

3



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO.

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

ANÁLISIS TEMPORAL DE CAMPO MAGNÉTICO  
Y DEFORMACIÓN EN EL VOLCÁN POPOCATEPÉTL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
INGENIERO GEOFÍSICO  
P R E S E N T A:  
CLAUDIA ARANGO GALVAN



ASESORES: ING. GERARDO CIFUENTES NAVA  
DR. ENRIQUE CABRAL CANO

MÉXICO, D. F.

JULIO DEL 2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 esta 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.



REPUBLICA NACIONAL  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-1-474

SRITA. CLAUDIA ARANGO GALVAN  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Gerardo Cifuentes Nava y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**ANALISIS TEMPORAL DE CAMPO MAGNETICO Y DEFORMACION EN EL VOLCAN  
POPOCATEPETL**

- I INTRODUCCION
- II EL VOLCAN POPOCATEPETL
- III CAMPO GEOMAGNETICO
- IV EL GPS COMO HERRAMIENTA PARA ESTUDIOS DE DEFORMACION
- V ADQUISICION Y PROCESAMIENTO DE DATOS
- VI VARIACION DEL CAMPO MAGNETICO Y DEFORMACION EN EL VOLCAN POPOCATEPETL
- VII CONCLUSIONES  
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, a 5 de abril de 2000

EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERNANDO BRACHO

GFB:RLR:gtg

“Reivindico el espejismo  
de intentar ser uno mismo,  
ese viaje hacia la nada  
que consiste en la certeza  
de encontrar en tu mirada  
la belleza”

*L. E. Aute*

Quiero agradecer a mis padres que me han brindado tanto cariño a lo largo de mi vida y han apoyado cada una de las decisiones que he tomado (empezando por el cambio de carrera).

A mis hermanas, por su cariño, por sus consejos, por la convivencia y por ser tan pacientes conmigo.

A Paco, por organizar mi tiempo y por quererme mucho.

Mil gracias a mis amigos porque hicieron más amena mi estancia en la Universidad y por compartir conmigo tantas experiencias.

# Análisis temporal de campo magnético y deformación en el Volcán Popocatepetl

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. El Volcán Popocatepetl</b>	<b>4</b>
2.1. Antecedentes	4
2.2. Localización	5
2.3. Marco geológico	6
2.3.1. Fisiografía	6
2.3.2. Morfología	8
2.3.3. Geología	10
2.4. Actividad eruptiva	11
<b>3. Campo Geomagnético</b>	<b>14</b>
3.1. Generalidades	14
3.2. Campo principal	15
3.2.1. Definición	15
3.2.2. Componentes	18
3.2.3. IGRF	19
3.3. Mediciones magneticas	20
3.3.1. Tipos de mediciones	20
3.3.2. Instrumentación	21
3.4. Variaciones	23
3.4.1. Variaciones temporales	23
3.4.2. Variaciones espaciales	24
<b>4. El GPS como herramienta para estudios de deformación</b>	<b>27</b>
4.1. Conceptos basicos de GPS	27
4.1.1. Introducción	27
4.1.2. Historia del Programa GPS	30
4.1.3. Fundamentos	31
4.1.3.1. Posicionamiento	31
4.1.3.2. Emision de la seña.	33

4.1.3.3.	Recepción de la señal	35
4.1.3.4.	Fuentes de error	36
4.2	El GPS aplicado a estudios de deformación cortical	38
<b>5.</b>	<b>Adquisición y procesamiento de datos</b>	<b>40</b>
5.1.	Estaciones de adquisición de datos	40
5.1.1.	Observatorio Magnético de Teoloyucan	40
5.1.2.	POPN (Tlamacas)	43
5.1.3.	POSW (Chipiquixtle)	45
5.2	Instrumentación	46
5.2.1	Magnetómetro Geometrics G-856	46
5.2.2	GPS Turbo Rogue SNR 8000	46
5.3	Procesamiento	47
5.3.1.	Datos Geomagnéticos	47
5.3.1.1.	Correlación espacial	47
5.3.1.2	Diferencias ponderadas	49
5.3.2	Datos GPS	50
<b>6.</b>	<b>Variación del campo magnético y deformación en el Volcán Popocatepetl</b>	<b>53</b>
6.1.	Tectonomagnetismo	53
6.1.1.	Antecedentes	53
6.1.2	Efecto piezoeléctrico y piezomagnético	54
6.2	Deformación	55
6.2.1	Modelos de deformación	55
6.3.	Resultados	57
6.3.1	Campo geomagnético	57
6.3.2	Deformación	62
6.4	Análisis comparativo	68
<b>7.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>71</b>
	Bibliografía	74

# 1. Introducción



## 1 Introducción

En diciembre de 1994, el volcán Popocatepetl reinició su actividad después de poco más de setenta años de tranquilidad. Dada su cercanía con grandes ciudades, se ha hecho prioritario implementar un monitoreo continuo cuya importancia radica en la búsqueda de factores que precedan a algún evento eruptivo que signifique un riesgo potencial para la población.

Las técnicas de monitoreo incluyen estudios de sismicidad, deformación, gravimetría, geoquímica y, desde finales de 1997, análisis temporal de campo geomagnético.

Se han elaborado estudios con anterioridad los cuales muestran que algunas variaciones temporales del campo geomagnético pueden ser correlacionadas con la actividad volcánica (p. ej. Meloni *et al.*, 1998; Zlotnicki y Bof, 1998); otras investigaciones asocian las perturbaciones de campo eléctrico y magnético con la actividad sísmica (p. ej. Rikitake, 1968; Yépez *et al.*, 1995). Retomando ambos aspectos, se sabe que algunas de estas anomalías son el resultado de efectos piezoelectrónicos y piezomagnéticos generados principalmente por la respuesta al esfuerzo mecánico de la corteza terrestre.

En este trabajo se presenta un estudio preliminar de los datos geomagnéticos y de deformación observados en dos estaciones ubicadas en el flanco occidental del volcán durante el periodo que abarca de mayo de 1996 hasta junio de 2000. El objetivo fundamental es evaluar la posibilidad de asociar las anomalías magnéticas temporales con un origen piezomagnético. Para tal efecto, también se estudiaron los datos adquiridos con GPS para analizar los procesos de deformación del volcán y establecer una correlación con las variaciones observadas en la componente total del campo geomagnético.

Los primeros capítulos abordan los antecedentes que enmarcan este análisis, incluyendo información acerca de la conformación geológica del volcán así como la historia de su actividad eruptiva.

Posteriormente se describen las técnicas de adquisición y procesamiento de los datos y se discuten los resultados después de efectuar un análisis comparativo con la sismicidad y la explosividad observadas en el volcán.

Por último, las conclusiones evalúan los resultados obtenidos y proponen técnicas adicionales para la adquisición y el procesamiento de los datos, las cuales permitirán una evaluación más exhaustiva y más precisa.

## 2. El Volcán Popocatepetl

## 2 El Volcán Popocatepetl

### 2.1 Antecedentes

México está localizado en una región con importante actividad volcánica pues de los 3000 volcanes que aproximadamente existen en el país, 14 son considerados activos. Consecuentemente, la población posee cierta experiencia en eventos volcánicos recientes con repercusiones importantes, entre ellos el del Parícutín en 1942, el Chichón, en 1982, el Tacaná, en 1986 y el volcán de Colima, que ha manifestado periodos de actividad intensa a lo largo del siglo pasado y en especial durante los últimos años. Los sucesos volcánicos más recientes se presentaron a finales desde 1994 con el volcán Popocatepetl, el cual ha incrementado considerablemente su actividad sísmica y fumarólica (Quaas *et al.*, 1995), y con el volcán de Colima, durante 1999.

Su cercanía con centros de población y zonas industriales de gran importancia como la Cd. de México y Puebla hacen de este volcán uno de los más peligrosos del país ya que se estima un volumen de afectación de más de 20 millones de personas y pérdidas económicas inconmensurables (Vidal *et al.*, 1994).

A pesar de la gran cantidad de trabajos científicos relacionados con el volcán Popocatepetl, p. ej. Robin (1984), Carrasco (1985), Robin y Boudal (1987), Siebe *et al.* (1995) y Martín Del Pozzo (1995), y aunque se han definido ciertos patrones de actividad en erupciones anteriores, se tiene aun mucha incertidumbre acerca de los mecanismos eruptivos y su posible comportamiento a futuro.

Ya que la única manera de percibir y evaluar el estado del volcán es a través del estudio y la observación constantes, se han implementado sistemas de monitoreo con la participación de instituciones especializadas en desastres naturales, entre ellas el Instituto de Geofísica, el Instituto de Geología y el Instituto de Geografía, pertenecientes a la Universidad Nacional Autónoma de México UNAM y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (Cenapred).

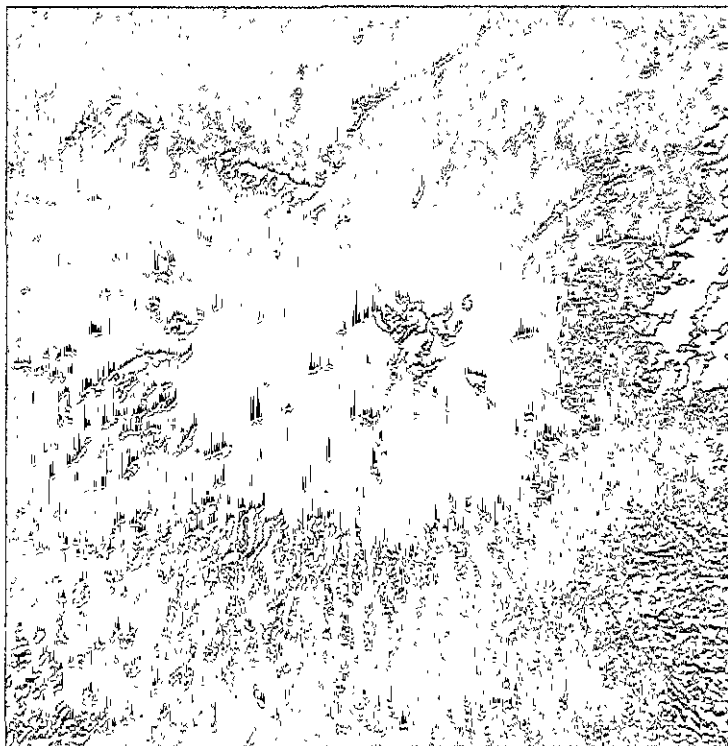


Figura 2.2 Compuesto en falso color (RGB=437) de una imagen Landsat TM que muestra el volcán Popocatépetl (Web 4)

## 2.3 Marco geológico

### 2.3.1 Fisiografía

El volcán Popocatépetl forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana, la cual atraviesa la República Mexicana en dirección este-oeste, desde los límites entre Nayarit y Colima, en el Océano Pacífico, hasta el estado de Veracruz, en el Golfo de México (Martínez, 1998)

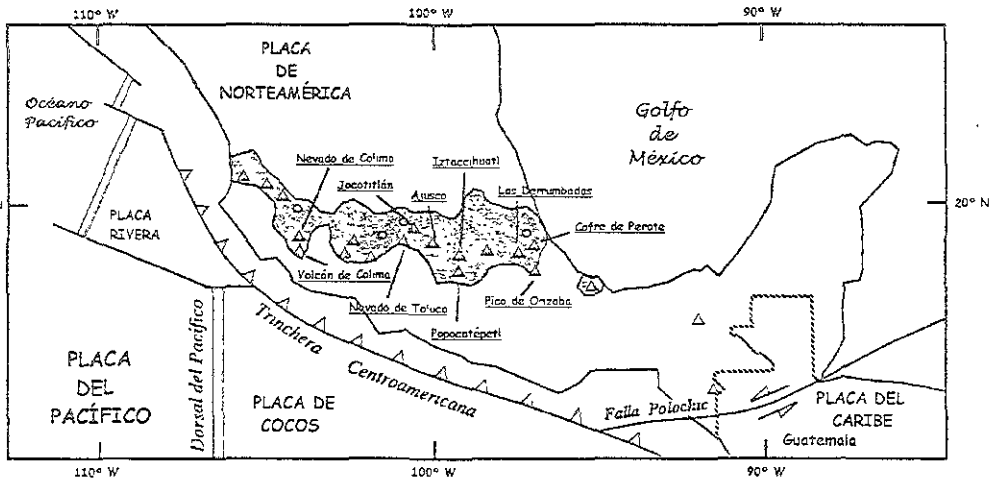


Figura 2.3 Mapa esquemático de la Faja Volcánica Transmexicana según Siebe *et al.*, (1995).

Al igual que el Popocatépetl, los aparatos volcánicos mayores que conforman esta provincia fisiográfica son estratovolcanes edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y flujos lávicos, con evidencia de emisiones fisurales y conos adventicios en sus laderas. Como ejemplos tenemos al Nevado de Toluca, La Malinche, el Iztaccihuatl y el Pico de Orizaba.

Existen también conos cineríticos de menor tamaño como los campos monogenéticos de Michoacán y Chichinautzin, algunos domos de carácter dacítico entre los cuales se encuentra el Cerro Gordo y, en menor número, calderas producto de colapso y explosión, cuyos rasgos no son muy evidentes pues se encuentran cubiertas por las erupciones más recientes. Las cuencas endorreicas y los lagos característicos de esta provincia han sido consecuencia de la actividad volcánica manifiesta desde el Oligoceno hasta el Reciente (Martínez, 1998).

Aunque el origen de la Faja Volcánica Transmexicana se ha asociado a diversos fenómenos tectónicos (Mooser, 1975; Urrutia y Del Castillo, 1977 y Demant, 1978) sin

embargo, la mayoría coincide en relacionar directamente el fenómeno con la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norteamérica (Morán, 1984).

Según Pasquaré *et al.* (1987) esta provincia fisiográfica puede dividirse en tres sectores principales de acuerdo a la distribución general del sistema de fallas. El sector occidental, activado en el Plioceno, comprende un sistema de grábenes en dirección NW-SE, entre ellos el graben Tepic-Chapala y el graben Colima, y se asocia a la apertura del Golfo de California

El sector central está representado por un sistema de bloques fallados y basculados en dirección ENE-WSW, que se encuentran rodeando una depresión central localizada entre el Valle de Santiago y el Lago de Chapala. El límite este de la depresión está conformado por un sistema de fallas con dirección NNW-SSE, formando la zona de fractura de Querétaro. El sector oriental se extiende cientos de kilómetros desde la zona de fractura de Querétaro hasta el Golfo de México. Las estructuras distensivas están representadas esencialmente por un sistema de fallas en dirección N-S. A este último sector pertenece la cadena volcánica Popocatepetl-Iztaccíhuatl

### 2.3.2 Morfología

Visto desde el noroeste el Popocatepetl (figura 2.4) parece formado por dos partes: el cono terminal con una pendiente regular de 30° a 35° hacia el este, encima de paleovolcán más antiguo cubierto en su mayoría por el volcán moderno. En el lado norte puede apreciarse un cambio brusco de pendiente alrededor de los 4200 m lo cual define claramente el límite entre los dos edificios

En el costado sur este límite se encuentra a una altura mas baja. Hacia el noroeste pueden apreciarse dos elevaciones: el cerro del Ventorrillo y el del Fraile, donde se origina la barranca Nexpayantla, la cual forma una pared vertical conocida como El Abanico (Martínez, 1998)

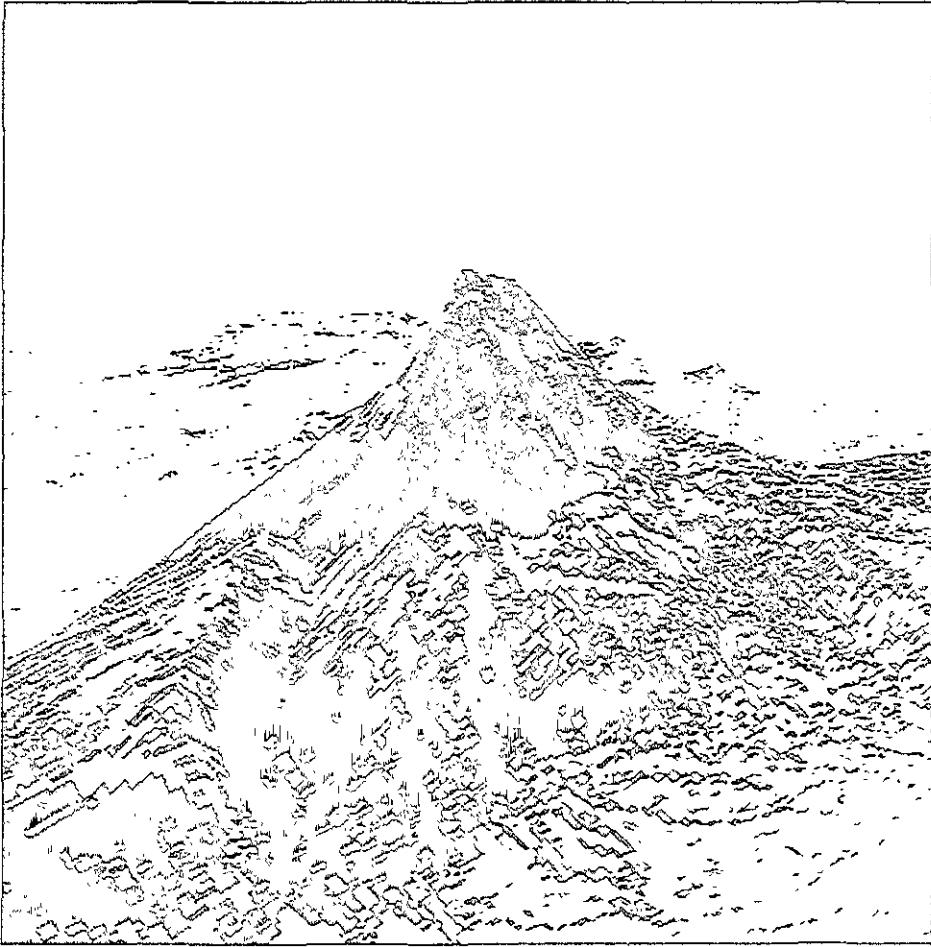


Figura 2.4 Modelo digital de elevación del volcán Popocatepetl

El cono terminal cuya cima está cubierta de hielo la mayor parte del año, culmina con un cráter de forma elíptica de 500 m de diámetro orientado NW-SE con paredes verticales de más de 200 m de profundidad (Robin, 1984). Gracias al monitoreo aéreo y al registro fotográfico ha sido posible determinar que a partir de 1994 diversos eventos han modificado el fondo del cráter, debido al continuo desarrollo de domos de lava y su posterior destrucción.



Posteriormente, comenzó una fase constructiva cuyas emisiones principales se presentaron en el volcán central y en la zona de fisuras de la ladera este. Los flujos de lava andesítica presentes en este proceso son de composición básica con presencia de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y olivino.

El cono terminal se caracteriza por haber manifestado una alternancia de fases efusivas y piroclásticas durante su actividad. Su morfología es consecuencia de que el volcán moderno fue construido sobre el volcán base y de que el cono mismo consta de dos edificios sucesivos cuyos cráteres se encuentran alineados norte-sur. El más antiguo, el cerro del Fraile, está ubicado más al norte y ha sido posible identificar tres periodos de intensa actividad de tipo piroclástico, la edad del evento más reciente se calcula entre 5000 y 3800 años a.C. El segundo edificio, ubicado al sur del cerro del Fraile, constituye la cima del actual Popocatepetl.

La actividad que presentó durante el periodo de 3800 a 1200 años a.C. fue principalmente de tipo efusivo experimentando posteriormente episodios de tipo piroclástico. Los afloramientos relacionados con estos eventos consisten en horizontes pumíticos y derrames andesíticos que afloran en zonas cercanas al cono (Robin y Boudal, 1987).

## 2.4 Actividad eruptiva

El volcán Popocatepetl, a lo largo de su historia, se ha manifestado en gran cantidad de erupciones, las cuales han dejado evidencias que en la actualidad permiten inferir muchas características de su actividad.

Gracias a los estudios realizados para tratar de reconstruir la actividad eruptiva del Popocatepetl, se sabe que hace aproximadamente 23 000 años, una erupción de tipo Bezymianny destruyó el volcán primitivo y que eventos posteriores de construcción interrumpidos por sucesos destructivos dieron su configuración actual al volcán moderno (Robin y Boudal, 1987). Los registros históricos compilados por De la Cruz *et al* (1995), hacen alusión de la actividad del volcán desde 1354 y 1363 donde se refieren manifestaciones de baja intensidad. En 1509 y 1512 se reporta una actividad fumarólica,

aunque por la ambigüedad de los escritos es difícil precisar la magnitud a diferencia de los reportes de los años 1519, 1530 y 1548, en donde varios autores, entre ellos Hernán Cortés y Bernal Díaz del Castillo, detallan una actividad más intensa con emisiones de ceniza y material incandescente. De 1562 a 1570, se presenta un periodo particularmente intenso pues se conjuntan otros eventos tectónicos como la erupción del Citlaltépetl y varios sismos. En 1571 y 1592, se observan explosiones similares con extrusión de ceniza. De 1642 a 1918 se reportan ocho periodos de actividad menor con ligeras emisiones de humo y ceniza y la existencia de una actividad solfatárica considerable.

Sin embargo, todo este periodo de muy poca actividad se vio interrumpido en febrero de 1919 cuando se presentaron violentas emisiones de vapor y ceniza. Los reportes de esta actividad se prolongan hasta 1925. A finales de 1992 se reactivó la actividad fumarólica, la cual se incrementa el 21 de diciembre de 1994 con una explosión que arrojó una gran cantidad de ceniza y que significó el inicio de la nueva etapa que se presenta actualmente. La siguiente tabla resume de manera esquemática la actividad reportada en registros históricos del volcán Popocatepetl.

AÑO	EVENTO
1354, 1363	Actividad menor
1509, 1512	Actividad fumarólica
1519, 1530, 1548	Erupción de moderada intensidad con emision de cenizas
1562-1570	Emisiones de ceniza
1571, 1592	Emisiones de ceniza
1642-1918	Actividad menor y actividad solfatárica
1919-1925	Actividad explosiva con emision de ceniza
1992-1994	Actividad fumarolica
1994-	Actividad explosiva con emision de ceniza

Tabla 2.1 Resumen de la actividad del Popocatepetl registrada desde 1354 hasta la fecha (De la Cruz *et al.*, 1995)

### 3. Campo Geomagnético

### 3. Campo Geomagnético

#### 3.1 Generalidades

Una de las propiedades de la Tierra es que posee un campo magnético asociado. el campo geomagnético, el cual varía en el tiempo y en el espacio de manera compleja. Definir su origen y su relación con otros fenómenos son objeto de estudio del Geomagnetismo (Parkinson, 1983).

Las primeras mediciones relacionadas con el campo geomagnético datan desde hace más de dos mil años y fueron hechas por los chinos. Posteriormente, a principios del siglo XVII, William Gilbert publicó sus estudios del campo geomagnético y concluyó que la Tierra se comportaba como un gran imán. No fue sino hasta el siglo XIX cuando Carl F. Gauss describió de manera detallada el campo, con base en su origen interno y externo, realizando un análisis matemático con el método de armónicos esféricos.

Existen diversas teorías para explicar el origen interno del campo geomagnético. Entre ellas se encuentra la que supone que la Tierra se comporta como un gran imán, sin embargo, las evidencias refutan tal hipótesis. La teoría más conocida es la que sustenta que el núcleo externo fundido, formado por una aleación de hierro y níquel, tiene una alta conductividad eléctrica y una alta temperatura que ayudan al movimiento convectivo.

El movimiento en el núcleo externo es provocado por la rotación terrestre, la radiactividad y la energía gravitatoria liberada con la ascensión de elementos más livianos hacia la corteza y la adición de materiales más pesados al núcleo interior sólido. La conjunción de los fenómenos mencionados hacen que el núcleo fundido se comporte como una gran dinamo que genera un campo magnético (Campbell, 1997).

Prácticamente, el efecto neto se puede comparar con el que ocasionaría un dipolo magnético colocado en el centro de la Tierra. Sin embargo, describir el verdadero origen del campo implica cuestiones aún no resueltas: por ejemplo, la química y la temperatura exactas del núcleo exterior, lo cual hace concluir que ninguna teoría es definitiva.

## 3.2 Campo principal

### 3.2.1 Definición

El campo geomagnético que se mide en la superficie de la Tierra es la interacción de varios campos y puede definirse de la siguiente forma:

$$B = B_o + B_r + B_c + B_t$$

donde:

$B$  = campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra

$B_o$  = campo interno (aproximadamente representa el 90% del valor  $B$ ).

$B_r$  = campo residual asociado a dipolos más pequeños y superficiales.

$B_c$  = campo cortical ocasionado por cuerpos anómalos

$B_t$  = campo externo originado fuera de la Tierra y es variable en el tiempo.

La suma del campo originado en el interior ( $B_o$ ) y el campo residual ( $B_r$ ) se denomina campo principal (Muñiz, 1997). En 1938, Gauss usó la teoría del potencial escalar para desarrollar la expresión matemática que describe al campo geomagnético principal. Consideró que el potencial escalar en un punto cualquiera está dado por una suma infinita de funciones armónicas esféricas y que la fuente del campo magnético terrestre se encuentra en el interior, asumiendo que las corrientes eléctricas y los campos eléctricos variables debidos a la interacción de la superficie terrestre y la atmósfera eran insignificantes.

Según la ecuación de Maxwell, en la superficie terrestre, el rotacional del campo es

$$\nabla \times B = i \left( \frac{\delta B_z}{\delta y} - \frac{\delta B_y}{\delta z} \right) + j \left( \frac{\delta B_x}{\delta z} - \frac{\delta B_z}{\delta x} \right) - k \left( \frac{\delta B_y}{\delta x} - \frac{\delta B_x}{\delta y} \right) = 0 \quad (3.1)$$

donde  $B$  es el vector de inducción magnética o campo geomagnético,  $i$ ,  $j$ ,  $k$  representan las tres direcciones ortogonales y  $\delta$  indica las derivadas parciales utilizadas.

La expresión 3.1 implica que el campo puede ser obtenido del gradiente negativo de un potencial escalar, es decir:

$$B = \left( i \frac{\delta V}{\delta x} + j \frac{\delta V}{\delta y} + k \frac{\delta V}{\delta z} \right) = -\nabla V \quad (3.2)$$

Otra expresión necesaria en la descripción del campo geomagnético es la ecuación de Maxwell referente a la divergencia de la inducción magnética:

$$\nabla \cdot B = \left( \frac{\delta B_x}{\delta x} + \frac{\delta B_y}{\delta y} + \frac{\delta B_z}{\delta z} \right) = 0 \quad (3.3)$$

Sustituyendo la expresión 3.2 en 3.3 se obtiene la ecuación de Laplace:

$$\nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = 0 \quad (3.4)$$

la cual es válida para una superficie esférica a través de la cual la corriente no fluye.

Expresando la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas tenemos:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left( r^2 \frac{\delta V}{\delta r} \right) + \frac{1}{\text{sen } \theta} \frac{\delta}{\delta \theta} \left( \text{sen } \theta \frac{\delta V}{\delta \theta} \right) + \frac{1}{\text{sen}^2 \theta} \frac{\delta^2 V}{\delta \phi^2} = 0 \quad (3.5)$$

en donde  $r$ ,  $\theta$  y  $\phi$  son las coordenadas geográficas referidas al centro de la Tierra y corresponden a la distancia radial, colatitud y longitud, respectivamente.

La solución a la ecuación 3.5 es el producto de tres expresiones diferentes, es decir, una función de variables separables, en la cual la primera es función sólo de  $r$ , la segunda de  $\theta$  y la tercera de  $\phi$ , de la forma

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[ \left( \frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right] \quad (3.6)$$

donde  $a$  es el radio de la Tierra y  $n$  va de 1 hasta un número extremadamente grande

En la expresión 3.6 es posible distinguir dos series principales. La primera está conformada por los términos  $r^n$ , los cuales crecerán conforme se incremente el valor de  $r$ .

Lo anterior implica que se aproxima la fuente de un campo externo en la dirección del incremento de  $r$ . Estos términos son llamados "términos de fuente externa de la función potencial"  $V_e$ , por lo cual se ha denotado con un superíndice  $e$  a las funciones  $S_n$ .

En la segunda serie se observa lo contrario, pues al disminuir  $r$ , los términos  $1/r^n$  se vuelven cada vez más grandes, lo cual significa que se está aproximando la fuente de un campo interno en dirección del decremento de  $r$ . Estos términos son denominados "términos de fuente interna de la función potencial",  $V_i$ , por lo tanto se ha denotado con el superíndice  $i$  a las funciones  $S_n$ .

Los términos  $S(\theta, \phi)$  representan grupos de una clase especial de funciones llamadas Polinomios de Legendre,  $P_n^m(\theta)$ , cuya variable independiente  $\theta$  está multiplicada por las funciones seno y coseno (donde la variable independiente es  $\phi$ ). Los números enteros  $n$  y  $m$  son llamados grado y orden, respectivamente.

Cabe señalar que cuando  $V$  es determinado a partir de mediciones del campo magnético terrestre, la contribución mayor proviene de  $V_i$ . Si describimos la parte interna en función de los términos de Legendre nos queda:

$$V_i = a \sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^{n-1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\theta) \quad (3.7)$$

Las constantes  $g_n^m$  y  $h_n^m$  son llamadas coeficientes de Gauss y el término  $P_n^m(\theta)$  representa los polinomios de Legendre parcialmente normalizados (Campbell, 1997)

La ecuación 3.7 es conocida como la expresión del potencial escalar interno y si es sustituida en la ecuación 3.2 se obtienen las componentes del campo  $B$ .

$$B_r = -\frac{1}{r} \frac{\delta V_i}{\delta \theta} = X \quad (3.8)$$

$$B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\delta V_i}{\delta \phi} = Y \quad (3.9)$$

$$B_r = -\frac{\delta V_i}{\delta r} = Z \quad (3.10)$$

### 3.2.2 Componentes

El campo magnético de la Tierra en cualquier punto es una cantidad vectorial, es decir, posee magnitud y dirección. Por lo tanto, es posible expresar el campo geomagnético en término de tres componentes llamados elementos del campo geomagnético.

El vector puede ser descrito refiriendo sus componentes a tres ejes ortogonales básicos 1) norte geográfico, 2) este geográfico y 3) vertical, positivo hacia abajo. En este caso, las componentes son denominadas cartesianas ( $X, Y, Z$ )

Existen otros elementos que son usualmente utilizados para describir el campo como la intensidad total del campo ( $F$ ), la magnitud de la componente horizontal ( $H$ ), el ángulo existente entre el norte geográfico y la componente horizontal llamado declinación ( $D$ ) y la inclinación ( $I$ ), es decir, el ángulo entre la dirección del campo total y la componente horizontal

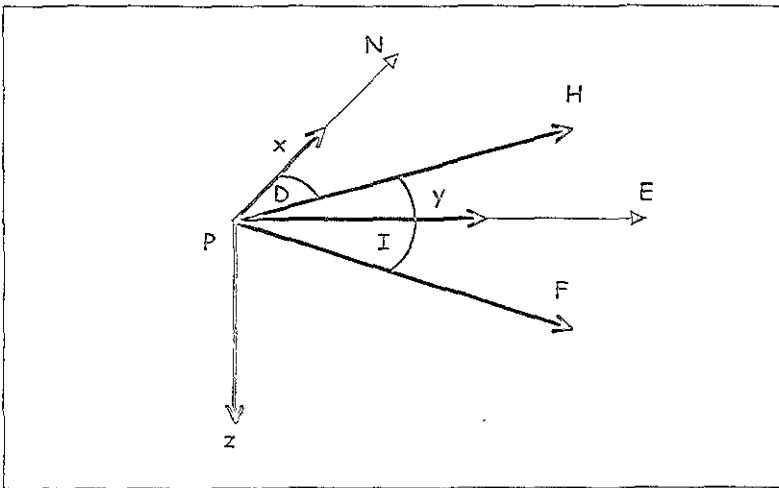


Figura 3.1 Vector del Campo Geomagnético en el punto geográfico P



Las relaciones geométricas entre las componentes del vector de campo geomagnético se escriben a continuación.

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (3.11)$$

$$X = H \cos(D), \quad Y = H \sin(D) \quad (3.12)$$

$$\tan(I) = \frac{Z}{H}, \quad \sin(I) = \frac{Z}{F} \quad (3.13)$$

La unidad del campo geomagnético, en el sistema internacional (SI), es el tesla. En la siguiente tabla se expresan algunas equivalencias con otras unidades que son usualmente utilizadas en la medición del campo magnético.

1 Tesla	10 <sup>4</sup> Gauss
	1 Weber/m <sup>2</sup>
	10 <sup>9</sup> Gammas

Tabla 3.1 Equivalencias entre unidades de campo magnético

### 3.2.3 IGRF

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia, IGRF (por sus siglas en inglés), es un modelo global del campo magnético principal y su variación secular fundamentado en la solución de la ecuación de Laplace con el método de armónicos esféricos y contempla dentro de sus términos la variación que sufre el campo a lo largo del tiempo, denominada variación secular. En su elaboración se requieren diversos juegos de información que permiten observar las características del campo en la superficie del planeta, por ejemplo, la red de observatorios geomagnéticos, los satélites y las estaciones de repetición (Muniz 1997)

El IGRF es desarrollado y perfeccionado periódicamente y es coordinado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). Es utilizado para representar una época particular (periodos de cinco años) y se modifica periódicamente

para calcular el valor del campo que existió en algún tiempo determinado con datos más precisos y que no estuvieron disponibles cuando se desarrolló el IGRF para cierta época; en este caso el modelo se denomina Campo Geomagnético Definitivo de Referencia o DGRF (Mandea *et al* , 2000).

### 3.3 Mediciones magnéticas

#### 3.3.1 Tipos de mediciones

El campo geomagnético es función del tiempo y el espacio, en consecuencia, tiene que ser medido con propósitos muy específicos. De acuerdo a escalas temporales o espaciales las mediciones de campo geomagnético pueden clasificarse en:

❖ Observatorios magnéticos permanentes: La función primordial de un observatorio magnético es medir tres o más componentes del campo de manera continua a lo largo de un periodo de tiempo significativo y relacionar los datos observados a valores absolutos. Hace algunos años, la mayoría de los observatorios distribuidos alrededor del mundo plasmaban las mediciones del campo geomagnético en registros analógicos o magnetogramas pero recientemente se han implementado equipos digitales que permiten un manejo más rápido y confiable de los datos. Los observatorios proveen de información precisa acerca de la variación secular y proporcionan los datos suficientes para elaborar cartas magnéticas que son la representación en líneas de igual incremento de una componente específica del campo geomagnético. Estas cartas constituyen una herramienta importante en la ingeniería aplicada en geociencias y en la investigación geomagnética moderna.

❖ Observatorios magnéticos temporales: Muchos problemas en la investigación geomagnética no pueden ser resueltos con los datos obtenidos de una red de observatorios magnéticos permanentes pues como ya se mencionó, el campo geomagnético varía con la ubicación geográfica. En este caso, los científicos han decidido resolver este problema instalando observatorios temporales en sitios de interés.

❖ **Prospecciones regionales:** Una prospección regional consiste en una red de sitios en los cuales son medidas tres o más componentes del campo geomagnético. Tales mediciones son relacionadas con el observatorio magnético más cercano o con una estación base para poder remover la variación temporal que registre el campo. El objetivo de una prospección regional es determinar el campo principal tan preciso como sea posible en el área de estudio.

❖ **Prospecciones locales:** Son realizadas en un área delimitada con un propósito muy específico, en la mayoría de las ocasiones con fines de exploración minera, investigaciones arqueológicas o reconocimientos geológicos. Por lo regular sólo se mide una componente y la precisión espacial es definida en función del objetivo del estudio.

❖ **Mediciones aéreas y marinas:** Las mediciones de las componentes del campo en el mar y en áreas poco estudiadas o de difícil acceso son hechas con frecuencia para determinar la forma y la variación del campo en zonas donde sería problemático establecer un observatorio magnético permanente o efectuar un sondeo convencional.

❖ **Mediciones de satélites y sondas espaciales:** Muchos estudios se enfocan en la caracterización del campo externo así como sus variaciones a través del tiempo. Gracias a las mediciones efectuadas por satélites y sondas espaciales es posible determinar estos aspectos y su relación con la actividad solar.

❖ **Mediciones paleomagnéticas:** La medición de la magnetización residual en las rocas representa una forma de medición del campo geomagnético a lo largo de la historia de la Tierra, es decir, tales datos ayudan a describir las características y los cambios que ha sufrido el campo en épocas pasadas.

### 3.3.2 Instrumentación

Las técnicas de medición geomagnética se fundamentan en las propiedades magnéticas e histeresis de algunos materiales, la relación ortogonal entre las variaciones del campo

magnético y del campo eléctrico, la inducción del campo en bobinas conductoras y la respuesta atómica de algunos gases ante la presencia de un campo.

Los principales y más generalizados instrumentos para medir las componentes del campo geomagnético son:

- ❖ **Variómetro clásico** Consiste en un imán suspendido por medio de un hilo de cuarzo, orientado con la componente a medir y ajustado en una posición inicial. Una luz reflejada de un espejo adjunto al imán registra la variación relativa de la componente del campo en una película fotosensible. Posteriormente las mediciones relativas se relacionan con el valor absoluto del elemento del campo, de acuerdo con un valor de escala y una línea base específicos para el instrumento utilizado.

- ❖ **Magnetómetro Fluxgate** Este instrumento fue desarrollado durante la Segunda Guerra Mundial. El principio de funcionamiento es de un amplificador magnético. El detector consiste en dos solenoides paralelos que son enrollados en direcciones opuestas con núcleos de gran permeabilidad magnética. Estos dos solenoides son conectados en serie y activados con corriente alterna. Alrededor de ambos solenoides se encuentra dispuesta una tercera bobina la cual es acoplada a un amplificador de corriente directa. El flujo a través de la tercera bobina debe ser igual a cero puesto que los flujos en las dos primeras bobinas son idénticos pero en sentido opuesto, a menos que exista un campo externo, en este caso, el campo geomagnético, cuya señal recibida en el amplificador será proporcional a la intensidad de la componente medida del campo.

- ❖ **Magnetómetro de precesión protónica** Los protones de los núcleos atómicos poseen un momento magnético y un momento angular de giro. Cuando un núcleo es sometido a un campo magnético, se ejercerá una fuerza sobre el giro de los protones tratando de alinear su momento magnético paralelamente al campo. Sin embargo, debido al momento angular de giro, estos no se alinean de manera inmediata sino que basculan a cierta frecuencia (precesión) en torno de la dirección del campo, dependiendo de su magnitud. Por lo tanto, si se conocen el momento magnético, el momento angular de giro y la frecuencia de precesión es posible determinar la intensidad total del campo magnético al que se somete el núcleo. El sensor del magnetómetro de precesión protónica utiliza

alteran el campo geomagnético que no poseen periodos obvios asociados. Estas variaciones reciben el nombre de variaciones no cíclicas.

Diversos procesos dinámicos del sol, como las ráfagas o fulguraciones solares, generan plasma de partículas cargadas (principalmente protones y electrones) el cual viaja junto con el campo magnético interplanetario y al interactuar con el campo geomagnético de la Tierra se producen intervalos de gran perturbación. Dichas variaciones son denominadas tormentas geomagnéticas. El número y la intensidad de las tormentas se vincula estrechamente con el ciclo de actividad solar de once años y el periodo de rotación de 27 días del sol. Su manifestación depende de la latitud en la que se observen las componentes del campo geomagnético, por ejemplo, en latitudes medias, el elemento que presenta mayor perturbación es la componente horizontal (Campbell, 1997).

La variación secular se relaciona directamente con los ligeros cambios que sufre el campo geomagnético en dirección e intensidad en el transcurso del tiempo. Es posible percibir dichos cambios en dos fenómenos principales: a) el cambio en la magnitud del momento magnético dipolar y b) las variaciones del campo magnético no dipolar. La parte más significativa de esta variación secular es la disminución del momento magnético dipolar del campo que de seguir la tendencia actual, llegaría a cero en aproximadamente 1200 años (Rikitake y Honkura, 1985). Como consecuencia de estos cambios, los polos magnéticos están experimentando un desplazamiento gradual hacia el noroeste, es decir, prácticamente el polo norte magnético se está moviendo 18 km al norte y 5 km al oeste cada año.

### 3.4.2 Variaciones espaciales

El campo geomagnético no solo varía con el tiempo pues también se observan cambios significativos de un lugar a otro. Desde finales del siglo XVII, Halley comenzó el estudio de la variación de la declinación con respecto a la latitud y en 1700 publicó una carta con líneas de igual declinación del oceano Atlántico basada en sus propias observaciones. Sin embargo aunque fueron de gran ayuda para la navegación, estas no resolvieron el problema de la determinación de la longitud pues medir la declinación en el mar resultaba impráctico e impreciso (Main, 1987).

En la actualidad, gracias a los avances tecnológicos, las mediciones se ha facilitado y es posible registrar la variación de las componentes del campo geomagnético con respecto a su ubicación geográfica. Dichos registros se denominan cartas magnéticas y representan líneas de igual variación. De acuerdo a la componente se denominan

- ❖ Isoclínicas: Contornos de igual inclinación.
- ❖ Isodinámicas. Contornos de igual intensidad de las componentes F, H, X, Y, Z.
- ❖ Isogónicas: Contornos de igual declinación
- ❖ Isopóricas. Contornos de igual variación secular de una componente del campo.

Gracias a la elaboración de estas cartas, es posible observar la distribución de los valores que adoptan cada una de las componentes del campo geomagnético en el espacio y en el tiempo, por ejemplo, la intensidad total es más grande en los polos magnéticos que en el ecuador (Campbell, 1997).

Debido a la variación secular, las cartas magnéticas deben ser revisadas y corregidas cada cinco años al igual que el IGRF, pues sólo son válidas para la época específica en que son elaboradas. Para efectuar esta labor de actualización es necesario recopilar datos de la red de observatorios magnéticos globales y estaciones temporales, realizar prospecciones magnéticas regionales y observar el campo en lugares donde no es posible instalar una estación, como en el mar, para lograr una cobertura que permita la elaboración de una carta magnética confiable.

## 4. El GPS como herramienta para estudios de deformación

## 4 El GPS como herramienta para estudios de deformación

### 4.1 Conceptos básicos de GPS

#### 4.1.1 Introducción

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés) es desarrollado y controlado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos. Todo el sistema está conformado por tres elementos.

❖ Segmento espacial: Está constituido por 24 satélites ubicados en el espacio denominados en su conjunto como constelación GPS. los cuales orbitan la Tierra y envían continuamente señales de radio. Obtienen la energía suficiente para funcionar a través de paneles solares que recargan baterías incluidas en el equipo. En ocasiones, hay más de 24 satélites en operación ya que periódicamente los más antiguos son reemplazados por equipos más sofisticados (figura 4.1).

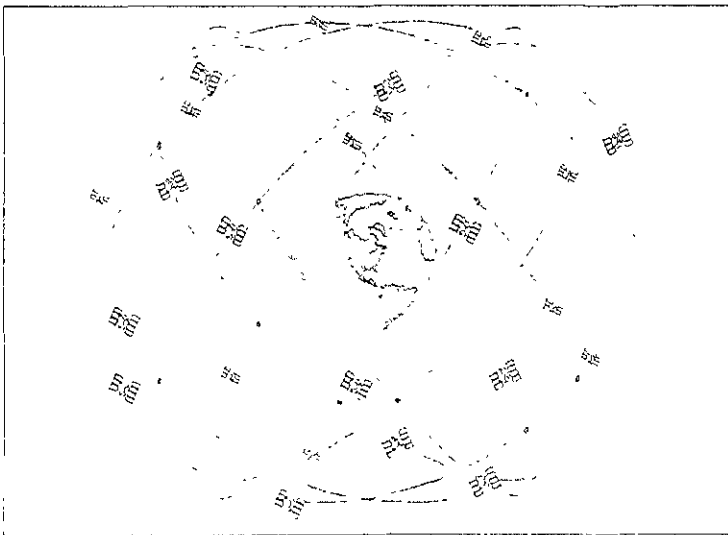


Figura 4.1 Constelación de satélites GPS (Web 1)



La altitud de la órbita (20180 km) está definida de tal manera que los satélites repiten su configuración sobre un punto aproximadamente cada 23 horas 56 minutos. La constelación de satélites GPS está distribuida en seis órbitas circulares planas equiespaciadas a  $60^\circ$  e inclinadas con un ángulo de  $55^\circ$  con respecto del plano del ecuador. Cada una de estas órbitas cuenta con cuatro satélites uniformemente distribuidos lo cual permite que cualquier punto sobre la superficie terrestre pueda ser posicionado por entre cinco y ocho satélites aproximadamente (Web 1).

❖ Segmento de control. Este segmento comprende el Sistema de Control Operacional (OCS) conformado por un sistema de estaciones cuya finalidad es hacer que el segmento espacial funcione correctamente. Las principales tareas del OCS son sincronizar el tiempo de los satélites, enviar datos a los mismos y rastrear sus trayectorias para definir y predecir las órbitas exactas. La estación de control principal (Master Control Station) está localizada en Colorado, Estados Unidos y el resto de las estaciones (Monitor Stations) están distribuidas alrededor del mundo (figura 4.2)

Las mencionadas estaciones llevan a cabo un seguimiento detallado de cada uno de los satélites de la constelación GPS y cuentan con relojes atómicos de gran precisión que permiten establecer con gran precisión las órbitas que siguen los satélites.

La estación principal se encarga de coleccionar todos los datos generados en las estaciones de monitoreo y calcular así las efemérides, los estados de los relojes y las correcciones necesarias para cada uno de los satélites.

Después de efectuar este procesamiento los resultados son retransmitidos al sector espacial para almacenarse en la memoria de cada satélite. Sólo tres de las estaciones (Ascensión, Diego García y Kwajalein) son capaces de efectuar este proceso (Martínez y Fuster, 1995).

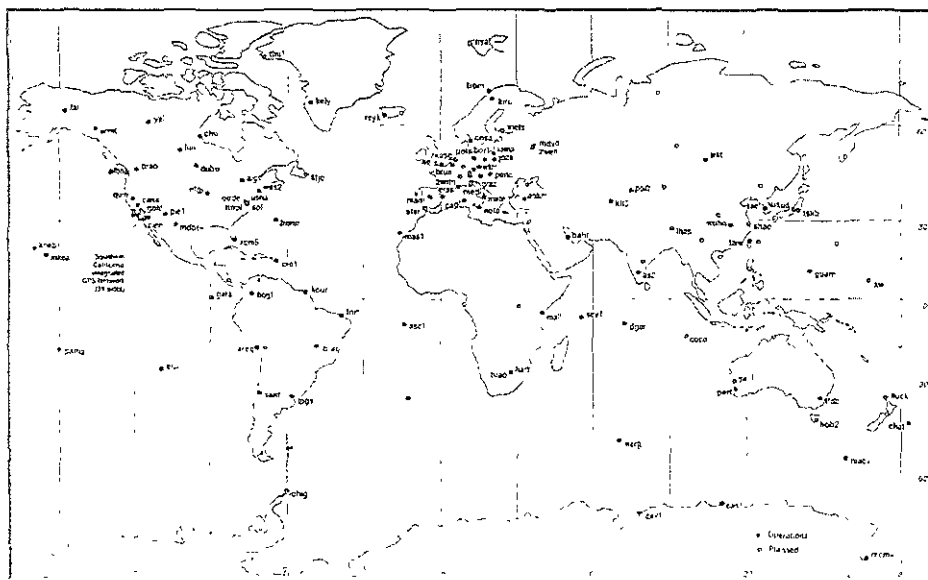


Figura 4.2 Estaciones del Segmento de Control GPS del Internacional GPS Service for Geodynamics (Bock, 1998)

❖ **Segmento de usuario** Comprende todos los instrumentos utilizados para hallar las coordenadas de un punto, hacer navegación o precisar el tiempo exacto a través de las señales enviadas desde los satélites de la constelación GPS. Existen infinidad de usuarios del programa GPS con objetivos muy diversos. Sin embargo, gracias a la apertura del Sistema de Posicionamiento Global, los receptores GPS pueden ser utilizados para efectuar estudios científicos.

Este segmento está conformado por equipos, esencialmente receptor y antena, que convierten las señales de radio enviadas por los satélites en parámetros determinados como posición, velocidad y tiempo de un punto específico.

#### 4.1.2 Historia del Programa GPS

Las bases del Sistema de Posicionamiento Global se instituyen en 1967 cuando es lanzado al espacio un satélite militar prototipo con la finalidad de efectuar pruebas de navegación (Correa, 2000).

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) fue desarrollado para remplazar el sistema TRANSIT (Navy Navigational Satellite System) que estaba compuesto por seis satélites orbitando a una altitud promedio de 1100 km en trayectorias circulares. TRANSIT fue desarrollado con fines militares aunque el uso por civiles fue eventualmente autorizado.

El problema fundamental de este sistema predecesor del GPS fue su pobre cobertura y su baja precisión (Hoffmann-Wellenhof *et al.*, 1994). Sin embargo, sólo hasta 1978, cuando comenzaron a lanzarse al espacio una serie de 10 satélites denominados Bloque 1, inició formalmente el programa GPS. Los satélites que componen este bloque fueron fabricados por Rockwell International y se diseñaron para proporcionar de 3 a 4 días el servicio de posicionamiento sin mantener contacto con el segmento de control.

Los 21 satélites del Bloque 2, también creados por Rockwell International, comenzaron a enviarse al espacio en febrero de 1989 e incorporan osciladores atómicos para minimizar el error, es decir, relojes cuyo funcionamiento se basa en la transición entre niveles de energía de átomos específicos (Martínez y Fuster, 1995).

Posteriormente fue desarrollada una versión avanzada del Bloque 2 que fue denominada Bloque 2A. Estos satélites fueron enviados al espacio entre finales de 1990 y principios de 1994, se encuentran dotados con equipos sofisticados de rastreo por láser y están diseñados para proporcionar 180 días de servicio sin contacto con el segmento de control. Los satélites del Bloque 2R, desarrollados por General Electric, poseen un sistema de reloj un poco más preciso que los bloques anteriores y pueden operar en un modo de navegación autónomo. Su vida útil se espera sea de 10 años y tienen un peso de más de 2000 kg (Hoffmann-Wellenhof *et al.*, 1994).

### 4.1.3 Fundamentos

#### 4.1.3.1 Posicionamiento

El principio geométrico en el cual se basa el Sistema de Posicionamiento Global es la medición de la distancia entre el receptor y los satélites. La determinación de la distancia se efectúa a partir del tiempo que tarda en llegar la señal enviada desde el satélite hasta el receptor en la superficie de la Tierra, es decir, una vez calculado el tiempo y conociendo la velocidad a la que se desplaza la señal (aproximadamente la velocidad de la luz) es posible determinar la distancia. La posición específica de un punto requiere de calcular las distancias entre el punto y al menos tres satélites (triangulación).

Cuando se conoce la distancia a un satélite, se genera una zona probable de ubicación del punto que se desea posicionar, en este caso, la región queda definida por una esfera con centro en el satélite y de radio igual a la distancia medida entre éste y el receptor (figura 4.3 a).

Si se conoce la distancia a dos satélites el área se restringe a una circunferencia definida por la intersección de ambas esferas (figura 4.3 b)

Si se efectúa una medición a un tercer satélite la localización de la posición se limita sólo a dos puntos en el espacio los cuales están definidos por la intersección de la esfera generada a raíz de la tercera medición y la circunferencia definida por las dos primeras mediciones (figura 4.3 c)

Una cuarta medición posiciona finalmente el punto deseado. Sin embargo, con sólo tres mediciones es posible precisar la ubicación pues una de las dos posibles soluciones prácticamente puede descartarse por la incongruencia de su posición

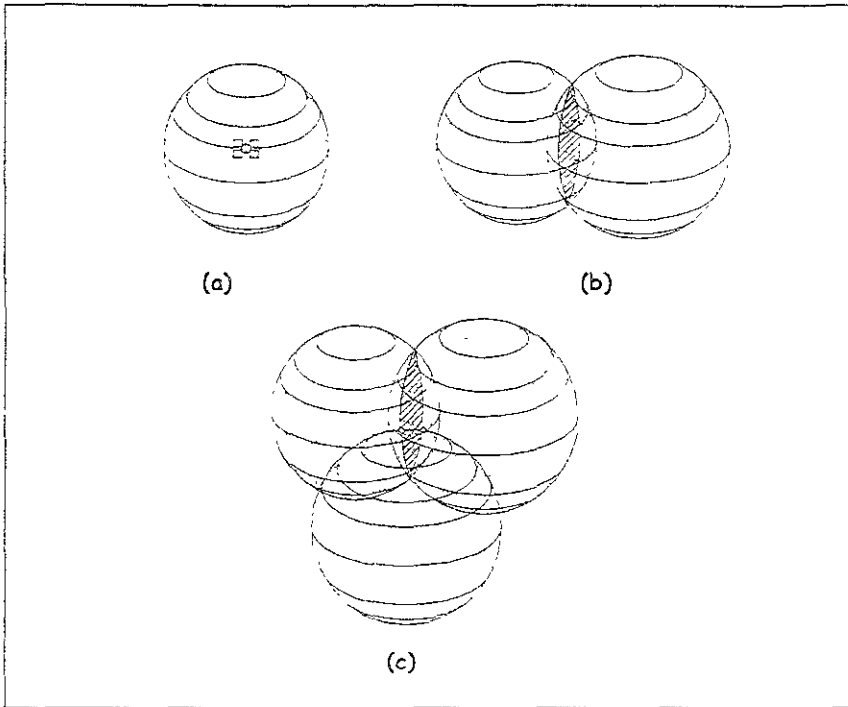


Figura 4.3 Posicionamiento por triangulación

El método de posicionamiento puede clasificarse según el sistema de referencia o el movimiento del receptor.

❖ Según el Sistema de Referencia

a) Absoluto El objetivo es posicionar el punto con tres coordenadas respecto a un sistema de referencia con origen y orientación convencional y previamente definidas en el sistema cartesiano geocéntrico (Martínez y Fuster, 1995)

b) Relativo Se involucran al menos dos equipos de recepción simultánea con la captación de las señales emitidas por los mismos satélites donde uno establece el origen del sistema de referencia y el otro se posiciona con respecto al primero para posteriormente transformar matemáticamente sus coordenadas relativas al sistema local

❖ Según el movimiento del receptor.

a) Estático En el posicionamiento estático se hace determinación de tres coordenadas únicas de un solo receptor (antena) a partir de una serie de observaciones efectuadas a lo largo de un determinado lapso de tiempo.

b) Dinámico: Se determinan tres coordenadas a lo largo de un lapso de tiempo establecido así como a la ubicación de una antenna cuyos movimientos sean superiores a la resolución del sistema. Su aplicación más práctica es en la navegación (Martínez y Fuster, 1995).

#### 4.1.3.2 Emisión de la señal

Los satélites que componen la constelación GPS transmiten varias señales de diversas frecuencias. Los códigos que componen la señal transmitida consisten en una secuencia que toma los valores de +1 y -1, correspondientes a los binarios 0 y 1.

Las señales denominadas portadoras que envían los satélites están ubicadas en el rango de frecuencias L (1-2 GHz) una es el resultado de multiplicar la frecuencia fundamental que proporciona el oscilador  $f_0$  (10 23 MHz) por 154 y se denomina L1 (1575.42 MHz); la otra frecuencia, denominada L2 (1227.60 MHz), se obtiene al multiplicar la frecuencia del oscilador por 120. La emisión de la señal del satélite en ambas frecuencias permite determinar a través de una mutua comparación los posibles retardos entre ambas por efectos ionosféricos, lo cual mejora su precisión de posicionamiento (Martínez y Fuster, 1995).

Cada uno de los satélites que conforman la constelación emiten un código único pseudoaleatorio (PRN) altamente complejo. El propósito de tal complejidad es evitar que accidentalmente coincida con la señal de otro satélite, de esta manera, los satélites pueden usar la misma frecuencia de transmisión (portadoras) sin interferirse unos a otros y causar errores en el segmento de usuario (Web 2). En la señal también son emitidos el código C/A (Clear Access Code), el cual tiene una frecuencia de  $f_c/10$  MHz y es repetido cada milisegundo, el código P (Precision Code) tiene la frecuencia  $f_c$  y es repetido aproximadamente cada 266.4 días. El código W es usado para codificar el código P y

posee una frecuencia de  $f_0/20$  (Hoffmann-Wellenhop *et al.*, 1994) En la tabla 4.1 se presentan las componentes de la señal y sus respectivas frecuencias.

Componente	Frecuencia	(MHz)
Frecuencia Fundamental	$f_0$	=10.23
L1	$154f_0$	=1575.42
L2	$120f_0$	=1227.60
Código P	$f_0$	=10.23
Código C/A	$f_0/10$	=1.023
Código W	$f_0/20$	=0.5115
Mensaje de navegación D	$f_0/204600$	= $50 \times 10^{-6}$

Tabla 4.1 Componentes de la señal de satélite (Hoffmann-Wellenhop *et al.*, 1994)

Es importante mencionar que las frecuencias L1 y L2 son moduladas por el código P (modificado por el código W). El código C/A está sobre la frecuencia L1 en una cuadratura de fase ( $90^\circ$ ) con el código P. El mensaje de navegación D, contenido en L1 y L2, contiene esencialmente la información acerca del oscilador, la órbita y el estado funcional del satélite así como algunas correcciones para obtener una posición mucho más precisa. A continuación se presenta un esquema de la combinación de estas señales.

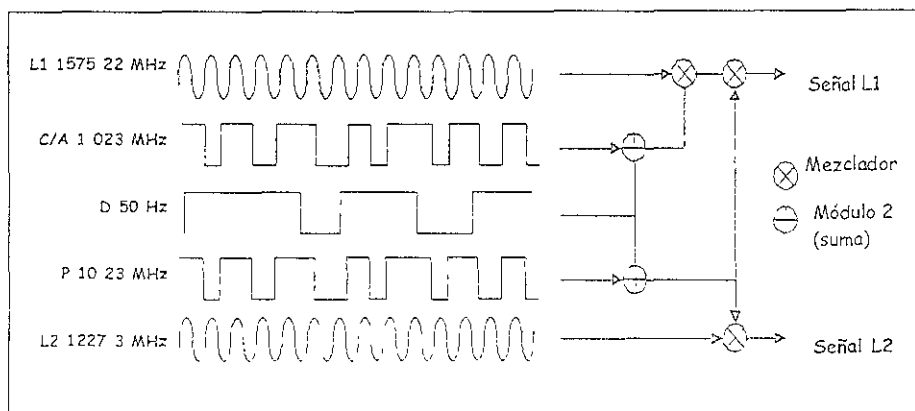


Figura 4.4 Señales emitidas por el satélite (Web 1)

Tal superposición de datos obedece a que las altas frecuencias y la homogeneidad de las señales L1 y L2 denominadas "portadoras" (carrier) hacen más difícil calcular el tiempo de viaje, pues a esa frecuencia y con la velocidad de la luz una diferencia de un microsegundo puede implicar un error de 300 metros en la posición del punto. Así, el código pseudoaleatorio, con una frecuencia 1000 veces menor (MHz), modula las señales L1 y L2 lo cual permite una rápida determinación del desplazamiento de la señal y, en consecuencia, del tiempo de viaje, proporcionando una precisión mucho mayor en la posición del punto (Web 2).

#### 4.1.3.3 Recepción de la señal

Para determinar el tiempo de viaje de la señal emitida por el satélite, el receptor GPS genera un código PRN idéntico al emitido por el satélite y lo compara con éste. Si se sabe que ambas señales son emitidas en la misma fracción de tiempo, el desfase que detecte el receptor GPS al comparar las señales (la propia y la del satélite) al tratar de sincronizar ambas señales será el tiempo que tarda la señal en llegar a la superficie de la Tierra. De esta manera el receptor puede calcular el número de ciclos de las portadoras en el lapso de tiempo que tarda la señal en llegar, definir el tiempo de viaje y finalmente establecer la distancia a la que se encuentra el satélite. Lógicamente, en el receptor se encuentran instalados los decodificadores necesarios para poder calcular el tiempo de viaje.

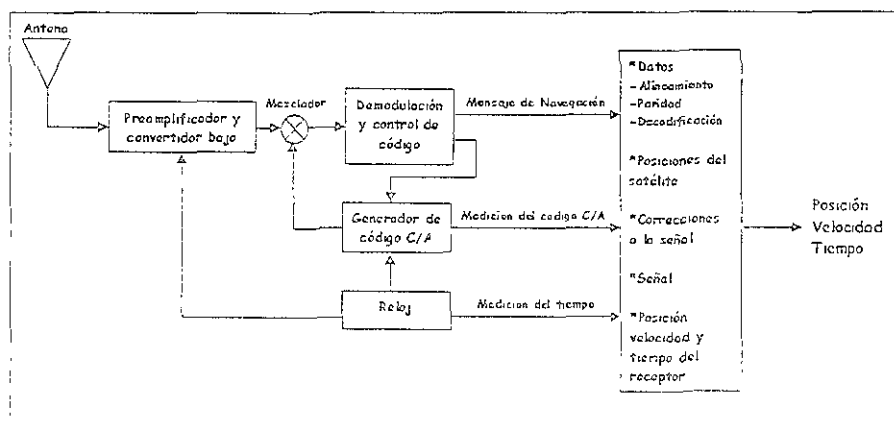


Figura 4.5 Diagrama de bloques de un receptor simplificado (Web 2)



Como ya se ha mencionado, el sector del usuario por lo regular se encuentra conformado por un receptor y una antena. La función de la antena es convertir una radiación electromagnética en una señal eléctrica. En este caso, la corriente eléctrica inducida sobre la antena receptora por las señales radiadas por el satélite posee toda la información modulada sobre ellas. Así, el punto que realmente se posiciona es el centro radioeléctrico de la antena el cual no siempre coincide con el centro físico o mecánico, lo cual genera pequeños errores que pueden ser minimizados con algunas especificaciones de colocación y orientación de la antena (Martínez y Fuster, 1995)

#### **4.1.3.4 Fuentes de error**

Lógicamente, la captación de la señal en el receptor GPS no siempre es tan satisfactoria como se esperaría. Existen diversos factores que alteran la transmisión de los datos lo cual se refleja en errores al momento de posicionar un punto. Por lo regular estos factores son producto de una combinación de ruido, condiciones ambientales o fallas técnicas y pueden ser clasificados en

- ❖ **Errores atmosféricos** Para efectuar el cálculo de la distancia entre el receptor y el satélite, se ha asumido que la velocidad de la luz es constante lo cual sólo ocurre en condiciones muy especiales específicamente en el vacío. De hecho, los factores atmosféricos modifican la velocidad de la señal emitida por el satélite, pues al atravesar la ionosfera y la troposfera, ésta interactúa con partículas ionizadas y con vapor de agua, generando errores en la velocidad de propagación de las señales. Para minimizar este tipo de error, las estaciones de monitoreo modelan las condiciones atmosféricas y realizan las correcciones necesarias, las cuales son transmitidas a cada uno de los satélites de la constelación GPS.

- ❖ **Errores por Trayectorias Múltiples (Multipath)** Al llegar a la superficie terrestre la señal emitida por el satélite puede alterarse al chocar con obstáculos diversos antes de llegar al receptor GPS. Los equipos de recepción más recientes contemplan este efecto e implementan las correcciones necesarias para minimizar el error.

❖ Errores de Geometría Satelital: Un receptor regularmente capta más de los satélites necesarios para ubicar una posición así que sólo recibe las señales de algunos y descarta los demás. Si la distancia entre estos satélites es muy cercana en el espacio, los círculos que definen la posición de un punto específico se intersecarán en ángulos muy alargados incrementado el margen de error. Si los dos satélites se encuentran más separados, los círculos se intersecarán casi en ángulo recto lo cual reduce significativamente la región de error (Figura 4.6).

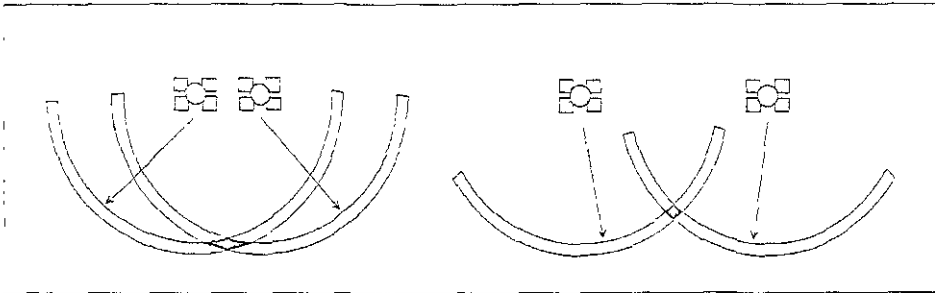


Figura 4.6 Error de geometría satelital

❖ Errores de equipo: También los satélites presentan errores en su funcionamiento, por ejemplo, un error en la lectura del reloj puede generar diferencias en la medición del tiempo de viaje. Las estaciones de monitoreo controlan todos estos aspectos observando continuamente la posición y la trayectoria de los satélites así como el estado general del oscilador. En las estaciones sobre la superficie terrestre, los relojes de los receptores pueden no estar sincronizados con los relojes en los satélites o incluso pueden tener errores en sus coordenadas de posicionamiento.

❖ Disponibilidad Selectiva (SA): Esta política de seguridad que afecta a usuarios civiles (actualmente no habilitada) es implementada por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos. Consiste en la reducción de la precisión del posicionamiento aproximadamente 100 m lo cual se logra reduciendo la precisión de las efemérides o modificando la frecuencia y la época del reloj. En ocasiones es posible reducir este tipo de error implementando un posicionamiento relativo (Correa, 2000).

#### 4.2 El GPS aplicado a estudios de deformación cortical

El estudio de la dinámica terrestre representa grandes retos, entre los que se encuentra la medición de patrones de deformación sobre la superficie de la Tierra. Los grandes avances en el desarrollo tecnológico han facilitado efectuar estas mediciones con gran exactitud, particularmente, el GPS representa una poderosa herramienta en las Ciencias de la Tierra pues gracias a su precisión es factible medir varios procesos geológicos.

Quizá uno de los retos más grandes en este rubro sea la medición de la deformación en volcanes activos. Sin embargo, estudiar los patrones de deformación permite conocer la dinámica interna del sistema, determinar la acumulación y ascensión del magma así como la evolución de los procesos eruptivos. La operación continua y automatizada de estaciones de GPS en volcanes activos muestran una clara ventaja sobre los métodos topográficos convencionales pues las mediciones observadas tienen una alta precisión en las tres componentes (latitud, longitud y altitud). Un factor de gran importancia es la facilidad en la adquisición de los datos ya que ésta puede efectuarse bajo condiciones adversas como clima poco favorable o incluso durante una erupción volcánica, sin representar un riesgo sustancial para el personal encargado del monitoreo.

Así, el GPS se ha convertido en un elemento esencial en el monitoreo de volcanes activos pues al medir la deformación casi en tiempo real puede fungir como una herramienta de análisis muy confiable y, aunado a otros métodos de monitoreo, resulta de vital importancia en la toma de decisiones.

## 5. Adquisición y procesamiento de datos

## 5 Adquisición y procesamiento de datos

### 5.1 Estaciones de adquisición de datos

#### 5.1.1 Observatorio Magnético de Teoloyucan

El Observatorio Magnético, fundado en 1914, se encuentra ubicado a 36 km al norte de la Ciudad de México, junto al panteón municipal del pueblo de Teoloyucan, Edo de México, a una altitud de 2280 m sobre el nivel del mar (Cañón *et al.*, 1996). Sus coordenadas geográficas son

$$\lambda = 99^{\circ} 11' 35.735'' \text{ W}$$

$$\phi = 19^{\circ} 44' 45.100'' \text{ N}$$

Las coordenadas geomagnéticas relativas a la posición del polo para el IGRF época 2000.0 son

$$\Lambda = +330.40^{\circ}$$

$$\Phi = +29.15^{\circ}$$

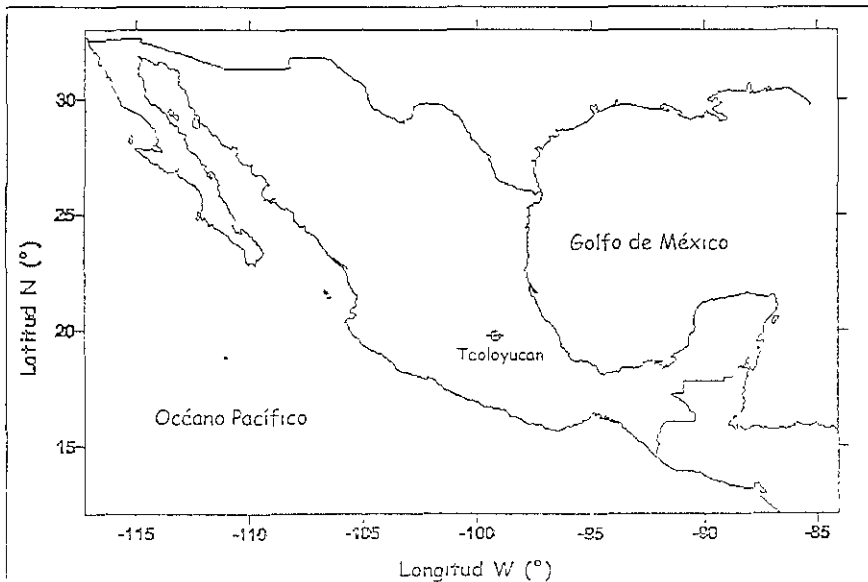


Figura 5.1 Localización del Observatorio Magnético de Teoloyucan

Los instrumentos utilizados actualmente en el Observatorio Magnético de Teoloyucan miden las componentes del campo geomagnético D, I, H, Z y F.

El equipo clásico consta de tres variógrafos Askania tipo Eschenhagen, los cuales fueron instalados en 1931 y modificados en 1954 con imanes compensadores de temperatura por el U. S. Coast and Geodetic Survey (figura 5.2). Durante 1971 y 1972 se realizó la calibración del Observatorio con instrumentos del IAGS (Inter-American Geodetic Survey). A partir del mes de abril de 1978, el Observatorio dejó de operar en las coordenadas  $99^{\circ}10'53.4''$  de longitud W y  $19^{\circ}44'47.5''$  de latitud N a 2280 m sobre el nivel del mar y se reinstaló en su posición actual, 800 m al suroeste del sitio anterior. Estos variógrafos han sido orientados para medir las componentes D, H y Z del campo geomagnético. El registro continuo es fotográfico con maquinaria de reloj donde el tambor registrador gira una vez por día a una velocidad de 20 mm por hora (Cañon *et al.*, 1996).

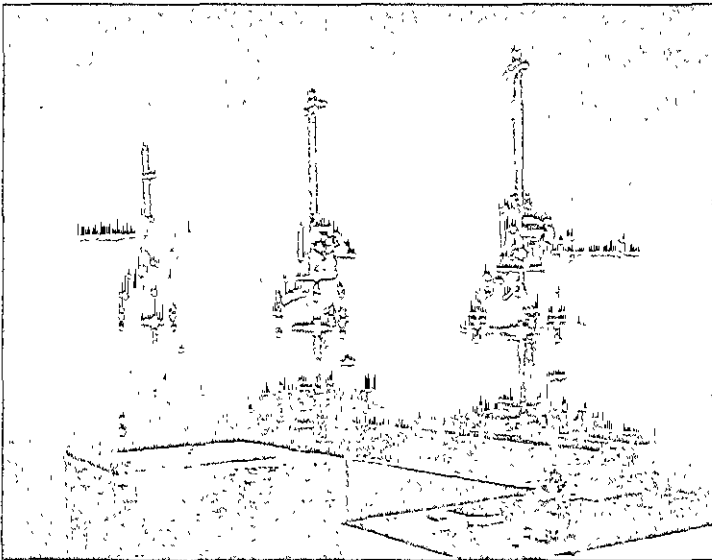


Figura 5.2 Equipo clásico del Observatorio Magnético de Teoloyucan

Un equipo digital fue instalado en julio de 1996 durante el "Primer Taller Latinoamericano de Geomagnetismo". El primero de estos equipos es un magnetómetro triaxial fluxgate

modelo FGE versión D del Danish Meteorological Institute (DMI). Está constituido por sensores fluxgate comerciales orientados para medir las componentes H, D y Z del campo geomagnético. Para proporcionar al instrumento una estabilidad de registro magnético y de temperatura a largo plazo, le fueron implementadas unas bobinas compensadoras montadas en tubos de cuarzo con el fin de obtener una deriva de unos cuantos nanoteslas por año, lo cual lo convierte en un equipo muy preciso. La estabilidad de la línea base se mantiene gracias a un cubo de mármol que sirve de soporte a los sensores, suspendido con dos alambres de bronce y fósforo para compensar cualquier movimiento de la base del sensor (Lauridsen, 1985).

El otro equipo digital instalado en el Observatorio Magnético de Teoloyucan es el llamado Latin American Observatory (LAMA), el cual consiste en un variógrafo fluxgate constituido por un par de sensores que miden la declinación y la inclinación del campo geomagnético. La intensidad total del campo geomagnético (F) es observada con un magnetómetro de precesión protónica Geometrics G-856 (PPM) cada 5 segundos, obteniéndose un promedio cada minuto (figura 5.3). Tales mediciones son suficientes para calcular todas las componentes del campo geomagnético y proporcionar un punto de comparación en el funcionamiento de los equipos.

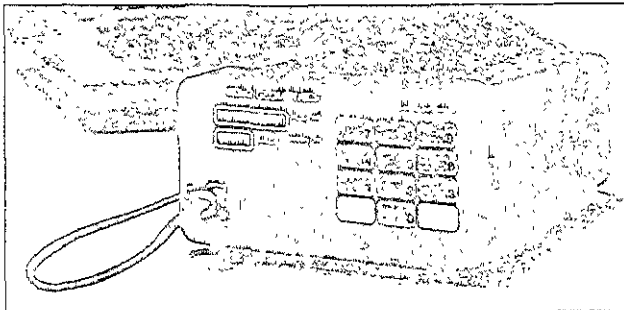


Figura 5.3 Magnetómetro de precesión protónica G-856

Los registros de ambos equipos digitales (LAMA y DMI) reportan una lectura cada minuto las cuales son grabadas en una computadora central que genera archivos diarios para todas las componentes señaladas

Para el buen funcionamiento del Observatorio Magnético es necesario efectuar mediciones absolutas periódicamente para controlar las líneas bases de los instrumentos utilizados y calibrar de esta manera el funcionamiento del equipo. Para tal efecto, se cuenta con un teodolito no magnético RUSKA al cual se le ha acondicionado un magnetómetro DI-flux, construido en el Observatoire Magnétique de Dourbes, Bélgica, el cual permite la obtención de datos confiables de las componentes del campo geomagnético.

### 5.1.2 POPN (Tlamacas)

La estación POPN fue construida en abril de 1996 y está localizada 300 m al suroeste del albergue Tlamacas a una altitud de 4029 m sobre el nivel del mar y casi 5 km al norte del cráter del volcán (figura 5.4). Sus coordenadas geográficas son:

$$\lambda = 98.638^{\circ} \text{ W}$$

$$\phi = 19.056^{\circ} \text{ N}$$

Dicha estación cuenta con un suministro de energía a través de paneles solares, protección y baterías recargables, protección para descarga de rayos y transmisión de datos vía radio modem.

El equipo instalado en la estación POPN consiste en un magnetómetro de precesión protónica (PPM) Geometrics G-856 que mide la intensidad total (F) del campo geomagnético con una frecuencia de 60 segundos.

Para obtener una señal más estable, el sensor del magnetómetro fue colocado en el centro de la estación sobre una viga de madera y fue cubierto con un recipiente plástico para su protección (figura 5.5), evitando así la inclusión de ruido no constante (Web 3)





Otro instrumento instalado en esta estación es un receptor GPS (Global Positioning System) de doble frecuencia cuya antena se encuentra colocada sobre un pedestal de acero a un altura de 100 cm sobre el nivel del terreno descansando en una base (monumento) que ha sido aislada de la superficie superior del suelo para evitar cualquier movimiento ajeno al subsuelo.

Es importante mencionar que todo el equipo se encuentra colocado bajo tierra en una instalación hermética especial de 3x2x2 m excepto la antena de GPS, el sensor del magnetómetro (PPM) y los paneles solares (Web 4).

Antes de la instalación del radio modem, fue necesario grabar los datos en la memoria interna del PPM, que bajo circunstancias normales con el muestreo establecido puede almacenar 200 horas de datos, y recuperarlos periódicamente. Una vez instalado el radio modem, los datos se reciben en tiempo real en el Instituto de Geofísica.

### 5.1.3 POSW (Chipiquixtle)

La estación Chipiquixtle se encuentra localizada en la cima de una pequeña elevación conformada por lava y escoria ubicada en el costado suroeste del volcán (figura 5.4). Sus coordenadas geográficas son

$$\lambda = 98.657^\circ \text{ W}$$

$$\phi = 19.010^\circ \text{ N}$$

Como el acceso a esta estación resulta bastante complicado, el equipo que proporciona energía a los instrumentos que se encuentran instalados consiste en baterías recargables a través de celdas solares, al igual que en la estación POPN (Tlamacas).

La instrumentación del receptor GPS está colocada dentro de una pequeña caseta donde también se encuentran instalados dos sismómetros y un inclinómetro biaxial operados por el Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED), además del equipo de telecomunicaciones necesario para la transmisión de los datos (Web 5). La antena del

receptor GPS está colocada de la misma manera que en la estación POPN para tener un mejor control de las variaciones en la deformación del flanco del volcán

## 5.2 Instrumentación

### 5.2.1 Magnetómetro Geometrics G-856

El magnetómetro de precesión protónica (PPM) Geometrics G-856 es usado comúnmente como un instrumento de prospección o como una estación base, realizando mediciones del campo geomagnético a intervalos constantes de tiempo.

El G-856 utiliza una interfase RS-232 para transmitir los datos almacenados a una computadora. La resolución del instrumento es de 0.1 nT y soporta gradientes de 5000 nT/m. Posee un rango dinámico entre 20,000 y 90,000 nT. Usualmente el sistema electrónico del instrumento depende completamente del suministro de energía que le proporcionan nueve baterías de 1.5 V de corriente directa. Sin embargo, en vista de las características de la instalación, el magnetómetro fue modificado para abastecerse de una fuente externa de 12 V (Cifuentes *et al* , 1998).

### 5.2.2 GPS Turbo Rogue SNR 8000

El receptor GPS instalado en las estaciones POPN y POSW consta de un equipo receptor de doble frecuencia TurboRogue SNR 8000 fabricado por Allen Osborne Associates con tarjetas de 10 Mb de memoria, una antena tipo choke-ring Dorn-Margolin, la cual se encuentra montada sobre un pedestal de acero de 100 centímetros de altura.

Al igual que el magnetómetro, el equipo GPS tuvo que ser adaptado a un arreglo externo para abastecerse de energía, el cual consiste en tres paneles solares Siemens de 75 W que recargan cuatro baterías de 12 V DC. Dicho arreglo permite el funcionamiento del sistema completo por varios días aún con clima poco favorable. El equipo de telecomunicaciones para la transmisión de los datos consiste en un radio modem FreeWave de espectro esparcido en los 900 MHz.

## 5.3 Procesamiento

### 5.3.1 Datos geomagnéticos

Para el estudio magnético en el volcán Popocatepetl se analizaron los datos de intensidad total del campo geomagnético observados en la estación POPN (Tlamacas) y en el Observatorio Magnético de Teoloyucan. Debido a la cercanía entre ambas estaciones se ha considerado que las anomalías observadas en el campo geomagnético son ocasionadas por efectos volcanomagnéticos restringidos a una pequeña área cercana al volcán (Cifuentes *et al.*, 1998). El objetivo de este análisis es realizar una correlación que permita describir el comportamiento del campo geomagnético debido a la actividad volcánica.

#### 5.3.1.1 Correlación espacial

La correlación espacial es un método estadístico que compara dos series de datos similares, ubicadas en el mismo rango temporal, proporcionadas por instrumentos o sitios diferentes. Si se elabora la gráfica de cada una con respecto al tiempo, se observa que ambas se aproximan a una relación lineal que puede ser representada por una recta cuya ecuación se denota.

$$\hat{Y} = a + bX \quad (5.1)$$

y es denominada la ecuación de regresión de Y a X. La recta de regresión descrita por la ecuación anterior es la línea que más se aproxima a la mayor cantidad de valores representados, el error entre la relación de X y Y representada por esta recta y los valores observados debe ser el más pequeño de cualquier línea que se pudiera tomar. En otras palabras, la recta de regresión es aquella cuya suma de los errores al cuadrado sea la más pequeña en todo un conjunto de rectas (Zeng *et al.*, 1998).

Con base en la teoría del valor extremo, el coeficiente  $b$  y la constante  $a$  son parámetros que deben estimarse a partir de los valores observados y cada uno representa la intersección con el eje de las ordenadas y la pendiente de la recta, respectivamente.

El análisis de correlación tiene como objetivo medir la relación de similitud entre dos o más variables. El índice cuantitativo que describe este grado de similitud recibe el nombre de coeficiente de correlación  $R$  y matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$R = \frac{\sum(X - \bar{X})(Y - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X - \bar{X})^2 \sum(Y - \bar{Y})^2}} \quad (5.2)$$

donde:

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i, \quad \bar{Y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Y_i \quad (5.3)$$

El rango de valores que adopta el coeficiente  $R$  es  $0 \leq R \leq 1$ . Prácticamente, este coeficiente sólo indica qué proporción de la variación total de respuesta de las variables se explica mediante el modelo de regresión lineal es decir, mientras más se aproxime el  $R$  a 0, menor será la relación entre los datos observados y viceversa, mientras más se acerque a 1, reflejará que la relación lineal entre los valores de dos series es más cercana y, en consecuencia, el modelo de regresión lineal se ajusta mejor (Zeng *et al.*, 1998)

En este trabajo, la estación de referencia con base en la cual se efectúa la comparación es el Observatorio Magnético de Teoloyucan, por presentar una mayor continuidad en la observación del campo geomagnético

Como ya se mencionó, el muestreo de la intensidad total ( $F$ ) del campo geomagnético se realizó cada minuto por lo cual, después de 24 horas de adquisición se tenían 1440 datos. Se elaboraron los promedios horarios para hacer la comparación por día, es decir, se obtuvo un coeficiente de correlación con 24 datos de cada estación correspondientes a un día completo de mediciones.

Los promedios horarios fueron obtenidos mediante un programa creado en lenguaje Fortran por el Grupo de Geomagnetismo del Instituto de Geofísica y la correlación espacial con un software desarrollado por la Academia China de Ciencias denominado Geomagnetic Utility Programs (GMUP). Este programa fue diseñado con la finalidad de extraer la información de complejas variaciones magnéticas en el tiempo y en espacio

para tratar de establecer una correlación con eventos asociados a sismos y desastres naturales.

### 5.3.1.2 Diferencias ponderadas

Si se asume que la intensidad total (F) del campo geomagnético puede describirse como la superposición de varios efectos puede representarse como:

$$F = F^C + F^P + F^Q + F^N \quad (5.4)$$

donde:

- $F^C$ = Campo originado en el interior
- $F^P$ = Campo originado en la magnetosfera
- $F^Q$ = Campo originado en la ionosfera
- $F^N$ = Campo anómalo local

Los campos  $F^P$  y  $F^Q$  son de origen externo y pueden denotarse con el superíndice e

$$F = F^C + F^e + F^N \quad (5.5)$$

Si A y B son dos estaciones adyacentes relativamente cercanas una de otra, entonces se puede suponer que el campo generado en el interior es igual en ambas para un lapso de tiempo corto. Si se efectúa la diferencia de la intensidad total F entre las estaciones queda

$$F_A - F_B = (F_A^e - F_B^e) + (F_A^N - F_B^N) \quad (5.6)$$

Asumiendo que no existe una anomalía de tipo local entonces la ecuación 5.6 puede expresarse como

$$F_A - F_B = F_A^e - F_B^e \quad (5.7)$$

De la expresión anterior se deduce que la diferencia obtenida entre las estaciones A y B puede ser considerada como el resultado de una variación en la fuente externa pues su contribución no es la misma en las estaciones mencionadas, es decir, la intensidad total F medida en la estación A no es la misma que la observada en la estación B (Zeng *et al.*, 1998)

El método de diferencias ponderadas desarrollado por Rikitake (1968) propone la inclusión de una constante empírica  $\alpha$  pues las fluctuaciones en los valores medios horarios de la intensidad total del campo geomagnético en un observatorio geomagnético permanente son siempre más grandes que las encontradas en una estación de campo. Así, la relación entre los valores observados en la estación base de referencia y la estación de campo queda:

$$\frac{F_A^c}{F_B^c} = \alpha \quad (5.8)$$

Donde  $\alpha$  es el factor de peso. Si ambos sitios A y B no se encuentran separados una distancia significativa entonces la correlación debe ser muy buena y en consecuencia, el valor que adquiere el coeficiente de correlación debe aproximarse a 1 (Zeng *et al.*, 1998). Si B es la estación de referencia base entonces la expresión para obtener la diferencia ponderada de la estación de campo A ( $\Delta F_A$ ) queda:

$$\Delta F_A = F_A^c - \alpha F_B^c = (F_A^c - F_B^c) - (1 - \alpha) F_B^c \quad (5.9)$$

En condiciones normales sin anomalías temporales causadas por un efecto piezomagnético o similar, el valor que adquiere la diferencia  $\Delta F_A$  se aproxima a cero (Cifuentes *et al.*, 1998).

En este método también fueron utilizados los valores medios horarios durante 24 horas para obtener una diferencia en la estación de campo para un día completo. Para tal efecto se implementó un programa en el lenguaje Fortran que calcula las diferencias ponderadas. La estación de referencia elegida fue el Observatorio Magnético de Teoloyucan y los datos utilizados para la estación de campo fueron los observados en la estación POPN (Tlamanca).

### 5.3.2 Datos GPS

La adquisición de los datos se efectúa cada 30 segundos y estos son transformados a formato RINEX (Receiver-Independent Exchange Format), cuya finalidad es facilitar el

intercambio y el procesamiento de los datos. Posteriormente, el postprocesamiento se efectuó con el programa GIPSY (GPS Inferred Positioning System), desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL) instalado en el Laboratorio de Cartografía Digital del Instituto de Geofísica de la UNAM y en el Laboratorio de Geodesia de la Universidad de Miami. La diferencia fundamental con otros programas de procesamiento es que no utiliza el método de doble diferencia sino que obtiene la solución al resolver los parámetros del reloj lo cual reduce los datos de fase y del pseudocódigo simultáneamente (Gregorius, 1996).

GIPSY procesa los datos utilizando efemérides precisas, publicadas por el Jet Propulsión Laboratory (JPL) y calcula las tres componentes de la posición (latitud, longitud y altitud) para cada día, con sus respectivas desviaciones estándar, con alta precisión. El uso de órbitas precisas implica esperar a que éstas se publiquen, es decir, casi tres semanas. Posteriormente se obtuvieron las diferencias restando el promedio a cada uno de los datos y se elaboraron gráficas para cada una de las componentes en cada estación (p.ej figura 6.3).



## 6. Variación del campo magnético y deformación en el Volcán Popocatepetl

## 6 Variación del campo magnético y deformación en el Volcán Popocatepetl

### 6.1 Tectonomagnetismo

Debido a la gran actividad manifiesta por algunos volcanes alrededor del mundo, se han efectuado estudios para relacionar la perturbación del campo eléctrico y magnético, no sólo a la actividad sísmica, sino también a los procesos internos del volcán. Dicha perturbación es asociada por algunos autores (p.ej. Zlotnicki *et al.* (1998), Yépez *et al.* (1995) y Meloni *et al.* (1998)) a la acumulación de esfuerzos de la corteza terrestre, cuyos efectos son denominados piezoeléctricos y piezomagnéticos. El tectonomagnetismo se basa en el estudio de estos efectos sobre la magnetización de la roca debidos a esfuerzos mecánicos originados por fenómenos tectónicos.

#### 6.1.1 Antecedentes

Para comprender como se manifiestan estos procesos es necesario definir algunos conceptos importantes referentes a la magnetización de las rocas.

La magnetización remanente natural (NRM) es una magnetización que se presenta en las rocas: depende directamente del campo geomagnético y los procesos geológicos que tuvieron lugar durante la formación y la historia de la roca. Este tipo de magnetización por lo regular está compuesta por más de una componente, es decir, la componente adquirida exclusivamente durante la formación de la roca es denominada NRM primaria y es la componente utilizada para realizar estudios paleomagnéticos, la NRM secundaria se define por las componentes adquiridas en procesos posteriores a la formación y que pueden alterar la NRM primaria. La NRM también incluye otro tipo de magnetizaciones remanentes, entre ellas se encuentra la magnetización isotérmica remanente (IRM), la cual denota la magnetización adquirida en un campo magnético a una temperatura constante. La TRM o magnetización termorremanente es una magnetización remanente natural producida durante el enfriamiento de una roca después de estar expuesta a una temperatura muy alta, superior a la temperatura de Curie, en la presencia de un campo

magnético. Este tipo de magnetización se observa en la mayoría de las rocas ígneas (Rikitake y Honkura, 1985).

### 6.1.2 Efectos Piezoeléctrico y Piezomagnético

Ambos efectos se atribuyen al comportamiento de los materiales que en su mayoría componen la corteza terrestre, es decir, basalto y granito. Las rocas graníticas, las cuales son los principales constituyentes de la corteza continental, están formadas de cuarzo y feldespato en un 80%. Estos minerales, que carecen de centro de simetría, se conocen como piezoeléctricos (Sornette y Sornette, 1990). Dichos elementos cristalinos, al ser sometidos a esfuerzos mecánicos, manifiestan una separación de los centros de carga positivo y negativo; así, cuando el material es conductor se genera un dipolo eléctrico y si se trata de un material no conductor tenemos un dipolo magnético (Cifuentes, 1998).

Son dos, principalmente, los factores en el estudio del efecto generado por el esfuerzo sobre las rocas. Por un lado se tiene un cambio reversible en la susceptibilidad y en la magnetización natural remanente (NRM), el cual es conocido teóricamente como resultado de la rotación de la magnetización espontánea en los dominios magnéticos. Por otro lado se presenta un cambio irreversible el cual es representativo de una magnetización suave, como la magnetización isotérmica remanente (IRM) y la magnetización piezorremanente (PRM), causada por un desplazamiento de  $90^\circ$  de las fronteras del dominio (Rikitake y Honkura, 1985).

También se ha descubierto que los cambios en la susceptibilidad y en la magnetización termorremanente (TRM), casi siempre los principales constituyentes de la magnetización natural remanente (NRM), dependen del tamaño de los cristales magnéticos. En vista de que las rocas naturales contienen cristales de tamaño variable, el efecto del esfuerzo no sería solamente una simple manifestación de la magnetización espontánea sino también de parámetros como la dilatación de las rocas asociada al fenómeno anómalo predecesor de un evento, ocasionada al fracturamiento resultante del esfuerzo.

En la etapa inicial, caracterizada por un comportamiento elástico, la magnetización varía de forma lineal con el esfuerzo a que es sometida. Conforme éste se incrementa se llega

a la etapa de la dilatación, donde se hace evidente un comportamiento no lineal caracterizado por la rotación del vector de magnetización así como por un leve cambio en la intensidad.

## 6.2 Deformación

Como ya se mencionó en el capítulo anterior, la medición de deformación en la superficie de un volcán es de vital importancia para evaluar su actividad y su riesgo potencial. De hecho, se trata de uno de los métodos de monitoreo más desarrollados pues se sabe que los cambios internos así como los flujos subsuperficiales que preceden una erupción volcánica se manifiestan como una deformación de su superficie.

La deformación del terreno en áreas volcánicas tiene su origen en la inyección o movimiento de masa dentro del cuerpo volcánico. Una inyección magmática generalmente produce una inflación en el cuerpo del volcán y en su área circundante: tal inflación puede ser transitoria o mantenerse durante un largo periodo. Por el contrario, una disminución en los esfuerzos internos debida a la evacuación de masa por medio de erupciones o migraciones del magma por fisuras dan como resultado una deflación. El rango de desplazamientos es muy amplio, desde unas decenas de metros, cuando se trata de la formación de domos, hasta diferencias de unos pocos milímetros, causadas por movimientos de masa a gran profundidad.

### 6.2.1 Modelos de deformación

Con base en el estudio de diferentes volcanes activos, se han elaborado modelos matemáticos que permitan estimar una fuente de presión que genere los desplazamientos observados en la superficie.

No es tema de este trabajo presentar una descripción detallada de dichos modelos, sin embargo, se explican brevemente dos de los más utilizados para recalcar la estrecha relación existente entre los niveles de presión en la zona interna del volcán y la deformación manifiesta en superficie.

Mogi (1958) fue el primero en aplicar la teoría de la elasticidad a los datos de deformación observados en varios volcanes. Dichos estudios le permitieron generar un modelo el cual asume que un pequeño cuerpo esférico incrementa o decrementa su volumen a cierta profundidad y simétrico alrededor del origen cuyos desplazamientos radial y vertical en superficie están dados respectivamente por las siguientes expresiones.

$$\Delta r = \frac{3a^3 P}{4\mu} \frac{R}{(f^2 + R^2)^{3/2}} \quad (6.1)$$

$$\Delta h = \frac{3a^3 P}{4\mu} \frac{f}{(f^2 + R^2)^{3/2}} \quad (6.2)$$

donde  $P$  denota la amplitud de la presión en la cámara ( $N.m^{-2}$ ),  $\mu$  la rigidez de la corteza ( $N.m^{-2}$ ),  $f$  la profundidad de la fuente de presión (m),  $a$  es el radio de la esfera (m) y  $R$  es la distancia radial desde el origen sobre la superficie (m).

Yokohama (1971) adoptó un modelo alternativo al de Mogi, caracterizado por una fuerza unidireccional provocada por el movimiento del magma en la parte superior del conducto volcánico. Los desplazamientos en la superficie debidos a la fuente de presión de este modelo tienen un eje vertical como referencia:

$$\Delta r = \frac{a^2 P}{18\mu} \left\{ \frac{6fR}{(f^2 - R^2)^{3/2}} - \frac{3}{R} \frac{f - (f^2 + R^2)^{1/2}}{(f^2 + R^2)^{3/2}} \right\} - \frac{a^2 P}{126\mu} \left\{ \frac{19fR}{(f^2 + R^2)^{3/2}} - \frac{2R}{f(f^2 + R^2)^{3/2}} + \frac{2}{f^2} \frac{f - (f^2 + R^2)^{1/2}}{R(f^2 + R^2)^{3/2}} \right\} \quad (6.3)$$

$$\Delta h = \frac{a^2 P}{6\mu} \left\{ \frac{3}{(f^2 - R^2)^{1/2}} - \frac{2f^2}{R(f^2 - R^2)^{3/2}} \right\} - \frac{a^2 P}{6\mu} \left\{ \frac{2}{7f^3} - \frac{1}{(f^2 - R^2)^{3/2}} - \frac{2}{7(f^2 + R^2)^{3/2}} - \frac{5}{21} \frac{2f^2 - R^2}{(f^2 + R^2)^{3/2}} \right\} \quad (6.4)$$

Las variables del modelo de Yokohama tienen el mismo significado que las variables de modelo de Mogi.

Además de estos modelos han existido otros cuyo principio está basado en asumir un medio con propiedades específicas o una geometría diferente de la fuente de presión. Sin embargo, la mayoría coincide en recalcar que este tipo de análisis proporcionan estimaciones muy superficiales pues su fundamento se basa en situaciones ideales.

### **6.3 Resultados**

#### **6.3.1 Campo geomagnético**

La estación de monitoreo POPN, en Tlamacas, está ubicada aproximadamente a 96 km al sureste de la estación de referencia, el Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO) Tal diferencia hace que los registros de campo geomagnético difieran ligeramente pero la distancia es lo suficientemente pequeña como para permitir la aplicación de los métodos descritos en el capítulo anterior.

Como se observa en la figura 6.1a, los datos de la estación POPN mostraron una muy buena correlación con los datos de TEO. Es importante recalcar que a principios de mayo de 1999, el sensor del magnetómetro localizado en POPN fue reubicado por lo cual se altera ligeramente el registro.

En la figura 6.1b se muestran los resultados obtenidos al aplicar los métodos de correlación espacial y diferencias ponderadas, los cuales pueden ser correlacionados con la actividad volcánica manifiesta.

La figura 6.2 muestra las gráficas de la actividad explosiva y la actividad sísmica elaboradas con datos publicados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (Cenapred). Esto nos permite efectuar un análisis comparativo de la actividad magnética con la actividad volcánica.

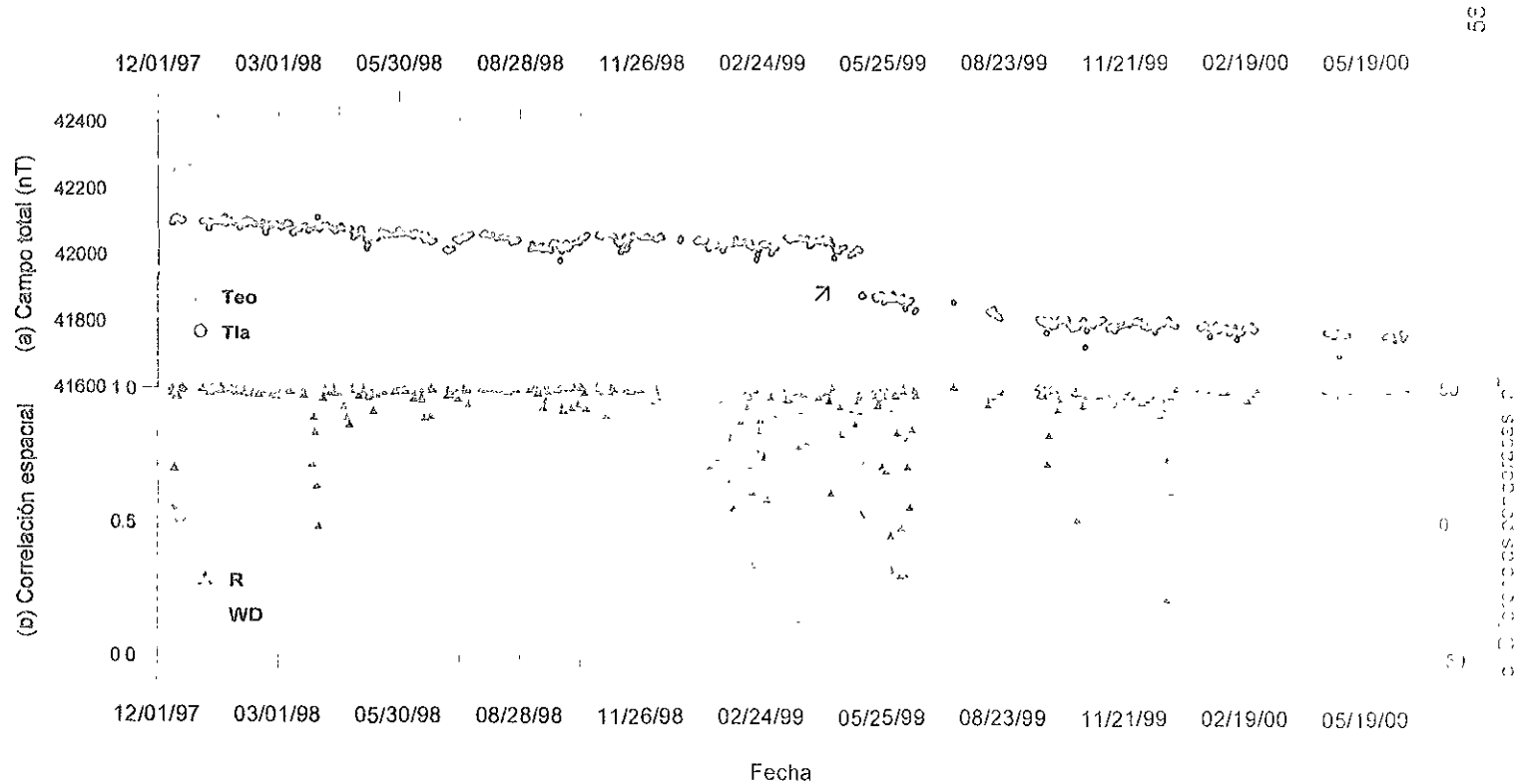
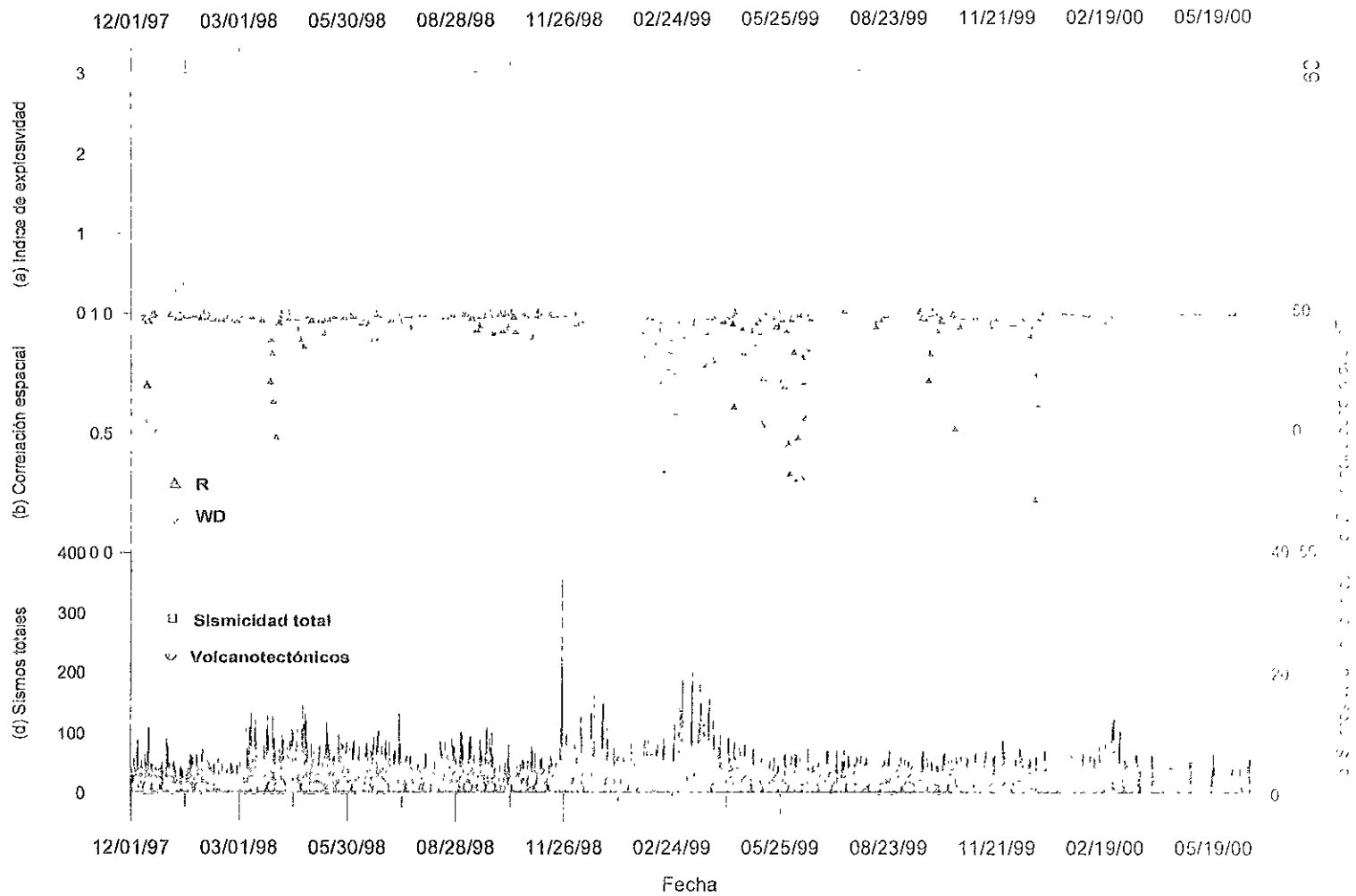


Figura 6.1 Datos Geomagnéticos POPN





A diferencia de la actividad sísmica, la actividad explosiva no presenta una correlación evidente con el comportamiento del campo geomagnético aunque algunos eventos sí pueden ser asociados.

Por ejemplo, en la serie de explosiones a finales de marzo de 1998 se manifestó poco antes una anomalía de varios días de duración cuya amplitud llegó a ser de 12.5 nT y el coeficiente de correlación disminuyó hasta 0.5 aproximadamente

De la misma manera observamos procesos similares en abril de 1998, donde el coeficiente de correlación disminuyó a 0.8; durante enero de 1999, la serie de anomalías tuvo una magnitud del orden de  $\pm 5$  nT y el coeficiente de correlación disminuyó a 0.85; en febrero y marzo de 1999, se alcanzaron los valores más pequeños en la correlación espacial (0.2) y las diferencias ponderadas fueron de alrededor de  $\pm 8$  nT

La explosión de mediados de julio de 1999 presentó una gran anomalía de 28 nT a diferencia de su correlación que casi alcanza la unidad. Durante septiembre y octubre del mismo año las explosiones que se manifestaron pueden correlacionarse a valores en las diferencias de alrededor de 5 nT y con correlaciones de casi 0.7

Lo mismo sucede con las erupciones de diciembre de 1999, que son precedidas por una correlación de 0.2 y una diferencia de casi 7 nT. Durante finales de abril del 2000 se presenta una correlación de 0.4 y una diferencia de  $-50$  nT, que pueden asociarse a las explosiones acaecidas diez días después, del 8 al 10 de mayo

Sin embargo, la mayoría de los eventos explosivos no puede asociarse a un valor anómalo en particular. A continuación se presenta una tabla que ilustra ejemplos de ambos casos

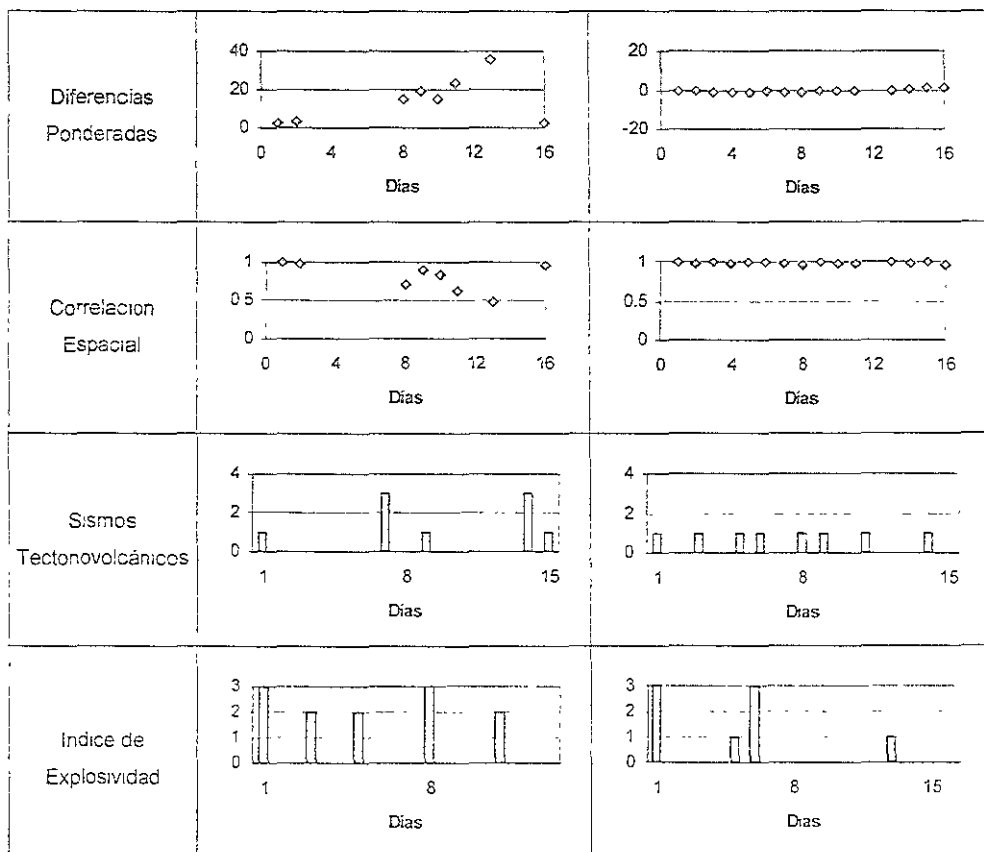


Tabla 6.1. Dos segmentos temporales con sus respectivos parámetros.

### 6.3.2 Deformación

Para analizar la deformación se elaboraron las gráficas de las diferencias en la posición de cada una de las componentes (latitud, longitud y altitud) para cada estación (POPNI y POSW), con su respectiva desviación estándar y el ajuste lineal calculado

En el caso de la estación POSW (figura 6.3), gracias a la continuidad en los datos es más fácil visualizar la deformación manifiesta en la superficie del volcán generada por la actividad interna. Cabe mencionar que los datos se analizan sin efectuar ningún tipo de corrección por el movimiento generado por la deriva continental de Norteamérica.

Las componentes de latitud y longitud resultaron ser menos sensibles a la deformación pues sí representan variaciones pero de una magnitud menor a las observadas en la componente vertical.

En la gráfica de la componente vertical (figura 6.3) se observa un proceso paulatino de subsidencia desde la instalación del equipo, a finales de abril de 1996, lo cual puede asociarse a una disminución en la presión de la cámara magmática ocasionadas con las pequeñas emisiones de ceniza detectadas en esas fechas.

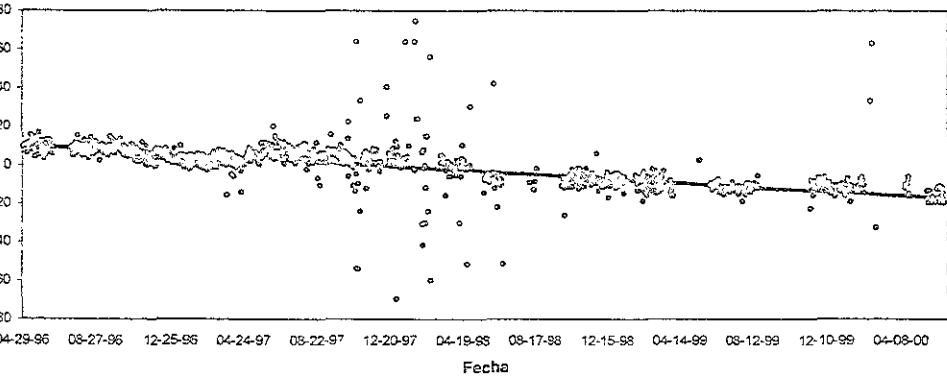
Sin embargo durante agosto del mismo año se observa un cambio drástico en el comportamiento de dicha componente, pues se presenta un proceso de inflación con variaciones erráticas del orden de 80 mm en muy poco días.

Este estado activo del volcán es relacionado con una eruptividad más violenta manifiesta durante esas fechas, especialmente en los últimos días de octubre y diciembre de 1996.

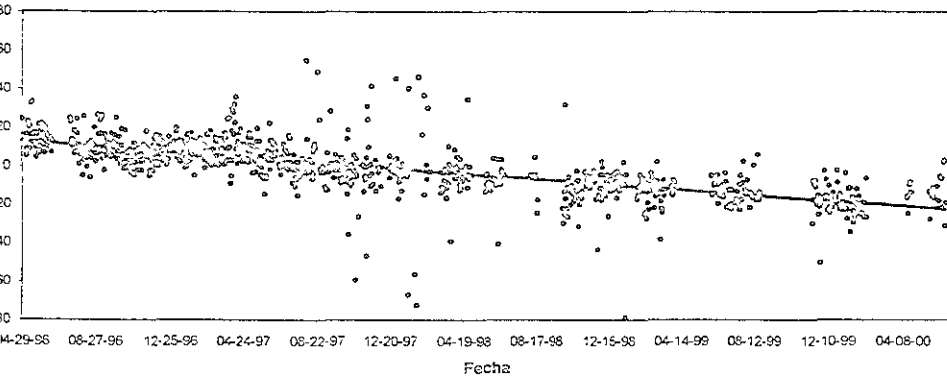
Comparando los resultados con la actividad sísmica y explosiva (figura 6.4) se hace evidente la correlación con ambos parámetros pues el incremento en el número de eventos totales coincide con las etapas de deformación observadas en la gráfica.

En abril de 1997 se presenta nuevamente un cambio en la tendencia de deformación, en este caso se genera un proceso de deflación de pocos días de duración. Posteriormente se presenta de nuevo una tendencia positiva en la componente vertical y se observa un incremento en el número de sismos totales así como en la actividad explosiva. Eventos similares se presentan a finales de agosto de 1997, marzo y abril de 1998, noviembre y diciembre del mismo año y a finales de marzo de 1999.

(a) POSW Latitud



(b) POSW Longitud



(c) POSW Vertical

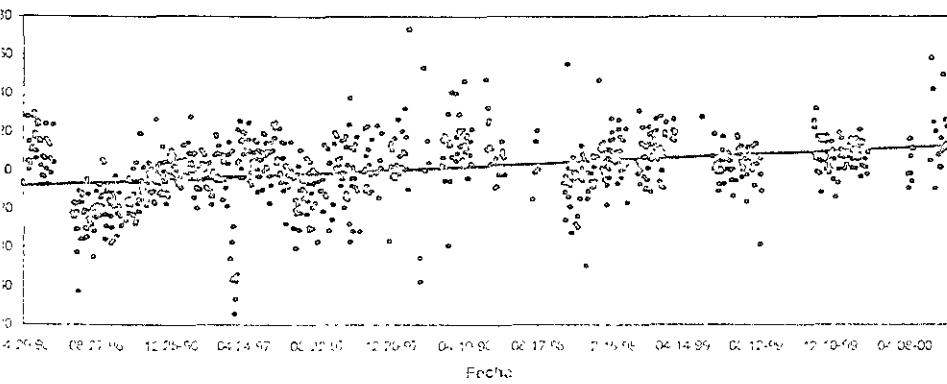
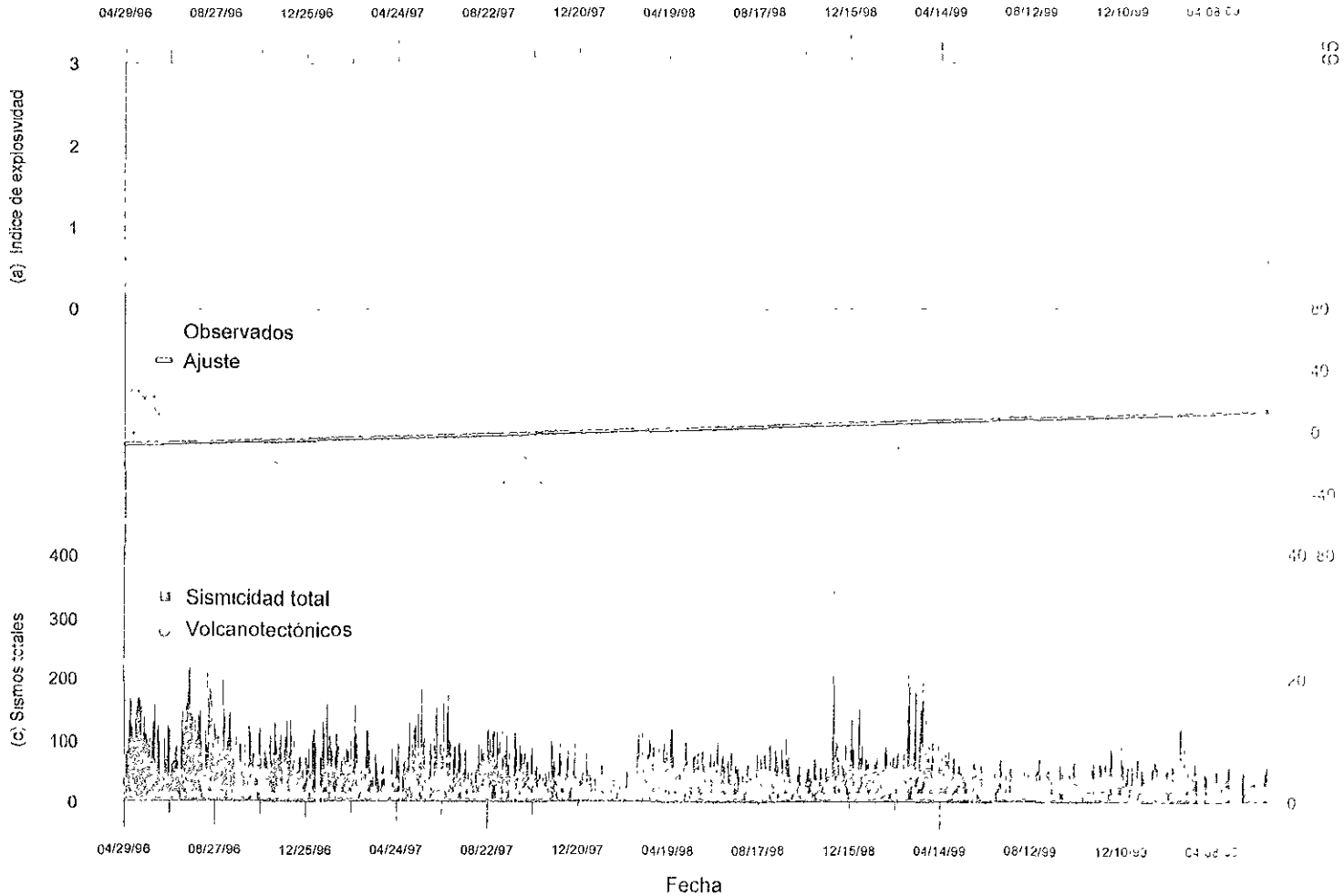
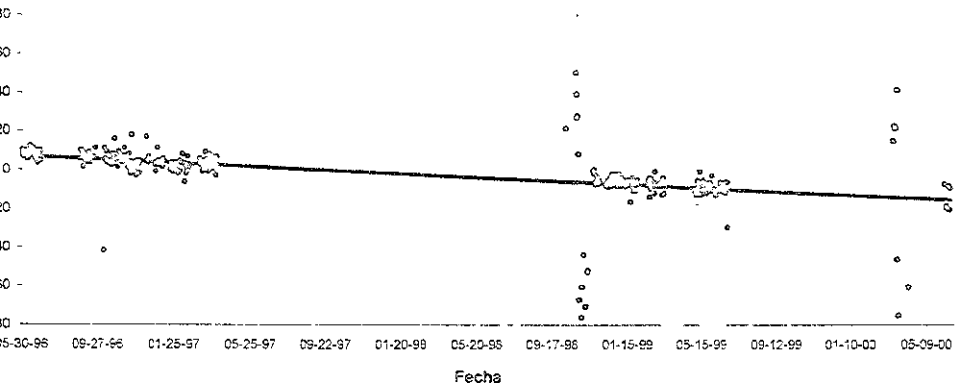


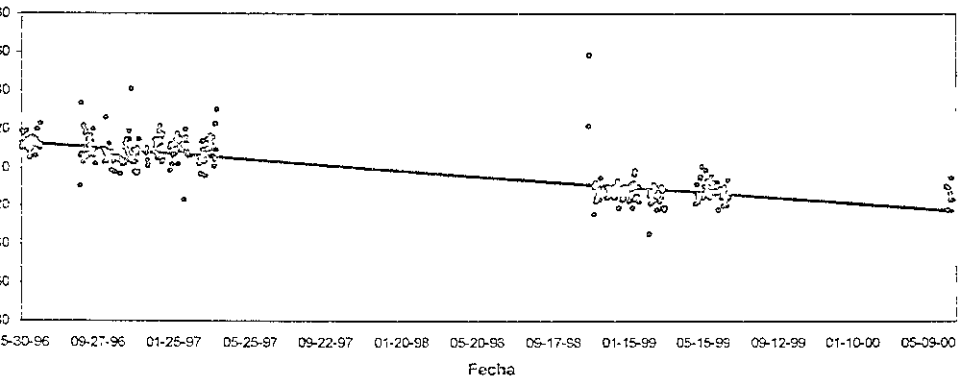
Figura 6.3 Solución en coordenadas de posicionamiento preciso para la estación POSW



(a) POPN Latitud



(b) POPN Longitud



(c) POPN Vertical

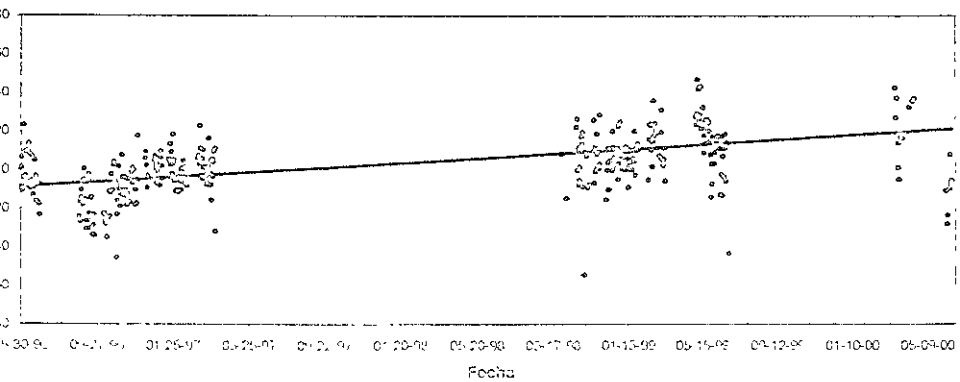


Figura 6.5 Solucion en coordenadas de posicionamiento preciso para la estacion POPN

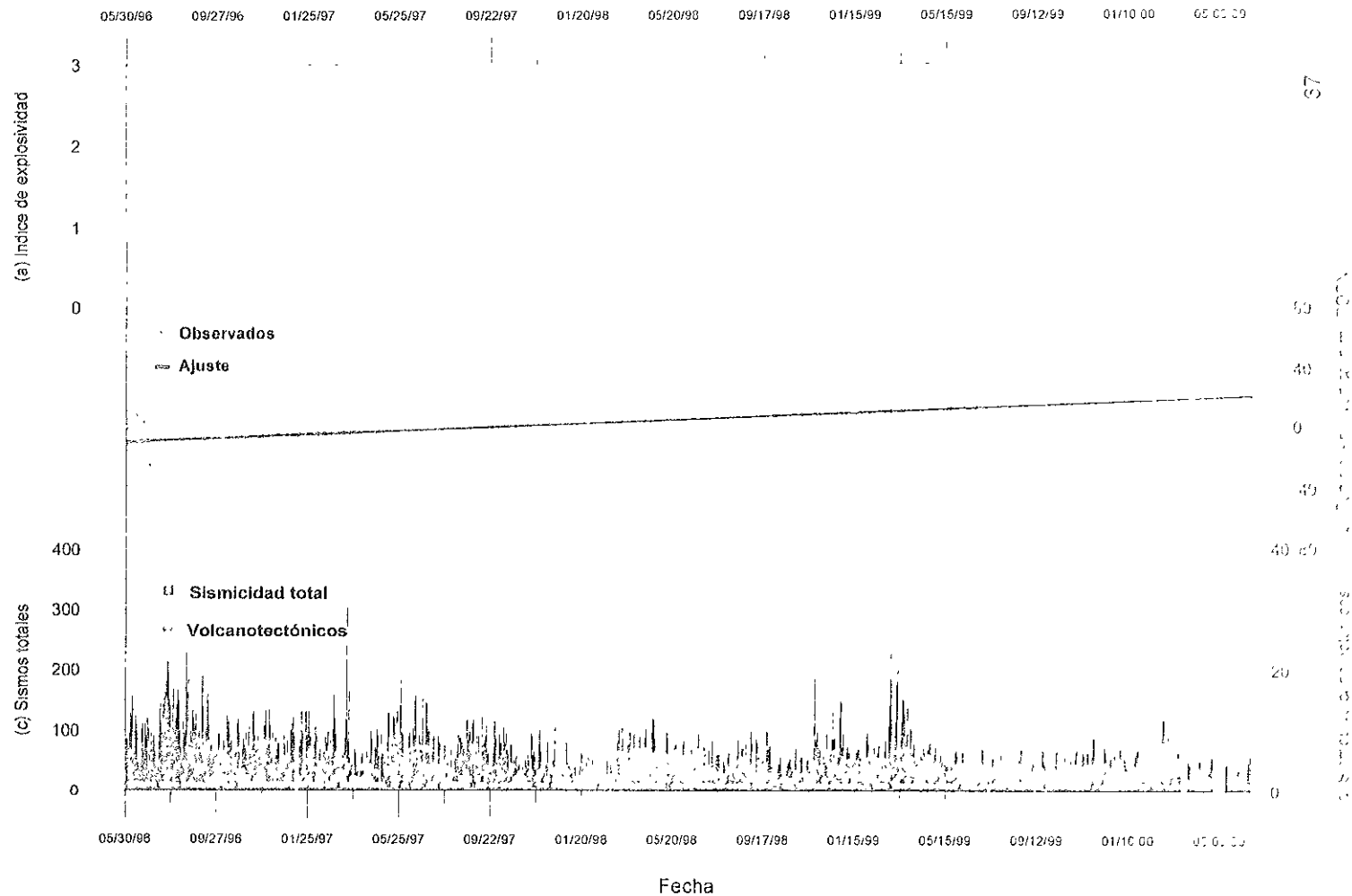


Figura 6.6. Variación de la componente vertical (PORN), actividad sísmica y explosiva

En los datos observados en la estación POPN (figura 6.5), a diferencia de los datos observados en la estación POSW, no existe una continuidad en la adquisición de las lecturas. Por tal motivo, resulta más difícil establecer alguna correlación con la actividad volcánica. Sin embargo, se manifiesta un comportamiento similar que el observado en la estación POSW. Por ejemplo, el proceso de subsidencia observado a finales de abril de 1996 en la componente vertical (figura 6.6), se observa con un orden de magnitud un poco menor en la estación POPN, al igual que el posterior proceso de inflación a mediados de agosto del mismo año.

#### 6.4 Análisis comparativo

Como se ha descrito en párrafos anteriores, tanto el monitoreo geomagnético como el de deformación por registros GPS reflejan su relación directa con la actividad interna del volcán. Ambos registros muestran una buena correlación con la actividad sísmica y, en consecuencia, con los estados de esfuerzos internos del volcán.

Sin embargo, la correlación entre ambos métodos de monitoreo no se muestra tan evidente (figura 6.7). Una posible explicación a este suceso podría ser la resolución permisible por el GPS (tres veces mayor que la de las componentes horizontales).

Es muy probable que las anomalías magnéticas detectadas requieran de un instrumento con una mayor resolución capaz de registrar esfuerzos de menor magnitud que no necesariamente se manifiestan en superficie como una deformación (p.ej. borehole strainmeter).

Otro factor que debe ser considerado es el comportamiento que presenta la magnetización durante el estado de esfuerzos. Es importante recordar que la primera relación con el esfuerzo es lineal mientras el comportamiento sea elástico, cuando el esfuerzo incrementa su valor se llega a la etapa de dilatación caracterizada por un leve cambio en el vector de magnetización generándose un comportamiento no lineal.



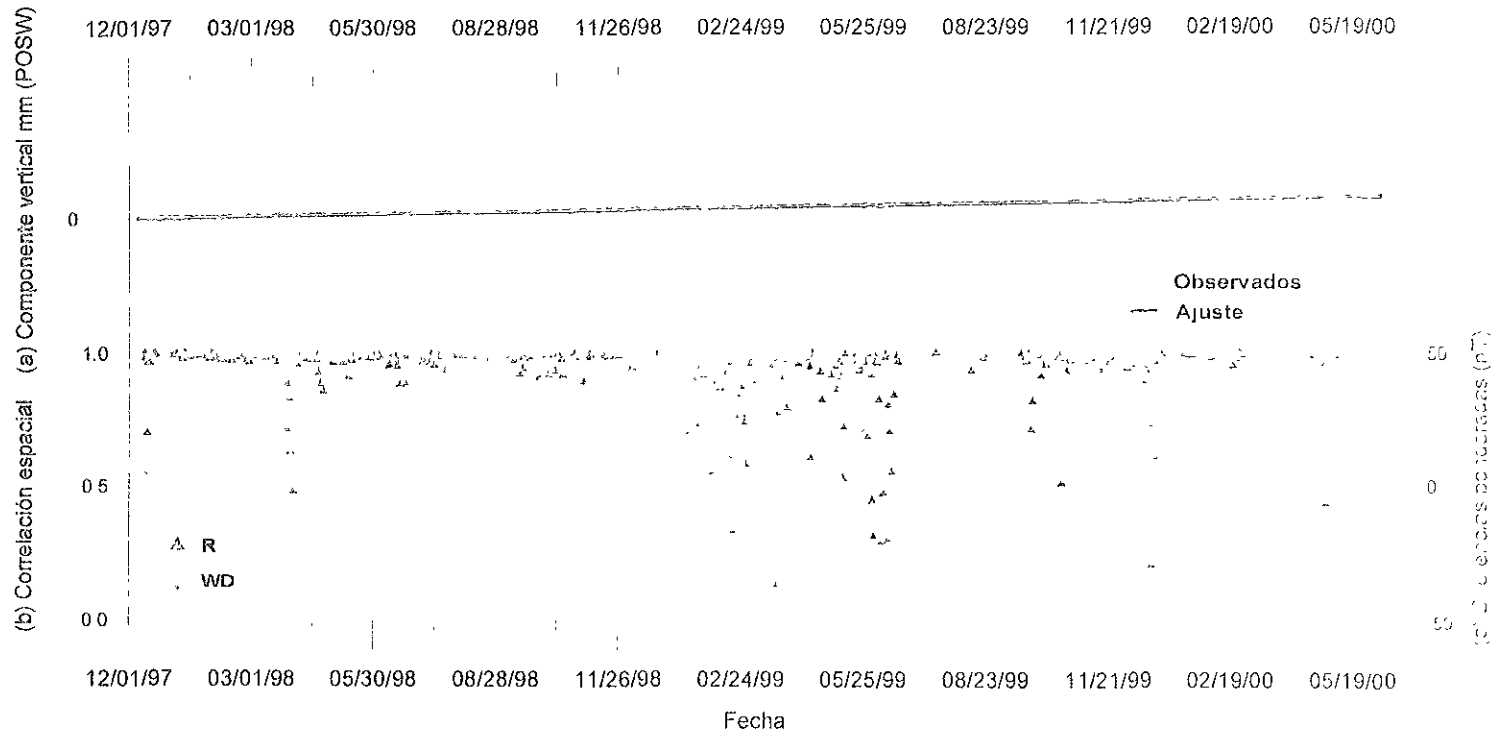


Figura 6.7. Datos geomagnéticos y deformación con GPS

## 7. Conclusiones

## 7 Conclusiones

Las anomalías magnéticas observadas de corta duración muestran una alta correlación con la actividad sísmica. Tal respuesta puede ser debida al esfuerzo subsuperficial generado por un incremento en la presión de la cámara magmática o en los conductos del volcán. En consecuencia, se puede asociar un origen piezomagnético a tales anomalías.

Sin embargo, es necesario mencionar que existen otros fenómenos que pueden generar anomalías magnéticas temporales, como los flujos hidrodinámicos subterráneos que se desplazan por fracturas y poros presentes en una corteza sometida a esfuerzos, los cuales generan corrientes eléctricas que pueden perturbar el campo geomagnético (Rikitake y Honkura, 1985).

La actividad explosiva se relaciona parcialmente con las anomalías magnéticas observadas, sin embargo, no hay evidencias claras de la existencia de una correlación directa. Esto puede ser una consecuencia del estado de desgasificación y del estado de apertura de los sistemas de conductos del volcán, lo cual no necesariamente indique un estado de esfuerzos a profundidad lo suficientemente grande para producir efectos piezomagnéticos o de deformación superficial significativos y mensurables por las técnicas actuales.

La precisión del GPS permite detectar deformaciones muy pequeñas cuyo origen se haya relacionado con la ascensión de magma o al incremento en la presión interna, por lo que pueden ser precursoras de un evento eruptivo. La correlación entre la actividad explosiva y la deformación se manifiesta claramente en la componente vertical de la posición, que resulta ser la de mayor variabilidad. De la misma manera se evidencia la relación entre la sismicidad y la deformación.

El monitoreo geomagnético y el monitoreo de la deformación con GPS muestran una escasa correlación entre sí; probablemente por la resolución que requiere medir esfuerzos de menor magnitud a los manifestados a través de las deformaciones medidas por el

GPS. Otro factor importante es el comportamiento no lineal que presenta la magnetización del material con respecto al esfuerzo cuando se presenta un estado de dilatación.

Se recomienda, en el caso del registro geomagnético continuo, la instalación de instrumentos que puedan diferenciar la variación en las diversas componentes del campo, es decir, efectuar una adquisición de datos vectorial y no sólo de la intensidad total; adicionalmente es necesario aplicar otro tipo de procesos como el análisis espectral o la aplicación de un preproceso a la serie de tiempo que elimine cualquier tendencia regional y permita sólo el análisis de la contribución de tipo local.

Con respecto a los datos de deformación observados con GPS, estas deformaciones obtenidas son absolutas por lo que es conveniente que se remueva la contribución por deriva continental y así elaborar un modelo que se ajuste a los datos observados.

Finalmente, el monitoreo del volcán Popocatépetl con métodos geofísicos eficientes que brinden resultados inmediatos debe ser prioritario para la comunidad científica y para las autoridades de protección civil, ya que sólo así se logrará una mejor comprensión de los procesos que intervienen en la dinámica interna del volcán y evaluar de la mejor manera posible algún evento que implique un riesgo potencial para la población.

## Bibliografía

## Bibliografía

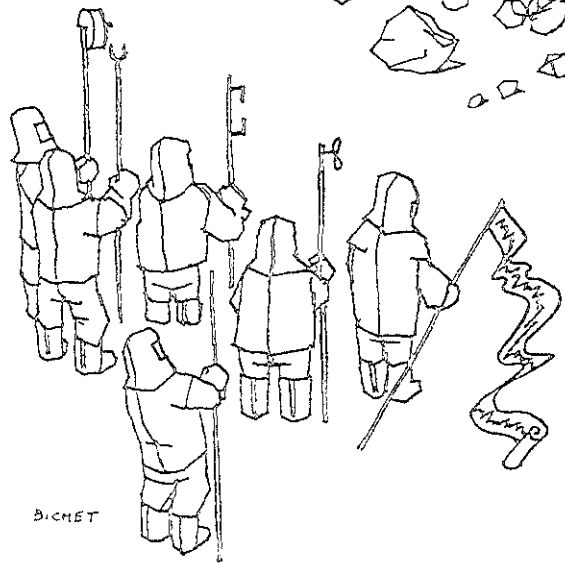
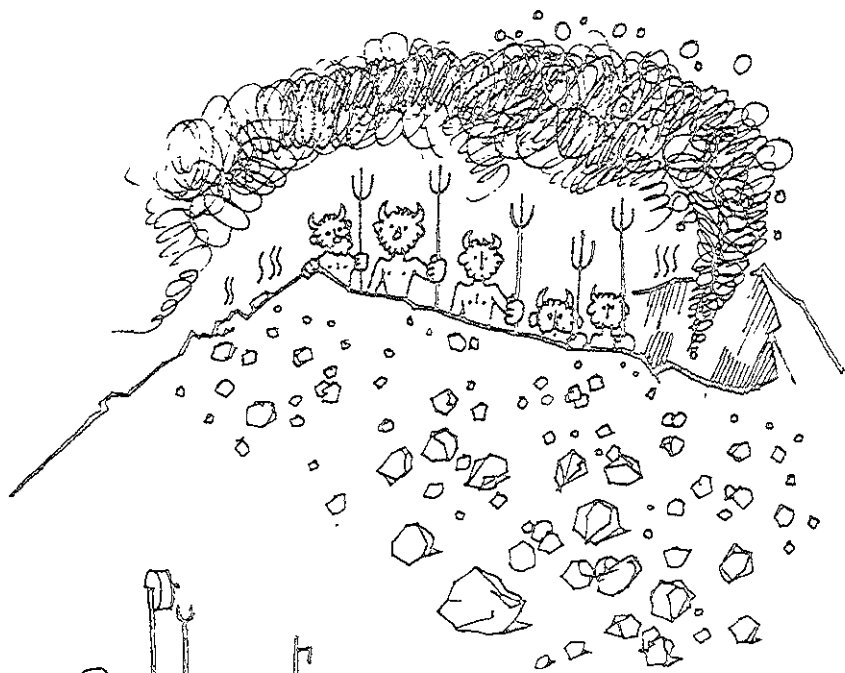
- Bock, Y., 1998. "Reference System". In: GPS for Geodesy, edited by P.J.G. Teunissen y A Kleusberg Berlin, Springer-Verlag, 650 pp.
- Campbell, W. 1997 Introduction to Geomagnetic Fields. New York, Cambridge University Press 290 pp.
- Cañon, C. Cifuentes, G Godínez, A., Hernández E y Martínez, C., 1996 "Valores Magnéticos en el Observatorio Magnético de Teoloyucan. 1990" Reportes Internos del Instituto de Geofísica, UNAM, 96-25, P.2.
- Cifuentes Nava G 1998. "Estudio Tectonomagnético en el Volcán Popocatépetl " Trabajo de investigación 98-II. Mexico, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geofísica UNAM
- Cifuentes-Nava G E Hernández-Quintero, E Cabral-Cano, F Correa-Mora, R E Chavez-Segura J Urrutia-Fucugauchi, A L. Martín-De! Pozzo y C Arango-Galván, 1998 "Simultaneous Magnetic Observations at Teoloyucan Magnetic Observatory and Popocatepetl Volcano, México" Revista Geofísica, IPGH 48 149-159
- Correa Mora, F 2000 "Análisis de la precisión en el posicionamiento con GPS al variar el tiempo de adquisición" Trabajo de investigación 00-II México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM
- De la Cruz, S , Quezada, J L., Peña C , Zepeda, O Y Sanchez, T , 1995 "Historia de la actividad Reciente del Popocatépetl (1954-1995)" Volcán Popocatepetl Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995 México, CENAPRED, P 3-24.
- Galicia Jimenez G 1994 La variación solar diurna del campo geomagnético para días quietos (Sq) de 1936 a 1977 en Teoloyucan México Tesis de Licenciatura México, Facultad de Ingeniería UNAM, 87 pp

- Mogi, K., 1958. "Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them" *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36: 99-134.
- Morán, D. 1984. Geología de la República Mexicana México. Facultad de Ingeniería, UNAM – INEGI, 88 pp.
- Muniz, L., 1997. El Geomagnetismo. Cuadernos del Instituto de Geofísica, 11. México, Instituto de Geofísica, UNAM - Ed. Plaza y Valdés, 52 pp.
- Parkinson W., 1983 Introduction to Geomagnetism. Edinburgh, Scottish Academic Press, 433 pp.
- Pasquaré, G , Vezzoli, L. y Zanchi A., 1987. "Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt" *Geofísica Internacional*, 26 159-176
- Quaas, R. González, R , Guevara, E , Ramos, E. y De la Cruz, S , 1995 "Monitoreo volcánico Instrumentación y métodos de vigilancia" *Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, CENAPRED, P. 25-76
- Rikitake, T., 1968 "Geomagnetism and Earthquake Prediction" *Tectonophysics*, 6 59-68 .
- Rikitake, T y Honkura, Y., 1985 Solid Earth Geomagnetism *Developments in Earth and Planetary Sciences*, 05 Tokio, Terra Scientific Publishing Co., 384 pp.
- Robin, C 1984 "Le volcan Popocatepetl (Mexique) structure, evolution petrologique et risques" *Bulletin of Volcanology*, 47 1-23
- Robin, C y Boudal, C , 1987 "A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcano Popocatepetl" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31 115-130

- Siebe, C., Abrams, M. y Macías J.L., 1995. "Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl". Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995, CENAPRED. P. 195-220.
- Sornette, A. y Sornette, D., 1990. "Earthquake rupture as a critical point: consequences for telluric precursors" Tectonophysics, 179. 327-334
- Vidal, R., Ortiz, I. y Alvarez, R., 1995. "Población expuesta a desastres en las proximidades del Volcán Popocatepetl". Volcán Popocatepetl: Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995 México, CENAPRED. P. 99-108
- Web 1. <http://www.utexas.edu/depts/grg/gcraft/notes/gps/gps.html>
- Web 2 <http://www.trimble.com/gps/aa.html>
- Web 3 <http://www.igeofcu.unam.mx/geomagne/popo/popo.html>
- Web 4 <http://www.charro.igeofcu.unam.mx/geomag/cardi.html>
- Web 5: <http://www.cenapred.unam.mx/estaciones.html>
- Yépez, E., Angulo-Brown, F., Peralta, J.A., Parid, C.G. y González-Santos, G., 1995 "Electric field patterns as seismic precursors" Geophysical Research Letters, 22 3087-3090
- Yokohama I 1971 "Crustal deformations associated with volcanic activities" Journal of Physics of the Earth Vol 19, 30 37-44
- Zeng, X., Lin, Y., Xu, C. y Zhao, Y., 1998 Manual on the Forecasting of Natural Disasters: Geomagnetic Methods Prepared for the UN International Workshop on Geomagnetic Methods China UN Department of Economic and Social Affairs-UNDP, 148 pp



- Zlotnicki, J. y Bof, M., 1998. "Volcanomagnetic signals associated with the quasi-continuous activity of andesitic Merapi volcano, Indonesia: 1990-1995" *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 105: 119-130.



BICHET