera en cada grano suficiente para producir un campo interno igual y opuesto al campo externo; este mantiene la energía libre mínima a una cantidad constante. A lo largo de la trayectoria de la pendiente, la magnetización es debido al gran desplazamiento irreversible de las fronteras: como las paredes son forzadas sobre barreras (imperfecciones o inclusiones) en la celosía ellos no pueden retornar a su posición original cuando el campo es removido. En la parte alta de la curva, la magnetización procede por la rotación de todos los dominios en el campo aplicado venciendo ambos las energías magnetostática y magnetocristalina; se requieren grandes campos para esto, y el incremento en magnetización es relativamente lento. En materiales magnéticamente duros (alta coercitividad) el movimiento de los dominios de pared es y usualmente inhibido por impurezas o imperfecciones de la celosía. En materiales magnéticamente suaves (baja coercitividad), los dominios de pared son fácilmente movidos, una condición que es típicamente aplicable a redes cristalinas puras ordenadas.

Magnetismo remanente (J_r)

En las rocas ígneas, principalmente en las extrusivas, es de mayor intensidad que el inducido (J_i), mientras que en el resto de las rocas dicha relación se invierte; esto puede observarse del análisis de los valores del coeficiente de *Koenigsberger* (Q), en rocas ígneas y metamórficas sobre áreas continentales, Q toma un valor alrededor de la unidad para rocas bien cristalizadas, de 10 para rocas volcánicas, y de 30 a 50 para rocas basálticas de rápido enfriamiento.

Dado que la intensidad y la Dirección de J_r están afectadas por la historia geológica como por la estructura de las rocas, será necesario conocer para la interpretación de anomalías magnéticas los valores actuales de estos parámetros.

Las rocas y minerales pueden retener una variedad de magnetizaciones remanentes, dependiendo de sus propiedades magnéticas, origen geológico e histórico. Se han documentado actualmente varios orígenes del magnetismo remanente que se presentan en las rocas y minerales (*Goax y Doell*, 1960; *Naqata*, 1961) que se mencionan a continuación:

Magnetización remanente ahistérica (ARM): Es producido en la muestra aplicándole un campo externo constante en presencia de un campo magnético variable. La técnica más usual es poniéndole una corriente alterna a través de una bobina (solenoides). Se usa para estudio de laboratorio y características de las muestras.

Magnetización remanente química o cristalización (CRM): Se adquiere por una fase magnética al sufrir el material algún cambio físico-químico después del depósito. El cambio puede ser una oxidación-reducción, cambio de fase, deshidratación, precipitación de cemento, exsolución, recristalización o desarrollo de granos. Los

procesos usualmente ocurren en el medio ambiente, en campo magnético y temperatura constante. Es importante en algunos sedimentos (lechos rojos) y rocas metamórficas.

Magnetización remanente depositacional o detrítica (DRM): Se adquiere en los ambientes sedimentarios clásticos (roca sedimentaria clástica) por depósito de partículas finas sobre el piso acuoso. En el caso más simple, debido al descenso de partículas cuando el agua es casi tranquila (flujo laminar), probablemente acompañado por alguna rotación y ajuste postdeposicional. Los granos son orientados preferencialmente por el campo magnético de la tierra, dando un momento neto en esa dirección. Es importante en sedimentos marinos y lacustres (varvados).

Magnetización remanente natural (NRM): Se encuentra en una muestra in situ. El término es uno en general, y representa uno o una combinación de los otros tipos de magnetización descritos. Ejemplo, el NRM podrá ser una DRM de granos con un TRM originalmente, mas un pequeño VRM seleccionado arriba de postformacional en el campo de la tierra.

Magnetización remanente piezométrica o de presión (PRM): Es adquirida durante la formación por proceso mecánico en algún tiempo cuando por deformación o esfuerzos. El esfuerzo aplicado puede estar en el rango plástico o elástico, y dirigido por esfuerzos tectónicos, presión hidroscática (confinante) o de impacto. El efecto más pronunciado se asocia a cambios estructurales irreversibles en los minerales magnéticos.

Magnetización termorremanente (TRM): La adquiere una muestra cuando se esta enfriando a temperatura normal arriba de su temperatura de Curie, en la presencia de un campo magnético. La TRM es la remanencia más importante, en general, por su modo de origen conocido, estabilidad, generalmente de rocas ígneas y rocas sedimentarias derivadas de ellas, para aplicaciones paleomagnéticas.

Magnetización termorremanente parcial (PTRM): Es una fracción de TRM total desarrollada por enfriamiento de la muestra, tiempo después aplicado el campo, solo sobre un intervalo específico de temperatura T_2-T_1 , donde ambos están debajo de T_c .

Magnetización termorremanente Inversa (ITRM): Se produce al calentamiento de la muestra desde baja temperatura, en un campo magnético inverso. Esto ocurre en cristales magnéticos que sufren determinados cambios estructurales o magnéticos a temperatura más baja de T_c .

Magnetización remanente viscosa (MRV): La adquiere la muestra gradualmente con el tiempo, después que se expone en un campo externo pequeño. En general, ocurre a baja temperatura y en campo terrestre. El incremento del momento reverso está en función logarítmica del tiempo. El proceso, desarrolla una orientación preferida del momento, debido a la agitación termal. Esta remanencia es relativamente débil e inestable, pero está presente en algunas rocas habiendo estado bajo el campo terrestre desde que adquirió su magnetización original.

En realidad la magnetización total es la suma de la magnetización remanente, Jr, y la magnetización inducida. Para campos pequeños, el último o más reciente es proporcional al campo, expresado

matemáticamente:

$$J_t = J_r + KH$$

$$J_t = J_r + KH$$

Proyecciones ortogonales

Las proyecciones esféricas permiten la presentación de la dirección, pero no la magnitud del vector de magnetización; para ilustrar los cambios en magnitud, es necesario emplear por separado una gráfica de J/J_0 contra temperatura o campo magnético (Figs. 1.2 y 3.1). La magnitud y dirección puede, sin embargo, ser ilustrado en el mismo diagrama con una gráfica ortogonal, en términos de las componentes del vector a lo largo de los tres ejes cartesianos, x , y y z , donde z convencionalmente indica la profundidad. Un vector de magnitud J es entonces la resultante de las tres componentes ortogonales.

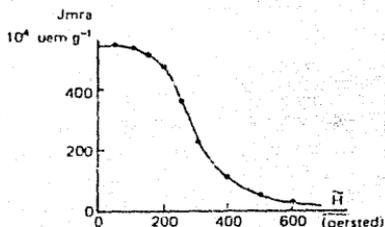


FIGURA 3.1 Cambios de intensidad con desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes.

Estadística de las direcciones. Los resultados de las mediciones de la dirección de la MRN son expresadas (como en la dirección del campo geomagnético) por declinación (D) e inclinación (I). La D es medida del norte (verdadero) al este (usualmente de 0° a 360°) e I se mide hacia abajo de la horizontal ($+90^\circ$ a -90°). Los resultados son usualmente dibujados en una proyección estereográfica, por algunos como igual área o igual ángulo (Fig. 1.2). Desafortunadamente hay dos convenciones. En ambos casos la periferia de los círculos representan la dirección horizontal. La primera, y más común, convención es representar las direcciones como vectores del centro de una esfera a los puntos dibujados donde los vectores cortarían cualquier emisferio bajo (primer símbolo), o negativo (segundo símbolo) en el hemisferio bajo. Fig. 3.2 es un ejemplo usado en esta primera convención que está siendo desarrollada.

Esta frecuentemente es para determinar la dirección media de mediciones dispersas de una muestra (en el sentido estadístico). Representamos cada valor de la dirección por un vector unitario (sin hacer caso de la intensidad de magnetización). Si estos son sumados vectorialmente y los resultados divididos por el número de mediciones, ambos la dirección media y una medida de la dispersión es obtenida.

Si (D_i, I_i) $i=1,2,3,\dots,N$ es una muestra de dirección. Los

correspondientes vectores unitarios son (X_i, Y_i, Z_i) donde (omitendo el subíndice)

$$\begin{aligned} x &= \cos I \cos D \\ y &= \cos I \sin D \\ z &= \sin I \end{aligned}$$

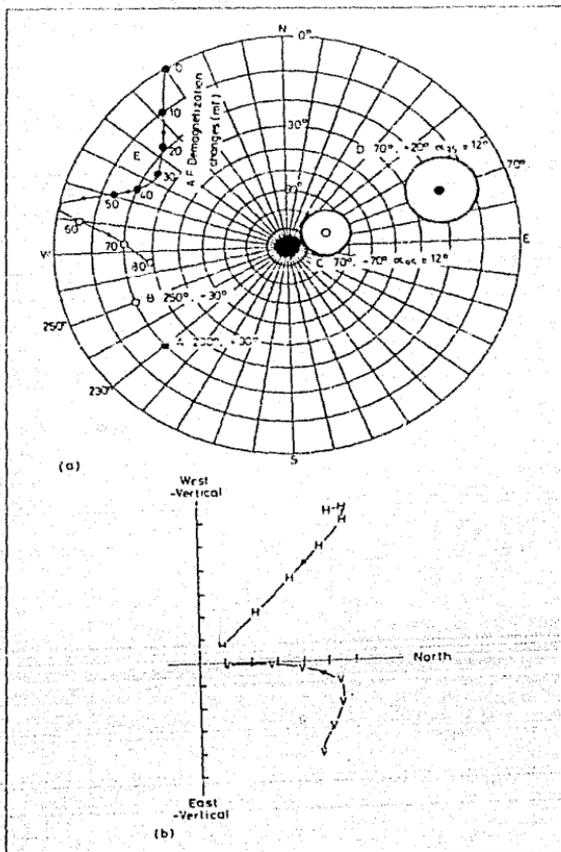


FIGURA 3.2. Representación en estereograma de Schmidt de un núcleo. a) muestra la convención de como marcar su posición así como la trayectoria que sigue una muestra al ir cambiando de magnetización y b) ilustra el cambio de la intensidad magnética tanto en el plano horizontal como vertical.

Ahora definimos

$$X = (1/N) \sum_i x_i$$

$$Y = (1/N) \sum_i y_i$$

$$Z = (1/N) \sum_i z_i$$

y el vector

$$R = (X, Y, Z)$$

La declinación e inclinación de la dirección media esta dada por

$$\text{sen } \bar{D} = Y(X^2 + Y^2)^{-1/2} \quad 3.1$$

$$\text{tan } \bar{I} = Z(X^2 + Y^2)^{-1/2} \quad 3.2$$

Si todas las direcciones medidas fueran idénticas entonces R sería de longitud unitaria; si las direcciones fueran al azar entonces R sería pequeño (estadísticamente zero). Su $|R|$ es una medida de la dispersión de las direcciones.

La estadística de las direcciones (o puntos en una esfera) ha sido desarrollado por Fisher (1953). Imaginemos un proceso que genera salidas al azar de una dirección media, tal como un proceso Gaussiano hace con los escalares, Fisher definió κ , la "invariancia" o "parámetro de precisión" del proceso. La mejor estimación de κ de la muestra es

$$\kappa = (N-1)/(N-NR) \quad 3.3$$

Esta es la fórmula normalmente usada en paleomagnetismo pero esta es actualmente la asintótica de la expresión exacta, suficientemente aproximada para $\kappa > 5$. En práctica siempre tratamos con $\kappa > 10$. Si la dirección media es conocida, o asumamos de alguna otra fuente que de la muestra (e.g. si hipotizamos una población con la media del polo presente) y χ es el ángulo entre la media de la muestra y la media de la población asumida, entonces la mejor estimación de κ es

$$\kappa = N/(N-NR \cos \chi) \quad 3.4$$

Para conocer la probabilidad de la densidad de puntos generados por el proceso, en términos de κ , y la confianza se pone en nuestra estimación de la dirección media de la población. Fisher mostró que la densidad de probabilidad P_A esta dada por

$$P_A(\theta) \cdot dA = \frac{\kappa}{4 \pi \text{senh } \kappa} e^{\kappa \cos \theta} dA$$

donde θ es la distancia angular de el elemento de área dA de la dirección media. Esto sigue que la probabilidad de la densidad angular

$$P_o(\theta) \cdot dA = \frac{\kappa}{2 \text{senh } \kappa} e^{\kappa \cos \theta} \text{sen } \theta dA \quad 3.5$$

La estimación imparcial de la media de la población es la media de

la muestra, dada por (3.1, 3.2). El radio (α) de un pequeño círculo centrado en la dirección media siendo este círculo externo P, está dado por

$$\cos \alpha = 1 - [P^{-1/(N-1)} - 1] (1-R)/R \quad 3.6$$

En la cotización de los resultados es usual cotizar α para $P = 0.05$, lo cual se escribe α_5 .

Parámetros de precisión, siendo recíprocos de variancia, puede ser comparado por la prueba F (ver e.g. *Fill*, 1974).

Tablas para determinar α y otras fórmulas estadísticas están dadas por *Irving* (1964, página 62) y *Watson e Irving* (1957).

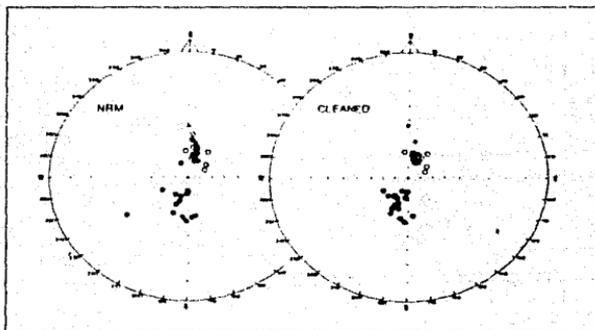


FIGURA 3.3 Representación en redes estereográficas de un sitio. En el primer círculo están representadas las lecturas del MRN de las muestras, observe la gran dispersión de las muestras y en el segundo se muestran las muestras ya tratadas o limpias magnéticamente presentando una mayor concentración y un α_5 menor.

INTERPRETACION PALEOMAGNETICA

Su finalidad es conocer el comportamiento magnético de los especímenes tratados. Esto nos permite inferir ciertas propiedades físicas de las rocas principalmente: 1) fuerza coercitiva; 2) tipo de minerales que producen la magnetización; 3) tipo de dominio magnético; 4) susceptibilidad magnética y 5) temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y la magnetización (mT) en cada paso hasta llegar a los valores de bloqueo.

Trabajo de campo

Para la obtención de las muestras se emplea una barrena portátil, que presenta ventajas al facilitar la orientación (se etiquetan) de la muestra no siendo así con las muestras de bloque que previamente se orienta para posteriormente transferirla a los núcleos que se extraen

de ella.

Los errores del análisis de estudios paleomagnéticos para que sean mínimos se requiere de un buen control siendo el error satisfactorio menos del 5 %. Para esto se recomienda como mínimo: 1) Buscar afloramientos no intemperizados, procurar que la muestra se obtenga a una profundidad que se considere que sea sana; 2) procurar emplear suficiente agua cuando se perfore con barrena para que no haya calentamiento y evitar una posible magnetización secundaria; 3) en caso de obtener muestras de bloque, que sean sanas y orientadas; 4) etiquetar las muestras y agruparlas por sitios. Lo anterior nos permite proceder al análisis de laboratorio donde obtenemos la información para fines paleomagnéticos.

Trabajo de laboratorio

Cuando ya se tienen los núcleos se cortan a una medida estándar para el tipo de aparato a usar (2.5 x 2.2 cm): Desmagnetizador por Campos Alternos, susceptibilímetro, Horno Térmico y Magnetómetro.

Como siguiente paso los núcleos están listos para los tratamientos magnéticos. Estos consisten en la medición de la NRM (en el Magnetómetro). Posteriormente se someten a la desmagnetización de las muestras, ya sea por Temperaturas, por Campos Magnéticos Alternos (CMA) o ambos. En cada paso se mide su magnetización, el campo magnético (mT) o temperatura (°C) aplicada y así sucesivamente hasta que la muestra se limpie magnéticamente.

MÉTODOS DE LAVADO MAGNÉTICO

Lo que vino a revolucionar para tratar de separar las componentes del MRN e interpretar como y cuando estas fueron adquiridas, fueron los métodos de lavado magnético de especímenes para remover las componentes suaves o secundarias dejando solo la componente dura o primaria. Estas componentes duras representan el campo en el tiempo de formación de la roca, o el tiempo de algunos eventos durante la vida de la roca, tal como un cambio químico de los minerales magnéticos al recalentarse.

Desmagnetización por temperaturas

El proceso de desmagnetización térmica ofrece las siguientes ventajas: desmagnetizar al mismo tiempo varios especímenes (hasta 15) en cada paso de magnetización, además conocer el punto de Curie de los especímenes. El proceso se desarrolla de la siguiente manera se toma su NRM de las muestras antes de introducirse al horno, a continuación se toma un criterio para los intervalos de temperatura a los que se van a desmagnetizar las muestras, entre cada intervalo se tomará la lectura correspondiente (D e I) y así sucesivamente asta un valor tope de temperatura que se considera suficientemente alta para limpiar la muestra magnéticamente.

Desmagnetización por campos magnéticos alternos (CMA)

De manera similar al anterior, solo que ahora en vez de ser un horno se empleara un *desmagnetizador molspin* como fuente desmagnetizante. Consiste en someter a la muestra a diferentes campos magnéticos, el cual continuamente se aumenta la intensidad. En cada nuevo valor del campo aplicado se le mide a la muestra su inclinación, declinación muy importante para ciertos oxidaciones que afectan las estimaciones. La información se procesa de manera similar a la desmagnetización por temperaturas.

Desmagnetización química

Una forma de desmagnetización conveniente cada vez mas importante en el estudio de rocas sedimentarias es la "desmagnetización Química". Este puede ser posible para determinar cual de los minerales es responsable de la magnetización tratando la roca con un químico (e.g. HCL) que disuelve uno mas rapidamente que otro. Esta técnica es particularmente útil cuando es aplicado a lechos rojos conteniendo ambos hematita y magnetita para ellos pueden haber sido magnetizados a diferentes tiempos

Procesamiento de la información

Con los valores de declinación e inclinación que se obtuvieron de las desmagnetizaciones (I y D) se procede a vaciar los datos en una red estereográfica (*Schmidt*, igual área) para conocer la concentración (Fig. 3.2), su alfa 95 % que se obtiene mediante el algoritmo de *Fisher* y la declinación e inclinación media del sitio, se elaboran gráficas de desmagnetización (Fig. 3.1) para conocer el comportamiento que tienen las muestras durante el proceso de desmagnetización y de esta manera inferir el tipo de minerales magnéticos que se encuentran en ella, así como también tipo de dominio y grado de coercitividad. Las gráficas (Fig. 3.2) muestran tanto el efecto de desmagnetización que tiene la muestra como el número de componentes de magnetizaciones remanentes que adquirió la muestra en el transcurso del tiempo.

dad, adquirido durante el cambio de temperatura al tiempo del emplazamiento. Empleando estos registros magnéticos es posible establecer correlaciones, y en algunos casos fechamientos de unidades volcánicas, para determinar: (a) cambios de polaridad y excursiones (Fig. 3.5); (b) direcciones y posiciones polares, que cambian debido a la variación paleosecular; y (c) dispersión de las direcciones y posiciones polares. La precisión del fechamiento requiere una calibración, la cual está basada en métodos de fechamiento "numéricos" (tales como radio carbono, trazas de fisión, series de uranio, termoluminiscencia, berilio-10, aluminio-26, dendrocronología, cronología de varvas o registros históricos). El empleo combinado de estos métodos y de aquellos de fechamiento relativo como magnetoestratigrafía y muchos otros como desarrollo de suelos, tefracronología, cocientes de deposición, intemperismo o deformación y geomorfología, permite mejorar los resultados de correlación y fechamiento (ver *Mahaney, 1984; Self & Sparks, 1981*).

Los estudios estratigráficos y geocronológicos realizados en la zona de la SLP ofrecen la oportunidad de obtener datos paleomagnéticos para la calibración de magnetoestratigrafía, en el intervalo de 25 000 a 150 000 años aproximadamente. Estos datos magnetoestratigráficos son útiles para problemas de correlación y fechamiento y para estudios del campo geomagnético tales como paleovariación secular y eventos transicionales como excursiones (tabla 3.1 y figura 3.5).

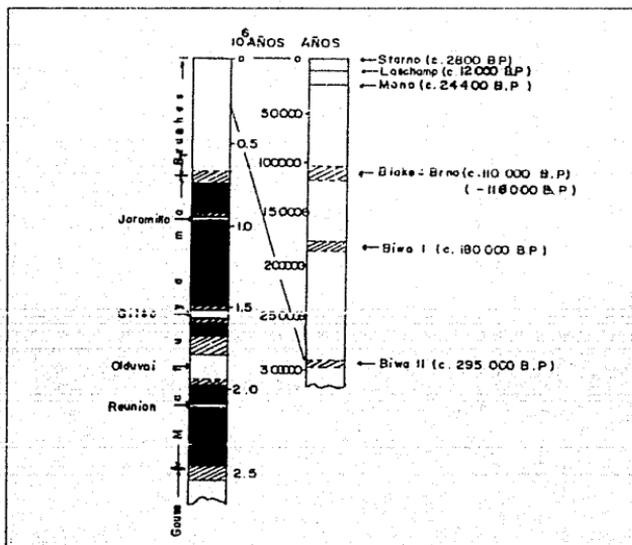


FIGURA 3.5 Cambios de polaridad y excursiones del campo geomagnético para los últimos millones de años.

TABLA 3.1 Historia evolutiva simplificada para el centro volcanico de La Primavera, Jalisco (tomada de Mahood y Drake, 1982).

Evento	Edad (10^3 años)
Erupcion de las lavas del grupo sur (17 km^3).	60-75
Elevacion y desaparicion del lago.	---
Erupcion de los domos juvenes (3 km^3).	76
Deposito de sedimentos en periodos de calma.	----
Erupcion de los domos antiguos (5 km^3).	95
Erupcion de los domos centrales y del horizonte gigante de bombes.	----
Colapso de la caldera (11 km de diametro) y formacion de un lago.	----
Erupcion de la Toba Tala (20 km^3).	95. ¹
Erupcion de las lavas pre-caldera.	145-100

¹ Interpretada en este estudio en 110 000 - 116 000 años.
Ver figura 3.6 para informacion geocronologica

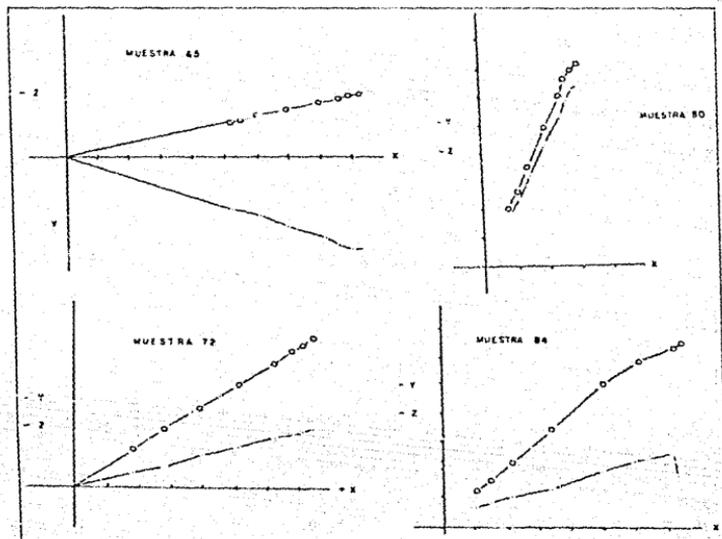


FIGURA 3.6 Ejemplos de resultados de desmagnetización por campos magnéticos alternos para cuatro muestras. Datos ilustrados en gráficas vectoriales diagramas de An-Zijderveld) que muestran los cambios en las componentes norte-sur, este-oeste y vertical (x, y, z, respectivamente).

Proceso de la información

La técnica empleada en el estudio fue colectar 17 muestras orientadas (Fig. 3.6). Cada muestra fue cortada en forma de cilindro de dimensiones 2.5 x 2.2 cm. A todas las muestras se les tomó su MRN (Magnetismo Remanente Natural) con un Magnetómetro Dígico, las muestras posteriormente fueron lavadas usando un desmagnetizador de campos alternos hasta un valor pico de 500 Gc (Sitio X) y en los sitios restantes (Sitios XV, XVI, XVII, XVIII) se desmagnetizaron por temperatura alcanzando un valor de 500 °C. El siguiente paso fue agrupar las muestras.

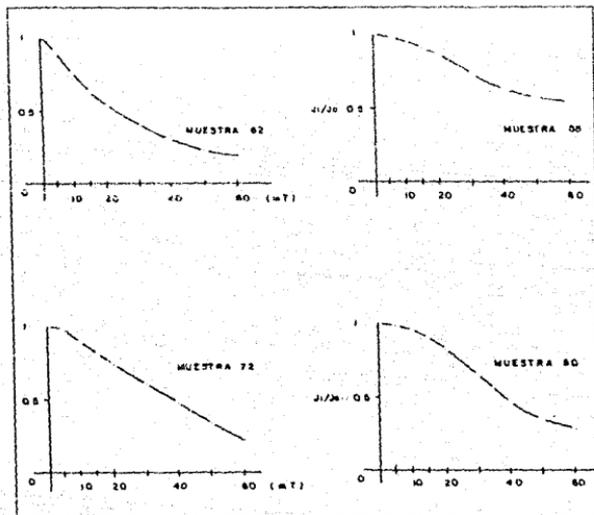


FIGURA 3.7 Ejemplos de cambios de intensidad (normalizados con respecto a la intensidad de magnetización remanente inicial) con desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes (en milliteslas, mT).

De los sitios muestreados se gráfico la variación de la intensidad magnética normalizada contra el campo magnético que se le aplicó a la muestra. Las gráficas anteriores denuncian el comportamiento que tiene la muestra cuando se esta desmagnetizando (componentes, tipo de dominio, etc.). Otra alternativa similar a la anterior es vaciar en la red estereográfica de Schmidt (igual área) las direcciones (declinación e inclinación). De esta manera podemos deducir que minerales principalmente magnéticos estan presentes en las muestras y sus correspondientes componentes secundarias (magnetizaciones remanentes) que se fueron sumando a la magnetización primaria a través del tiempo (Fig. 3.6 y 3.7).

Lo que se hizo anteriormente es remover posibles componentes secundarias. Gracias a esto se obtendran los datos necesarios del

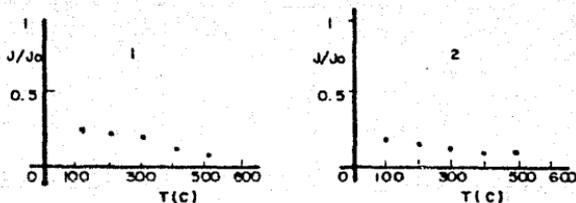


FIGURA 3.8 Ejemplos de cambios de intensidad (normalizados con respecto a la intensidad de magnetización remanente inicial) con desmagnetización por temperatura (en °C).

sistema volcánico SLP como: su dirección principal, polo paleomagnético y posteriormente compararlo con el actual. Así como también, sus implicaciones con la tectónica regional y local.

Resultados

Para este estudio se colectaron 18 muestras en seis sitios (Fig. 3.5), empleando una perforadora portátil (y en algunos casos obteniendo muestras de bloque) y orientación con brújula magnética (Urrutia y Pal, 1975). En el laboratorio se prepararon 48 especímenes de 2.5 cm diámetro y 2.1 - 2.2 cm de largo. La dirección e intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) se midieron con un magnetómetro (discriminador de flujo) de giro. La estabilidad y composición vectorial de NRM se estimaron por desmagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes (CMAD) y por temperaturas (térmica). Detalles de los procedimientos de laboratorio y métodos de análisis pueden consultarse en Pal y Urrutia (1975) y Urrutia (1977, 1978, 1979) y en un reporte anterior sobre estudios en el campo geotérmico de los Azufres, Mich. (Urrutia et al., 1985).

Las direcciones de NRM de los sitios XIV, XV, XVI, XVII y XVIII presentaron una polaridad normal y una baja dispersión, mientras que las correspondientes al sitio X presentaron una mayor dispersión y una polaridad intermedia con declinaciones al S e inclinaciones arriba de la horizontal. En la figura 3.9 se presentan ejemplos de diagramas vectoriales de desmagnetización y en la normalizada en función de la temperatura o el campo magnético aplicado. Las temperaturas máximas de bloqueo son generalmente menores de 500 °C. Los minerales portadores de la NRM son óxidos de la serie de titanomagnetitas, con contribuciones variables de productos de oxidación de la serie de titanohematitas. En la figura 3.8 se ilustran las direcciones para algunos sitios, observadas después de la desmagnetización y en la figura 3.9 se

resumen las direcciones medias y dispersiones (en términos del α de Fisher, 1953) para los diferentes sitios (ver Tabla 3.2). 55 de

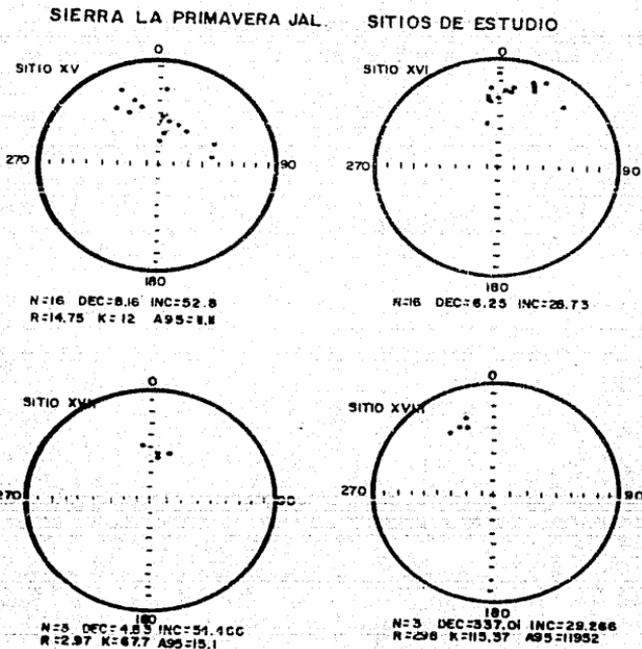


FIGURA 3.9 Direcciones de magnetización remanente para muestras de los sitios estudiados en La Primavera.

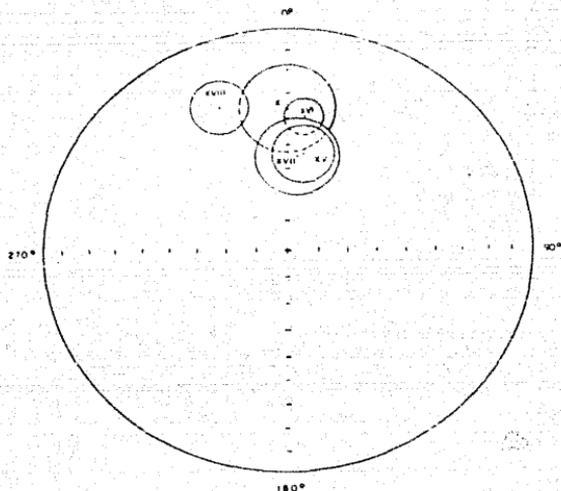
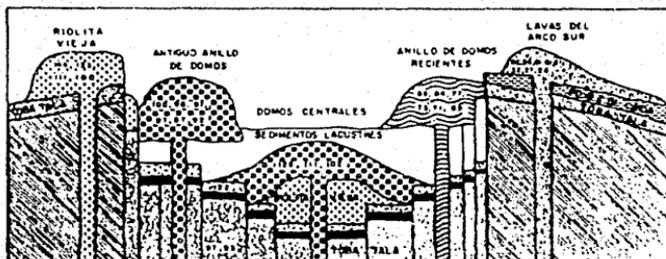


FIGURA 3.10 Direcciones medias para las unidades estudiadas en La Primavera; observese que la polaridad para la mayoría de los sitios es normal.

Sitio	Localización	Num.	Declin.	Inclin.	N	α_{95}	Posiciones Pol.		Edad (10 ³ años)	Polaridad	Epoca	
							Lat.	Long.				
X	1 TORO TALA	20	359.95	-35.23	4.186	18.27	49.89	76.57	95.2	96.7	INTERMEDIA	Exc. Blake (7)
XIV	7 EL BURRO	4	0.10	-39.03	5.694	30.7	16.73	76.17	16.7	127.7	NORMAL	Brunhes
XV	9 LA CUESTA	16	0.10	52.0	11.98	11.11	75.32	-76.51	71.3		NORMAL	Brunhes
XVI	9 LAS CAÑAS	16	6.25	29.72	23.10	7.77	52.222	27.22	21.6		NORMAL	Brunhes
XVII	EE EL VAJO	3	4.03	54.4	67.69	16.1	75.07	-87.9	25.5	26.0	NORMAL	Brunhes
XVIII	7F EL COLLI	3	937.01	29.26	115.37	11.52	67.61	157.466	30.2	31.9	NORMAL	Brunhes

TABLA 3.2 Resultados paleomagnéticos para la región de la Caldera de La Primavera, Estado de Jalisco.



LEYENDA

-  LAVAS DEL ARCO SUR
-  PÓMEZ DE LINDA AZECA
-  ANILLO DE DOMOS RECIENTES
-  SEDIMENTOS LACUSTRES
-  ANTIGUO ANILLO DE DOMOS
-  RIOLITA VIEJA
-  PÓMEZ GIGANTE
-  TOBA BENTONITICA
-  TOBA TALIA
-  BASAMENTO TERCARIO

Tomado de Mahood 1980, y modificado por Venegas 1987.

FIGURA 3.11 Representación esquemática de las unidades que conforman la Sierra de La Primavera. Datos de K-Ar, y figura adaptada de Mahood y Drake (1982)

III.2.- MAGNETOMETRIA

El método magnetométrico aéreo (aeromagnetometria) o terrestre al igual que el gravimétrico, estudia campos potenciales y se encuentra fundamentado en la teoría físico-matemática del potencial. Estos métodos son muy utilizados debido a que son excelentes para examinar rápidamente extensas zonas. El método magnetométrico es más complejo, debido a que el efecto gravimétrico (campo escalar) no es más que la suma de la atracción de las partículas masa (escalares) en tanto que el efecto magnetométrico, es la suma de los efectos de los dipolos magnéticos (vectorial). El campo magnético al ser un campo vectorial, cambia su intensidad en cada punto de la superficie terrestre, ello implica las variables: inclinación, declinación, susceptibilidad magnética, temperatura y tiempo en el sitio de estudio. Por lo anterior nos encontramos ante los siguientes factores: variación de la susceptibilidad magnética; la incertidumbre en la dirección de polarización de las rocas, dado que la magnetización no siempre está orientada con respecto al campo geomagnético; la naturaleza bipolar de las anomalías. Por lo tanto, la forma y magnitud de una anomalía estará en función de los siguientes factores:

- a) Geometría del cuerpo.
- b) Dirección del campo geomagnético del lugar de estudio.
- c) Dirección de polarización de los cuerpos.
- d) Orientación del cuerpo con respecto a la dirección del campo geomagnético.
- e) Latitud y longitud del cuerpo o rasgo geológico a encontrar.

Obteniéndose una manifestación en superficie muy compleja, ya que se sumará además la presencia del medio circundante, enmascarando la anomalía de interés.

Lo recomendable a realizar cuando se nos presenta un problema de magnetometría es:

- 1.- Analizar la calidad de los datos.
- 2.- Clasificar o fijar los objetivos.
- 3.- Seleccionar los filtros más apropiados.
4. Interpretación geológica del objetivo buscado.

1.- *Analizar la calidad de los datos.* Es importante, ya que si la información es de mala calidad, todos los resultados que se obtengan serán erróneos. Para esto se recomienda tener una buena información de lo siguiente:

- i) Espaciamiento y dirección de las líneas de vuelo.
- ii) Altura de vuelo.
- iii) Calidad de mapeo.
- iv) Tipo de magnetómetro.

2.- *Clasificar o fijar los objetivos*. Conocer el objetivo deseado, como puede ser la búsqueda de: minerales magnéticos (G. Mineral), estructuras geológicas (G. Estructural); estructuras que contengan hidrocarburos (G. Petrolera); vestigios arqueológicos (Arqueología); fuentes hidrotermales (Geotermia) y en general todo rasgo que de alguna manera tenga relación con las propiedades magnéticas.

3.- *Seleccionar los filtros mas adecuados*. Especificado el objetivo se procede a la aplicación de los filtros, para remover o resaltar frecuencias deseadas. Por ejemplo, si son objetivos someros de pequeñas dimensiones, se recomienda emplear operadores o filtros matemáticos que remuevan efectos regionales del plano magnetométrico, quedando un residual con efectos de altas frecuencias, resaltando el efecto de posibles cuerpos someros.

En la actualidad se cuenta con toda una gama de filtros para una infinidad de aplicaciones, pero son insuficientes. Los mas comunmente usados en geofísica se pueden clasificar en dos grupos que son: operadores matemáticos que trabajan en el dominio del espacio (operadores convolucionales) y los que trabajan en el dominio de la frecuencia (Transformada de Fourier). Los principales operadores o filtros matemáticos son:

- a) Reducción al polo
- b) Derivadas e integrales
- c) Filtros:
 - i) Pasa bajas
 - ii) Pasa altas
 - iii) Pasa banda
- d) Continuación ascendente y descendente
- e) Filtros direccionales

a) *Reduccion al polo*

Remueve el desplazamiento de las anomalías magnéticas debido a la polarización inclinada del cuerpo. En otras palabras hace que la anomalía magnética aparezca como si estuviera en el polo magnético, con la anomalía positiva sobre la fuente generadora. Es de gran ayuda para localizar las fuentes anómalas. De esta manera, la técnica consiste en el cálculo de pseudoanomalías magnéticas, tomando en cuenta que la magnetización y el campo normal son verticales.

b) *Derivadas e integrales*

Los operadores que emplean las derivadas sirven para enfatizar las altas frecuencias. Por el contrario, los operadores que emplean integrales enfatizan las bajas frecuencias. Así por ejemplo, la segunda derivada enfatiza las altas frecuencias resaltando los contornos de cuerpos someros.

c) Filtros

Estos operadores enfatizan o atenúan ciertos rangos de frecuencias. Los más comunes son:

i) *Filtro pasa bajas*. Operador que resalta la información de los cuerpos profundos (ejemplo el basamento magnético).

ii) *Filtro pasa altas*. La característica de este operador es delinear los contornos de los cuerpos someros, debido a que resalta las altas frecuencias.

iii) *Filtro pasa banda*. Este operador resalta las anomalías de sus fuentes en ciertos rangos de profundidad.

d) Continuación ascendente y descendente

Teóricamente si el campo se conoce en un nivel, puede ser calculado tanto en un nivel más alto como en uno más bajo atenuando o pronunciándose la información (efecto magnético).

La continuación ascendente actúa en el mapa como un filtro pasa bajas resaltando los rasgos regionales. En cambio la continuación descendente actúa como un filtro pasa altas, que resalta más información de los cuerpos someros, siempre y cuando no se continúe hasta ellos, ya que la información contendrá gran cantidad de ruido debido a los cuerpos adyacentes.

e) Filtros direccionales

Se crearon para resaltar o atenuar tendencias en ciertas direcciones de las frecuencias de un mapa, en este caso magnetométrico. N-S que probablemente se deba a una falla se aplica el filtro en esa dirección ya sea para resaltarla o atenuarla.

ANÁLISIS MAGNETOMÉTRICO

Quando ya se tiene el mapa residual adecuado, se procede al análisis, en el cual se tomará en cuenta las siguientes técnicas:

Técnica cualitativa

Estos consisten, en comparar las características magnéticas de estudios reales con anomalías modeladas, o bien, con algunos parámetros de estas. Una de ellas es el Método de Vaquier (1951), que ha sido de los más utilizados y que se basa en el análisis de la agudez de una anomalía magnética, que da idea de la profundidad del cuerpo, de tal manera que esta profundidad puede determinarse comparando la curvatura de un modelo con la anomalía real.

Reglas de semi-ancho o de medición de amplitudes (e.g. regla de Mac; Heiland, 1968), se basa en la observación del ancho de la anomalía en cierto nivel de amplitud como indicador de la profundidad, siempre y cuando se trabaje con la componente vertical u horizontal del campo y con anomalías de forma sencilla. Un inconveniente de estas técnicas es el efecto de los cuerpos adyacentes (Dobrin, 1960; Peters, 1949; Parasnis, 1966).

Técnica de medición de pendientes. Se basan en el principio de que la inclinación de la parte mas abrupta de una anomalía decrecerá a medida que aumenta la profundidad del cuerpo magnético del subsuelo (Potter, 1949), utiliza máximas pendientes y semipendientes como criterios de la profundidad; también cabe mencionar el método Sokolov (Dantea, 1970), que es uno de los pocos métodos que reconocen que la correspondencia entre el ancho de la anomalía y la profundidad del cuerpo que la causa es no lineal; y la "Regla de Smith" (Jefford et al., 1976), que determina valores límite para las estimaciones de la profundidad.

Estas técnicas a pesar de ser muy utilizadas, son inconsistentes, debido a que carecen de fundamentos teóricos y matemáticos rigurosos (Vaquer et al., 1951; Nettleton, 1971).

Técnica cuantitativa

Por lo general, estas técnicas mejoran la estimación de la profundidad al proporcionar una interpretación con fundamentación física y matemática. Es un método que requiere para su aplicación correcta el examen de la anomalía observada, con objeto de tener una idea de la posible configuración de la fuente causante. Un procedimiento muy común es el recursivo, que consiste en asumir un modelo, se calcula su anomalía y se compara con la observada, variando los parámetros para volver a calcular y comparar. Este procedimiento se hace iterativo hasta que se ajuste lo mas cercano posible al efecto real.

Otros métodos para estimar la profundidad son: emplear las transformadas de Fourier, Hilbert y la convolucion. Estos métodos requieren del procesamiento de gran número de datos. No debe olvidarse que estas técnicas también tienen errores pero mas pequeños que los cualitativos, porque estos hacen ciertas suposiciones para la validez de estas técnicas. A continuación se mencionan algunas de las técnicas de modelado empleando diferentes formas de cuerpos (Araya, 1986):

- Cuerpos formados por poligonos (Talwani-Warzel-Landisman, 1959; Talwani y Swin, 1960; Talwani, 1965; Shuey y Pasquale, 1973; Martínez R., 1982).
- Cuerpos formados por prismas y/o diques (Parker Fay, 1963; Lehman, 1971; Bhattacharyya, 1964, 1978; Bhattacharyya y Navslio, 1976; Nagy, 1966; Whitehill, 1973).
- Cuerpos formados por triángulos (Barnett, 1976).
- Cuerpos representados por la superficie que separa dos medios de diferente susceptibilidad (Serand y Debeqlia, 1975).
- Cuerpos formados por conos rectos y circulares (Takin y Talwani, 1966).
- Cuerpos representados por cubos simétricos respecto a uno central (Mufti, 1975).
- Métodos que proporcionan curvas características (Grant y Luciana Martin, 1966; Parker-Fay, 1963).
- Métodos en el dominio del espectro o de la frecuencia (Serand y Debeqlia, 1975; Bhattacharyya y Navslio, 1976; Bhattacharyya, 1978).

El mas comunmente usado de estos métodos es el de *Jaluzani* (1965), que determina las tres componentes ortogonales de la anomalía producida por un cuerpo o estructura del subsuelo para una dirección arbitraria de polarización magnética.

Otros metodos

Algunos métodos suelen llamarse semicuantitativos entre los principales se encuentran: *Tea*n (1966), que obtiene una rápida solución gráfica para las anomalías aeromagnéticas de un cuerpo tabular para determinar la profundidad y otros parámetros de cuerpos tabulares bidimensionales mediante el análisis de anomalías magnéticas aéreas, usando los puntos de inflexión y pendiente semimaxima para formas de señal ya sea con dos flancos o sólo con un alto gradiente.

También, se puede usar la *transformada de Hilbert* para mapear interfases magnéticas (*Sunn*, 1979), cuyos fundamentos matemáticos fueron desarrollados por *O Brice*n (1972) y *Nabighian* (1972). Ellos lo aplicaron a perfiles, obteniendo nuevos parámetros de campo que facilitan la interpretación directa de profundidades y esquinas de cuerpos. Para perfiles con varias anomalías sería de gran efectividad si las anomalías se encuentran aisladas o con poca interferencia.

Otro método que se hizo muy popular, patentado por la EG & Geometrics (1973), consiste en un paquete de programas computacionales ("Compu-depth") que determinan a través de perfiles, la profundidad y ubicación de los bordes de las fuentes. Estos evalúan automáticamente la profundidad del basamento magnético a partir de datos marinos o aéreos. Esto no es mas que la utilización de datos originales, una transformada de Hilbert modificada partiendo del concepto de desplazamiento en frecuencia, por último, existen métodos para evaluar la confiabilidad de las estimaciones en el cálculo de la ubicación y profundidad de las discontinuidades magnéticas, independientemente de la magnetización del cuerpo fuente.

Estimación estadística espectral

Este método está contemplado con el propósito de estimar rápidamente la profundidad del basamento magnético. En la mayoría de los casos ponemos mayor atención en las anomalías más pronunciadas, sin embargo, el objetivo puede estar en las más tenues.

Otra de las ventajas es que manejan toda la información del mapa sin tomar una anomalía en particular, con objeto de estimar una profundidad promedio a las fuentes magnetizadas del subsuelo. Además que esta es independiente de la dirección de magnetización de las rocas u orientación de las anomalías, con objeto de realizar una evaluación sistemática de espesores (cubierta sedimentaria) de cualquier área estudiada.

En si este método consiste en analizar el *espectro de Potencia* de un perfil magnetométrico, donde esta contenida toda la información de los cuerpos fuente que se encuentren a lo largo del perfil y depende del intervalo de muestreo su mayor eficacia.

Modelado de la estructura

Siendo este el último paso, el cual consiste del ingenio y experiencia del interpretador para realizar el modelo óptimo que mejor se ajuste a la estructura subterránea. Los modelos se realizan en 2 y 3 dimensiones.

Ambigüedad de la solución

El problema de la ambigüedad esta presente en cualquier estudio geofísico no importando cual sea. La aproximación de la solución dependerá de que tan detallado se realice el estudio. Ante esta situación se menciona el problema directo y el inverso. (1) Problema directo, consiste en la obtención del efecto de un modelo, esta solución es única y determinada, ya que el modelo es de características conocidas y constantes (forma del cuerpo, su disposición en el medio y las propiedades magnéticas de ambos). (2) Problema inverso: Al no conocer el medio (subsuelo) de estudio y las características o propiedades del mismo se empezará a indagar en posibles soluciones. Para esto se requiere de una combinación de las variables involucradas lo que origina una gama de soluciones que se disciertran hasta encontrar la más adecuada de acuerdo a los conocimientos y experiencias del intérprete.

INTERPRETACION MAGNETOMETRICA

Para el tratamiento de los datos (levantamiento aeromagnético) se procedió a la obtención de los residuales-regionales, con fines meramente regionales, ya que el levantamiento se realizó a una altura de 3000 m. Contandose con el residual se prosigue al análisis cualitativo, posteriormente al de carácter estimativo (cuantitativo) y finalmente se calculó de forma cuantitativa (estadística) la profundidad promedio del basamento magnético cristalino a través del contenido de frecuencias del mapa, así como, por dos perfiles N-S y dos E-W, empleandose el criterio del método estadístico "Espectro de Potencia" (Arroyo, 1986).

Analisis cualitativo

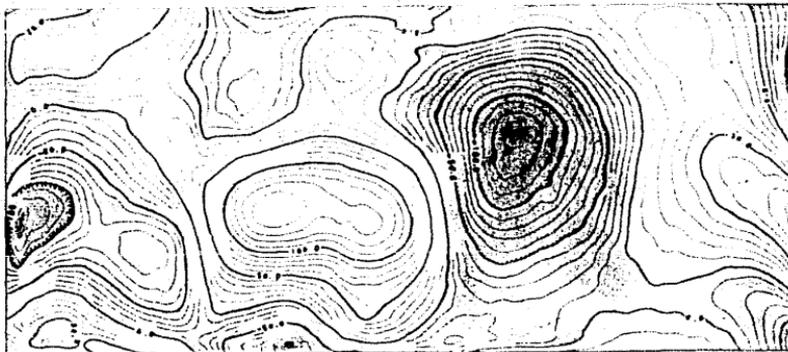
Del plano aeromagnético de anomalía total se le aplicó el tratamiento de tipo regional tanto por el objetivo como por las características de vuelo del levantamiento. A continuación se procedió a la aplicación de mínimos cuadrados para la obtención de un residual apropiado para la interpretación.

Ya que se tuvo el plano residual apropiado, se le aplicó de manera secuencial el siguiente tratamiento: 1) Reducción al polo, por medio de esta técnica se logró obtener a grandes rasgos la mayor información de la localización de los cuerpos (Planos 3.3); 2) continuaciones descendentes y ascendentes para distinguir los cuerpos someros de los más profundos (Planos 3.2, 3.3, y 3.7) y 3) aplicación de la segunda derivada vertical, con lo que se logró la posible individualización de los cuerpos (Plano 3.6).

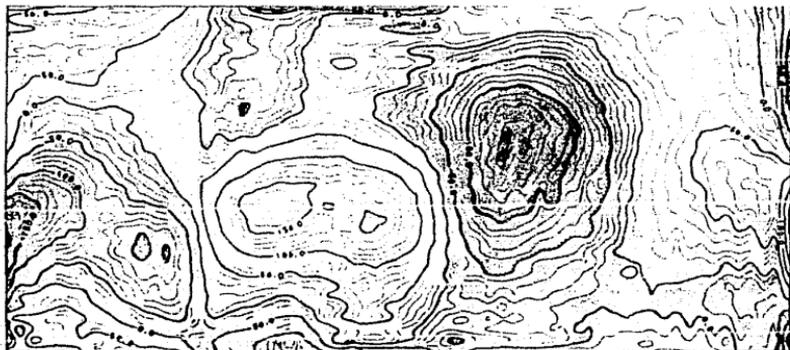
Analisis cuantitativo

El análisis cuantitativo se realizó conjuntamente con la información anterior, procediendo al modelado en dos dimensiones con la Técnica de Talwani para definir la presencia y los rasgos geológicos inferidos, aunado a esto se evaluaron los perfiles (Plano 3.2), pero ahora en forma cuantitativa. Estos perfiles cruzan las anomalías más pronunciadas del plano de anomalía total.

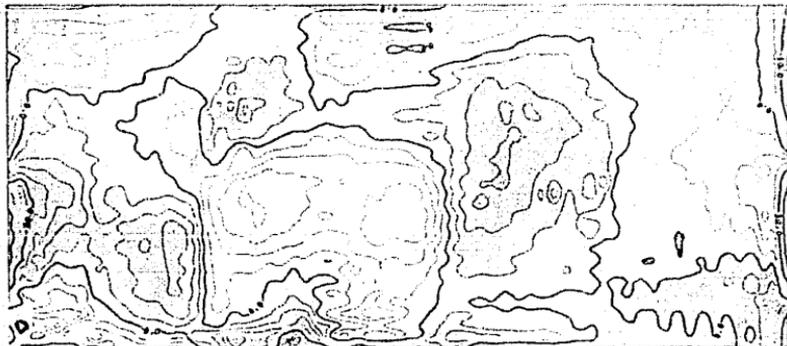
Como un apoyo a lo anterior se realizó una estimación estadística espectral de la profundidad promedio del basamento magnético cristalino; llevandose a cabo a partir del cálculo frecuencial de todo el plano (Campaa, 1986, Fig. 3.14). Posteriormente para mayor detalle se calcularon en los perfiles anteriores su análisis espectral (Fig. 3.12 y 3.13).



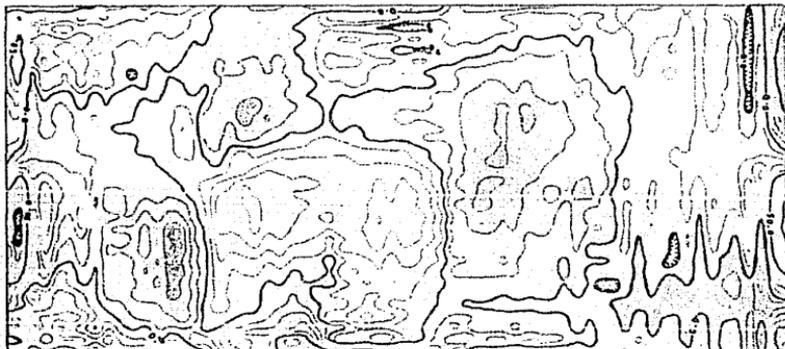
PLANO 3.4 Al plano de reducción al polo se le aplicó la continuación analítica ascendente una unidad de rejilla para hacer resaltar los efectos de las estructuras más profundas y su tendencia regional. Obsérve que mantienen la misma tendencia NW-SE.



PLANO 3.5 Resultado de aplicarle al plano de reducción al polo la continuación analítica descendente una unidad de rejilla. Revelándose en más cantidad o con mayor definición los cuerpos anómalos manteniendo la misma tendencia de la estructura geológica.



PLANO 3.6 Resultado de aplicarle al plano de continuación analítica ascendente la segunda derivada vertical. Esta es de gran ayuda porque revela los límites de los cuerpos así como la estructura general del basamento local.



PLANO 3.7 Resultado de la aplicación en el plano de continuación analítica descendente de la segunda derivada vertical. Plano que nos da idea de los límites de los cuerpos. Observe que las anomalías son más cerradas y aisladas, se clarifica las tendencias en conjunto de los cuerpos en las direcciones de rumbo N-S y E-W.

Resultados

De la interpretación cualitativa se localizaron en el plano de la segunda derivada descendente (Num. 3.7) los contornos de 10 cuerpos o elevaciones (Plano 3.8) del basamento local y se inferioron las partes sumeras y profundas del basamento magnético local, según los máximos y mínimos de las anomalías. (Planos 3.2, 3.3 y 3.6). Para corroborar la localización de los cuerpos o elevaciones del basamento magnético se procedió al análisis cuantitativo, se trazaron 4 perfiles, dos de los cuales fueron N-S y los otros E-W, que cruzaran la caldera y las anomalías cercanas a esta (Plano 3.2). Se modelaron por el método de Talwani en dos dimensiones. Aunado a estos se calculó su Espectro de Potencia para estimar en promedio la profundidad del basamento local en forma estadística y finalmente comparado o conjuntado con el Espectro de Potencia de todo el Plano elaborado por Campos (1986). La interpretación de los perfiles y se muestra en las figuras 3.12, 3.13 y 3.14).

En un análisis cualitativo de los espectros de potencia se visualizan en la parte descendente tres pequeñas elevaciones lo que marcaría en cierto caso los acotamientos de dos cuerpos. En los dos primeros se mantiene un paralelismo con la recta estimada del basamento lo que nos indicaría que tiene la misma profundidad, en el segundo la recta que se ajusta tiene una pendiente menor que las anteriores lo que daría una profundidad menor del cuerpo con acotamiento. Estos detalles son muy marcados en los perfiles B-B', H-H' y K-K' no siendo mucho con el perfil A-A' donde se nota este rasgo mas arriba de la curva oscilándose con la tendencia general, en este perfil se evaluó la profundidad del basamento más somero. En cierta forma correlacionando los espectros de potencia se podría concluir que éstos delatan dos estructuras; una que es el basamento y la otra un cuerpo menos profundo y continuo dado que se manifiesta en todos los perfiles resultados que se describen por las perfiles, no dando todavía la evaluación del segundo horizonte dado que se efectuaron los espectros independientemente de los perfiles y este horizonte no se visualiza mucho en los perfiles de anomalía, quizás por tener una diferencia en sus propiedades magnéticas muy pequeñas por lo que fueron de gran ayuda los espectros para clarificar este detalle. A continuación se expone en detalle el análisis de los perfiles:

PERFIL A-A. El modelo se ajustó en su mayor parte por la presencia de dos cuerpos prismáticos en posición vertical con una profundidad para el primer cuerpo de 325 m. y susceptibilidad de 0.0035 e.m.u. (0.044 S.I.), para el segundo cuerpo la profundidad es de 750 m. y susceptibilidad de 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.). La estimación de la profundidad de forma estadística por el Espectro de Potencia fue de 1635.4 m. (Fig. 3.12)

PERFIL B-E. Se modelaron dos cuerpos donde el primero tiene una profundidad de 300 m. y susceptibilidad de 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.) y el segundo de profundidad de 200 m. y susceptibilidad de 0.0035 e.m.u. (0.041 S.I.). La profundidad promedio en forma estadística por el Espectro de Potencia fue de 2228.3 m. (Fig. 3.12).

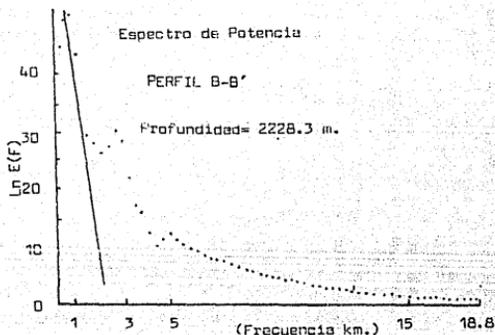
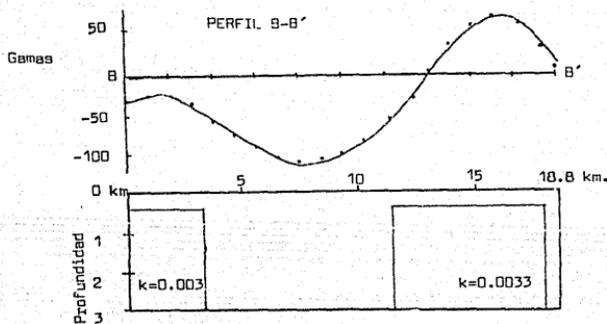
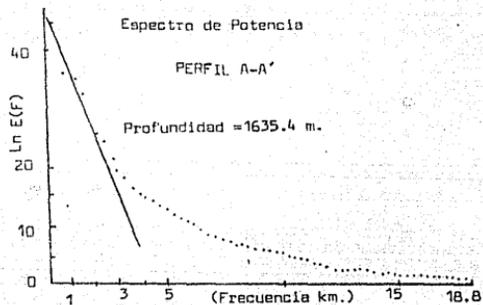
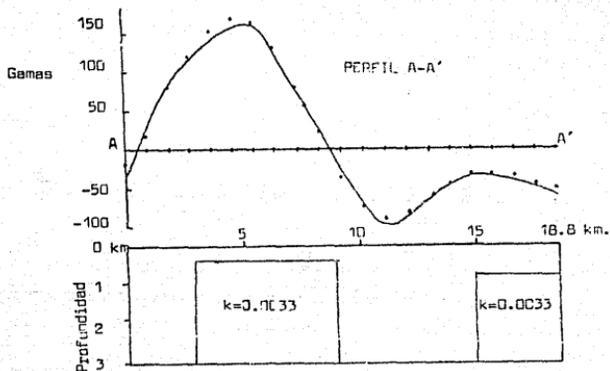


FIGURA 3.12 Interpretación de las secciones A-A' y B-B' de rumbo N-S con sus respectivos espectros de potencia que evalúan la profundidad promedio estadísticamente del basamento local. Las susceptibilidades representativa fué de 0.0035 emu. La anomalía está representada por la línea continua en tanto la calculada está en línea punteada. La profundidad es evaluada en función de la pendiente de la recta que se ajusta a la mayoría de los primeros puntos que indican información de mayor profundidad.

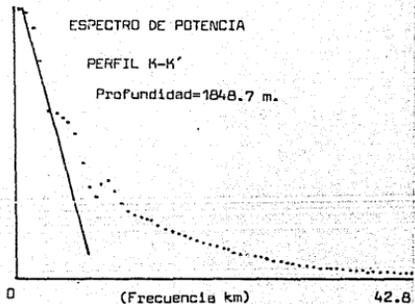
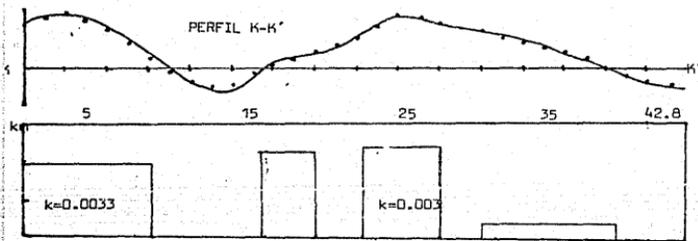
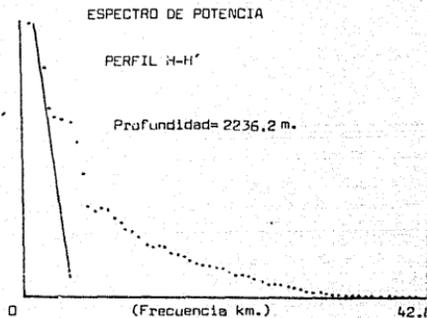
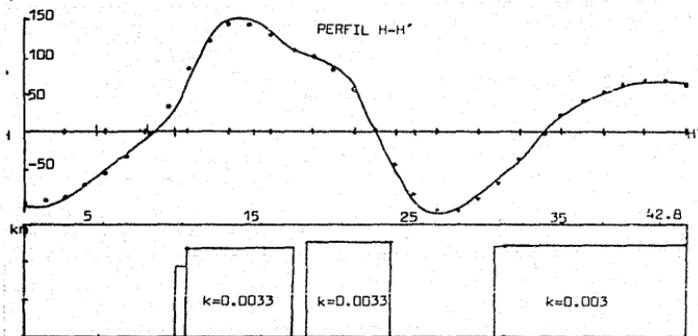


FIGURA 13 Secciones interpretadas H-H' y K-K' de rumbo E-W, muestran sus respectivas elevaciones del basamento y la susceptibilidad representativa también es de 0.0033 emu. La línea continua es la anomalía y la línea punteada es la calculada. La profundidad está evaluada por la pendiente de la recta que se ajusta más a los puntos más próximos al eje vertical, ya que estos nos dan información de cuerpos más profundos.

PERFIL H-H. Se modelaron cuatro cuerpos, el primero tiene una profundidad de 1300 m. y una susceptibilidad de 0.0033 e.m.u. (0.041 S.I.), el segundo tiene una profundidad de 600 m. y una susceptibilidad de 0.0033 e.m.u. (0.041 S.I.), el tercer cuerpo se encuentra a una profundidad de 450 m. y tiene de susceptibilidad 0.0035 e.m.u. (0.044 S.I.) y el cuarto esta a una profundidad de 600 m. y su susceptibilidad es de 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.). La profundidad estimada para este perfil por el Espectro de Potencia es de 2154.4 m. (Fig. 3.13).

PERFIL K-K. Este perfil se ajustó con cuatro cuerpos donde el primero se encuentra a una profundidad de 1050 m. y tiene susceptibilidad de 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.), el segundo su profundidad es de 700 m. y de susceptibilidad 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.), el tercero se localiza a una profundidad de 650 m. y con una susceptibilidad de 0.0030 e.m.u. (0.038 S.I.) y el cuarto esta a una profundidad de 2700 m. y tiene susceptibilidad de 0.003 e.m.u. (0.038 S.I.). La profundidad estimada por el Espectro de Potencia es de 2236.2 m. (Fig. 3.13).

Se tomó del trabajo de Campa (1986), para completar o comparar, el perfil donde evalúa el Espectro de Potencia de todo el plano de anomalía estimando una profundidad del basamento local de 2,200 m. (Fig. 3.14). Finalmente se presenta el Plano 3.8 de la ubicación de los cuerpos interpretados en este estudio.

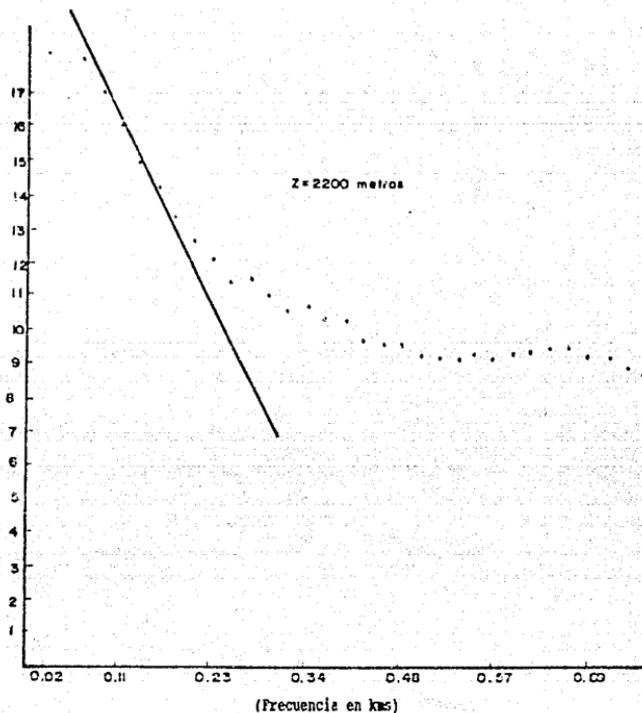
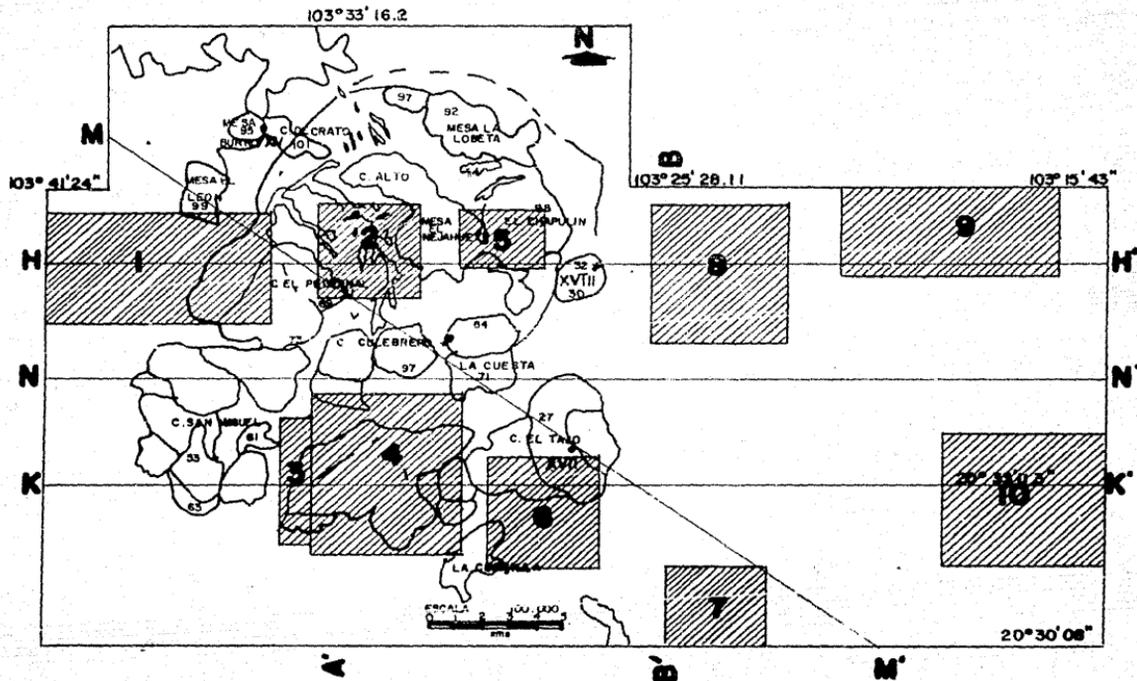


FIGURA 3.16 Espectro de potencia de todo el plano de anomalía magnética (Campos, 1986), que evalúa la profundidad de manera estadística del basamento local. Obsérvese el ajuste de los primeros puntos con la recta propuesta y comparando con los espectros calculados en este trabajo hay cierta concordancia o complemento.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA



PLANO 4.1 Localización de los electrones del basamento local (cuerpos interpretados) observe las alineaciones de que guardan los cuerpos [1,2,3,4,3,6,7] con los grupos de tipo de rumbo NW-SE y chapales de rumbo SW, estas lineaciones están representadas por las líneas M-M' y N-N', pretinamente interiores por vetegas (1678) y campos (1682)

IV.- DISCUSION

La Sierra de La Primavera constituye uno de los centros de vulcanismo silíceo localizado hacia el norte de la porción oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Fig. 2.1). Los centros silíceos, Los Azufres, Amcalco, Huichapan, Los Humeros y La Primavera se están estudiando para evaluar su potencial como fuentes de energía geotérmica, su origen y evolución y sus relaciones petrogenéticas, tectónicas, etcétera, con otros elementos de la FVTM. Además, la actividad volcánica silíceo de tipo explosivo presenta un riesgo potencial, particularmente en el caso de la Sierra de La Primavera, dada su cercanía a la zona densamente poblada de Guadalajara.

La Sierra de La Primavera al oeste de la ciudad de Guadalajara, Jalisco (Fig. 2.2), está formada por numerosas lavas y flujos piroclásticos predominantemente riolíticos, originados aparentemente a lo largo de dos "círculos" no concéntricos que conforman la estructura (Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1982). En los últimos años se han realizado varios estudios en la región (Mahood, 1981a,b; Walker et al., 1981; Blough et al., 1982; Romera y Reyes, 1979; Venegas et al., 1985; Ferníz y Mahood, 1986; Campos, 1986). De particular interés para este estudio son las investigaciones sobre la edad de la actividad volcánica reportadas por Mahood y Drake (1982) y por Fullenry et al. (1984), en que se fecharon varias de las unidades de La Primavera por los métodos de K-Ar y de trazas de fisión, respectivamente. No obstante que no se tienen registros de actividad volcánica en tiempos históricos, Las Características y aparente patrón evolutivo de La Primavera sugieren que ésta posee un alto potencial geotérmico (Venegas et al., 1985). Recientemente, Fullenry et al. (1984) han propuesto que la actividad volcánica de la Sierra de La Primavera es anterior a lo inicialmente reportado y no representa un riesgo potencial para la región.

En la tabla 3.2 se resumen los resultados paleomagnéticos para las unidades estudiadas, de acuerdo a su posición estratigráfica (y edad de K-Ar, Mahood, 1980; Mahood y Drake, 1983). Estos resultados permiten tener una base de calibración preliminar para una porción del intervalo de actividad de La Primavera. Estos datos magnetoestratigráficos permiten resolver problemas de correlación y fechamiento de secuencias volcánicas en el área y para las cuales no se cuenta con información estratigráfica adecuada. Los datos de la tabla 3.2 permiten además, estudiar la variación paleosecular del campo geomagnético en el periodo considerado.

Las magnetizaciones para las unidades estudiadas son de polaridad normal, excepto las correspondientes al sitio X obtenidas de la Toba Tala que presenta polaridades intermedias. Las edades reportadas para esta unidad son de 95.2 ± 6.5 y 96.7 ± 3.8 miles de años (Mahood y Drake, 1983) y se ha resaltado la existencia de una anomalía estratigráfica relacionada con la mayor edad de K-Ar calculada para los domos centrales y un horizonte de pómez que le sobreyacen a la mencionada Toba Tala.

Los trabajos que se consultaron fueron principalmente los siguientes: un estudio magnetométrico del área (del Castilla et al., 1971).

Este aporta resultados meramente cualitativos; se llevó a cabo considerando solamente los gradientes locales, mismos que toman una notable tendencia general en dirección NE-N, confirmando la traza de la zona de colapso de la caldera sugerida por *Mason (1970)* y *Talwani y Raza (1966)* en la porción N-NE.

En cuanto al estudio eléctrico de *Ramona y Reyes (1980)*, resalta cualitativamente zonas de menor resistividad encontrándose éstas en el límite de la caldera remarcando zonas de baja resistividad donde presumiblemente esté la mayor interacción de los fluidos hidrotermales (vapor) con la roca. Una zona se localiza entre el domo Río Salado, flujo Cañón de las Flores y el domo Mesa El León, y otras pequeñas áreas se localizan en Cerro Alto, Cerro El Nejahuete, al NW de Planillas y Cerro El Culebrado. Todas estas zonas guardan una orientación en conjunto NW. Estas zonas concuerdan con los cuerpos que se interpretaron por magnetometría.

Ferniz y Mahood (1986), reportaron un estudio microsísmico, donde se observaron los tiempos de arribo de las ondas P y S, los resultados que aportaron son: las ondas P fueron muy atenuadas y poco las ondas S, el tiempo relativo de retraso fue pequeño (2 segundos). Las variaciones rápidas laterales en atenuación indican que la profundidad responsable de estos efectos no es mayor que de 1-2 km. La estación 3 registro mayor atenuación localizada en la Mesa El Nejahuete.

El trabajo magnetométrico que se realizó en colaboración con la CFE clarifica una tendencia de los cuerpos o elevaciones del basamento magnético local con dirección NW-SE y una segunda E-W previamente atribuidas a los grabens de Tepic y Chapala (*Veneqas et al., 1979; Campas, 1986*) esto fue en lo que se refiere al contexto regional. En detalle se localizaron zonas donde las elevaciones coinciden con los índices estimativos de factibilidad de los estudios sísmicos, resistivos y geotérmicos, como los bajos resistivos y fuerte atenuación de las ondas P.

Como un apoyo al estudio se desarrollaron unos perfiles magnetométricos los que fueron modelados por *Talwani* en dos dimensiones clarificando la estructura del basamento magnético local aunado a estos se les evaluó su espectro de potencia que cuantitativamente y cualitativamente mostro tres rasgos muy marcados principalmente en la mayoría de los perfiles y poco en el perfil A-A', la interpretación de la profundidad del basamento fue mas somera, en los dos primeros las pendientes son paralelas por lo que indica la misma profundidad del basamento y el tercer rasgo de menor pendiente que las anteriores marca la presencia de otro cuerpo o capa que abarca la mayoría del área por estar presente en todos los perfiles, siendo de menor espesor y más somero en el perfil A-A'.

Sobresale la utilidad que tiene el levantamiento aeromagnético en la elaboración de modelos geológicos regionales. Ya que aportan datos sobre la relación que guarda una determinada estructura geológica y su entorno, por ejemplo:

- 1) Pone de manifiesto una zona de debilidad cortical regional al S de la caldera y al N de los domos de Planillas. La orientación de esta estructura es NW-SE. Ella corrobora la existencia de una falla geológica inferida por *Veneqas (1979)*.

2) En el cono de la caldera, a nivel de Mesa El Nejahuete y el N de Cerro El Tule, Cerro El Culebreado se logró establecer un levantamiento local del basamento, el cual involucraria fallas importantes muy próximas al área de las manifestaciones hidrotermales.

3) Se estableció que en la mitad W predominan alineamientos con una dirección NW-SE propia de las estructuras que conforman el graben de Tepic.

4) Al sur de la Mesa El Nejahuete y al norte de Cerro El Culebreado, Cerro El Tule y al NW del cono Arroyo Ixtahuatonte, se reconoce una depresión en el basamento magnético local, que podría estar rellena por material volcánico ácido de SLP.

5) Esta depresión observa en su porción norte un escalonamiento de norte a sur.

Las anomalías magnéticas sobre estructuras volcánicas constan de una componente debida al cono volcánico y una componente de las partes profundas bajo el cono (efectos topográficos). Para interpretar anomalías geomagnéticas sobre áreas volcánicas, varios modelos tales como un dipolo, uno o dos elipsoides, y un cono, han sido adoptados. El modelo del dipolo es el mas simple inclusive para todas las fuentes subterráneas.

En general, las anomalías magnéticas de longitud de onda corta representan los efectos de topografía o estructuras geológicas de profundidad somera. Las de longitud de onda larga representan los efectos de grandes estructuras o de tendencias de estas a mayor profundidad.

Ambas anomalías causadas por el volcanismo muestran impresionante contraste de acuerdo a la estructura de los volcánes; en general, estratovolcanes apenas rinde anomalías en las que las calderas producen baja o alta anomalía. Afortunadamente, las anomalías gravimétricas observadas en áreas volcánicas se pueden separar facilmente de sus componentes regional y local. En cambio las anomalías geomagnéticas son generalmente muy complicadas, en parte porque, son sensitivas al material magnético cercano a la superficie de la tierra, y particularmente las magnetizaciones de productos volcánicos difieren marcadamente de acuerdo a la composición de la roca y la estructura de los productos expulsados. Para separar anomalías locales de anomalías regionales, *Horton et al.* (1964) introdujo un método estadístico, aplicando técnicas de autocovariancia y espectro de potencia, en la determinación de anomalías regionales.

En su artículo *Horton et al.* (1964) describen que las deficiencias de masa obtenidas mediante anomalías gravimétricas, sobre calderas presentan una estrecha correlación con sus diámetros. Esta correlación es similar a la de los cráteres originados por los meteoritos en Canada, lo que implica similitud de estructura subsuperficial entre las calderas de dichos cráteres. En cierta forma esta similitud resultó en la interpretación que se obtuvo en la magnetometría en la SLP y por ende tambien supondremos se cumpla en gravimetría.

Analizando 22 calderas en Japón, *Yokoyama* (1987), las clasificó en dos tipos, unas se caracterizan por una alta anomalía gravimétrica y otras por baja anomalía. Las altas anomalías son originadas por

depósitos máficos de caldera, y bajas por depósitos silíceos de caldera. Las calderas de anomalía alta son generalmente pequeñas en diámetro y pudieron haberse formado por subsidencia de lavas masivas máficas (ejemplo, la Caldera de Ooshima).

En las calderas caracterizadas por anomalía baja:

Los patrones de anomalías gravimétricas son concordantes con la forma de los bordes de la caldera y, en algunos casos, las anomalías gradualmente disminuyen al centro de la caldera. En calderas de grandes diámetros intuye algunos parámetros como son los contrastes de la estructura o caldera con el medio circundante. El límite máximo de anomalías gravimétricas en calderas de baja anomalía es de 40-50 mgal. En estos casos, la profundidad máxima de los depósitos se estiman entre 2 y 4 km. En general, las anomalías gravimétricas observadas en calderas son amplias y bajas que se pueden atribuir razonablemente a las calderas y que no podemos distinguir en ellas fácilmente las anomalías altas y angostas de origen profundo. En el caso de la SLP (*Del Castillo, 1971*) las anomalías se pueden situar en el primer grupo de la clasificación según Yokoyama, siendo los cuerpos no muy someros.

En lo que respecta a la Sierra La Primavera *Yokoyama y Mona (1989)*, señalan que la SLP presenta las condiciones para analizar con la fórmula deducida por *Yokoyama* de la deficiencia de masa dado que la anomalía presente es de baja amplitud, que está en el rango establecido. Estima que el diámetro de la caldera es de 13 kms aun no muy definido, que el origen no es de tipo de colapso (de pistón) sino explosivo y que fue debido a dos fuentes a una profundidad de 2,300 m.

En un estudio desarrollado del levantamiento aeromagnético regional de la caldera Los Humeros, Puebla, México, (*Stones et al., 1977-1978*) en los Humeros de características magnetométricas similares en cuanto a la amplitud de las anomalías y a su posible origen. Cuantificaron una anomalía de tipo bipolar en la región central de la caldera. Esta anomalía se interpretó en términos de un prisma intrusivo fuertemente magnetizado a una profundidad de 2 km de dimensiones de 5 km por 2 km de intensidad magnética efectiva de 16×10^3 cgs. Probablemente este cuerpo tiene temperatura cercana a la temperatura de Curie pero no mayor. Por lo que deducen que la masa fundida se encontraría después de 7 km. Sin embargo la susceptibilidad magnética efectiva en la SLP fué en promedio de 3.3×10^3 cgs más baja que los Humeros.

En un artículo acerca del riesgo geotérmico *Eutierrez Noguin (1989)* expone que la fuente de la SLP es resurgente y que está en la última etapa por lo que la fuente se está enfriando y ésta no volvería a reactivarse como señalan otros autores (*Booth, 1979; Ferris y Mahood, 1986*). Por lo anterior considera que la Ciudad de Guadalajara no tiene peligro alguno en cuanto a la posible actividad de la SLP. No obstante al final del artículo enfatiza que de todas formas se debe de contar con las precauciones pertinentes.

V.- C O N C L U S I O N E S

Por paleomagnetismo se estimó una base de calibración preliminar para una porción del intervalo de actividad de la SLP. La Primavera concuerda con los reportes de una actividad volcánica joven, desarrollada principalmente durante los últimos 140,000 años fechadas por K-Ar. Esta interpretación resuelve el problema estratigráfico presentado por los fechamientos de K-Ar que implican una edad más joven para la Toba Tala que para las unidades que la cubren. Respecto a los minerales componentes, portadores del NRM, son óxidos de la serie de las Titanomagnetitas y proporcionan contribuciones variables de productos de oxidación de la serie Titanohematitas.

Es clara una tendencia de los cuerpos o elevaciones del basamento magnético local con dirección NW-SE y una segunda E-W, previamente atribuidas a los grabens Tepic y Chapala en lo que se refiere al contexto regional. En más detalle se localizaron zonas donde el basamento era menos profundo con buena respuesta tanto resistiva como sísmica para fines geotérmicos.

Resalta la utilidad que tiene el levantamiento aeromagnético en la elaboración de modelos geológicos regionales. (Plano 3.8)

1) Los perfiles magnetométricos así como sus espectros de potencia revelaron contrastes tanto laterales como a profundidad. En los contrastes laterales los valores de susceptibilidad efectiva muestran apenas una diferencia de 0.0005; muy tenue, que posiblemente refleja al material más máfico. En cuanto contraste a profundidad, éste se detectó por medio del espectro de potencia y también de contraste no muy pronunciado pero sí suficiente para ser detectado.

2) Pone de manifiesto una zona de debilidad cortical regional al S de la Caldera La Primavera y al N de los domos de Planillas. La orientación de esta estructura es NW-SE. Ella corrobora la existencia de una falla geológica inferida.

3) En el seno de la Caldera, a nivel de Mesa El Nejahuete y al N de Cerro El Tule y Cerro El Culebreado se logró establecer un levantamiento local del basamento, el cual involucraría fallas importantes muy próximas al área de las manifestaciones hidrotermales.

4) Se estableció que en la mitad W predominan alineamientos con un rumbo NW-SE, característica de las estructuras que conforman el graben de Tepic.

5) Se reconoce una depresión en el basamento local comprendida al sur de la Mesa El Nejahuete y al norte de Cerro El Culebreado y Cerro El Tule, la cual podría estar rellena por el material volcánico ácido de La Primavera.

6) Esta depresión observa en su porción norte un escalonamiento de norte a sur.

B I B L I O G R A F I A

- Armistead, H. E. W.*, 1978. Geothermal Energy. John Willey & Sons. Inc., New York, 357p.
- Arriaga, M. A.*, 1986 "Estimación Estadística espectral de la profundidad del basamento a partir de datos de aeromagnetometría": Tesis de Maestría en Ing., Fac. Ing. UNAM.
- Banwell, E. J.*, 1973. Geophysical methods in geothermal exploration, Unesco, Geothermal Energy (Earth Sci.12) p. 41-48.
- Bean, F. J.* 1966: A rapid graphical solution for the aeromagnetic anomaly of the two-dimensional tabular body, Geophysics, Vol. 31, No. 5, Pags. 963-970.
- Bhattacharji, S. & Koide, H.*, 1977. The origin and evolution of rifts and rifts valleys structure: a mechanistic interpretation in tectonics and geophysical of continental Rifts. NATO advanced Study Institute Paleorift Systems, with emphasis on the Permian Oslo Rift, Norway Ed. by Reidel Publishing Company. Ramberg, I.B. and Newman, E.R. (Eds.).
- Booth, B.* 1979. Assessing volcanic risk. *J. Geol. Soc. London*, 136, 331-340.
- Bremer, Bremer, M y Urrutia Fucugauchi, J.*, 1985. Magnetoestratigrafía y variaciones del campo geomagnético en rocas volcánicas del centro de México. *Rev. Ingeniería*, 55, 41-45
- Bullard, E. G.*, 1968, Reversals of the earth's magnetic field: the Bakerian Lecture, 1967: *Roy. Soc. London, Phil. Trans.*, ser. A, v. 263, p. 481-524.
- Campos-Enriquez, J. O.*, 1986. Interpretación cuantitativa del vuelo aeromagnético-regional del área de La Primavera - Planillas, Jalisco. Informe inédito 25/86, CFE (México).
- Canmichael, R. F.*, 1982, Handbook of Physical Properties of Rocks, Vol. I, CRC PRESS, Inc. Boca Raton, Florida.
- Chapman, S and J. Bartels* (1940) GEOMAGNETISM, Oxford Uni. Press, London.
- Clough, B J, Wright, J.V. & Walker, G.P.L.*, 1982. Morphology and dimensions of the young comendite lavas of La Primavera volcano, Mexico. *Geol. Mag.* 111, 477-485.
- Collinson, D.W.*, 1967, Methods in Paleomagnetism, Ed. Elsevier.
 ----, 1983, Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism, Ed. Chapman & Hall.
- Daniels, J. J.*; "Two dimensionality in magnetic interpretation: M.S. thesis, Michigan State University, USA.
- Demant, A.*, 1978, Características del Eje Neovolcanico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 2, No. 2, 172-187.
- Dobrin, M. B.*; 1960: "Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw Hill Book Company, New York, USA, 2ª edition, pp. 446.

- Dunlop, D.J., 1979, On the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent Paleomagnetic studies, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 20, 12-24. Evans, M.E. & McElhinny, M.W., 1969, An investigation of the origin of stable remanence in magnetite bearing igneous rocks, *J. Geomag. Geoelec.*, 21, 757-773
- EG & GEOMETRICS; 1973: *Compudepth-An Introduction*.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London*, A217, 295-305.
- Gilbert, S.A., S.A. Mahood and I.S.E. Carmichael, 1985, Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico *Geofis. Int.*, 24, 1, 169-191.
- Gilbert, W. (1600) DE MAGNETE, Gilbert Club revised English Translations, Chiswick Press, London (1900).
- Gonzalez F.A. y Raza M.A., 1966, Informe de la Interpretación fotogeológica de la Caldera La Primavera: C.F.E., C.N.E.G., 6p., inédito.
- Gunn, P.J.; "Examples of advanced computer based magnetic interpretation methods used as routine exploration aids, *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, Vol. 10, No. 1.
- Gutiérrez Noguin, L., A. Lopez Martínez y M. Balcazar Garcia, 1984, Application of dating for searching geothermic sources. *Nuclear Tracks Rad. Meas.*, 8, 385-389.
- H. Ferriz & S.A. Mahood: *Volcanismo ríolítico en el Eje Neovolcánico Mexico*. *Geof. Int.* Vol. 25-1, 1986, pp. 117-156.
- Horton, G.W., Kempkins, W.B., Hoffman, A.A.J.; 1964: A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern Canadian shield, *Geophysics*, Vol. 29, No. 4, pp 528-601.
- Holland, G.A.; 1968: *Geophysical Exploration*, pp 1013, Hafner Publishing Co., New York, USA.
- Irving, E. (1964) *Palaeomagnetism and its applications to geological and geophysical problems*. Wiley, New York, p. 399.
- Mahood, S. A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center- Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 8, 199-230.
- Mahood, S. A., 1981. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: The Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Min. Petrol.*, 77, 129-140.
- Mahood, S. A., 1981. A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 86, 10, 137-10. 152.
- Mahood, S.A & Drake, R.S., 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1232-1241.
- McElhinny, M.W., 1973, *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge Univ. Press.

- M. Aca e I. Yokoyama, 1999. ESTRUCTURA Y FORMACION DE LA CALDERA "LA PRIMAVERA". Instituto de Geofisica, UNAM. Resumen del Congreso Anual de la Unión Geofisica Mexicana (UGM).
- Michael J. Economides and Pierre O. Ungemach, (1987), "Applied Geothermics", Ed. Willey, pp. 235.
- Mooser F., 1970a. Origen probable de la Faja Volcánica Transmexicana: Coloc. Evid. Geol. Sub-continentes Mexicano, U.N.A.M., resumen.
- Nabighian, M.; 1972: The analytical signal of two dimensional magnetic anomaly, Geophysics, Vol. 37, pp 507-517.
- Nagata, T., 1969. Length of geomagnetic polarity intervals (discussion of papers by A. Cox, 1968): J. Geomag. Geoelec., v. 21, p. 701-704.
- Nettleton, L.L., 1971. Elementary gravity and magnetics for geologist and seismologists, Soc. Expl. Geophys., Monogr., 1.
- Niela, O.J., J. L. Delgado and P.S. Damon, 1985. Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. Geofis. Int., 24, 4, 623-663.
- O'Brien, D.; 1972: Compudepth-A new method for depth-to-basement computation, presented at 42nd Meeting of the Society of Exploration Geophysicists, California, USA.
- O'Reilly, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism, Chapman & Hall.
- Parasnis, D.F.; 1966: Mining Geophysics, Methods in Geochemistry and Geophysics, 3; Amsterdam, Holanda, pp 356., Elsevier.
- Peters, L.J.; 1949: The direct approach to magnetic interpretation and its practical application, Geophysics, Vol. 14, No. 3, pp 290-320.
- Piper, J. D. A. 1987 Palaeomagnetism and the continental crust. Open University Press Milton Keynes and Halsted Press John Wiley & Sons.
- Ramera F., J.G. y V.P. Reyes, 1979. Resultados preliminares de la exploración geoelectrica en el area de Cerritos Colorados-La Azufre de la zona geotermica de La Primavera, Jal., Informe inedito 7-79, CFE (Mexico).
- Rosas-Elquera, J., 1987. Los "bajos estructurales" como indicadores para la exploración geotermica. Trabajo de investigación, Division de Estudios de Postgrado de la F. I., (UNAM).
- Smith, R.L. and Bailey, R.A., 1968. Resurgent cauldrons, Mem. Geol. Soc. Amer., 116, p. 613-622.
- Stacey, F.D., 1967, The Koenigsberger ratio and the structure of the Earth, McGraw Hill.
- Stranquay, D.W., 1970, History of the Earth's Magnetic Field, McGraw Hill.
- Talwani, M.; 1965: Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, Geophysics, Vol. 30, No. 5.

Talwani, M. (1973) Computer usage in the computation of gravity anomalies: Methods in computational Physics. V. 13, p. 343-389. Academic Press, Inc.

Tarling D. M. 1983, Palaeomagnetism, Principles and applications. Ed. Chapman and Hall. LTD.

Telford, W. M., L.P. Geldart, R. G. Sheriff D.A Keys (1976). Applied Geophysics. Cambridge University Press.

Urrutia-Fucugauchi, J. y F. Pal, 1975. Procedimientos de campo en investigaciones paleomagneticas. Anales Inst. Geof., UNAM, 21, 109-125.

-----, Algunos metodos estadisticos usados en paleomagnetismo.

Anales Inst. Geof., UNAM, 22-23, 87-98.

-----, Analisis de estabilidad de la magnetizacion remanente natural. Anales Inst. Geof., UNAM, 24, 117-146.

-----, 1977, Importancia del magnetismo remanente en la interpretacion de anomalias magneticas, Bol. Asoc. Mex. Geof. Expl., v. 18, 4, p. 83-116.

Venegas F.P., Herrera F.J.J., Masici J., R.: 1985: Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos, Geofísica Internacional, Vol. 24-1, pp 47-81.

Walker, G. P. L., Wright, J. V., Clough, B. J. & Booth, B., 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico. Geol. Rundsch., 70, 1100-1118.

Watkins, N.D., B. M. Gunn, A.D. Baksi, A.D., D. York and J. Ade-Hall, 1971. Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rio Grande Santiago volcanics, Central Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 1955-1968.

Watson, G.E. & Irving, E. (1957). Statistical methods in rock magnetism. Mon. Not. R. astr. Soc., Geophys. Supp., 7, 289-300.

Williams, H., 1949. Consultado en Mc Donald, G. A., 1972. Volcanoes, Prentice Hall, Inc., 510p.

Williams, H. y Mc Byrnan, A. R., 1979. Volcanology San Francisco: Freeman, Cooper, 397p.