

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO



FACULTAD DE INGENIERIA

METODOS TOPOGRAFICOS EMPLEADOS EN EL
MONITOREO DE LA CORTEZA TERRESTRE DEL
VOLCAN POPOCATEPETL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO TOPOGrafo Y GEODESTA

P R E S E N T A :

ANGEL GOMEZ VAZQUEZ



MEXICO, D. F.

282499

FEBRERO 2000



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-107/96

Señor
ANGEL GOMEZ VAZQUEZ
Presente.

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor **DR. SERVANDO DE LA CRUZ REYNA**, que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de **INGENIERO TOPOGRAFO Y GEODESTA**.

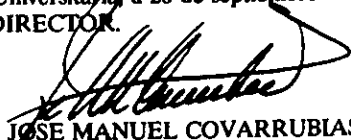
**"METODOS TOPOGRAFICOS EMPLEADOS EN EL MONITOREO DE LA CORTEZA
TERRESTRE DEL VOLCAN POPOCATEPETL"**

- INTRODUCCION**
- I. GENERALIDADES**
- II. MODELOS DE DEFORMACION**
- III. METODOLOGIA TOPOGRAFICA EMPLEADA Y PROCESAMIENTO DE DATOS**
- IV. RESULTADOS Y DISCUSION**
- V. CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFIA**
- GLOSARIO**

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 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 20 de septiembre de 1996.
EL DIRECTOR.


ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS/GMP*jbr

A LA MEMORIA DE MI MADRE
GLAFIRA VAZQUEZ LOREDO †
(1940-1996)

A LA MEMORIA DE MI PADRE
JESUS GOMEZ PEREZ †
(1936-1990)

A LA MEMORIA DE MI HERMANO
FRANCISCO GOMEZ VAZQUEZ †
(1956-1997)

Dedicada, a mi familia:

Juana, Ventura, Carmen, Rosalino, Luz, Claudio

Noé, Silvia, Consuelo, Julio, Rosalía, Juan Carlos, Julio Cesar, Fernanda, Jessica

por su comprensión en los ratos de mi locura y desesperación.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos llevados a cabo en esta tesis fueron posibles gracias al financiamiento del CONACYT a través del proyecto No. 25497-T, así mismo agradezco a la DGAPA por el financiamiento otorgado para llevar a cabo estos estudios a través del proyecto No. IN106397.

Al Instituto de Geofísica y al Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), por las facilidades logísticas otorgadas para la realización de esta tesis.

A la Facultad de Ingeniería por la aportación del material humano que sirvió de apoyo para la realización de este trabajo.

Mi agradecimiento, al Dr. Servando de la Cruz Reyna por la asesoría y la orientación para la realización de esta tesis.

INDICE

Introducción	2
CAPITULO I	
I.- Generalidades	7
1.1.- Riesgo volcánico en general.	7
1.2.- Riesgo volcánico en el Popocatepetl.	9
1.3.- Métodos de mitigación de riesgo.	14
1.4.- Monitoreo de volcanes activos.	17
1.5.- Ejemplos de aplicación de la técnica topográfica para detectar deformaciones en otros volcanes del mundo.	20
1.6.- Algunas aplicaciones de trabajos topográficos de deformación en México.	35
CAPITULO II	
II.- Modelos de deformación.	39
2.1.- Objeto de los Modelos de deformación.	39
2.2.- Modelo de Mogi.	40
2.3.- Modelo de Yokoyama.	45
CAPITULO III	
III.- Metodología topográfica empleada y procesamiento de datos.	47
3.1.- Triangulación Topográfica.	47
3.1.1.- Reconocimiento de campo para la instalación de el cuadrilátero base.	49
3.1.2.- Monumentación del cuadrilátero base.	52
3.1.3.- Instrumental empleado.	53
3.1.4.- Mediciones en el cuadrilátero base.	55
3.1.5.- Cálculo y ajuste del cuadrilátero base.	63
3.2.- Nivelación Geométrica de precisión.	67
3.2.1.- Preanálisis de la ubicación de un tramo de nivelación en el flanco SW del volcán Popocatepetl.	69

3.2.2.- Reconocimiento de campo.	71
3.2.3.- Monumentación de los bancos de nivel del tramo de nivelación.	73
3.2.4.- Descripción del equipo de nivelación empleado y revisión de las condiciones geométricas del equialtímetro.	74
3.2.5.- Método de nivelación empleado.	78
3.2.6.- Cálculo de la nivelación.	80

CAPITULO IV

IV.- Resultados y discusión.	81
------------------------------	----

CAPITULO V

V.- Conclusiones.	95
-------------------	----

CAPITULO VI

VI.- Bibliografía.	98
--------------------	----

Glosario	103
----------	-----

INTRODUCCION

Esta tesis se enfoca al estudio de el área norte y sur-oeste del volcán Popocatepetl. En el área norte se realizaron principalmente mediciones de triangulación y en la zona sur-oeste mediciones de nivelación. Se reocuparon los vértices del cuadrilátero instalado en el flanco norte del volcán, entre los meses de enero de 1996 a diciembre de 1997. Los datos obtenidos en cada etapa de medición son la distancia entre la estación base y los vértices prisma colocados mas próximos al cráter del volcán. Las distancias se determinaron con equipo electrónico de medición (EDM) Wild DI3000S, y los ángulos con teodolito Wild T-2. Las distancias observadas fueron corregidas utilizando un modelo en el que solo intervinieron los datos atmosféricos obtenidos en la estación. En algunos casos las deformaciones observadas fueron correlacionadas con otros parámetros de monitoreo del volcán. Se aplico un modelo de defromación (Mogi) para observar cual es la zona ideal para evaluar deformaciones verticales. Para medir los posibles desplazamientos verticales se instaló un tramo de nivelación en el flanco sur-oeste del volcán, a una altitud promedio de 3900 msnm. Para medir los desniveles con la precisión requerida se recurrio a una nivelación geométrica de precisión, empleando para esto un método de nivelación desarrollado en volcanes islandeses. El equipo disponible fue un Nivel Wild N-3 con un par de miras invar graduadas al medio centímetro. En general no se ha realizado la reocupación de esta línea de nivelación debido a que en fechas muy cercanas a su primera medición, la actividad del volcán se incremento, encontrándose en ese momento (diciembre de 1998) el lugar donde se instaló esta línea expuesto a recibir productos arrojados por el volcán. Se logró correlacionar las deformaciones observadas con la aparición de seis etapas de formacion de domos de lava, se presenta un modelo para interpretar mejor estos datos., una deformación persistente hacia el lado este del volcán fué observada.

El volcanismo tiene un papel importante en el pasado geológico de nuestro planeta, tal como se evidencia en el origen volcánico de gran parte de la corteza terrestre, tanto debajo como fuera del oceano. En la escala de tiempo geológico, la actividad volcánica ha beneficiado a la humanidad creando terrenos fértiles y de gran belleza escénica, estimulando y proporcionando sustento, permitiendo así el desarrollo de civilizaciones. Sin embargo más de 1343 volcanes han entrado en erupción durante los últimos 10,000 años; de los cuales la mitad de estos han registrado erupciones. Típicamente, unos 50 volcanes entran anualmente en erupción, este promedio no ha variado desde tiempos históricos. Se estima que unas 360 millones de personas, aproximadamente el 7% de la población del

planeta, viven sobre o cerca de los volcanes potencialmente peligrosos (Peterson et al 1986). Esta información indica la necesidad de realizar estudios detallados sobre los volcanes activos, para conocer y entender su comportamiento, para evaluar el estado del volcán y poder con esto determinar los efectos potenciales de una erupción sobre la población.

Nuestro país se encuentra en una región de amplia actividad volcánica, en el presente siglo han presentado fases eruptivas los volcanes Barcena, de Fuego de Colima, Chichón, Everman, Popocatepetl y se ha presenciado el nacimiento de un volcán, el Parícutín. Por otro lado la alarma creada por otros procesos geológicos en zonas volcánicas es muy frecuente; en el centro de nuestro país son reportados anualmente decenas de eventos locales que los habitantes asocian al nacimiento de un volcán mientras que en zonas cercanas a volcanes activos estos son relacionados a la reactivación de los mismos.

Una posible definición de volcán activo es: aquel que ha hecho erupción en tiempos históricos. México cuenta con 14 volcanes, (fig. 1) que han mostrado algún tipo de actividad eruptiva en tiempos históricos esto es, en la escala de miles de años (De la Cruz-Reyna y Ramos, 1992) por lo que no solo es conveniente, sino también necesario un monitoreo básico y una vigilancia mínima que nos permitan el reconocimiento e interpretación de los cambios que se vayan dando en el transcurso del tiempo en estos, y que en caso de una reactivación volcánica, permitan tomar las medidas básicas de prevención y manejo de la crisis. De esta manera, se pueden realizar comparaciones y programar en su caso mediciones de otros parámetros que complementen la información que permita obtener un diagnóstico de la evolución de la actividad volcánica.

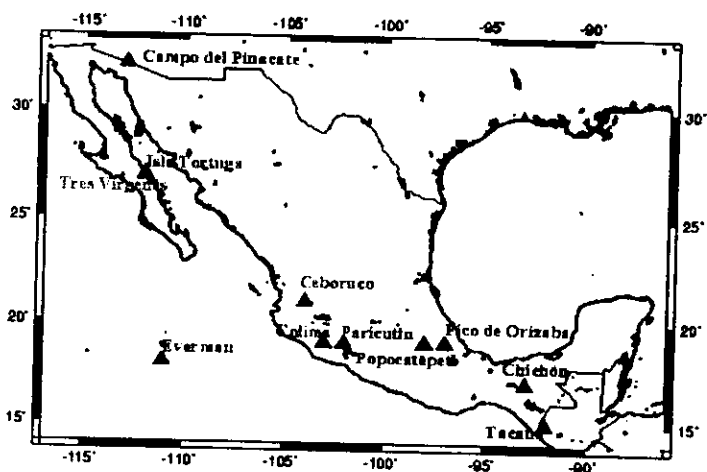


Fig. 1 Principales Volcánes activos de México (Mapa base tomado de <http://www.volcanoworld.com/northamerica>)

La Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI), dentro de la Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales ha marcado como uno de los cuatro parámetros fundamentales recomendados para mantener un nivel básico de vigilancia sobre un volcán activo, a las deformaciones del terreno en y alrededor de los edificios volcánicos junto con las observaciones directas (visuales), las sismológicas y las geoquímicas de fumarolas y manifestaciones hidrotermales (Barberi, et al, 1990). Además existen numerosas publicaciones (Yokoyama, et al, 1971 ; Dzurisin, et al, 1980 ; Tryggvason, et al, 1968, etc.) donde se demuestra que se han detectado variaciones significativas de este parámetro precediendo a una erupción.

Entre los volcanes de actividad reciente está el volcán Popocatepetl (19.02 N, 96.82 W), el cual presentó su actividad reportada entre los años de 1920 y 1927 (fig. 2) (Boudal, C. and Robin, C., et al, 1989, Dr. ATL, et al 1939), y la actividad reciente apartir de diciembre de 1994 y hasta 1998. (fig.3). Este volcán esta ubicado en el extremo meridional de la sierra nevada y cubre un área de 600 km². Fue construido durante dos grandes episodios volcánicos separados por un gigantesco evento tipo Bezymianny (Robin, C. and Boudal, C., et al, 1987).

Es la segunda montaña más alta del país con 5450 msnm y esta clasificado como un estrato-volcán poligenético, la actividad que ha observado se puede dividir en cuatro periodos (Boudal, C. and Robin, C., et al, 1989):

- a.) El primero ocurrido hace más de 10,000 años.
- b.) El segundo entre 10,000 y 8,000 años.
- c.) El tercero entre 5,000 y 3,000 años.
- d.) El cuarto que comenzó hace 1,200 años y que continúa hasta la fecha con las manifestaciones actuales (fig.3).

Durante estos periodos, se han producido erupciones repetitivas que dieron lugar a grandes volúmenes de flujos piroclásticos y material de caída aérea, cuyos volúmenes principales se extendieron unos 20 km al sureste y entre 10 y 15 km. al noreste. La altura y forma actual del volcán favorecen la amplia distribución de los productos piroclásticos, los cuales pueden llegar, en caso de una eventualidad a los núcleos de población asentados dentro de ese rango de distancias (Ramos,E.et al , 1991).



Fig. 2 Actividad del Popocatépetl en 1920 (tomado de Dr. Atl,1939).

Desde 1993 diversos especialistas ya habían instalado líneas base para evaluar las deformaciones del volcán Popocatépetl (Nolasco., et al 1995). El presente trabajo es la continuación de estos proyectos.



Fig. 3 Actividad del Popocatépetl en 1994 (tomado de <http://www.buap.com.mx/cupreder>).

CAP.I-GENERALIDADES

1.1.-RIESGO VOLCANICO EN GENERAL

La actividad volcánica global, ha causado a lo largo de la historia de la humanidad numerosas víctimas y daños materiales. Se estima que cerca de 260,000 personas han perecido en distintos lugares del mundo por efecto de desastre volcánicos desde el año 1700. (Barberi, et al 1990). Es claro que el potencial destructivo de los más de 600 volcanes que han mostrado algún tipo de actividad eruptiva en tiempos históricos, es más que suficiente para representar una seria amenaza a la vida y propiedades de millones de personas que viven en las regiones vulnerables al potencial de actividad de cada uno de ellos, sin contar los numerosos volcanes que, sin haber mostrado actividad histórica, tienen el potencial de producir actividades destructivas.

Otras erupciones, más frecuentes pero con menor número de víctimas, totalizan cerca de 10,000 muertes más. Es sumamente difícil estimar el valor de los daños materiales ocasionados por esas y otras erupciones, pero con frecuencia han involucrado la pérdida de ciudades enteras, la destrucción de bosques, cosechas y el colapso de las economías de las regiones afectadas por largos periodos, especialmente cuando ocurren en países relativamente pequeños (Tilling R., Beate B., et al 1993).

La actividad volcánica se manifiesta de varias formas. Una de ellas es en derrames de lava que pueden provocar incendios, derrumbes y el sepultamiento de áreas de hasta decenas de kilómetros. Durante una erupción, los volcánes pueden arrojar ceniza, arena, pómez y bloques que se distribuyen en dirección del viento o pueden fluir en una mezcla con gases calientes llamados flujos piroclásticos. Debido a su alta temperatura y movilidad pueden arrasar lo que encuentren a su paso o provocar quemaduras y envenenamientos. En algunas ocasiones se forman flujos de lodo muy destructivos, como fue el caso de la erupción de el Nevado de Ruiz en Colombia en 1985.

Es fácil confundir los conceptos de riesgo y peligro, a continuación se establecerá la diferencia entre riesgo y peligro, para ello definiremos cada uno según Fournier, 1997.

Peligro: Es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un cierto intervalo de tiempo dado.

Riesgo: Es la posibilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc., dentro de una área determinada sujeta a los peligros. Una adecuada evaluación del riesgo es la siguiente :

$$\text{Riesgo} = (\text{costo}) \times (\text{vulnerabilidad}) \times (\text{peligro})$$

donde el costo puede incluir el número de vidas humanas, las propiedades , las obras de infraestructura y la capacidad productiva amenazadas; y vulnerabilidad es una medida de la proporción (0 a 100 %) del costo susceptible a ser perdido en un evento peligroso dado (Tilling, R. 1993). Comparados con otra serie de desastres naturales o inducidos por el hombre, aquellos causados por la actividad volcánica, considerados en base a una escala global, ocurren con poca frecuencia, afectan a menos personas, y correspondientemente causan menos pérdidas de vidas humanas y menores daños materiales. (fig. 4)

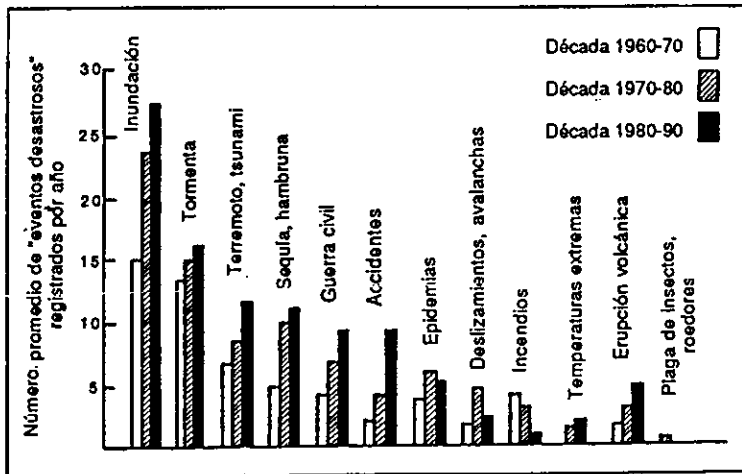


fig. 4. Número promedio de "eventos desastrosos" registrados por año en el mundo. En esta figura evento desastrosos se refiere a una manifestación de una interacción entre fenómenos físicos ó naturales extremos con un grupo humano vulnerable (tomado de Tilling, R., 1993).

1.2.- RIESGO VOLCANICO EN EL POPOCATEPETL

El volcán Popocatépetl con aproximadamente 5452 msnm es la segunda cima más alta del país. Se ubica en la porción central del Eje Volcánico Mexicano aproximadamente a 68 km del centro de la Cd. de México, y aproximadamente a 45 km del centro de la Cd. de Puebla. Debido a esta proximidad con grandes núcleos urbanos el volcán Popocatépetl es considerado en la actualidad como potencialmente el mas riesgoso para estos núcleos de población, acrecentándose este riesgo por la reactivación iniciada a finales de 1994 y que continua hasta el presente, (marzo de 1999).

La evaluación del riesgo volcánico esta basada en el conocimiento del comportamiento pasado, es decir de la historia eruptiva del volcán en estudio, es fundamental para entender su funcionamiento actual y es la base para elaborar mapas de peligros volcánicos para el futuro.

El Popocatépetl es un estratovolcán con una historia eruptiva compleja la cual se conocen con cierto detalle los últimos 23,000 años (Macias et al, 1995). Se sabe que su actividad ha presentado diversas modalidades, desde erupciones de tipo explosivo que han provocado el derrumbe parcial del edificio con generación de materiales volcánicos, y erupciones efusivas con la emisión de derrames de lava. Los diversos tipos de eventos peligros asociados al Popocatépetl son los siguientes (Macias et al, 1995):

1.- Peligros por eventos que involucran el flujo de materiales volcánicos.

- A.- Derrames de lava y domos.
- B.- Corrientes piroclásticas de densidad
 - B.1.- Flujos piroclásticos.
 - B.2.- Oleadas piroclásticas calientes.
 - B.3.- Explosiones dirigidas.
- C.- Flujos de lodo y su transformación en lahares.
- D.- Avalanchas de escombros.

2.- Peligro por eventos de caída libre.

A.- Caída de material piroclástico.

B.- Proyectiles balísticos.

1.A.- Derrames de lava y domos.

Los derrames de lava son flujos de material fundido e incandescente que siguen la morfología del terreno, estos avanzan a velocidades de 1 a 40 m/s, y rara vez representan peligro para la vida humana. El mayor peligro relacionado a flujos de lava es el daño parcial o la destrucción total por enterramiento, trituración o incendio de todo lo que encuentran a su paso. Adicionalmente, los incendios causados por derrames de lava pueden afectar grandes áreas alejadas de los límites del derrame mismo. Los derrames de lava también pueden fundir nieve y hielo, lo cual a su vez puede formar flujos de escombros y crecientes. Sin embargo, ya que los derrames de lava no erosionan y no se mezclan de manera turbulenta con nieve y hielo, como lo hacen las oleadas y los flujos piroclásticos, los derrames de lava emitidos sobre áreas cubiertas de nieve y hielo típicamente no producen grandes crecientes o flujos de escombros. El volcán Popocatepetl ha emitido derrames de lava (a partir del cráter), así como derrames fisurales observados en la porción este del mismo, cerca de los poblados de Santiago Xalitzintla y San Nicolás de los Ranchos (ver fig.25). Por lo antes mencionado se considera que la emisión de derrames de lava es un evento que representa un riesgo relativamente pequeño.

Cuando la lava es de alta viscosidad para ser emitida de manera lateral, generalmente se forma un tapón o domo volcánico formado por material fragmentado y viscoso que rellena el cráter. Con el aporte de nuevo material lavico, los costados de el domo se toman inestables produciendo pequeñas avalanchas que bajarían a velocidades de 40 m/s, dependiendo de las pendientes de los flancos, este fenómeno se ha observado en el Volcán de Fuego de Colima. En diciembre de 1999 el cráter del volcán Popocatepetl se encuentra cubierto en un 35% aproximado de su capacidad por un domo de lava de alta viscosidad, con una velocidad de crecimiento de aproximadamente 1 a 10 m³ /s (De la Cruz Reyna, 1998 com.pers.) , indicando con esto que existe la posibilidad de que en caso de desbordar las paredes del cráter, se presentara alguno de los fenómenos antes mencionado.

1.B.- Corrientes piroclásticas de densidad.

Entre los eventos volcánicos más peligrosos están las corrientes piroclásticas de densidad de las cuales se conocen dos variedades que son: los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas. Estas subdivisiones varían ampliamente, pero comparten muchas características. Son generadas por eventos de tipo explosivo los cuales están compuestos por gases volcánicos y fragmentos de roca, pómez y escoria de dimensiones variables. Estas corrientes se mueven rápidamente por las laderas del volcán accionados por la gravedad, destruyendo todo a su paso debido a sus altas temperaturas de emplazamiento. Las corrientes piroclásticas de densidad que tienen una concentración relativamente alta de sólidos y una densidad similar a la del depósito resultante se denominan flujos piroclásticos. Corrientes con una baja densidad en sólidos y cuya densidad es mucho menor que la del depósito resultante se denominan oleadas piroclásticas. Un tercer evento similar a los anteriores pero generado a partir de una explosión dirigida, considerado corriente piroclástica por su comportamiento posterior a esta explosión. Se produce por la rápida descompresión del aparato volcánico debido a un derrumbe gigante del cono. La erupción en este caso produce un flujo de materiales, el cual también es capaz de sobrepasar grandes obstáculos topográficos tal como lo hacen las oleadas piroclásticas. La información disponible nos dice que el registro geológico muestra que el Popocatepetl en el pasado ha generado un gran número de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas.

1.C.- Flujos de lodo (Lahares).

Los lahares son mezclas de escombros rocosos movilizados por agua, que fluyen hasta a 40 m/s, y se originan en las pendientes de los volcanes (Crandell et al, 1971). Los lahares y las crecientes son los miembros terminales de una serie continua de procesos que varían desde lahares densos dominados por flujos laminares hasta crecientes de agua turbulenta. Este tipo de flujos pueden originarse durante o después de una erupción volcánica, debido a la re-movilización de material volcánico suelto ocasionado por lluvias torrenciales, permitiendo que el material desplazado se acumule en las barrancas que circundan al volcán. Debido a su alto contenido de arcillas y limos, los flujos de lodo o lahares son bastante viscosos y densos, lo que les da una apariencia de colada de concreto que a su paso arrastra árboles, construcciones civiles, etc., por grandes distancias. (figura 6)

1.D.- Avalanchas de Escombros (Derrumbe Gigante).

Las caídas de escombros, los deslizamientos en masa, y las avalanchas volcánicas pueden constituir tanto eventos pequeños como algunos de los movimientos de masa mas voluminosos de la era cuaternaria. El derrumbe de una parte del edificio volcánico, debido a la intrusión de magma debajo del aparato volcánico o a actividad sísmica intensa, puede producir flujos de materiales que viajan a gran velocidad y son capaces de transportar bloques de varios cientos de metros de longitud, arrasando todo a su paso. El cono del Popocatepetl fue destruido hace aproximadamente 23,000 años (Siebe et al, 1995). Aunque un evento de este tipo es poco probable, es posible que una parte del cono se desplome particularmente hacia el flanco sur o sur-este (figura 6), lo que supone una condición de riesgo por derrumbe sobre esa región.



Figura 6. Áreas de afectación probable aledañas al volcán Popocatepetl, debido a derrumbes gigantes y flujos de lodo de gran extensión. Tomado de (Macías et al, 1995).

2.0.- Peligro por material de caída libre.

Los materiales de caída libre, compuestos por fragmentos de diversos tamaños de lava vesicular (pómez), cristales y roca, emitidos a través del cráter por erupciones de tipo explosivo ya sea de manera balística o verticalmente en la atmósfera formando columnas Plinianas con material volcánico que puede alcanzar hasta 30 kilómetros de altura. Los patrones de vientos dominantes controlan la sedimentación de las partículas expelidas y su dispersión a nivel regional. En contraste los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades que varían de decenas de centenas de metros por segundo, y siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento. En consecuencia, estos proyectiles típicamente se hallan restringidos a un radio de 5 kilómetros del centro de emisión (Blong et al, 1984). Los daños causados por los materiales de caída son diversos, como pueden ser de un proyectil balístico directo a las personas, la acumulación de ceniza en los techos de las viviendas ocasionando que se colapsen, contaminación de los sitios de cultivo y de los manantiales. En el caso del Popocatepetl se tienen registrados numerosos eventos de caída libre en los últimos 14,000 años, así como las últimas registradas en 1994 afectando por ejemplo algunos sitios como la ciudad de Puebla, etc., (Siebe et al, 1995) (figura 7).

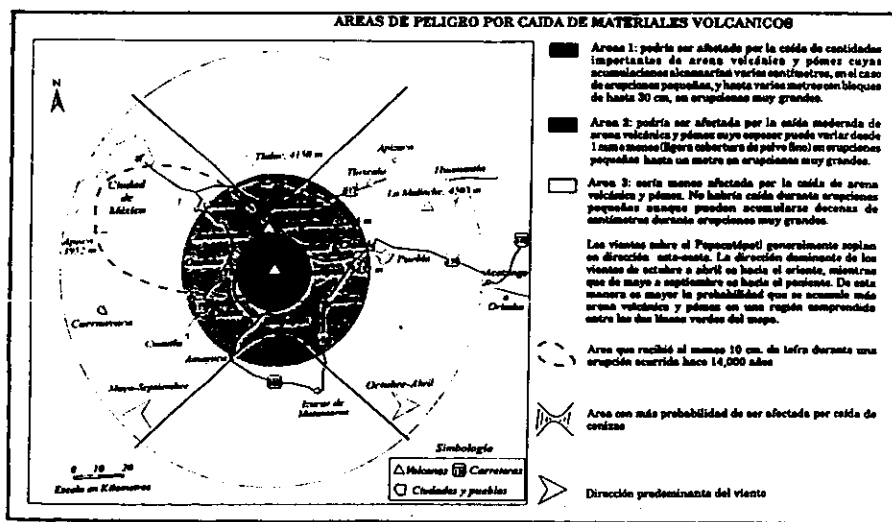


Figura 7. - Zonificación de las áreas que podrían ser afectadas por caída de materiales volcánicos. Tomado de (Macías et al, 1995).

1.3.- MÉTODOS DE MITIGACIÓN DE RIESGO VOLCÁNICO.

La presencia de fenómenos naturales con potencial destructivo como sismos, huracanes o erupciones volcánicas, es posible mitigar sus efectos tanto a la población civil como a sus pertenencias, si la sociedad en conjunto con los grupos científicos se organizan para adoptar una serie de medidas preventivas. Los estudios de los peligros volcánicos deben estar sustentados sobre investigación fundamental de los volcanes (fig. 8), lo cual incluye un levantamiento geológico y geofísico debidamente integrado, una caracterización petrológica y geoquímica de los productos eruptivos y la datación de muestras estratigráficamente bien controladas. Estos estudios deben ser llevados a cabo sistemáticamente en un programa a largo plazo idealmente antes de que los volcanes muestren cualquier signo de reactivación. Los resultados de estos estudios básicos a largo plazo constituyen la base para descifrar el comportamiento eruptivo pasado, para entender mejor el comportamiento presente, y por extrapolación posibilitar de alguna manera el comportamiento futuro del volcán.

Un programa efectivo para mitigar el riesgo de las erupciones volcánicas debe incluir las siguientes componentes: 1) la identificación en primera instancia de un volcán en actividad, 2) la evaluación y zonificación de los peligros volcánicos, 3) la vigilancia volcánica y predicción de erupciones y 4) manejo de las emergencias volcánicas. (Tilling R., Beate B., et al 1993).

1) Identificación de los volcánes en actividad.

Solamente una pequeña fracción de los aproximadamente 600 volcánes activos en el mundo o potencialmente activos, ha sido o esta siendo estudiada en algún detalle. Se han realizado compilaciones de los volcanes de alto riesgo, basadas en criterios de clasificación que influyen la historia y el comportamiento eruptivo, la composición y distribución de los productos eruptivos, eventos conocidos de deformación del suelo o eventos sísmicos. Sin embargo, todas aquellas compilaciones son deficientes, porque los datos geológicos y geofísicos necesarios son inadecuados, o inexistentes para muchos volcanes.

2) Evaluación y zonificación de los peligros volcánicos.

Las evaluaciones de los peligros volcánicos generalmente asumen que las mismas áreas en los alrededores del volcán serían afectadas en general por eventos eruptivos similares en el futuro, a una frecuencia promedio igual que en el pasado. Mientras más largo es el periodo de tiempo que abarca la base de datos utilizada para reconstruir el comportamiento eruptivo pasado, más útil y confiable será la zonificación del peligro volcánico. Mapas de zonificación de peligro volcánico a escalas apropiadas, deberían constituir una parte integral de la evaluación de los peligros, estos presentan la información pertinente en forma resumida fácilmente comprensible tanto para los científicos como para las autoridades civiles.

3) La vigilancia volcánica y predicción de erupciones.

La experiencia en varios volcánes debidamente vigilados demuestra que la mayoría, y tal vez que todas las erupciones están precedidas y acompañadas por cambios geofísicos y/o geoquímicos. A la fecha, mediciones de las variaciones en la sismicidad y deformación de la corteza han proporcionado los datos más confiables y más ampliamente utilizados en la vigilancia de los volcánes. Esta provee los datos primarios para el pronóstico de erupciones a corto plazo (horas a días); el registro geológico generalmente proporciona los principales datos para un pronóstico a largo plazo (años o mas). En años recientes, el estado de conocimiento sobre la predicción de eventos volcánicos a corto plazo ha avanzado notablemente en volcánes debidamente vigilados.

4) Manejo de las Emergencias Volcánicas.

Dadas sus implicaciones socio-económicas, la responsabilidad primaria recae principalmente en las autoridades civiles. La cuestión del manejo de las emergencias volcánicas constituye el elemento más crítico de todos en el marco de un programa efectivo de mitigación del riesgo volcánico, ya que es el enlace más importante entre la información científica sobre la evaluación y mitigación del riesgo volcánico y su traducción en planes para salvaguardar vidas y propiedades, y en acciones concretas durante una crisis volcánica.



Figura 8.- Esquema que muestra el programa idóneo para la mitigación de los riesgos volcánicos. El ápice esta separado del resto del triángulo para ilustrar la división de la responsabilidad primaria entre científicos y autoridades civiles. Tomado de (Tilling et al, 1993).

1.4.- MONITOREO DE VOLCANES ACTIVOS.

El monitoreo o vigilancia de un volcán consiste en mantener la observación continua y permanente por medio de instrumentación especializada con la finalidad de reconocer oportunamente alguna variación importante de los niveles de referencia, que se consideran como "normales". La vigilancia de un volcán implica necesariamente las siguientes actividades :

- a).- Diseñar y establecer sistemas instrumentales y métodos de observación de acuerdo a las características y condiciones de cada volcán.
- b).- Establecer un marco de referencia base que quedara definido preferentemente cuando el volcán se encuentre en un estado de mínima actividad.
- c).- El monitoreo debe ser efectuado en forma continua y sistemática.
- d).- Reconocer precursores respecto a los niveles de referencia establecidos.
- e).- Establecer un sistema de alerta.

La Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra, (IAVCEI) ha marcado cuatro parámetros fundamentales recomendados como fundamentales para mantener un nivel básico de vigilancia de un volcán:

- 1.- Observaciones directas (visuales).
- 2.- Monitoreo Sísmico.
- 3.- Monitoreo de deformación de el edificio volcánico.
- 4.- Monitoreo Geoquímico.

1.- Observaciones directas visuales.

Es la apreciación directa de los cambios físicos que presenta un volcán como pueden ser cambio en los niveles de emisión de ceniza, derrumbes y deslaves que ocurran en su edificio, flujos de lodo. Las anteriores manifestaciones se pueden apreciar ya sea a simple vista o con binoculares, con fotografías terrestre y aéreas. Otra modalidad para llevar acabo este monitoreo es a través de cámaras de vídeo, se montaran en la proximidad del volcán y observaran de manera permanente al volcán, transmitiendo en tiempo real dicha imagen a los centros de instrumentación.

2.- Monitoreo Sísmico.

Consiste de una red de estaciones sismológicas que captan la actividad microsísmica del volcán y que permiten localizar la fuente de esfuerzos y de alguna manera inferir la estructura interna del volcán. Para sitios permanentes se utilizan diversas técnicas de telemetría vía radio, tanto analógicas como digitales, para registrar y monitorear la actividad en forma remota y segura, desde un centro de observación y procesamiento.

3.- Monitoreo de deformación del edificio volcánico.

Consiste básicamente en la medición de la deformación que sufre el edificio volcánico por diversas causas derivadas de la actividad volcánica. La determinación de estas deformaciones se realizan a través de técnicas topográficas tradicionales como: nivelaciones geométricas de precisión, triangulaciones, trilateraciones, inclinometría seca, etc., por gravimetría, y por radiotelemetría de datos de inclinómetros electrónicos, así como levantamientos mediante sistemas de posicionamiento global (GPS). La deformación del terreno se traduce en un cambio en las coordenadas horizontales, verticales y en la inclinación del mismo. De acuerdo a la actividad que observa cada volcán será la técnica topográfica a emplear para evaluar estos cambios. En el cuadro sinóptico esquematizado en la fig.9 se muestran algunas de estas técnicas. Para observar deformaciones alrededor de volcanes activos, existen algunas otras modalidades de monitoreo, tal es el caso de medición periódica de niveles de agua en lagos o lagunas localizadas en regiones aledañas al volcán (Tryggvason, et al 1987) o la medición de niveles freáticos en pozos ubicados en el entorno del volcán.

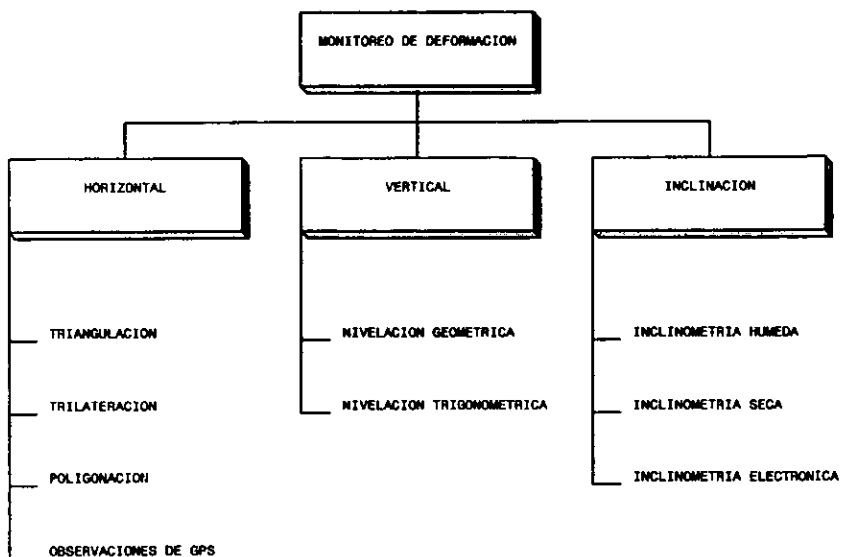


Fig.9. Subdivisiones del monitoreo de deformación en volcanes activos.

4.- Monitoreo geoquímico.

Se refiere al análisis químico de fumarolas, ceniza, agua de manantiales en los alrededores del volcán, de lavas así como cualquier otra manifestación de productos del volcán. Esta metodología requiere de un muestreo persistente de esos productos y las medidas frecuentes en el sitio, de temperatura y algunos otros parámetros relevantes. Este tipo de monitoreo incluye además la determinación por medio de espectrometría de correlación (COSPEC) del grado de degasificación de SO_2 de un volcán. También se determina por otras técnicas el nivel emanométrico de radón en suelo y agua para detectar posible fracturación del terreno.

1.5.- EJEMPLOS DE APLICACION DE LA TECNICA TOPOGRAFICA PARA DETECTAR DEFORMACIONES EN OTROS VOLCANES DEL MUNDO.

Desde hace tiempo se conoce que la deformación visible de la superficie acompaña y a veces precede a eventos eruptivos importantes. Algunos ejemplos históricos son: el nacimiento del volcán Parícutín, previo hinchamiento del terreno (González - Reyna , et al 1947), en el volcán Sakurajima en Japón fluctuaciones importantes del nivel del mar (Kubotera & Yoshikawa, et al 1963), cambios del perfil del volcán Usu, Japón (Yokoyama, et al 1981), grandes deformaciones previas al colapso de uno de los flancos del volcán Santa Helena (Swanson D., Casadevall T., Newall C., et al 1983). Sin embargo, tales cambios solo fueron apreciados cuando eran muy dramáticos, es decir desplazamientos en el orden de metros fácilmente notados a simple vista. Recién en el siglo veinte, se comenzaron a realizar levantamientos topográficos y de otras disciplinas, para determinar la deformación del suelo, inapreciable por observación visual directa. Algunas de estas primeras mediciones en diferentes volcanes arrojaron cambios que fueron precursores a erupciones importantes. Algunos trabajos recientes sobre otros volcanes del mundo se enuncian a continuación.

1.- VOLCAN KILAUEA, HAWAI, E.U. (1967-1968,1972)

Este volcán es uno de los mas activos del planeta (19.4° N, 155.3° O), cada etapa eruptiva muestra un proceso de inflación - deflación,; el rango de deformaciones que sufre su estructura ocurre en un intervalo de tiempo en el orden de horas o días, de ahí que sea uno de los volcanes en el que se llevan acabo con mas frecuencia estudios de este tipo. Algunas de las técnicas mas empleadas para realizar el monitoreo de deformación en este volcán, incluyen medidas de inclinometría húmeda y seca, cambios en la altitud de diversos bancos de nivel medidos atraves de nivelación geométrica y cambios en la distancia horizontal medidos electrónicamente con un geodímetro. De acuerdo con Fiske y Kinoshita (1969), la elevación total de la superficie ocurrida desde enero de 1966 a octubre de 1967, tuvo un máximo de 700 mm (relativo al flanco oriental del Mauna Loa, elegido como cero arbitrario). Los mismos autores aplicaron el modelo de Mogi (ver cap.II) a los desplazamientos verticales teóricos y los reales. Fig. 10, localizando la fuente de deformación, o el deposito de magma a 2 km de profundidad aproximadamente.

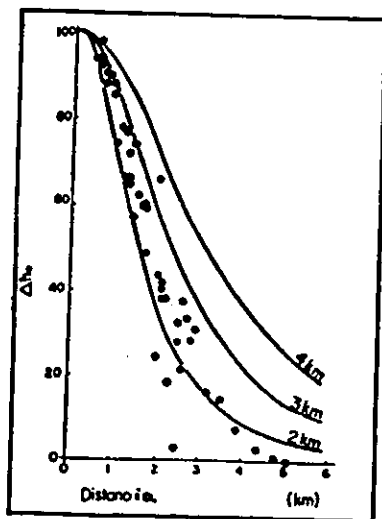


Fig. 10. Desplazamientos Verticales Δh , en el Kilauea durante el periodo agosto a octubre de 1967 (Tomado de Fiske y Kinoshita, 1969). El eje x corresponde a la distancia radial a la que se localizan los bancos de nivel con respecto ala fuente de presión. Como se ve en la fig. la mejor curva de ajuste corresponde a los 2km de profundidad.

2.- VOLCAN SAKURAJIMA, JAPON (1914).

Localizado en (31.5°N, 130.6°E), ha tenido varias erupciones, siendo la mas importante la de 1914 que fué acompañada por una gran deformación de terreno. Siendo una de las primeras en ser estudiada empleando una red de nivelación precisa establecida entre 1890 y 1900. Los desplazamientos verticales encontrados se describen en la figura 11. La ruta de nivelación como se observa, esta localizada principalmente en la costa de la bahía de Kagoshima, los bancos de nivel se señalan por medio de puntos (Yokoyama ., et al 1986). En la figura 12 se ilustran los desplazamientos horizontales en el periodo de 1895 - 1914, que se obtuvieron atraves de la medición de una red de triangulación precisa. La medición de 1914 fué hecha después de la erupción del mismo año por el Instituto Geográfico de Mediciones del Japón. Mogi en 1958 (ver capitulo II) aplicó su modelo a la erupción de 1914 del Sakurajima, obteniendo para la fuente de presión esférica una profundidad de 10 Km suponiendo una depresión máxima de 150 cm en el punto A de la figura 11. Yokoyama en 1971, empleando su modelo intrusivo (descrito en el capítulo III) encontró que la fuente de presión se encontraba a 6 Km de profundidad; este autor desplazó el punto de depresión máxima un kilometro hacia el oeste, encontrando que las curvas de distribución radial de los desplazamientos verticales para los modelos de Mogi y Yokoyama no permiten distinguir cuál de los dos modelos concuerda mejor con las observaciones

realizadas. El cambio de presión en la fuente se puede determinar si se conocen el desplazamiento vertical sobre la fuente misma (-150 cm) y la profundidad de esta ($f=10$ Km para Mogi y $F=6$ Km para el modelo de Yokoyama). Para el modelo de Mogi se obtiene $P=20$ kbar, mientras que para el de Yokoyama $P= 2$ kbar (Yokoyama, et al 1971).

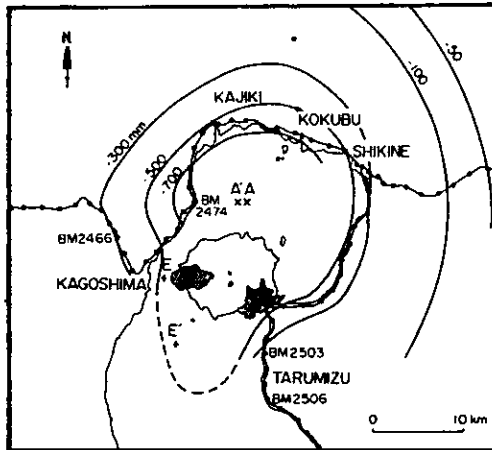


Fig. 11. Desplazamientos verticales de terreno ocurridos alrededor del volcán Sakurajima después de la erupción de 1914. A: Centro de depresión según Mogi (1958), A Idem por Yokoyama (1971). E: Epicentro determinado por Omori en 1922.

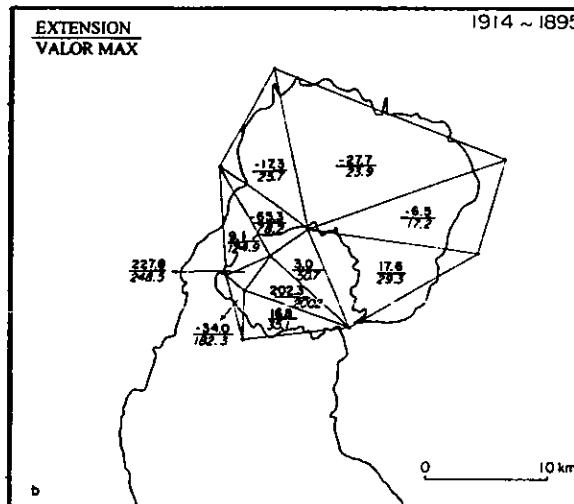


Fig. 12. Resultados de la triangulación alrededor de la caldera Alra durante el periodo 1895 - 1914. (Tomada de Yokoyama, I., et al 1986).

3.- VOLCAN VESUBIO, ITALIA (1937-1995).

Las primeras mediciones de inclinometría, fueron hechas empleando un par de niveles de burbuja durante un periodo continuo desde 1935 hasta 1962. En la actualidad en el volcán Vesubio (40.8N, 14.4E) fig.13, se emplean diversas técnicas con fines de evaluar deformación de corteza. Para el caso de mediciones de la componente vertical esta se determina reocupando 250 marcas permanentes, las cuales forman 13 circuitos cerrados para un total en longitud de aproximadamente 200 km (figura 14). Las nivelaciones se extienden desde la ciudad de Nápoles hasta los límites de la península de Sorrento, se encuentran conectadas con el interior del complejo volcánico. Adicionalmente se cuenta con 20 monumentos sobre el volcán para mediciones GPS.

Los trabajos planimétricos se realizan desde 21 marcas permanentes ubicadas en la parte media del área que ocupa el Vesubio, formando con estas marcas un total de cerca de 60 líneas, figura 15. Las mediciones de inclinometría electrónica se realizan desde 5 sitios con mediciones realizadas con un equipo marca Applied Geomechanics, equipado con un sensor de temperatura, los datos se recaban de estos inclinómetros vía telemetrizada en el Observatorio Vesuviano. Se han realizado mediciones de inclinometría seca, los sitios desde donde se ha realizado se indican en la figura 15.

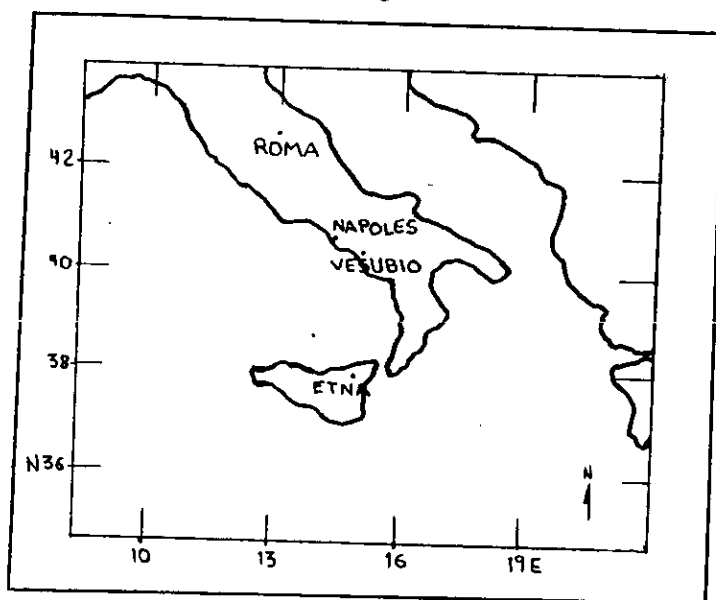


Fig.13. Volcanes de Italia. Vesubio y Etna. (Tomado de Nunari, G y Puglisi, G., 1994)

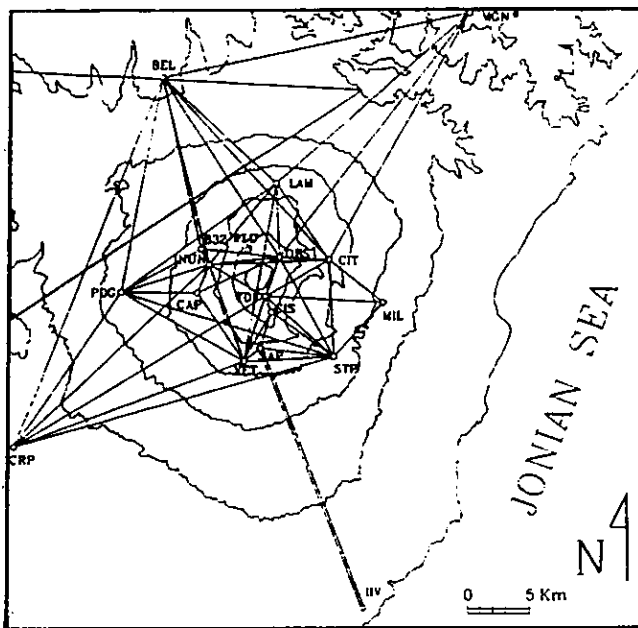


Figura 17.-Red para mediciones GPS en el volcán Etna (tomado de Nunari, Puglisi, et al, 1994).

5.- VOLCANES DE ISLANDIA (1968-1994).

La región de Islandia se encuentra en una área de gran cantidad de volcanes activos. El Instituto Nórdico de Vulcanología ha emprendido una serie de trabajos sobre deformación. La mayoría sobre los volcanes Hekla y Krafla, y en algunas zonas de fallas tectónicas como la de Hengill.

Desde 1970 en el área del Hekla (63.98N, 19.70W) (ver fig.18), se han realizado mediciones de inclinometría electrónica y seca. Se cuenta con una red de 3 inclinómetros de burbuja y 6 secos (fig. 18). Adicionalmente se tiene una red de 9 estaciones para realizar mediciones por medio de EDM, instalada en 1980, (fig. 19). Mediante la observación de distancias horizontales durante el periodo 1980-1990, se apreció una aparente extensión de la región de estudio, lo cual demostró consistencia con las variaciones en la inclinación observadas en inclinómetros secos y electrónicos (Tryggvason, et al 1994).

En la región del Krafla (65.75N, 16.78W) (ver fig. 18), el equipo de medición de distancias esta compuesto por un Geodímetro modelo A14, y para la determinación de ángulos se emplea un teodolito modelo T-2 de Wild. Las distancias medidas se corrigen por temperatura y presión. Los ángulos verticales fueron corregidos por refracción, empleando un método de medición de ángulos recíprocos y simultáneos de una misma línea en observación. La red de triangulación en esta área constaba hacia 1978 de 110 líneas (fig. 20). Adicionalmente en el área del Krafla se realizan mediciones de la componente vertical. Para esto se tiene instalada una ruta de nivelación y por lo menos 22 estaciones de inclinometría seca. El equipo empleado en la nivelación consta de un nivel N-3 de Wild, con un par de miras invar de Kern. En el año de 1975 se detectó una fisura que atravesaba la región volcánica del Krafla (fig.20), esto motivó que se ampliara la red de triangulación para cubrir esta área y estudiar su comportamiento (Tryggvason, et al 1983).

Con respecto a la región de Hengill, dado que esta zona aloja gran cantidad de fallas de origen tectonovolcanico, se encuentra instalada una red de triangulación que consta de 25 vértices. También se encuentra monumentada una línea de nivelación de 8 bancos de nivel a cada 400m, estos bancos tienen la particularidad de formar líneas colocadas perpendicularmente a las trazas de las fallas (Sundquist, Tryggvason, et al 1982).

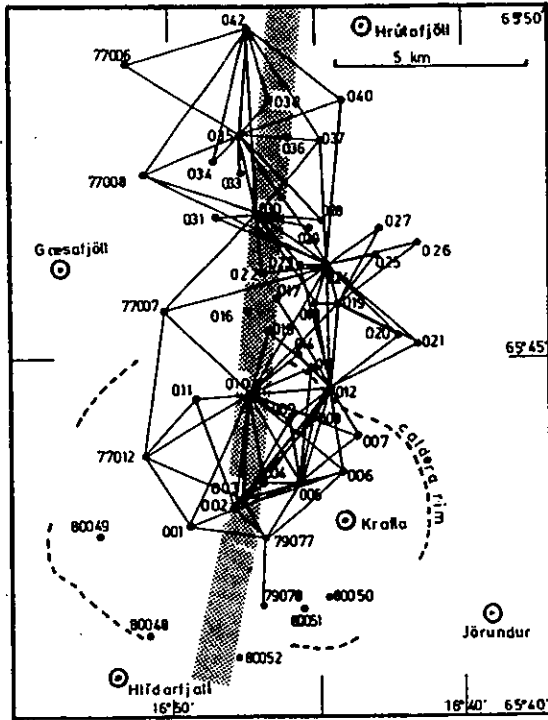


Figura 20. Red de triangulación en la zona del Krafla. (tomado de Tryggvason, 1983).

6.- VOLCAN SANTA HELENA (USA).

El volcán Santa Helena (46.2N, 122.2W) en el estado de Washington al oeste de los USA, permaneció inactivo desde 1857, hasta que a mediados de 1980 se detectaron una serie de temblores de pequeña magnitud, marcando con esto el inicio de una nueva actividad. Hacia el 25 la actividad alcanzo un máximo y a los dos días comenzó su actividad eruptiva lanzando cenizas y vapor.

Los estudios de deformación en el Santa Helena se iniciaron a finales de abril de 1980 con determinaciones de gravedad e inclinometría en las faldas del volcán. Para esta fecha ya se apreciaba una deformación o hinchamiento en el flanco norte, las frecuentes explosiones freáticas y el mal clima impidieron estudios mas cercanos al sitio visible de la deformación. Estos primeros trabajos arrojaron resultados inconclusos e inconsistentes por su pequeña magnitud.

A mediados de abril, al trabajar con fotografías aéreas se confirmo la existencia de grandes deformaciones en una área de hinchamiento. La pendiente norte se había desplazado lateralmente mas de 100m hacia afuera y ligeramente hacia arriba. Mediciones hechas con distanciómetro electrónico hacia reflectores instalados en las partes altas del sector norte confirmaron que la deformación lateral continuaba a razones de aproximadamente de 2.5 m/día. La deformación siguió, concluyendo esta actividad con la gran erupción del 18 de Mayo de 1980, colapsandose parte del sector norte del volcán (Swanson, et al 1983).

Posterior a la gran erupción de mayo de 1980, muchos métodos han sido utilizados en el Santa Helena para vigilar la deformación del domo en el cráter adyacente. Estos métodos pueden variar desde simplemente emplear una cinta métrica de acero para medir el ancho de las grietas y fallas en el domo (Swanson et al 1983), hasta el empleo de equipos electrónicos para medir distancias y ángulos.

Mientras crecía y cambiaba el domo, también variaban los métodos utilizados para vigilar y predecir su actividad. En 1981 cuando reconocieron que el domo se deformó debido a una intrusión de magma establecieron redes de trilateración dentro del cráter para vigilarlo. Esta herramienta ha permitido que el grupo del Observatorio Cascades logre predecir episodios eruptivos en el Santa Helena con días de anticipación. Previo a observar

esta deformación en el domo, ya tenían instaladas redes de medición de distancias en los flancos exteriores del volcán (Iwatsubo, Swanson., et al 1993).

Fallas de cabalgamiento en el piso del cráter fueron observadas por primera vez durante el episodio de construcción del domo de diciembre de 1980. Colocaron estacas de varilla en ambos lados de la falla. Mientras que la placa superior del cabalgamiento sobrecorria en la placa inferior se acortaban las distancias. El acortamiento se aceleraba antes de los episodios de construcción del domo al igual que la tasa de apertura de las grietas. Efectuaron adicionalmente una nivelación entre las varillas y determinaron que la placa superior estaba siendo levantada mientras cabalgaba hacia el frente. El resultado de las mediciones que realizaron con cinta métrica, sobre marcas colocadas a ambos lados de la falla de cabalgamiento (fig. 21), fue el reconocer que el domo estaba respondiendo a la lenta intrusión de magma antes de un episodio eruptivo.

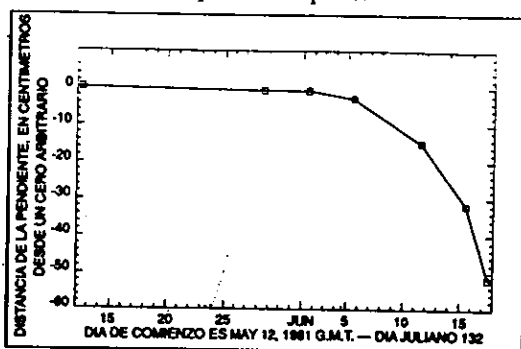


Figura 21. El movimiento del lóbulo sureste del domo de lava en relación con el piso del cráter, Mayo-Junio de 1981. La distancia medida entre el domo y el piso del cráter se acortaba mientras el episodio eruptivo se acercaba. Esta fue la primera indicación que tanto el domo como el piso del cráter respondían a un magma ascendente. La distancia medida fue de aproximadamente 18 metros (tomado de Iwatsubo, Swanson., et al 1993).

Una red de nivelación alrededor del domo fue establecida en el verano de 1981 para determinar la cantidad de levantamiento y subsidencia del piso del cráter. Los datos de nivelación mostraban un levantamiento del piso del cráter centrado alrededor del domo antes de un episodio de construcción del mismo (fig. 22). Las estaciones de nivelación consistían de postes de acero de 1.5 m con identificaciones metálicas, entre puntos de nivelación habían aproximadamente entre 50 a 100 m, usaron miras de 4 m y un nivel automático Lietz B4. Un poste en el piso oriental del cráter servía como punto de referencia.

Durante el mismo año (81), se estableció una red de trilateración para vigilar el piso del cráter al norte del domo, compararon los datos de nivelación y de trilateración y fue claro que los desplazamientos horizontales dominaron sobre los verticales durante el mismo lapso de tiempo, por ejemplo, una estación en el piso del cráter se movió 50 cm horizontalmente y unos pocos milímetros verticalmente. Los datos de trilateración mostraron también que el desplazamiento horizontal en el piso del cráter era acumulativo, es decir avanzaba en vez de retornar a su posición previa.

El equipo EDM empleado para realizar trilateraciones en el año de 1981 era un Hewlett-Packard modelo 3808A, de infrarrojo con alcance mediano (Iwatsubo, Swanson., et al 1993) los ángulos se leían en un teodolito T-2 de mira invertida. En el año de 1982 adquirieron otro distanciómetro el EDM Leitz Red 1a para ser usado específicamente en el cráter. Este nuevo equipo facilitó de alguna manera el trabajo de campo, porque el tamaño era mas pequeño además de poder montarse directamente en el teodolito. En 1988, emplearon para la medición de distancias un Geodímetro Geotronics 210, aún mas pequeño, y con mayor precisión. Es importante mencionar que todo equipo EDM era sujeto a una calibración efectuada sobre líneas de referencia colocadas por el Servicio Geodésico de los Estados Unidos.

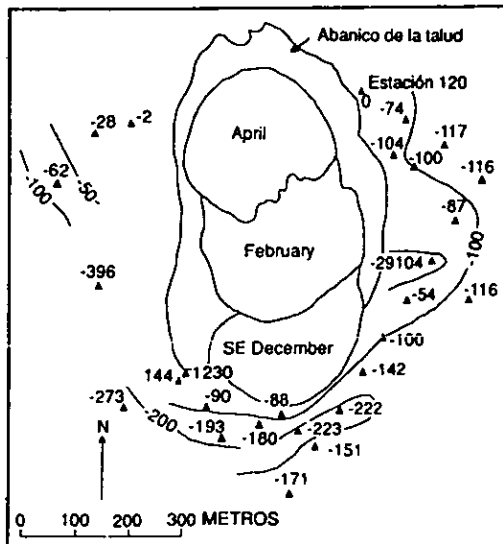


Fig.22. El desplazamiento vertical en milímetros, determinado por nivelación antes y después del episodio de construcción del domo de junio de 1981. Las curvas de nivel fueron dibujadas a -50, -100, y -200 mm. La estación 120 fue un poste de control (tomado de Iwatsubo, Swanson., et al 1993).

7.- VOLCANES DE LATINOAMERICA.

ECUADOR

El volcán Cotopaxi (0.75N, 78.4W) (fig. 23) con una elevación de 5900 m ocupa en el territorio de Ecuador un lugar importante por ser de los más peligrosos. En caso de ocurrir una eventual erupción se verían afectadas directamente 200,000 personas que habitan en una zona por donde transitarían posibles lahares (Hall, M., y Mothes P., et al 1993). Por el riesgo inminente que representa este volcán, personal de la Escuela Politécnica Nacional ha implementado un sistema de monitoreo permanente sobre el volcán Cotopaxi, consistente en vigilar la variación de los parámetros básicos precursores a una erupción. En lo particular lo referente a deformación cuentan con la instalación de cuatro inclinómetros secos y un electrónico así como una red de medición de distancias con EDM que consta de trece vértices. Ubicado muy cerca de la ciudad de Quito y representando con esto un grado muy alto de peligro para sus habitantes (2 millones), se encuentra el volcán Guagua Pichincha (0.17S, 78.60W) (fig.23), desde 1990 se detectó actividad explosiva de origen freático y en 1999 se presentaron explosiones de mayores dimensiones. Referente a su monitoreo desde 1988 se instalaron 9 estaciones sísmicas y 7 líneas de medición con EDM así como 4 estaciones de inclinometría para medir deformaciones.

COLOMBIA

En el caso de Colombia existen varios volcanes (fig.23), que han presentado actividad en tiempos históricos. Es por esta razón que ha sido necesario que diversos grupos científicos de aquel país realicen monitoreo sobre estos volcanes, destacando que en Colombia ha ocurrido una de las mayores tragedias ocurridas a raíz de un evento volcánico. En 1985 en el volcán Nevado del Ruiz (4.9N, 75.3W) se generó un flujo de lodo originado por una pequeña erupción magmática en su cima. Dicho flujo se precipitó directamente sobre la ciudad de Armero dejando 25,000 víctimas. El desastre del Ruiz refleja las deficiencias de la red de advertencia y comunicaciones así como una falta de conciencia por parte de la población y de las autoridades sobre los peligros del volcán. Con objeto de vigilar "el Ruiz" y otros volcanes vecinos potencialmente peligrosos, se creó el Observatorio Volcanológico Nacional. Esta dependencia trabaja a fin de evaluar posibles deformaciones sobre estos volcanes, se conoce que en "el Ruiz" desde octubre de 1985 un especialista de Costa Rica inicio mediciones de inclinometría seca y electrónica, en ese mismo mes (octubre) topógrafos del Instituto Geográfico "Agustín Codazzi" iniciaron el

establecimiento de una red geodésica en “el Ruiz” (Tilling, Punongbayan, et al 1993). En el caso del volcán Galeras (1.2N, 77.4W) se tiene conocimiento de que se realizan mediciones de inclinometría seca y electrónica.

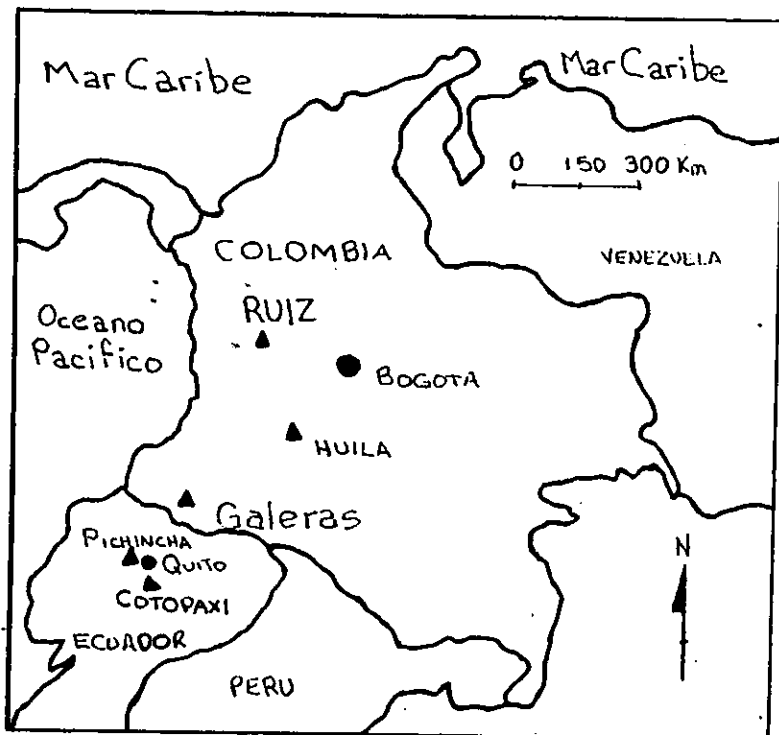


Fig.23. Principales volcanes de Colombia y Ecuador (tomado de <http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes>).

1.6.- ALGUNAS APLICACIONES DE TRABAJOS TOPOGRÁFICOS DE DEFORMACIÓN EN MÉXICO.

En México existen por lo menos catorce volcanes activos que constituyen un peligro potencial para una gran cantidad de población que se encuentra expuesta a los productos que pudieran emitir estos volcanes. Cabe destacar que solamente sobre algunos de estos volcanes se han realizado trabajos necesarios para mitigar su riesgo (ver fig.1). La mayor parte de trabajos sobre deformación de corteza en los volcanes Mexicanos han sido ejecutados sobre los volcanes de Fuego de Colima y Popocatepetl (ver fig.1).

VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA

El volcán de Fuego de Colima (19.51N, 103.62W) es de los más activos del país, teniendo tan solo apartir de 1560, veinticinco eventos importantes, seis de estas erupciones fueron de carácter explosivo de magnitud considerable (Luhr y Carmichel, et al 1982). Lo anterior fue uno de los factores que influyeron para que un grupo de investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM planteara la necesidad de establecer y reocupar periódicamente una red de triangulateración y de nivelación de precisión en el flanco norte del volcán, con el fin de observar la componente vertical de la eventual deformación del terreno, se instaló una línea de nivelación con una orientación NE - NO, con longitud aproximada de entre 3.5 y 4Km y bancos de nivel intermedios a cada 500 m, la línea en su mayor parte se encuentra ubicada en la zona denominada El Playón al norte del volcán entre el edificio volcánico y el antiguo cráter Somma (fig.24). Localizados en los kilómetros 2+000 y 3+000 de la línea de nivelación; se instalaron inclinómetros secos de forma triangular con lados de 50 m, teniendo como uno de sus vértices un banco de nivel correspondiente a la línea de nivelación (Nolasco, De la Cruz Reyna, et al 1993). Para reocupar la línea de nivelación se ha empleado un nivel N3 de Leica, dotado con un micrómetro de placa plano paralela. Las miras de nivelación son igualmente de Leica de 3m de longitud. (Nolasco, De la Cruz Reyna, et al 1994). La configuración de la red de triangulateración esta compuesta por seis vértices. Tres vértices llamados vértices T ubicados en la pared del antiguo cráter Somma. Los tres vértices restantes se localizan en el propio edificio y son llamados vértices P (fig.24). El equipo de medición empleado en la triangulateración esta constituido por un teodolito T-2 para la determinación de ángulos y para la medición de distancias se emplea un distanciómetro Mod. DI-3000S de Leica.

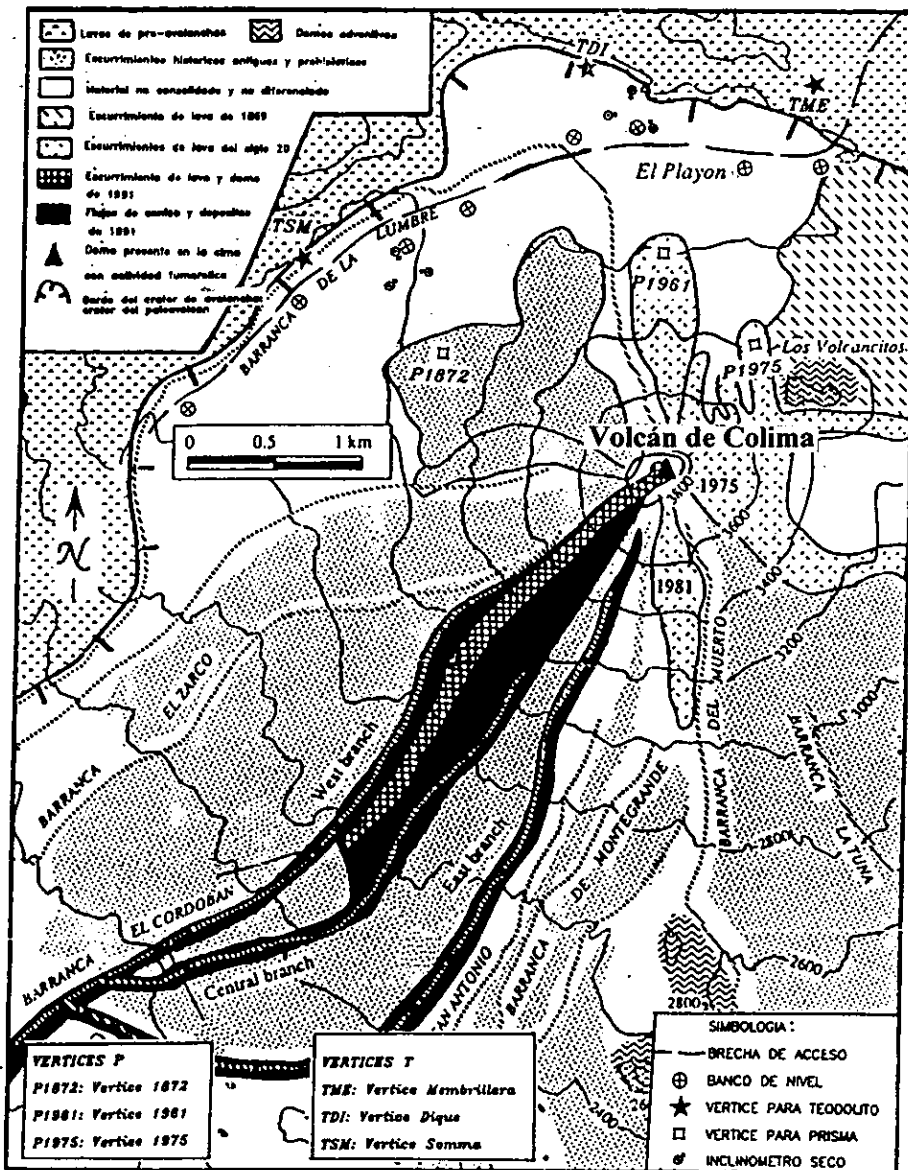


Fig.24. Esta figura muestra la ubicación de los bancos de nivel de la línea de nivelación así como los vértices de la red de triangulación establecidos en el volcán de Fuego de Colima (tomado de Nolasco, H. et al 1993).

VOLCAN POPOCATEPETL

En el volcán Popocatepetl (19.02N, 96.82W) (ver fig. 1), desde 1993 se estableció una línea base de referencia de aproximadamente 2.9 km de longitud desde donde se realizarían mediciones EDM. Esta línea base se complementó con cinco vértices adicionales ubicados en el flanco norte del edificio volcánico (De la Cruz Reyna, et al 1995). En el flanco oeste existen cinco líneas de medición EDM que constan de un vértice base con cinco puntos prisma. Adicionalmente en este volcán se colocaron tres inclinómetros electrónicos que se denominaron Canario (PPQ), Nexpayantla (PIN) y Chipiquixtle (PPX) (Quass, et al 1995).(ver fig.25). En el año de 1996 se instalaron un par de receptores GPS para detectar deformaciones grandes, uno en el flanco norte y otro en el flanco suroeste, tienen la característica de transmitir la información en tiempo real, los datos generados son capturados en el Instituto de Geofísica de la UNAM, y posteriormente vaciados en INTERNET (Cabral E. et al 1996). La información de estos resultados se encuentra disponible en la dirección electrónica. <http://www.charro.igeofcu.unam.mx/geomag/cardi.html>.

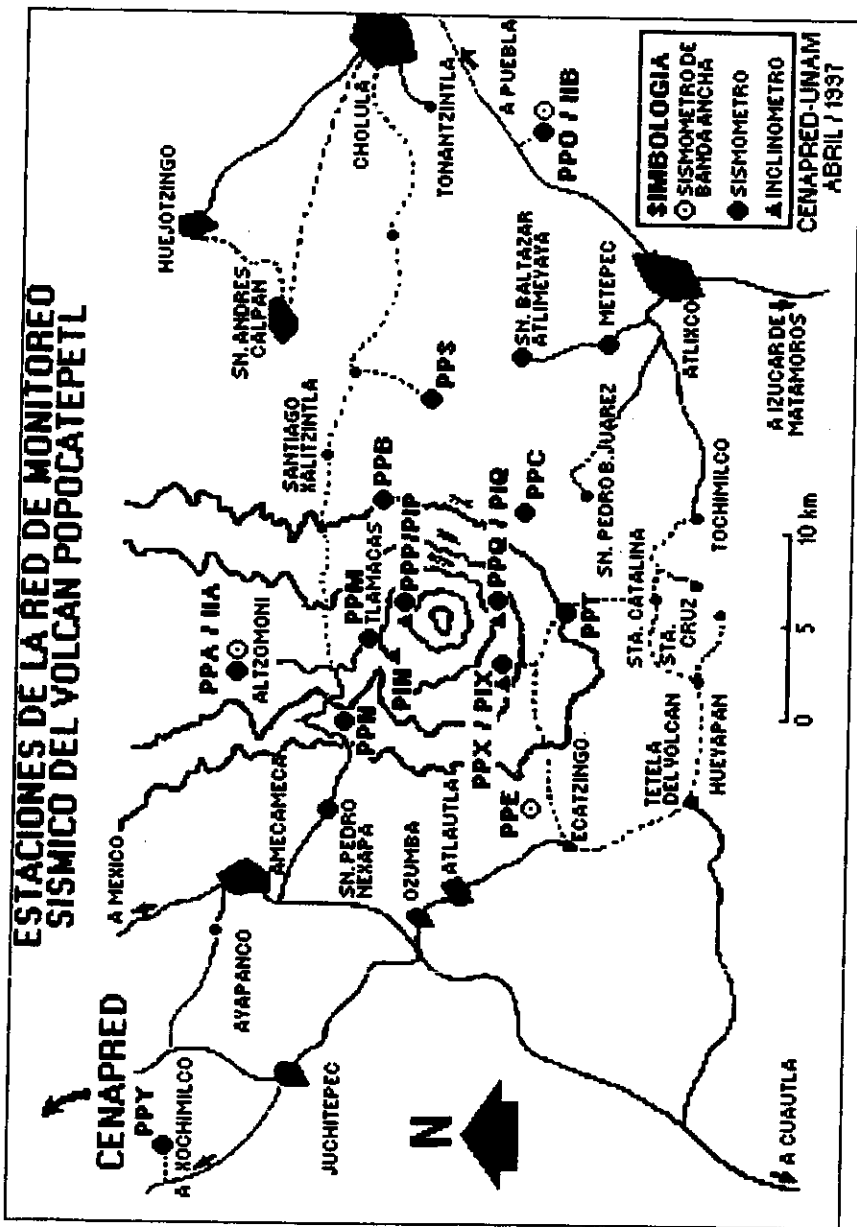


Fig. 25. Mapa base con la ubicación de las estaciones sísmicas y de inclinometría en el Popocatepetl. (tomado de Quass, et al 1995).

CAP.II.- MODELOS DE DEFORMACIÓN

II.1.- OBJETO DE LOS MODELOS DE DEFORMACIÓN.

La interpretación de los datos de deformación de un volcán sólo es confiable si se refiere al conocimiento que se tenga de su conducta anterior, mientras mas amplia mejor será la interpretación de los datos. Si la información se ha obtenido durante un tiempo lo suficientemente largo, que incluya otras erupciones, entonces pueden establecerse ciertas comparaciones útiles en el pronóstico de la peligrosidad volcánica. Por otro lado, si se cuenta con una serie de redes para determinar cambios en las coordenadas verticales como en las horizontales así como la inclinación del terreno, se podrán analizar los datos a la luz de un modelo teórico que de ser adecuado, permite extraer mayor información sobre el estado interno del volcán y por ende contribuya a un pronostico de la actividad más confiable.

En relación directa con el incremento de la actividad volcánica se presenta la aparición de deformaciones en su estructura. Estas deformaciones pueden originarse debido a diversas causas, como pueden ser intrusión o desplazamientos de magma en el interior del volcán. Por lo general una inyección de magma produce una inflación del cuerpo del volcán. Cuando ocurre una deflación generalmente ocurre una migración de magma o una degasificación del interior del aparato volcánico. Esta inflación o deflación producidas pueden ser evaluadas y dependerá su magnitud de la localización de la fuente de presión con respecto a los vértices desde donde se realiza la medición, así también influyen la forma, el tamaño y la orientación de esta.

Los desplazamientos que se generan a partir de la actividad volcánica permiten en principio una aproximación de los datos referentes a la fuente de presión que los produce. Lo anterior esta sujeto a las dificultades inherentes a la no unicidad de la soluciones inversas, es decir el planteamiento del problema inverso incluye muchas respuestas posibles, luego entonces para poder acceder a una modelación de la fuente de presión será necesario complementar los datos de deformación con información sismológica y geoquímica para inferir con mas certeza las características de la fuente.

II.2.-MODELO DE MOGI.

En 1958 K. Mogi diseñó un modelo para resolver el problema directo indica que dada una fuente de presión, se pueden calcular las deformaciones que se producirán.

El modelo de Mogi presenta varias consideraciones teóricas preliminares:

1.- La corteza terrestre es un cuerpo ideal elástico, cuando ocurre una primera deformación la corteza se comportara como un cuerpo elástico, pero a medida que la deformación se prolonga la corteza se comporta como un cuerpo elástico-viscoso (Mogi et al 1958).

2.- La deformación de la corteza es causada por un cambio en la presión hidrostática de una fuente de forma esférica situada a cierta profundidad.

El modelo de Mogi considera al material en el interior del cuerpo volcánico causante de la deformación como una fuente de forma esférica de radio r localizada a una cierta profundidad f , conformada como cuerpo elástico semi-infinito y de comportamiento homogéneo, que ejerce una presión P sobre las paredes de la esfera que originan un cambio de volumen en dicha esfera. Fig. 2.1.

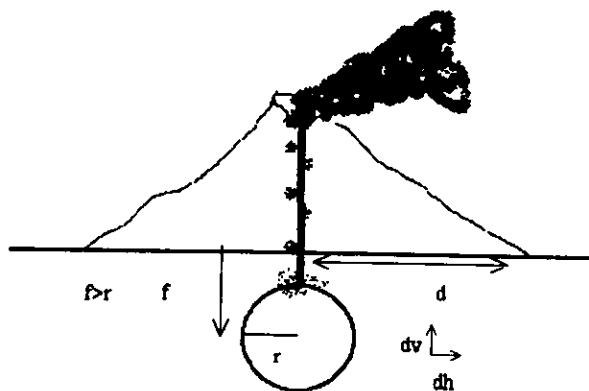


Fig.2.1. Modelo de Mogi de 1958.

Mogi obtiene las expresiones siguientes para los desplazamientos horizontales dv y verticales dh para puntos localizados a una distancia d del punto A y donde $r/f < 1$.

$$dh = \frac{3r^3 P}{4\mu} \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}}$$

$$dv = \frac{3r^3 P}{4\mu} \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}}$$

Donde:

dh = desplazamientos horizontales

dv = desplazamientos verticales

r = radio de la fuente esférica de presión

P = exceso de presión en la fuente

μ = rigidez de la corteza

f = profundidad donde se localiza la fuente de presión

d = distancia radial horizontal al centro de presión.

El modelo matemático anterior representa el desplazamiento absoluto esperado, como función de la distancia radial al epicentro de la fuente de presión y de su profundidad, este desplazamiento debiera ser observado desde un marco de referencia que no se deformara con el volcán. El alcance de instrumentos EDM y su precisión no permiten ubicar el marco de referencia en un lugar estable, libre de movimientos asociados al volcán, por otra parte las técnicas de medición topográfica que se aplican nunca se realizan sobre grandes áreas, por lo que sin duda serán afectados por la deformación que pudiera sufrir el volcán. Luego entonces será necesario tomar las diferencias entre los desplazamientos, los puntos de medida y los puntos de referencia, que también pueden localizarse en regiones que se deformen. Lo anterior se logra tomando las diferencias de las ecuaciones de Mogi, evaluadas en los sitios de medida y en los vértices base o de referencia.

Si denotamos como **a** la distancia entre el epicentro de presión y las estaciones de medida, y **b** la distancia entre el mismo epicentro y las estaciones base o de referencia, los desplazamientos diferenciales entre los puntos a distancias **a** y **b** están dados por :

$$ddh = (3r^3 P / 4\mu) [a / (f^2 + a^2)^{3/2} - b / (f^2 + b^2)^{3/2}] \dots\dots\dots (1)$$

$$ddv = (3r^3 P / 4\mu) [f / (f^2 + a^2)^{3/2} - f / (f^2 + b^2)^{3/2}] \dots\dots\dots (2)$$

Si en las ecuaciones 1 y 2 sustituimos los siguientes valores:
 distancia entre la "fuente de presión " y los vértices para prisma (estaciones de medida) = 1500m, distancia entre la fuente y las estaciones de referencia Tlamacas (4800) y Paso de Cortes (7350), obtendremos los valores de los desplazamientos diferenciales entre estaciones y los vértices para prisma (ver. fig.2.2). Cabe aclarar que en este caso se considera que la fuente se localiza por debajo del cráter a una cierta profundidad "f".

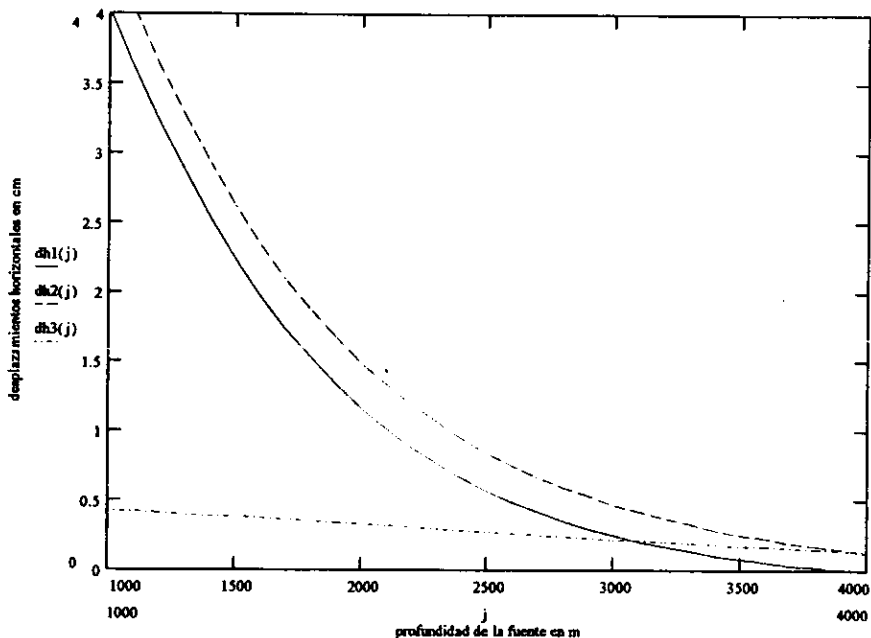


Fig. 2.2. Desplazamientos horizontales (dh) esperados.

En la fig. 2.2., dh1, representa el desplazamiento diferencial entre la estación Tlamacas y los vértices para prisma, dh2 representa los desplazamientos diferenciales entre la estación Paso de Cortes y los vértices para prisma y dh3 muestra los desplazamientos diferencial entre la estación Tlamacas y Paso de Cortes.

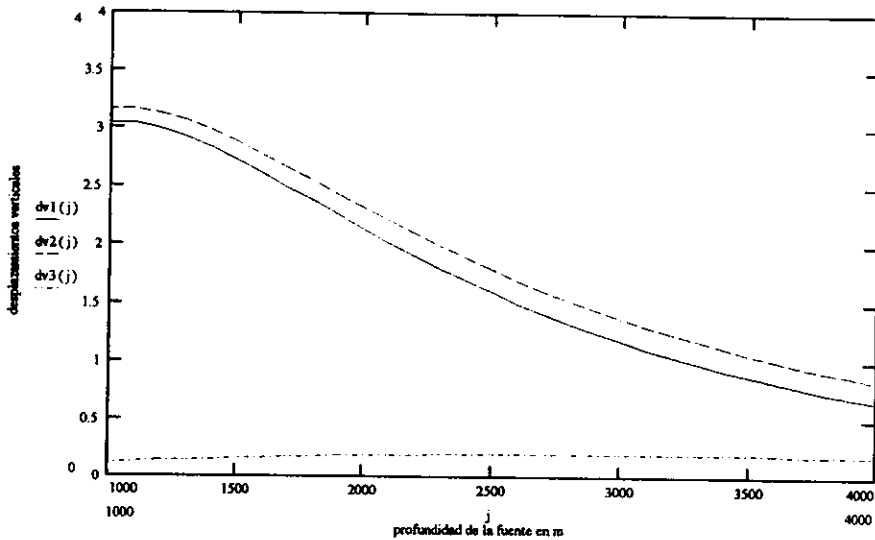


Fig.2.3. Desplazamientos verticales (dv) esperados a una profundidad "F".

De manera análoga a los desplazamientos horizontales se muestran en la fig.2.3 los desplazamientos verticales diferenciales entre estaciones de referencia y vértices de medida.

En el modelo anterior se han utilizado valores de presión, de dimensión de la cámara magmática y de la rigidez del medio, que podrían considerarse más realistas para el caso del Popocatepetl en base a argumentos sismológicos y geoquímicos. Los valores mencionados son:

-Radio de la fuente esférica de presión: $r=500\text{m}$, equivalente a un volumen de magma de 0.52km^3

-Presión en la fuente: $P=100\text{ bar} \approx 10^7\text{ Pa}$

-Rigidez de la roca volcánica: $\mu = 0.5 \times 10^{11}\text{ dinas/cm}^2 \approx 5 \times 10^9\text{ Pa}$

-Rigidez de la roca volcánica: $\mu = 0.5 \times 10^{11}$ dinas/cm² $\approx 5 \times 10^9$ Pa

Los valores de presión y volumen de la cámara magmática empleados para este caso corresponden a un escenario que puede involucrar una erupción pliniana con índice de explosividad volcánica alrededor de cuatro, dependiendo de la intensidad con que se desarrollara la actividad. Es evidente que situaciones de mayor riesgo., que involucren volúmenes mas grandes de magma y presiones mas altas, producirían deformaciones mas grandes que las que se ilustran (ver fig. 2.2 y 2.3).

Aún considerando que las deformaciones esperadas en un espacio elástico con una fuente de presión esférica localizada a una cierta profundidad, no muestra una imagen muy precisa del volcán, los criterios de Mogi han demostrado ser una herramienta muy valiosa para el diseño de redes para el monitoreo geodésico de volcanes.

El análisis de las figuras 2.2 y 2.3 muestra que los desplazamientos horizontales máximos para los parámetros propuestos de presión, rigidez, etc, ocurren en los 2000 m de rango en forma de distancia radial al centro de la fuente presión y profundidades hasta 3000 m de esta. En el caso de que se encuentre localizada la fuente a una profundidad mayor el desplazamiento horizontal varia muy poco con la distancia epicentral. Los desplazamientos verticales serán máximos en el centro de presión y decrecen muy rápidamente con la distancia radial. Para distancias radiales mayores de 3000m los desplazamientos verticales para las distintas profundidades se hacen muy similares y prácticamente indistinguibles.

II.2.3.- MODELO DE YOKOYAMA

En este modelo se continua considerando una fuente de presión esférica en un medio elástico, semi-infinito y homogéneo. I. Yokoyama (1986), señaló que al modelo de Mogi con una presión constante positiva o negativa corresponde una fuente explosiva o implosiva respectivamente. Esto equivale a suponer una fuente descrita por armónicos esféricos del tipo $P_0^1(\cos\theta)$. El modelo esta caracterizado por una fuerza de empuje unidireccional ya sea hacia arriba o hacia abajo, debida al movimiento del magma en el extremo superior de un conducto volcánico de gran tamaño. Yokoyama hizo notar el desconocimiento de la forma de la llamada cámara magmática y considera que esta puede consistir mas bien en una red intrincada de venas, diques y mantos que pueden modelarse mas adecuadamente con una fuente del tipo $P_0^1(\cos\theta)$, en el que el magma simula una fuerza de intrusión mas que una explosión. Las variables utilizadas en las fórmulas de Yokoyama se expresan en los mismos términos que en el modelo de Mogi.

Existen otros modelos que permiten modelar mejor la geometría de la fuente: Pollard en 1983 obtuvo desplazamientos y esfuerzos debidos a una grieta a profundidad y orientación arbitrarias, sometida en su interior a una presión P en un espacio bidimensional, este modelo es aplicable en situaciones donde se presentan deformaciones producidas en volcanismo de fisura, o en zonas de "rift". Walsh y Decker en 1971 consideraron que la cámara magmática con dimensiones horizontales serán reducidas comparadas con las verticales, por lo que la fuente será un dique con inclinación arbitraria sujeto a desplazamientos uniformes en toda su longitud. Dietrich y Decker (1975) reportaron soluciones bidimensionales (simétricas o con deformaciones planas) obtenidas con el método de elementos finitos para varios tipos de fuentes con una presión uniforme alojadas en un espacio homogéneo, empleando técnicas numéricas. Con este modelo es posible obtener la geometría de la fuente de forma mas general, incluso se podría diferenciar el tipo

de roca o considerar la topografía para este modelado. Finalmente es importante mencionar que para el caso del Popocatepetl se partió de la base del modelo de Mogi por considerarse que es el mas general de todos, y como se vera en el capitulo final en base a los resultados obtenidos, se mejora el modelo propuesto.

CAP.III.- METODOLOGÍA TOPOGRÁFICA EMPLEADA Y PROCESAMIENTO DE DATOS

III.1.- TRIANGULATERACIÓN TOPOGRÁFICA

Como se menciona, la deformación del terreno relacionada con la actividad volcánica puede ser provocada por diferentes causas, entre las cuales podemos mencionar la intrusión o desplazamientos de magma; la deflación o inflación de este debido a fenómenos de calentamiento, degasificación o enfriamiento y la expansión, contracción o re-distribución de cuerpos de agua o flujos geotermales. Estos movimientos pueden ser evaluados como cambios en las coordenadas verticales y horizontales de puntos localizados en el edificio volcánico y se traducen como levantamiento o inflación del terreno o bien en forma de hundimiento o deflación del cuerpo del volcán y estos dependen de la localización de la fuente de presión con respecto a los sitios donde se toman las medidas, así como de la forma, el tamaño y la orientación de esta.

Para evaluar los cambios que existen en la posición de puntos en la superficie terrestre se hace uso de varias técnicas tanto instrumentales como topográficas, que nos permiten obtener la variación en el tiempo de la posición relativa de estas coordenadas con respecto a un marco de referencia base. El proceso consiste básicamente en efectuar mediciones periódicas sobre marcas permanentes establecidas en el edificio volcánico o en su alrededores utilizando las técnicas adecuadas con los lineamientos apropiados, realizando estas con la frecuencia que indiquen los cambios observados y al riesgo a que este sometida la población expuesta a la actividad volcánica, (De la Cruz y Ramos, et al 1992). De ocurrir una deformación del terreno asociada al fenómeno volcánico esta se traduce en cambios en las coordenadas de un punto. Entonces hay que distinguir o en su defecto diseñar los métodos que nos servirán para evaluar estas deformaciones, así como la rapidez con que ocurren estos cambios. La evaluación de deformaciones incluye medidas de las componentes horizontales y verticales de los desplazamientos. Para el caso de las primeras se utilizan técnicas topográficas consistentes en redes de triangulación, trilateración, triangulateración y poligonación, para las segundas se utiliza el método llamado nivelación, mediante redes cuyas características satisfagan el orden de precisión requerido en este tipo de control (Sundquist, y Tryggvason, et al 1982) .

Por otra parte la precisión en las observaciones es parte esencial para poder evaluar satisfactoriamente estos desplazamientos. Para mediciones horizontales se requiere una

precisión mínima de una parte en cien mil mientras que para las observaciones verticales se requiere una exactitud de $0.004 \text{ mm.} \times \sqrt{\text{Km.}}$ siendo Km. el número de kilómetros de longitud de la red de nivelación (SPP., 1985).

3.1.1.-RECONOCIMIENTO DE CAMPO PARA LA INSTALACIÓN DE UN CUADRILATERO BASE.

En el flanco norte del volcán Popocatepetl se instaló desde 1994 una línea base con cinco vértices prisma colocados cerca del cráter del volcán (Nolasco H., 1995). La línea base tiene una longitud de 2900 m aproximadamente; uno de los vértices que la definen se localiza en el paraje llamado Paso de Cortes, específicamente en el monumento del mismo nombre. Sus coordenadas son (19.0854° N, 98.6455°W) y una altitud de 3780 m. El otro vértice se ubica en la estación repetidora que se encuentra en la cima del cerro Tlamacas (19.0659°N, 98.6287°W, 4100msnm), la marca grabada que define el vértice esta en la base de concreto de la antena de mayor tamaño (Nolasco et al., 1995). Adicionalmente sobre la misma estructura de concreto se colocó un punto auxiliar llamado Tlamacas 1, esto porque la compañía telefónica propietaria del lugar construyó una nueva torre que obstaculizo la visibilidad hacia uno de los puntos colocados en el volcán (ver fig. 3.2). Dada la situación de riesgo que implica el trabajar muy cerca del cráter del volcán, fue necesario colocar de manera permanente los prismas en los monumentos localizados en el edificio volcánico (fig. 3.1.) A continuación se detalla el tipo de prisma colocado en cada monumento, así como las coordenadas aproximadas de cada uno de estos:

- 1.- Vértice La Cruz (19.0590°N, 98.6485°W) con panel de tres prismas
- 2.- Vértice Meseta (19.0415°N, 98.6397°W) con panel de tres prismas
- 3.- Vértice Texcalco (19.0412°N, 98.6279°W) con panel de tres prismas
- 4.- Vértice Tres Amigos (19.0372°N, 98.6319°W) con panel de tres prismas
- 5.- Vértice Las Cruces (19.0350N, 98.6193W) con panel de once prismas

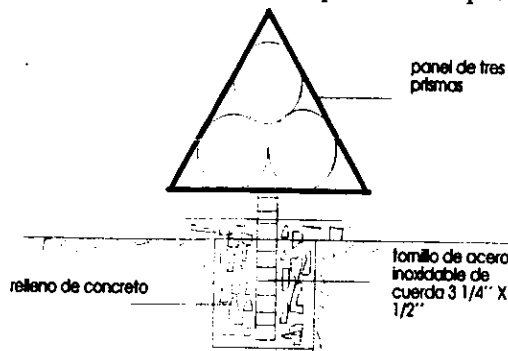


Fig 3.1. Croquis de la monumentación de los prismas en el volcán Popocatepetl.

Uno de los objetivos de esta tesis fue complementar la línea base con dos vértices adicionales para que conformaran un cuadrilátero base. En cualquier reconocimiento de campo para la instalación de una red topográfica es necesaria la intervisibilidad entre estaciones, para este caso existe una limitante que consiste en localizar dos sitios que deberían ser intervisibles entre si y visibles hacia los dos ya existentes de la línea base; lo anterior limitó la rigidez de la figura a formar, los nuevos sitios deberían de cumplir ciertos requisitos para lograr ser empleados como vértices del cuadrilátero base; debiendo localizarse en lugares accesibles mediante vehículo automotor o bien en lugares que no requirieran una caminata que representara una inversión de tiempo mayor y que a su vez esto motivara una exposición mayor a los productos que pudiera arrojar el volcán.

- 1.- El lugar seleccionado debería de cumplir con la modelación hecha con la línea base origen,
- 2.- Los vértices deberían ubicarse en lugares que no representaran un riesgo inaceptable para el personal y equipo empleados, es decir que no se encontraran expuestos a los materiales y eventos que se originaran por la actividad del volcán,
- 3.- El sitio deberá de ubicarse en una zona donde el terreno sea estable, preferentemente rocosa,
- 4.- Se debería ubicar en un lugar lejano al tránsito de animales, personas y vehículos.

La descripción de los dos nuevos sitios es la siguiente: el primero se le denominó Tlaloc (19.0738°N , 98.6455°W) se encuentra en una meseta a 2000m al este del cerro Tlamacas y aproximadamente a 2500m al norte de Paso de Cortes. El segundo llamado Chac Mol (19.0858°N , 98.6427°W) se ubica a unos 600m al oeste del vértice Paso de Cortes y con rumbo al poblado Buenavista. Se presenta en la figura 3.2 un mapa de localización con los cuatro vértices que componen el cuadrilátero y con los vértices prisma.

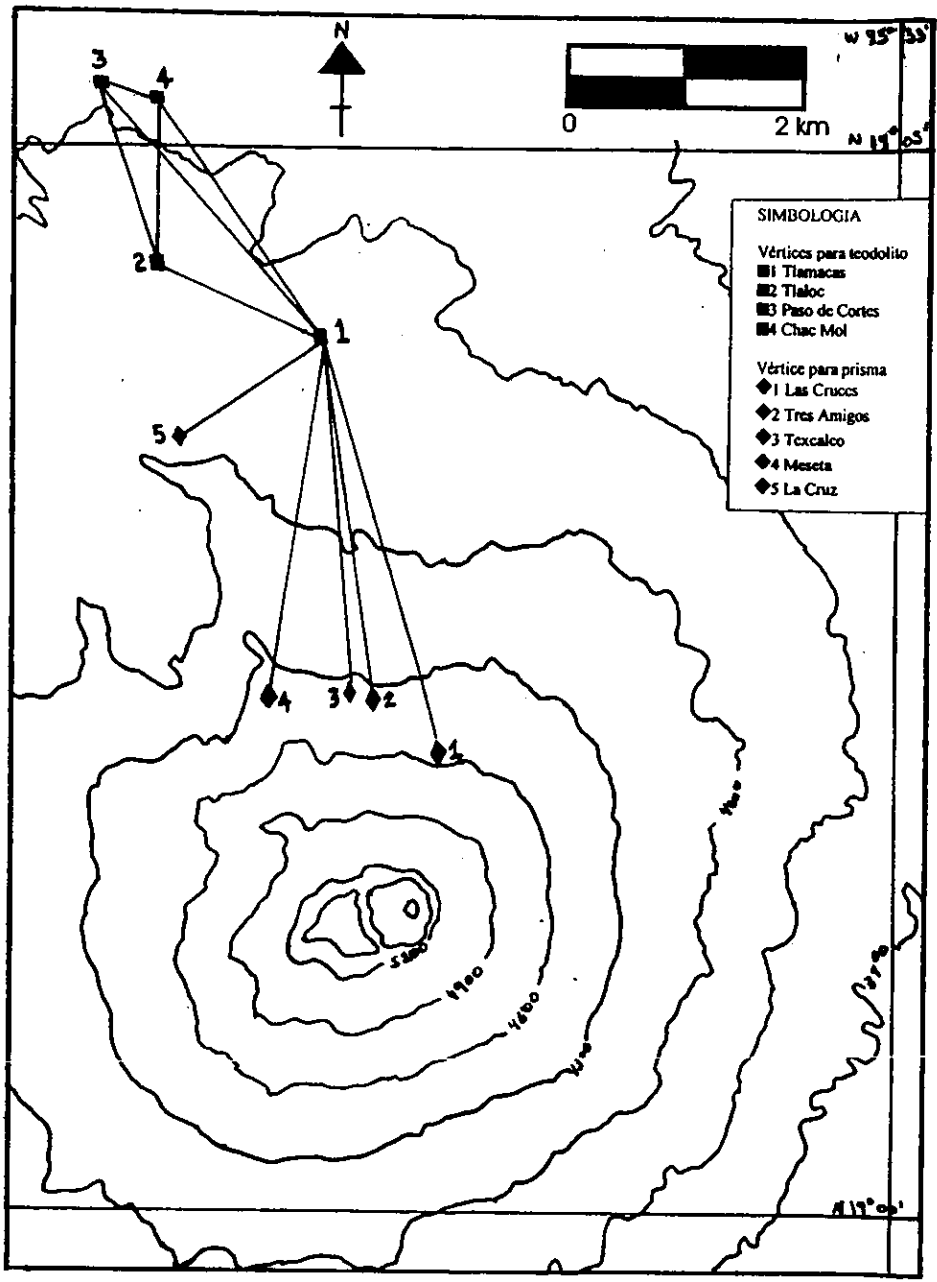


Fig.3.2. Localización dela red topográfica instalada en el volcán Popocatépetl.

3.1.2.-MONUMENTACION DEL CUADRILATERO BASE.

Se describió con anterioridad como están plasmados en el terreno los vértices Tlamacas y Paso de Cortes. A continuación se describen las características de los monumentos construidos en los vértices Tlaloc y Chac Mol.

Un error que con frecuencia se comete al reocupar un vértice, es el de centrado del instrumento. Para evitar este error, se diseñó una pilar de concreto que permitiera evitar el uso del trípode para el centrado del equipo de medición (fig. 3.3). En la parte superior del pilar se colocó un dispositivo que permitiera el centrado forzado del equipo; el adaptador Tribach de "SECO" cumplió en gran medida con el objetivo planteado.

El empleo de pilares de centrado no es nuevo. Se sabe que se utiliza como vértice para la instrumentación de presas, para la vigilancia de deformaciones en estructuras de puentes y edificios, para trabajos topográficos de deformación en el estudio de movimientos en placas tectónicas, etc.

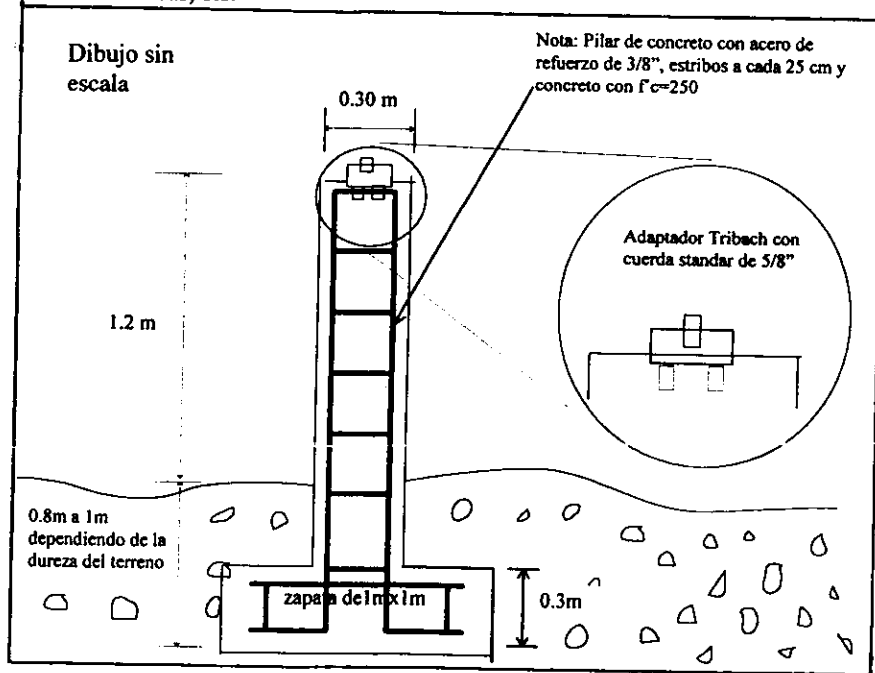


Fig. 3.3. Croquis del pilar cosntruido en el volcán Popocatépetl.

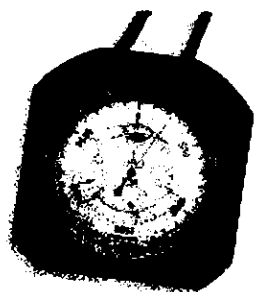
3.1.3.-EQUIPO EMPLEADO.

Es indispensable que las distancias sean determinadas con una precisión que cumpla con los requerimientos para este tipo de trabajos, es decir que si alguna variación fuera observada en las distancias medidas realmente se deba a movimientos propios del volcán y no a variaciones ocurridas en el equipo, producto de la forma de medición del distanciómetro.

El equipo de medición electrónica de distancias que cumple con las características arriba mencionadas es el Wild DI 3000S (fig. 3.4c), que tiene un alcance teórico de 19 km y que determina la distancia con una precisión de $3 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}$.

Los ángulos verticales y horizontales se determinaron con un teodolito Wild T-2 (fig. 3.4d), con aproximación a la décima de segundo, el T-2 cuenta con un dispositivo en el telescopio que permite colocar el distanciómetro DI 3000S sobre él. De esta forma el equipo esta completo y sólo queda por revisar las condiciones geométricas del teodolito y principalmente que exista el paralelismo entre la línea de colimación del teodolito y el eje "horizontal" del distanciómetro.

Cuando se determina una distancia en forma indirecta, siendo para este caso de forma electrónica, existen fenómenos atmosféricos que perturban dicha medición. La presión, temperatura y la humedad son los principales factores a considerar. Se emplearon, para determinar la presión un Altimetro- Barómetro electrónico Thomen (fig.3.4a) con resolución de 1 mb, para la temperatura y humedad un Termohigrometro Dewitt con resolución de $\pm 1^\circ\text{C}$ en temperatura y 1% para la humedad relativa (fig. 3.4 b).



(fig.3.4a) altímetro-barómetro "Thomen"



(fig.3.4b)Termohigrometro "Dewitt"

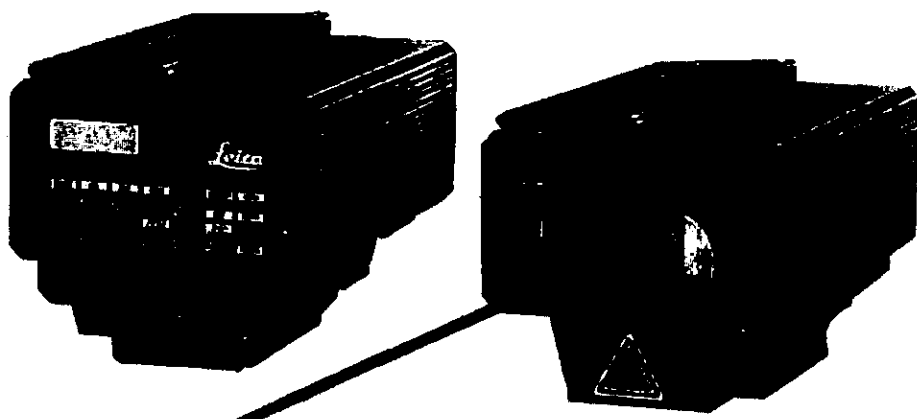


fig.3.4c.(Distanciómetro DI3000S)

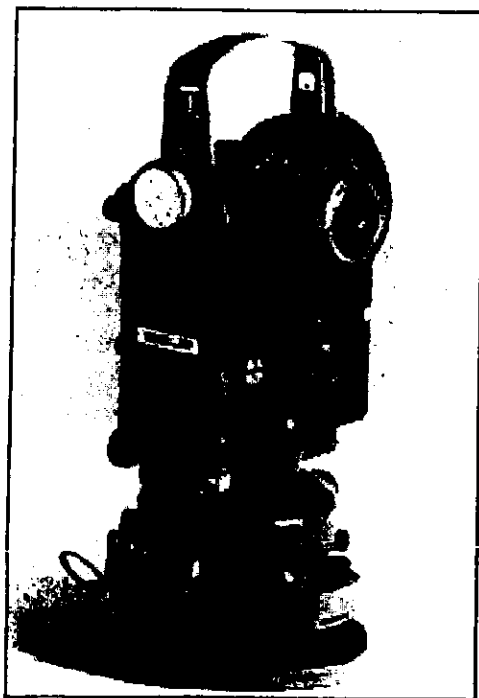


fig. 3.4d Teodolito T-2

3.1.4.-MEDICIONES EN EL CUDRILATERO BASE

La deteriorada situación económica que guardan algunos de los países donde existen volcanes activos, y considerando que el empleo de técnicas topográficas para evaluar deformaciones tiene un bajo costo, permite a estos países incluyendo al nuestro, realizar este tipo de trabajos y así evaluar y mitigar en algún grado el riesgo volcánico.

La metodología seguida en campo consiste básicamente en reocupar periódicamente los vértices que conforman el cuadrilátero base, ubicado a una distancia que se deduce del análisis de los modelos de deformación. Haciendo estación en cada uno de estos vértices se dirigirán visuales hacia puntos con prismas reflectores localizados en el edificio volcánico, esto permite medir sus distancias por medio de distanciometría electrónica. Adicionalmente se registran los correspondientes ángulos horizontales y verticales de cada punto. Cada campaña de medición tuvo una duración aproximada de doce horas por estación.

Es importante recalcar que para pasar a la etapa de análisis de resultados es esencial que los datos sean confiables. Esto es, en caso de buscar variaciones temporales, estas deberán ser atribuidas efectivamente a movimientos propios del volcán y no a factores que afectan los resultados, como pueden ser: el método empleado para realizar las mediciones, alteraciones provocadas a la distancia medida por condiciones atmosféricas o en su defecto errores aleatorios producidos durante la medición. Es necesario también vigilar la rigidez del cuadrilátero base, por lo que periódicamente se deben medir los ángulos y distancias que lo conforman con el fin de corroborar que cumple con todas las condiciones geométricas requeridas para este tipo de arreglos.

Con el objeto de minimizar los errores que producen los efectos atmosféricos, se ha modificado el periodo de tiempo que se mantiene estacionado el equipo de medición en un vértice. Dado que existen numerosos factores que pueden afectar la determinación de distancias, las mediciones de doce horas permiten utilizar diferentes técnicas de medida y de corrección sobre aquellos factores que cambian a lo largo del periodo que se mantiene el equipo en estación. Se ha observado que en el tiempo que transcurre la medición, cuando la temperatura cambia en una tendencia, la distancia cambiará en la misma dirección. Los distanciómetros modernos cuentan con un algoritmo interno que permite hacer una primera corrección en sitio a la distancia medida. Se observó que en el Popocatepetl, a pesar de esta primera corrección, existe una variación temporal en la distancia producto de variaciones en la temperatura, presión atmosférica y la humedad relativa.

En las figuras 3.5a,b,c, se presentan gráficas, resultado de tres días diferentes del mes de febrero de 1997, en ellas se aprecia la dependencia entre los valores de distancia observados contra la temperatura. No se muestran mayores ejemplos de observaciones en otros días, por que en todos los vértices se presenta el mismo fenómeno de dependencia.

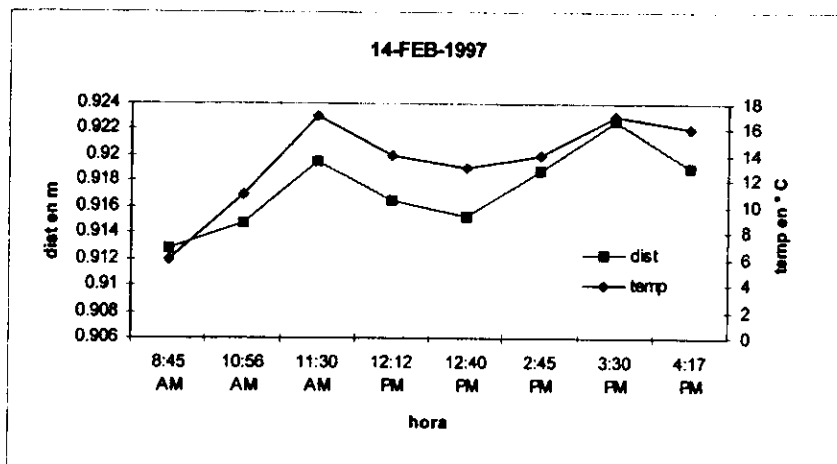


Fig.3.5 a. Distancias y temperatura medidas en la línea Tlamacas - LaCruz.

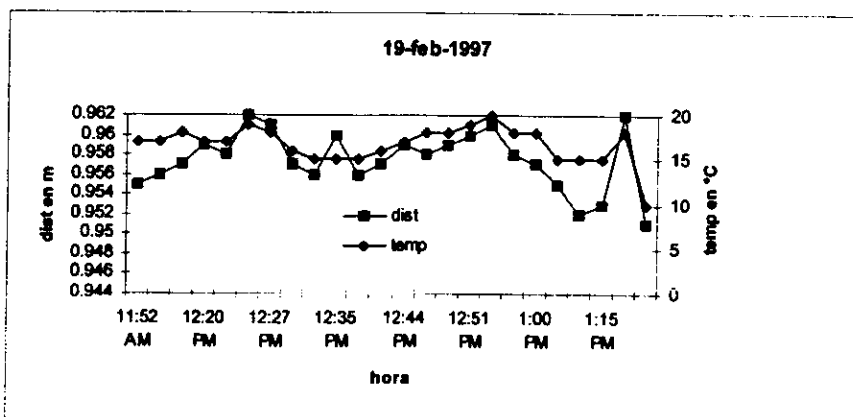


Fig.3.5.b. Distancias y temperatura medidas en la línea Tlamacas - Meseta.

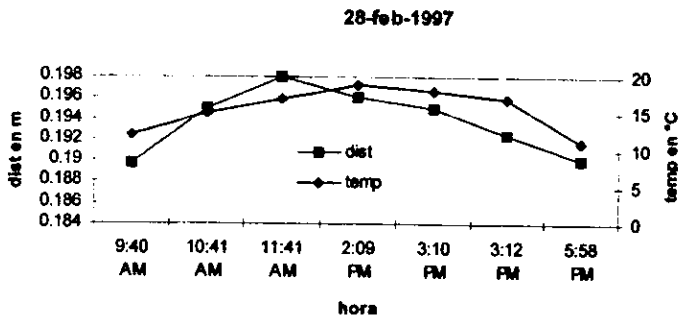


Fig.3.5.c. Distancias y temperatura medidas en la línea Tlamacas - Tres Amigos

Cuando se realizan mediciones electrónicas de distancia que tienen entre estación y punto visado un cierto desnivel, se debe tener en cuenta este factor, debido a que al ser emitido el haz por el distanciómetro este viaja a través de diferentes capas atmosféricas que tienen distinto índice de refracción. Por lo tanto con los datos de temperatura, presión atmosférica y humedad relativa recabados en campo se realizara el análisis del índice de refracción del aire para cada línea de medición.

El método recomendado para realizar mediciones precisas por medio de distanciometría electrónica, exige recabar los datos de temperatura, humedad y presión atmosférica a lo largo de la línea a medir. Cuando la línea es grande, por lo general se debe recorrer la línea por aire abordo de un helicóptero desde el cual se toman los factores mencionados. Si no se cuenta con el apoyo de un helicóptero, basta con determinar los parámetros en los extremos de la línea a medir es decir en estación y punto visado (Rueger J.M., et al 1990).

Dada la situación de riesgo que implica determinar los datos atmosféricos por aire sobre las líneas establecidas en el Popocatepetl, y adicionalmente tomar estos datos en los vértices prisma seria igualmente peligroso para el personal, fue necesario aplicar un modelo matemático de corrección por índice de refracción únicamente con datos recabados en la estación de medición.

Para aplicar una corrección por índice de refracción a los datos de deformación obtenidos en el Popocatepetl fue necesario analizar cuales eran las condiciones atmosféricas

mas frecuentes que se presentaban en el lugar de medición. Aplicando algunos conceptos básicos de meteorología se considera que la estabilidad atmosférica dominante en los lugares a medir se encuentra entre los límites de un estado ligeramente estable y otro ligeramente inestable, es decir se considero como un estado neutro. Existen modelos matemáticos que definen los límites anteriores y que dependen de algunos factores como gradientes térmicos que se forman en la atmósfera cercanas a la superficie del suelo, de la latitud y longitud del lugar, vientos predominantes, fecha en la cual se quiera determinar la estabilidad, y algunos otros de menor efecto. Dado que existe una gran dificultad para recabar algunos de los datos anteriores, se considero el criterio de Pasquil (De Victorica, J. et al 1983), el cual solo toma en cuenta la diferencia de nivel entre las estaciones y el cambio de temperatura entre ambas.

Tomando como referencia lo anterior, se concluyo que la estabilidad atmosférica de los lugares de medición del Popocatepetl se clasificarían como neutros. El modelo a emplear para corrección será:

$$DS_n = 10^{-6} S(N_m - N_r)$$

donde: DS_n es el valor de la corrección, S es la distancia medida, N_m es el índice de refracción medio para cada observación y N_r es el índice de refracción standard o general (Angus- Leppan, et al 1980) .

El valor N_r se obtiene por medio de la formula de B.Edlen:

$$(N_r - 1)10^8 = 28756,9 + 3 \frac{162,06}{\lambda^2} + 5 \frac{1,39}{\lambda^4}$$

donde: λ =longitud de la onda portadora del distanciómetro electrónico en micrómetros (μm). Este valor depende del modelo de distanciómetro empleado. Para nuestro equipo N_r tuvo un valor de 1.00294335.

Para el caso del índice de refracción medio se emplea la formula de Barrell y Sears (Rueger M. et al 1990):

$$(N_m - 1) = (N_r - 1) \frac{273,16}{T} \cdot \frac{p}{1013,25} - \frac{11,27 \cdot 10^6}{T} e$$

donde: N_r , es el índice de refracción standard, p presión atmosférica en Mb, T es la temperatura en °K, ($T=273.16+t$), t temperatura en °C y e es la presión parcial de vapor de agua. Uno de los valores obtenidos del índice de refracción fué 1.00231852.

A su vez la presión parcial de vapor de agua se determina de la siguiente forma:

$$e = \frac{Hr \cdot e_s}{100}$$

donde: H_r = humedad relativa y e_s la presión de vapor de agua en estado de saturación. Ejemplificando un valor obtenido este fué de $e = 8.4$ mb.

Con la formula de Clausius Clapeyron Pasquil (De Victorica, J. et al 1983) calculamos la presión de vapor de agua en estado de saturación: Uno de los valores obtenidos de e_s fué de 13.12 mb.

$$e_s = 6.11 \exp\left[5.394 \cdot 10^3 \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{(t + 273.2)}\right)\right]$$

(t =temperatura en °C)

El modelo matemático se aplicó a todas las distancias medidas en el Popocatépetl. También se corrigieron todas las distancias medidas con anterioridad. Es importante recalcar que para efectos de determinar posibles deformaciones por medio de distancimetría electrónica, solo interesan cambios relativos de la distancia que pudieran ocurrir en el tiempo, es decir no es importante identificar cuanto es el valor exacto de la distancia si no apreciar las variaciones relativas que pudiera tener esta en el tiempo.

En las siguientes gráficas (fig.3.6a,b,c,d,e y f) se aprecia cual es el comportamiento de la distancias después de que se les aplicó una corrección por índice de refracción. Debido a que la cantidad de datos generados es muy grande, aquí solo se muestran tres ejemplos. Se trataran con mas amplitud los resultados generados en capítulos posteriores.

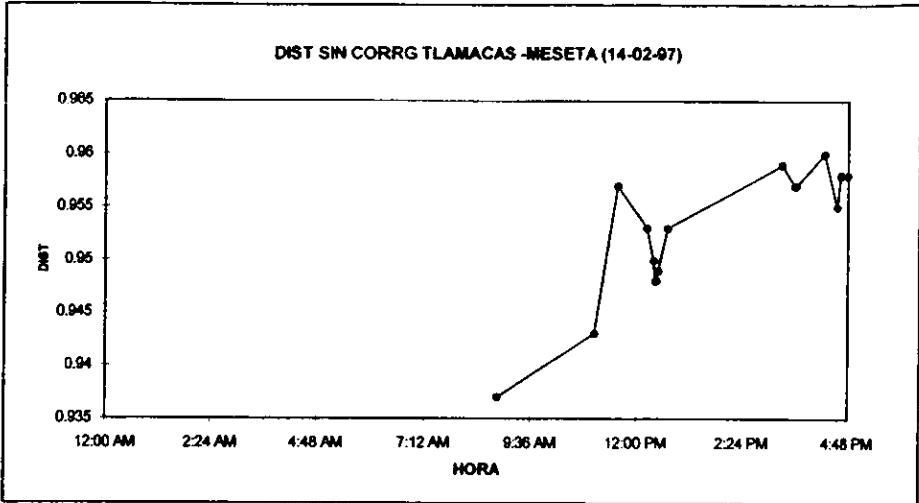


fig.3.6a. distancias sin corregir

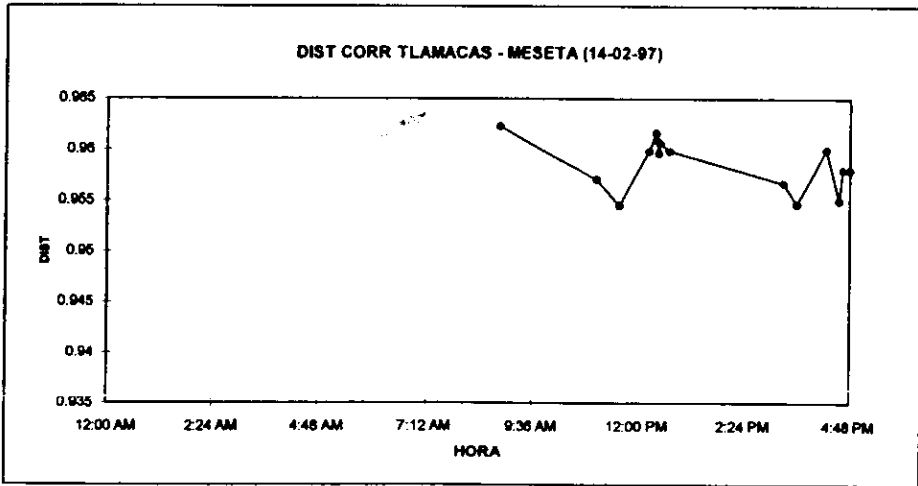


fig.3.6b. distancias corregidas

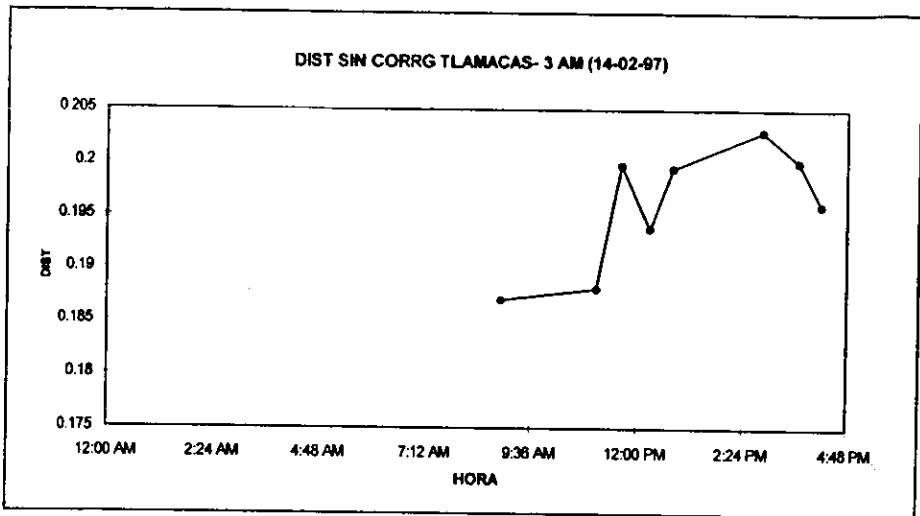


fig.3.6c distancia sin corregir

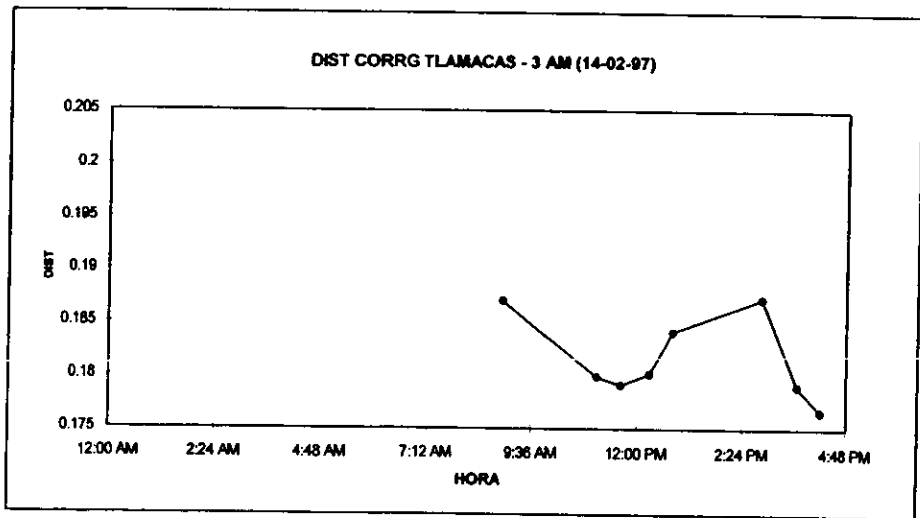


fig.3.6d. distancia corregida

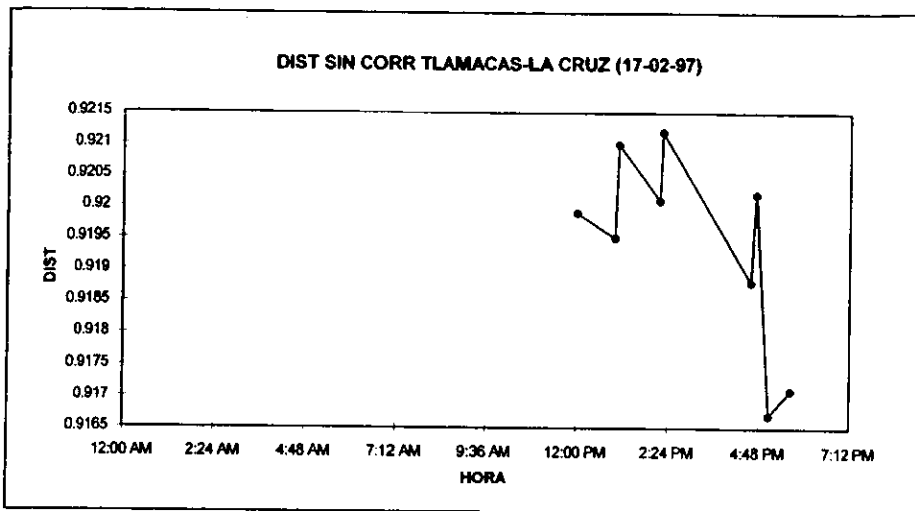


fig.3.6e. distancia sin corregir

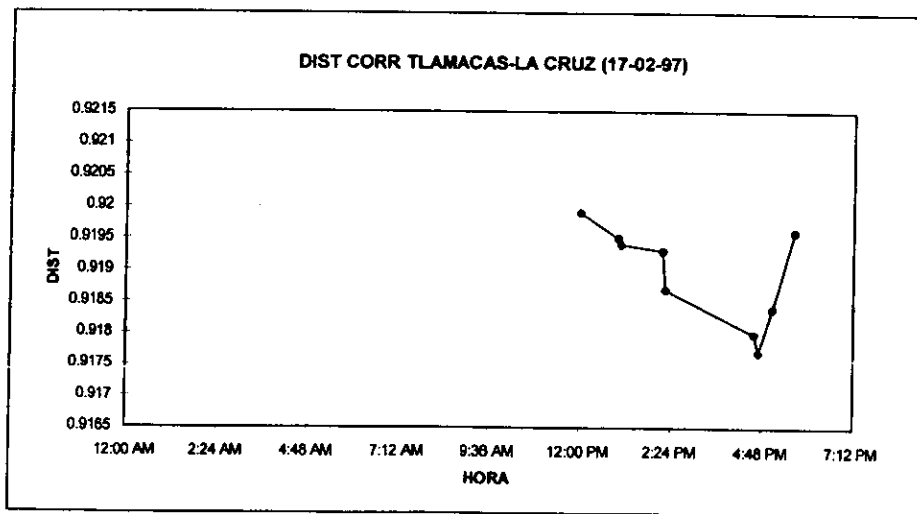


fig.3.6f. distancia corregida

3.1.5.-CALCULO Y AJUSTE DEL CUADRILÁTERO BASE

Habiendo obtenido distancias confiables, el paso siguiente es calcular los ángulos del cuadrilátero, considerando que las distancias corregidas siguen siendo de mejor precisión que los ángulos horizontales medidos. Para calcularlos primero se reducen las distancias inclinadas al horizonte, posteriormente por la ley de cosenos (Sokkowski E. et al 1992) se calcularon los elementos angulares del cuadrilátero.

Una vez obtenidos los ángulos horizontales, se compensó la figura por medio de mínimos cuadrados. Con los ángulos ajustados se calcularon las distancias nuevamente por medio de la ley de senos (Sokkowski E. et al 1992). El cálculo de las distancias con los ángulos corregidos es un parámetro para determinar la calidad de las distancias medidas posteriormente. Se presentan en los cuadros 1 y 2, el ajuste de solo dos etapas de medición. En otras campañas no ha sido posible medir todos los elementos del cuadrilátero por diversas causas, como son: la carencia de prismas reflectores suficientes, la actividad en ese momento del volcán, etc. Por otro lado el tiempo que implica medir todas las distancias del cuadrilátero ha motivado que la medición de todos sus elementos no sea muy frecuente. Con objeto de vigilar que no exista un movimiento relativo entre los vértices del cuadrilátero, en las campañas de medición solo se determinan algunas de las distancias de este y se comparan con medidas anteriores.

	Angulos observados			Log. seno angulos	Log. seno angulos	Dif. log 1"		Diferencias *	dk4	V"	Angulos Compensados			
				impares	pares	impares	pares							
1	54	35	10,78	9,911152		15		225	-0,0102508	3,437178		54	35	14,2
2	72	18	12,1		9,978868		7	49	-0,0047836	3,452212		72	18	15,6
3	48	5	8,8	9,857561		20		400	-0,0136674	1,170122		48	5	9,8
4	7	3	19,2		9,089297		170	28900	-0,1181733	1,290963		7	3	20,5
5	22	58	57,98	9,590974		50		2500	-0,0341688	-0,1491		22	58	57,8
6	103	54	32,05		9,987078		5	25	-0,0034169	-0,11151		103	54	31,9
7	17	0	30,5	9,466145		69		4761	-0,0471527	2,101557		17	0	32,6
8	36	7	55,5		9,770593		29	841	-0,0198178	2,168528		36	7	57,7
sum =	389	68	46,67	8,826832	8,826832	154	211	37701		13,36895		389	68	60,0

W3 = 360° - sum ang. = 13,33
W4 = log sen "pares" - log sen "impares" = 0,000000
B3 = sum dif. log 1" "impares" - sum dif. log 1" "pares" = -57

CALCULO DE W1
ANGULOS

5+6 = 128°51'30,01"
-(1+2) = 128°51'22,86"
W1 = 7,15

CALCULO DE W2
ANGULOS

7+8 = 53°08'26,0"
-(3+4) = 53°08'27,80"
W2 = -1,8

CALCULO DE B1 y B1'

d1+d6 = 20
-d2+d5 = 57
B1 = -37
B1' = 1369

CALCULO DE B2 y B2'

d3+d8 = 49
-(d4+d7) = 239
B2 = -190
B2' = 36100

k1 = 1/2(w1 - B1k4)
k2 = 1/2(w2 - B2k4)
k3 = 1/8(w3 - B3k4)
k4 = (2B1w1 + 2B2w2 + B3w3 - 8w4) / (2(B1² + B2²) + B3² - 8d²)

V1 = k1 + k3 + d1k4
V2 = k1 + k3 - d2k4
V3 = k2 + k3 + d3k4
V4 = k2 + k3 - d4k4

V5 = k3 - k1 + d5k4
V6 = k3 - k1 - d6k4
V7 = k3 - k2 + d7k4
V8 = k3 - k2 - d8k4

ECUACION DE LADOS

(sen1 sen3 sen5 sen7) / (sen2 sen4 sen6 sen8) = 1,0000

ECUACION DE ANGULOS

(a) = 1+2+3+4 = 180° (c) = 5+6+7+8 = 180°
(b) = 3+4+5+6 = 180°

1 = 54,587277 3 = 46,06605 5 = 22,94939192
2+3 = 118,35703 4+5 = 30,00509 6+7 = 120,9178278
4 = 7,0558944 6 = 103,9089 8 = 36,1326857
sum = 180,00001 sum = 180 sum = 180,0000054

CALCULO: ANGEL GOMEZ VAZQUEZ

FECHA: 19-9-97

Cuadro 1. Compensación del cuadrilátero por minimos cuadrados

Angulos observados				Log. seno angulos	Log. seno angulos	Dif. log 1"		Diferencias *	dk4	V	Angulos Compensados		
				impares	pares	impares	pares						
1	54	35	2,34	9,911139		15		225	0,0312268	2,916308	54	35	5,256308
2	72	16	23,2		9,978874		7	49	0,0145725	2,870507	72	16	26,070507
3	46	5	8,28	9,857560		20		400	0,0416358	1,194364	46	5	9,474364
4	7	3	18,4		9,089283		170	28900	0,353904	0,798824	7	3	19,198824
5	22	58	58,3	9,590978		49		2401	0,1020076	0,014814	22	58	58,314814
6	103	54	33,1		9,987075		5	25	0,0104089	-0,09978	103	54	33,012198
7	17	0	30,9	9,466148		68		4624	0,1415618	1,78652	17	0	32,686520
8	36	7	54,4		9,770590		28	784	0,0582901	1,586668	36	7	55,986668
sum =	359	89	48,93	8,825823	8,825822	162	210	37406		11,07	368	89	60,000000

W3 = 360° - sum ang. : 11,07 W4=log sen "pares"-log sen "impares" = -10
 B3 = sum dif. log 1" "impares" - sum d. log 1" "pares" = -58

CALCULO DE W1
 ANGULOS
 5+6= 126°51'31.41"
 -(1+2) = 126°51'25.54"
 W1= 5,87

CALCULO DE W2
 ANGULOS
 7+8= 53°08'25.30"
 -(3+4) = 53°08'26.68"
 W2= -1,38

CALCULO DE B1 y B1°
 d1+d6= 20
 -(d2+d5) = 56
 B1= -36
 B1°= 1298

CALCULO DE B2 y B2°

d3+d8= 48
 -(d4+d7) = 238
 B2= -190
 B2°= 36100

k1=1/4(w1-B1k4)
 k2=1/4(w2-B2k4)
 k3=1/8(w3-B3k4)
 k4=(2B1w1+2B2w2+B3w3-Bw4)/(2(B1°+B2°)+B3°-8d°)

V1=k1+k3+d1k4 V5=k3-k1+d5k4
 V2=k1+k3-d2k4 V6=k3-k1-d6k4
 V3=k2+k3+d3k4 V7=k3-k2+d7k4
 V4=k2+k3-d4k4 V8=k3-k2-d8k4

ECUACION DE LADOS

(sen1 sen3 sen5 sen7)/(sen2 sen4 sen6 sen8)= 1,000000

ECUACION DE ANGULOS

(a)=1+2+3+4=180° (c)=5+6+7+8=180°
 (b)=3+4+5+6=180°

1= 54,584793 3= 46,08597 5= 22,94953184
 2+3= 118,35987 4+5= 30,00486 6+7= 120,9182496
 4= 7,055333 8= 103,9092 8= 36,13221852
 sum= 180 sum= 180 sum= 180

CALCULO: ANGEL GOMEZ VAZQUEZ

FECHA: 12/10/97

Cuadro 2. Compensación del cuadrilátero por minimos cuadrados

Finalmente, teniendo el ajuste de los ángulos, apartir de ellos y de una línea base se calcularan todas las distancias del cuadrilátero empleando la ley de senos (Sokkowski E. et al 1992). A continuación en los cuadros 3 y 4 se muestran las distancias calculadas de los lados del cuadrilátero del Popocatépetl.

CALCULO DE DISTANCIAS CON ANGULOS CORREGIDOS 12/10/97	
DISTANCIA LINEA BASE TM-PC = 2890,6631	
TM-TL	1986,8035
TL-PC	1313,8200
TM-CH	2677,1193
PC-CH	403,4788
TM-PC	2890,6631
TL-CH	1379,1972

Cuadro 3. Distancias calculadas de los lados del cuadrilátero.

CALCULO DE DISTANCIAS CON ANGULOS CORREGIDOS 19/09/97	
DISTANCIA LINEA BASE TM-PC 2890.663	
TM-TL	1986.819
TL-PC	1313.808
TM-CH	2677.130
PC-CH	403.4886
TM-PC	2890.663
TL-CH	1379.232

Cuadro 4. Distancias calculadas de los lados del cuadrilátero.

Como se muestra en los cuadros anteriores, si partimos de los ángulos para determinar las distancias, podemos ver que un error de diez segundos en el cierre nos arroja una variación en la distancia de casi tres centímetros, por lo tanto se debe tomar el ajuste del cuadrilátero como un ejercicio topográfico, así mismo para vigilar la estabilidad de las estaciones de control, únicamente se tomará en cuenta la medición de la distancia inclinada entre ellas, y se observara su comportamiento en el tiempo.

3.2.- NIVELACIÓN GEOMÉTRICA DE PRECISIÓN.

La actividad que manifiestan volcanes como el Parícutin (Gonzalez-Reyna., et al 1947) o el Sakurajima (Yokoyama, et al 1986) han producido cambios en la componente vertical de la deformación del orden de decenas de centímetros. Es claro que para observar este tipo de cambios basta con una simple nivelación diferencial de 2º orden e incluso podrían evaluarse por medios fotogramétricos. Existen por el contrario volcanes que presentan otra forma de actividad que producen deformaciones de solamente unos cuantos milímetros y ocasionalmente hasta uno o dos centímetros. El Popocatépetl es un estratovolcán que manifiesta una actividad de conducto abierto, considerando esto se puede inferir que las deformaciones que pudieran ocurrir podrían ser de periodo corto y de unos cuantos milímetros, lo anterior motiva a elegir métodos topográficos que garanticen la precisión requerida con fines de evaluar un cambio en las cotas de puntos localizados en el edificio volcánico. Un cambio de la actividad al tipo de sistema cerrado conduciría a mayores deformaciones. Existen diferentes tipos de metodologías topográficas que permiten determinar la elevación de puntos del terreno:

Nivelación trigonométrica.- En levantamientos comunes de poligonación se medirán los ángulos verticales y por medio de fórmulas trigonométricas comunes se calculara el desnivel entre dos puntos.

Nivelación Barométrica: Por medio de un altímetro-barómetro anerodie se determinan altitudes de dos puntos y con una sencilla diferencia de altitudes se calcula el desnivel.

Los dos métodos anteriores son muy expeditos pero la precisión en los desniveles obtenidos es muy baja y dado que se busca obtener estas elevaciones con una precisión que garantice apreciar variaciones muy pequeñas, se eligió la nivelación geométrica de precisión como el método a utilizar.

La Nivelación Gométrica tiene algunas ventajas sobre otras, por ejemplo es una técnica sencilla y económica. En caso de contar con una densificación de red grande; se puede conocer el centro de inflación o de hundimiento, así los datos de nivelación proporcionan información adicional para modelar la profundidad y volumen de la cámara magmática. Algunas de las desventajas de este método para esta aplicación son: requiere de una inversión de tiempo importante, si se producen deformaciones de periodo corto haría

difícil apreciarlas. Así mismo, en terrenos de pendiente grande es tedioso y de lento desarrollo.

En términos generales, puede definirse la nivelación como la técnica consistente en obtener el desnivel entre dos puntos, uno de los cuales tiene una cota conocida y otro en que se quiere determinar esta. Los dos puntos están contenidos en superficies de nivel (fig.3.2.1).

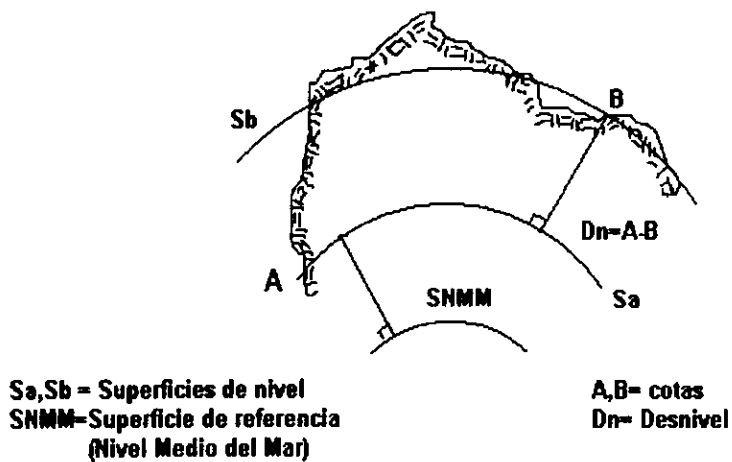


Fig.3.2.1. El desnivel se define como la diferencia entre cotas de dos puntos contenidos en las superficies de nivel Sa y Sb.

3.2.1-PREANÁLISIS DE LA UBICACIÓN DE UN TRAMO DE NIVELACIÓN EN EL FLANCO SW DEL VOLCÁN POPOCATEPETL.

En esta fase de preanálisis se aplicó nuevamente el modelo de deformación de Mogi, con objeto de localizar teóricamente el sitio donde se podrían apreciar desplazamientos verticales significativos. Los modelos matemáticos (pagina 42), representan los desplazamientos absolutos esperados, como función de la distancia radial al epicentro de la fuente de presión y de su profundidad. Lo mismo que con los desplazamientos horizontales, los desplazamientos verticales deben ser observados desde un marco de referencia que no se deforme con el volcán. Debido a las condiciones topográficas del Popocatépetl, el tramo de nivelación deberá ser corto y por lo tanto no será posible ubicarlo con respecto a un marco de referencia estable. Luego entonces será necesario tomar las diferencias entre los desplazamientos, los puntos de medida (BN1) y los puntos de referencia (BN3), que también pueden localizarse en regiones que se deformen, lo cual se logra tomando las diferencias de las ecuaciones de Mogi, evaluadas en los sitios de medida y en los vértices base o de referencia. Como ya se menciona en la pagina 42, si se denota como a a la distancia entre el epicentro de presión y las estaciones de medida, y b la distancia entre el mismo epicentro y las estaciones base o de referencia, los desplazamientos diferenciales entre los puntos a distancias a y b están dados por :

$$ddh = (3r^3 P / 4\mu) [a / (f^2 + a^2)^{3/2} - b / (f^2 + b^2)^{3/2}]$$

$$ddv = (3r^3 P / 4\mu) [f / (f^2 + a^2)^{3/2} - f / (f^2 + b^2)^{3/2}]$$

Las figura 3.2.2, muestra los desplazamientos diferenciales en centímetros, para valores de a y b generalmente empleados en el Popocatépetl (ver pag.42). Para este caso a y b son fijas, de manera que se gráficán los desplazamientos como función de la profundidad de la fuente.

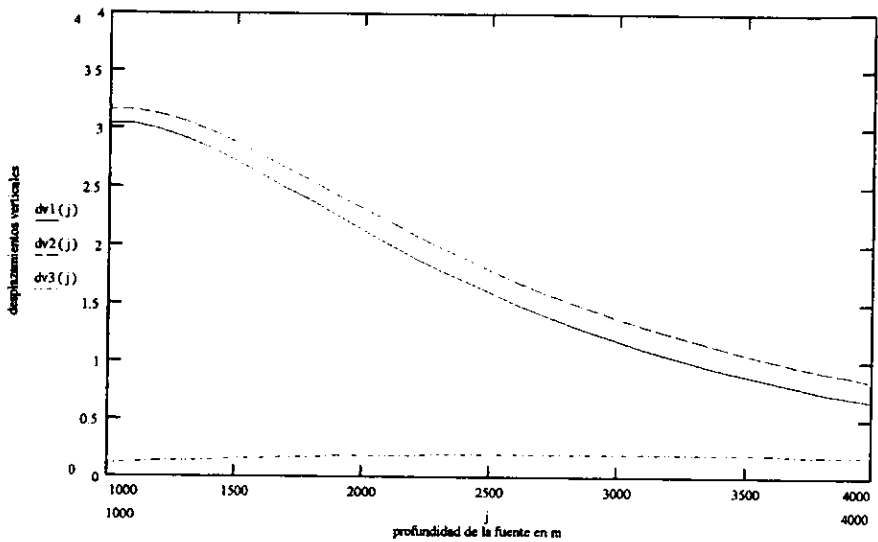


Fig. 3.2.2. $dv1, dv2$ y $dv3$, desplazamientos en las estaciones Tlamacas, Paso de Cortes y entre ellas, respectivamente.

En la figura anterior se han utilizado los mismos valores de presión, de dimensión de la cámara magnética y de la rigidez del medio, que se utilizan en el cálculo de los desplazamientos horizontales, mostrando que los desplazamientos verticales serán máximos en el centro de presión y decrecen muy rápidamente con la distancia radial. Para distancias radiales mayores de 4000m los desplazamientos verticales para las distintas profundidades se hacen muy similares y prácticamente indistinguibles. Partiendo de la restricción anterior la ubicación del tramo de nivelación no deberá exceder a los cuatro mil metros en distancia radial a la fuente de presión.

3.2.2-RECONOCIMIENTO DE CAMPO

La ubicación del tramo de nivelación deberá de tener las siguientes características:

- El acceso al sitio debería de ser expedito, y debería de situarse en un lugar semiplano con el objeto de agilizar el trabajo, el lugar elegido debería de proporcionar seguridad para el equipo de trabajo, el sitio debería de estar a una distancia menor a los cuatro mil metros en línea radial a la fuente de presión.

El lugar seleccionado se encuentra a 800m al sur-oeste de la estación sismológica Chipiquixtle del CENAPRED. Para llegar se parte de la población de Atlautla de Juárez y dirigiéndose al poblado de Ecatzingo, después de recorrer la carretera federal No. 12 a unos 800m se entronca una brecha al lado izquierdo, recorriendo esta por aproximadamente un lapso de una hora treinta minutos se llegara al sitio elegido (ver fig. 3.2.3).

Las coordenadas de los bancos de nivel que conforman el tramo de nivelación son las sig.:

BN PPX1: N 19° 00' 13.3" ,W 98°39'51"

BN PPX2: N 19° 00' 11.7" ,W 98° 39'58.5

BN PPX3: N 19° 00' 6.9" , W 98° 40' 8.0"

Se muestra en la figura 3.2.3 la ubicación de la línea de nivelación en el flanco S-W del Popocatepetl.

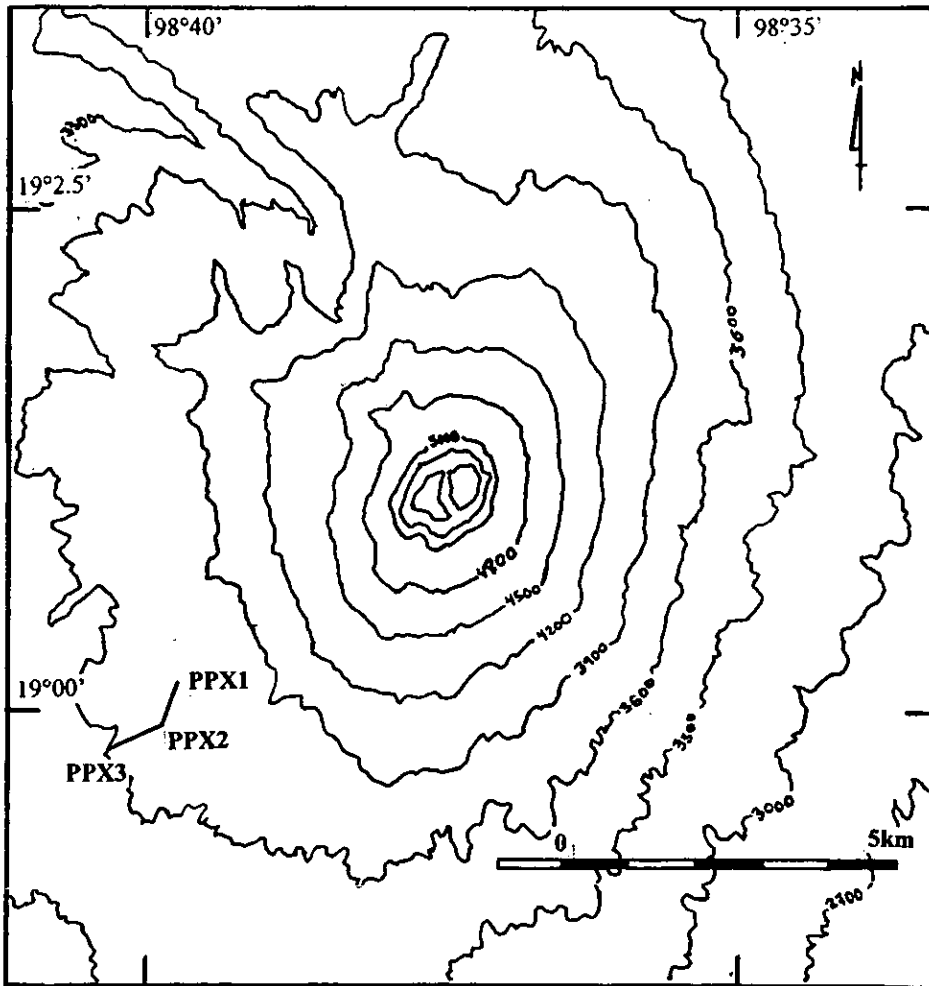


Fig.3.2.3 Localización de la línea de nivelación PPX1-PPX2-PPX3.

3.2.3- MONUMENTACION DE LA LÍNEA DE NIVELACIÓN

En general, los bancos de nivel se deben de construir sobre terreno consolidado, si es posible sobre roca firme. En el sitio elegido para localizarse el tramo de nivelación, primeramente se realizaron "calas" de 1m aproximadamente en varios sitios con el objeto de determinar el tipo de monumento a construir. En base a lo anterior se decidió que los monumentos serian de una sección de 1.5m x 0.30m y sobresaliendo de la superficie del terreno 15cm aproximadamente. Esta decisión se tomo debido a que en las "calas" realizadas el material encontrado no fue muy firme. En la Figura 3.2.4 se presenta un esquema del banco de nivel tipo construido.

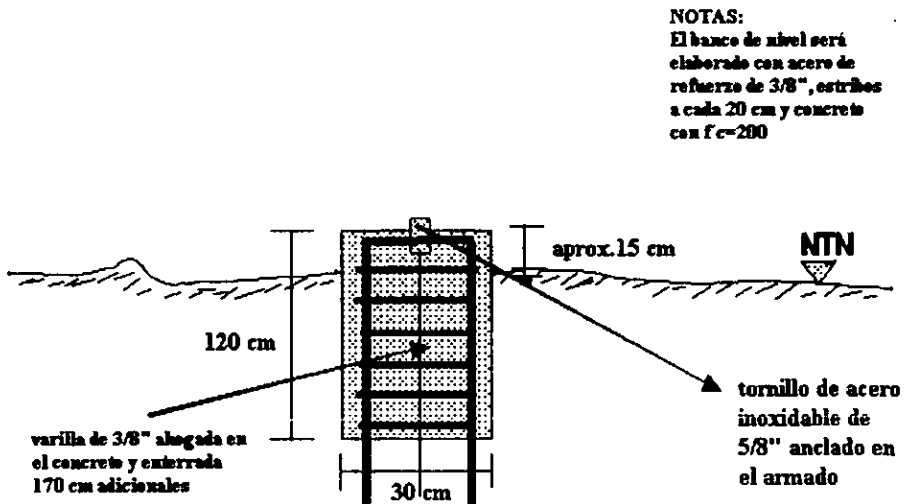


Fig.3.2.4. Banco de Nivel flanco SW del volcán Popocatépetl.

3.2.4.- DESCRIPCIÓN DEL EQUIPO EMPLEADO Y REVISIÓN DE LAS CONDICIONES GEOMÉTRICAS DEL EQUITALTIMETRO.

Dado que el método seleccionado para evaluar la componente vertical es la nivelación geométrica de precisión. Congruentemente con esto, el equipo que se utiliza debe cumplir con las características de precisión requeridas. El equitaltimetro empleado es un nivel geodésico Wild N-3 (Fig.3.2.5) con las siguientes características (Leica, et al 1990):

- Desviación estándar para 1 km. de nivelación doble con placa planoparalela: 0.4 mm
- Distancia de enfoque mínima: 0.45m
- Margen del micrómetro de placa planoparalela :
Margen = 10 mm Intervalo=0.1 mm Estimación= 0.01 mm
- Rango de temperatura bajo el que se puede emplear: de -30° C a +60° C



Fig.3.2.5. Nivel Wild N-3

El equipo se complementa con un par de miras de invar graduadas al medio centímetro y de 3m de longitud, conformadas por una faja de una sola pieza de metal y graduada a ambos lados de la tira con un defasamiento constante, lo que permite llevar un control sobre la nivelación independientemente del método que se utilice. Estas miras tienen la característica de tener un coeficiente de expansión térmico muy bajo.

Antes de iniciar cada sesión de trabajo es indispensable revisar y en su caso corregir las condiciones geométricas que guarda el equipo. Las siguientes son las revisiones y correcciones mas comunes que debe cumplir un equalitímetro:

Horizontalidad de la línea de puntería o paralelismo de la directriz de nivel. Para efectuar esta revisión, primeramente sobre un terreno semiplano se ubica una línea de 60m, la cual constara de tres segmentos de 20m, con lo anterior se generan por lo tanto cuatro puntos (1,2,3 y 4) fig. 3.2.6.

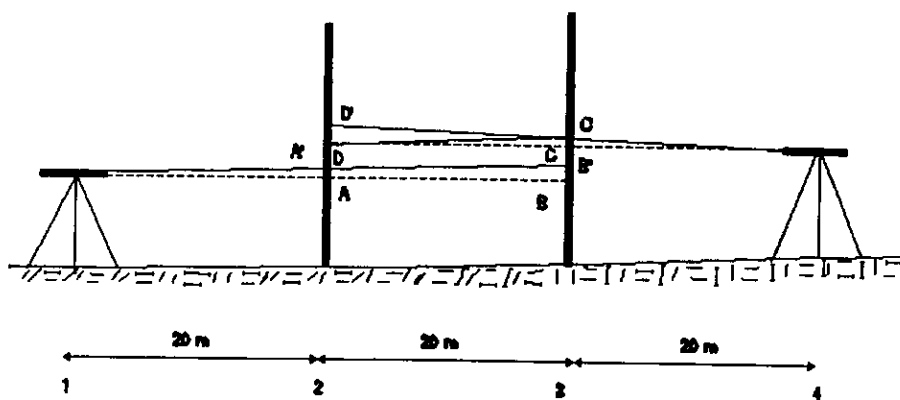


Fig.3.2.6. Revisión del Nivel Wild N-3

Para efectuar la revisión, primeramente estando el nivel en el vértice 1 se harán lecturas a la miras ubicadas en 2 y 3. Es indispensable observar durante estas acciones que el nivel esférico del nivel se mantenga siempre centrado. En seguida, en el vértice cuatro se realizan las mismas operaciones anteriores.

Sí el instrumento esta en óptimas condiciones entonces se deberá cumplir la siguiente relación:

$$D - A = C - B$$

Sí esta relación no se cumple, entonces se formará un ángulo entre la línea de puntería del aparato y el plano horizontal.

Analizando la fig. 3.2.6., haciendo pasar una línea paralela a $A' B'$ que pase por C' , esta cortara a la mira colocada en 2 en el punto D, lectura que indica una puntería horizontal desde el vértice 4, de la figura podemos obtener las sig. ec.:

$$D - A' = C' - B' \Rightarrow$$

$$D = A' + C' - B'$$

Para que el nivel se considere en adecuadas condiciones, se deberá cumplir que D' no difiera de D en mas de 1mm en 30m. De no cumplirse se deberán repetir las observaciones para verificar, y de persistir una diferencia mayor a lo establecido, se procederá a ajustar el instrumento como sigue:

- 1.- Aflojar el tornillo de sujeción de la cubierta protectora del objetivo mas o menos media vuelta.
- 2.- Sobre el micrómetro se "inscribe" la parte decimal de la lectura D en milímetros y fracciones de milímetro.
- 3.- Se mantiene nivelada la burbuja del nivel tubular mientras se gira la cubierta protectora del objetivo hasta obtener la otra parte de la lectura D, metros, decímetros y centímetros.
- 4.- Se aprieta el tornillo de sujeción.
- 5.- Se comprueba nuevamente el instrumento hasta que cumpla con la condición preestablecida para D.

Comprobación y ajuste del Nivel Esférico.

- 1.- Se coloca el instrumento sobre el trípode y se nivela mediante los tornillos niveladores.

2.- Para nivelar el instrumento se coloca el anteojo paralelo a dos tornillos nivelantes, se gira el anteojo 180°, si la burbuja permanece centrada entonces el nivel esta correcto, en caso contrario se deberá de ajustar de la siguiente forma:

Se desliza la mitad del desplazamiento con los tornillos de corrección y la otra mitad con los tornillos niveladores. Esta comprobación y ajuste se deberá realizar tantas veces se necesario hasta que permanezca centrada la burbuja.

Comprobación y ajuste de la Niveleta de la Mira.

Se sujeta una plomada firmemente de forma vertical, próxima a ella se coloca una mira en la cual se examina la niveleta que lleva consigo, si se mantiene centrada cuando son paralelas la mira y el hilo de la plomada estará correcta. En caso contrario se ajusta la niveleta de la siguiente manera: con los tornillos de sujeción se lleva la burbuja al centro y posteriormente se repite la comprobación. La prueba deberá realizarse siempre antes de cada sesión de trabajo.

3.2.5.-MÉTODO DE NIVELACIÓN EMPLEADO.

El método de nivelación seleccionado ha sido empleado con buenos resultados en otros volcanes (Tryggvason., et al 1968). La metodología a seguir depende del equipo disponible. En general el procedimiento de campo consiste en lo siguiente:

- 1.- Se coloca la mira " A " en el banco de partida.
- 2.- El instrumento se sitúa en estación de acuerdo a las condiciones topográficas y meteorológicas existentes.
- 3.- Se coloca la mira " B " a una distancia igual a la que existe entre el instrumento y la mira " A " .
- 4.- Se nivela el instrumento con el nivel esférico.
- 5.- Se dirige una visual a la mira "A" y se hacen coincidir los meniscos de la burbuja del nivel tubular. Con ayuda del micrómetro se recorren los lados de la retícula en forma de cuña, hasta que se encuentre la lectura "par" sobre la cara derecha de la mira "A" , se dictara y anotara la parte entera de la lectura con su correspondiente lectura del micrómetro (fig.3.2.7.). Acto seguido sobre esa misma cara se deberá hacer lo mismo haciendo tangencia sobre la lectura "impar" y anotando en la libreta correspondiente tanto parte entera como lectura micrométrica (fig.3.2.8). Enseguida se deberá hacer la misma operación anterior pero sobre al cara izquierda de la mira "A" . Inmediatamente después se visara la mira "B" haciendo coincidencia de meniscos, observando de igual manera las graduaciones de la cara derecha e izquierda.

Con el método de nivelación utilizado se obtienen ocho lecturas que corresponden a cuatro desniveles. La comprobación de que la serie de observaciones hechas por cada tramo nivelado son correctas, es simplemente verificar que entre los cuatro desniveles obtenidos, no exista una diferencia mayor de 0.08 cm. Una comprobación adicional se obtiene realizando la nivelación con otra altura de aparato. Por lo general en toda nivelación de precisión se debe realizar de ida y vuelta, pero para este caso dado que esto implicaría un tiempo de exposición mayor a los productos que pudiera arrojar el volcán, se ha tratado de optimizar tiempos para realizar esta actividad, por lo que se realiza únicamente por doble altura de aparato.

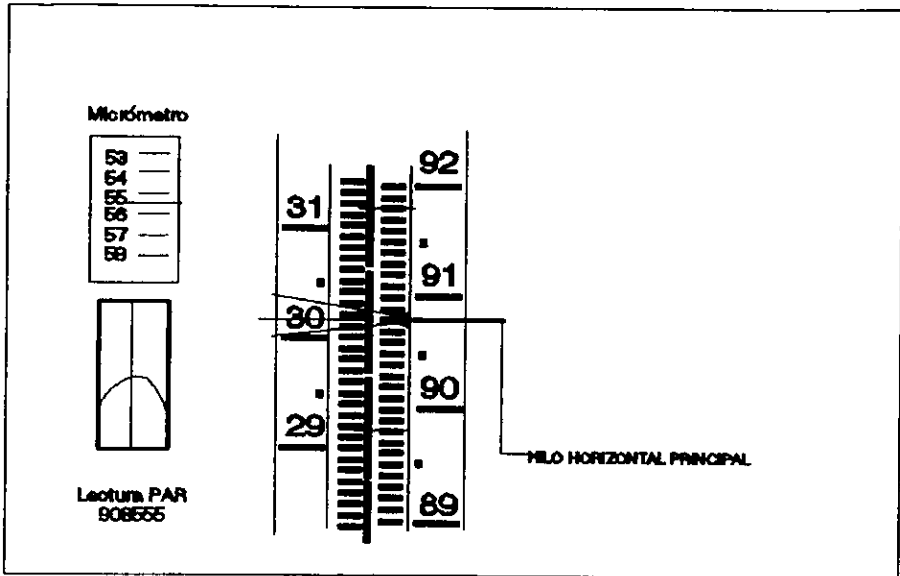


fig.3.2.7. Lectura par con el método de Trygvasson.

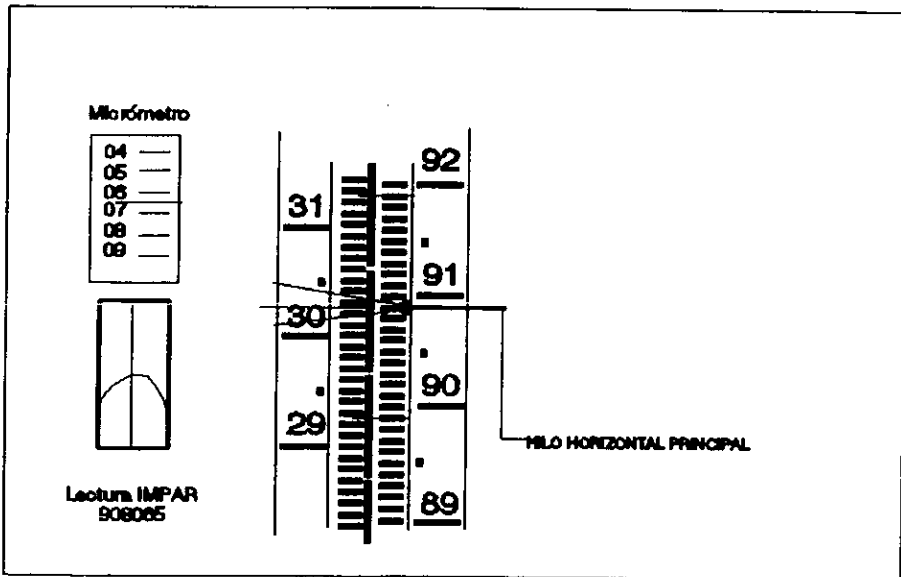


fig.3.2.8. Lectura impar con el método de Trygvasson.

3.2.6.- CALCULO DE LA NIVELACIÓN.

En el cálculo de la nivelación se realizan promedios de las observaciones, es decir se calcula el promedio de los desniveles obtenidos por cada puesta. En el cuadro de abajo se indican los valores de los desniveles obtenidos entre los bancos PPX1-PPX2-PPX3 (ver fig.3.2.3). Los resultados se discuten en el siguiente capítulo.

NIVELACION VOLCAN POPOCATEPETL		TABLA 1					
PLANCO S-W 23/0/97		DN1	DN2	DN3	DN4	PROMEDIOS	de prom
BNPPX1-PL1	185021	185027	185009.5	184934.5		184998	-1.84998000
PL1-BNPPX1	184851.5	184846	184847	184841	184846.1667	-0.001518333	1.84846167
PL1-PL2	199152.5	199149.5	199657.5	199140	199154		-1.99154000
PL2-PL1	199158.5	199146	200066.5	199170	199164.8333	0.000108333	1.99164833
PL3-PL3	242881	242879.5	242831	242381.5	242863.8333		-4.42863833
PL3-PL2	242897	242861	242855.5		242871.1667	0.000073333	2.42871167
PL3-PL4	238683.5	238684	238795	238791	238738.625		-2.38738625
PL4-PL3	238789.5	238795.5	238790		238791.6667	0.000530417	2.38791667
PL4-PL5	288814	288313.5	288313.5	288910.5	288812.25		-2.88812250
PL5-PL4	288834	288836.5	288835.4	288836	288856.975	0.800227250	2.88834975
PL5-PL6	275744	275741.5	275735.5		275740.3333		-2.75740333
PL6-PL5	275755.5	275760	275755		275756.8333	0.800165000	2.75756833
PL6-PL7	262191.5	262190	262123.5	262129	262158.5		-6.21585000
PL7-PL6	262142	262164.5	262148.5	262139	262148.5	-0.000100000	2.62148500
PL7-PL8	262880	262873.5	262878.5		262877.3333		-2.62877333
PL8-PL7	262874	262884.5	262885.5	262890	262885.5	0.000061667	2.62883500
PL8-PL9	264721	264751.5	264749.5		264748.6667		-6.64746667
PL9-PL8	264772.5	264777.5	264755.5		264767.8333	0.000271667	2.64767833
PL9-PL10	251172	251169	251179		251173.3333		-2.51173333
PL10-PL9	251224.5	25122	251229		251224.5	0.000511667	2.51224500
PL10-PL11	233090	233085.5	233085	233086.5	233086.75		-2.33086750
PL11-PL10	233098.5	233097	233104	233406.5	233099.8333	0.000130833	2.33099833
PL11-PL12	264021	264023.5	264037.5	264023.5	264026.375		-2.64026375
PL12-PL11	264023	264031.5	264030	264033	264029.575	0.800030000	2.64029575
PL12-BNPPX2	271913	271916.5	271911.5	271917.5	271916.625		-2.71916625
BNPPX2-PL12	271949	271941.5	271936	271941	271941.875	0.000272500	2.71941875
						cuota =	0.00076433
						DN1 =	-32.402846
						DN2 =	32.403411
BNPPX2-PL1	257132.5	257161.5	257132.5	257153.5	257157.5		-2.57157500
PL1-BNPPX2	257166	257169	257166.5	257154.5	257164	0.800065000	2.57164000
PL1-PL2	272861.5	272867	272865		272864.5		-2.72864500
PL2-PL1	272863.5	272865.5	272871.5		272866.8333	0.000023333	2.72866833
PL2-PL3	272959.5	272997.5	273003.5	273003	273000		-2.73000000
PL3-PL2	272956.5	272960	272965.5		272962.75	-0.000372500	2.72962750
PL3-PL4	247162	247168	247185		247184.3333		-2.47184333
PL4-PL3	247083.5	247078	247097.5		247086.3333	-0.800018000	2.47086333
PL4-PL5	276966	276975	276964		276968.3333		-2.76968333
PL5-PL4	276964.5	276975	277015.5	276992	276987.25	0.000189167	2.76987250
PL5-PL6	276773	276762			276767.5		-2.76767500
PL6-PL5	276793.5	276787	276790.5		276790.3333	0.000228333	2.76790333
PL6-PL7	241113	241119	241148		241126.6667		-2.41126667
PL7-PL6	241072.5	241069.5	241076.5		241072.8333	-0.000538333	2.41072833
PL7-PL8	270883	270874	270879.5		270879.5		-2.70879500
PL8-PL7	270909.5	270913.5	270914	270907	270911	0.800035000	2.70911000
PL8-PL9	243880	243911	243910.5		243908.5		-2.43908500
PL9-PL8	243921	243913.5	243912.5		243913.6667	0.000151667	2.43915667
PL9-PL10	250011.5	250019	250017	250027	250018.625		-2.50018625
PL10-PL9	250060.5	250051	250058.5		250056.6667	0.000380417	2.50056667
PL10-PL11	249949	249900	249908		249919		-2.49919000
PL11-PL10	249934	249940	249932		249935.3333	0.000163333	2.49935333
PL11-PL12	263136.5	263145	263135		263138.8333		-2.63138833
PL12-PL11	263155	263152.5	263161		263156.1667	0.000173333	2.63156167
PL12-PL13	268037	268037	268037.5	268039	268036.625		-2.68036625
PL13-PL12	268036	268032	268041	268040.5	268037.375	0.000007500	2.68037375
PL13-PL14	247871.5	247869	247864		247869.6667		-2.47869667
PL14-PL13	247868	247866	247880.5		247878.1667	0.000065000	2.47878167
PL14-PL15	215070.5	215075	215079	215071.5	215074		-2.15074000
PL15-PL14	215068	215063.5	215080		215070.5	-0.000035000	2.15070500
PL15-BNPPX3	141009	141022	141031	141023.5	141021.875		-1.41021875
BNPPX3-PL15	140996	140996.5	140994	140990	140994.125	-0.000277500	1.40994125
						cuota =	0.00037875
						DN1 =	-39.948475
						DN2 =	39.948853

CAP.IV.-RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

En esta sección se analizan las distancias medidas desde los vértices del cuadrilátero hacia los vértices-prisma colocados en el cuerpo del volcán. Se trata de una correlación entre los cambios observados en las distancias con la actividad en el Popocatepetl para el período entre enero de 1996 y diciembre de 1997. En algunas de la líneas medidas, se puede apreciar una relación directa entre las variaciones en la distancia y la aparición de domos de lava en el cráter del volcán.

En el período de marzo del 96 a diciembre de 1997 se distinguen seis etapas importantes de formación de domos de lava en el cráter del Popocatepetl (De la Cruz Reyna, et al 1998). En marzo-abril de 1996 ocurrieron dos extrusiones consecutivas, otra en febrero-marzo de 1997, una más en julio del 97, otra en el lapso agosto-septiembre de ese año, y finalmente dos emisiones de magma que aparecieron en un periodo de tiempo muy corto (noviembre del 97 y diciembre de 1997. Estos episodios son marcados como fechas que indican el inicio de la extrusión de magma y que se manifiestan de igual manera con la presencia de actividad sísmica importante. Las mediciones permitieron observar claramente algunas de estas extrusiones, pero cuando las emisiones de lava ocurrían en un periodo de tiempo muy corto fue imposible distinguir una de otra. Durante las dos primeras apariciones de lava en los meses de marzo y abril de 1996, en algunas de las líneas medidas se observa un acortamiento que indica un desplazamiento hacia la estación de medición, que pudiera interpretarse como una inflación del volcán. En esta primera formación dómica, no se puede diferenciar la aparición de dos extrusiones contemporáneas, es decir el desplazamiento que se observa es acumulado, producto de las dos formaciones. Los cambios más significativos se pudieron apreciar en las línea Tlamacas1-3 Amigos con 1.6 cm de cambio (fig.4.1), Tlamacas1- Texcalco con 1.9 cm (fig.4.2) y Tlamacas- Meseta con una variación de 1.5 cm. respectivamente. Posterior a la formación de estos domos se puede ver en los gráficos un regreso a los valores anteriores, interpretandose como una deflación producida posiblemente por un proceso de degasificación asociada al emplazamiento del domo en la superficie, y que se manifestó con gran actividad fumarólica y con importantes emanaciones de ceniza. Posiblemente la fecha de inicio de la deflación asumida de este período coincide con una explosión el 30 de abril de 1996.

En las dos primeras extrusiones de lava (domos A y B) la configuración de los domos se describe como dos protuberancias localizadas en la parte central del cráter y cargados hacia el Este (fig.4.3). Esta ubicación indica que la carga ejercida por el domo sobre el edificio volcánico tendría que ser mayor en puntos localizados en el flanco este del volcán y menor para vértices localizados en lado Norte del volcán. Lamentablemente la ubicación de la red no permite corroborar lo anterior dado que sólo existen vértices en el flanco norte y además cabe mencionar que el flanco este se encuentra mas expuesto a los productos volcánicos, lo cual implicaría un peligro mayor para el personal.

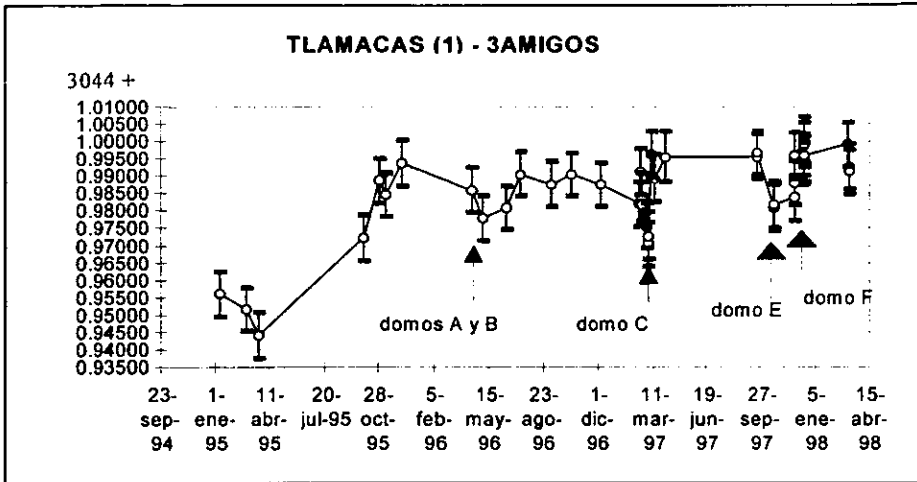


fig. 4.1. Distancias medidas en la línea Tlamacasí- 3Amigos, las flechas indican la fecha de intrusión de magma.

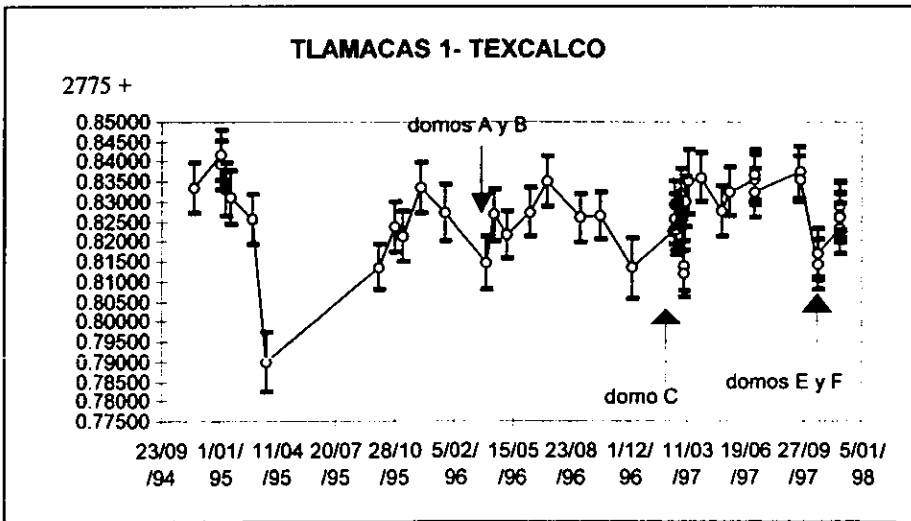


fig. 4.2. Distancias medidas en la línea Tlamacasí- Texcalco, las flechas indican la fecha de intrusión de magma.

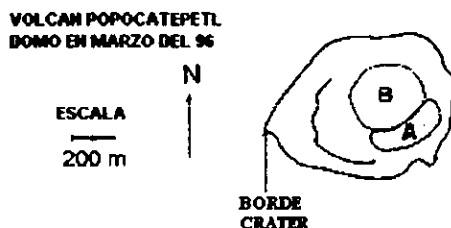


fig.4.3. Localización de los domos Ay B en el interior del cráter. (tomado de <http://www.volcano.si.edu/volcano/region14/mexico/popo>)

A finales de febrero y principios de marzo del año 97 ocurre la formación de un nuevo cuerpo de lava (domo C). En esa ocasión también se emplazó en la parte central del cráter con tendencia hacia el este (fig. 4.4), ocupando el lugar que había dejado material arrojado previamente durante la ocurrencia de seis explosiones importantes. Esta nueva formación produjo una “inflación” del volcán que se reflejó en las distancias en forma de acortamiento. Algunos de estos cambios se aprecian en las fig. 4.1,4.2,4.5.,4.7,y 4.8. En la tabla 1 se ejemplifican los valores numéricos de los cambios representativos ocurridos en algunas de las líneas medidas.

Tabla 1. Cambios en la distancia observados en marzo de 1997 (domo C).

Línea	Desplazamiento (m)
Tlamacas-Las Cruces	-0.013
Tlamacas1-Meseta	-0.013
Tlamacas1-3Am	-0.015
Tlamacas1-Texcalco	-0.012
Tlaloc-Texcalco	-0.027
Tlaloc-Meseta	-0.024
ChacMol-Texcalco	-0.025
ChacMol-Meseta	-0.020

Nuevamente el proceso de retorno a los valores anteriores a la inflación de esta etapa fué acompañado por gran actividad fumarólica y emisiones de ceniza, probablemente ocasionado por sucesivas etapas de despresurización del volcán. Es importante mencionar que algunas de estas emisiones de ceniza fueron precedidas por eventos sísmicos de magnitud importante, no descartándose la aparición de deformaciones “irreversibles” de periodo corto precediendo de igual manera a estos eventos. Para lograr identificar estas deformaciones es indispensable tener información en tiempo real, lo cual es motivo de otro estudio.

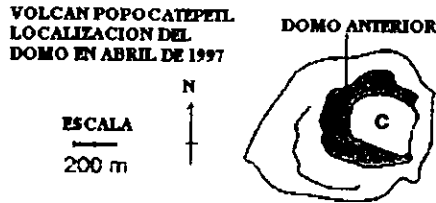


fig.4.4. Localización del domo C en el interior del cráter. (tomado de <http://www.volcano.si.edu/volcano/region14/mexico/popo>)

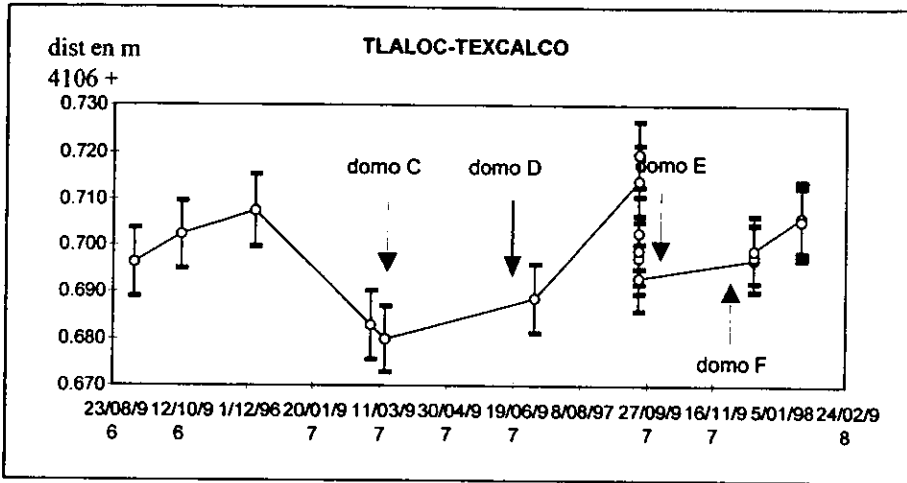


fig.4.5. Distancias medidas en la línea Tlaloc- Texcalco, las flechas indican la fecha de intrusión de magma.

El 30 de junio de 1997 ocurrió la mayor exhalación observada desde el inicio de la actividad en diciembre de 1994. Producto de esta erupción fue una depresión en los domos acumulados A, B y C, que no habían sido expulsados del interior del cráter. En julio de 1997 se detectó una nueva extrusión (domo D). Este lóbulo creció precisamente en el sitio de la depresión antes mencionada (fig.4.6), localizándose en medio del domo predecesor. Es de notarse que la salida de este nuevo domo solo se pudo apreciar con cierta claridad en las líneas ChacMol- Texcalco y ChacMol- Las Cruces (figuras 4.7 y 4.9). Los cambios (acortamientos) observados fueron de 1.5 y 2.0 cm respectivamente indicando con esto una nueva "inflación". En las otras líneas no se detectó esta nueva formación, dado que la velocidad de crecimiento de este domo fue rápida y la reocupación de las estaciones de medición no fue con la frecuencia que permitiera su apreciación. Además en forma casi contemporánea ocurría un fracturamiento del domo y parte de él fue expulsado a través de algunas exhalaciones con emanaciones de ceniza. En este período, el reflector de Tres Amigos, fué vandalizado y no se contó por un tiempo con mediciones de ese vértice.

**VOLCAN
POPOCATEPEL
UBICACION DEL
DOMO D**

ESCALA
200 m

N
↑

domo agosto - septiembre
de 1997

domo anterior

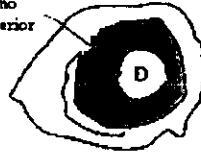


Fig. 4.6. Localización del domo D en el interior del cráter. (tomado de <http://www.volcano.si.edu/volcano/region14/mexico/popo>)

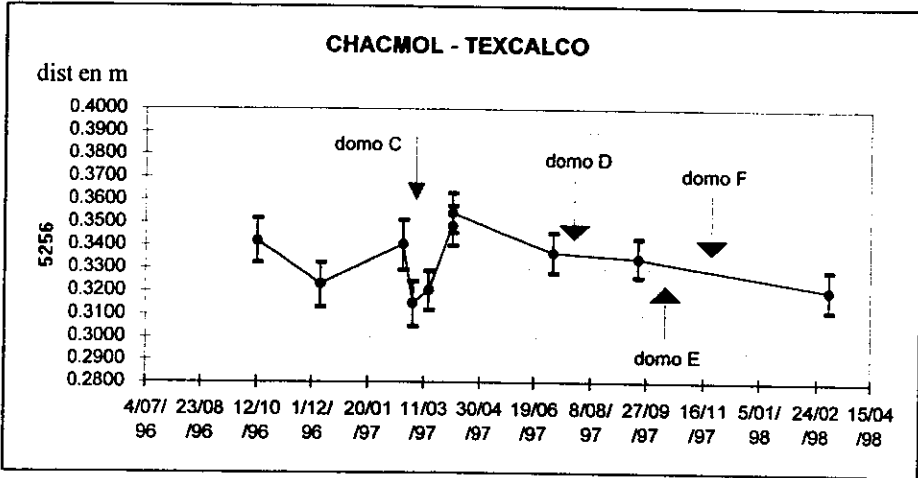


Fig 4.7. Distancias medidas en la línea Chac Mol- Texcalco, las flechas indican la fecha de intrusión de magma

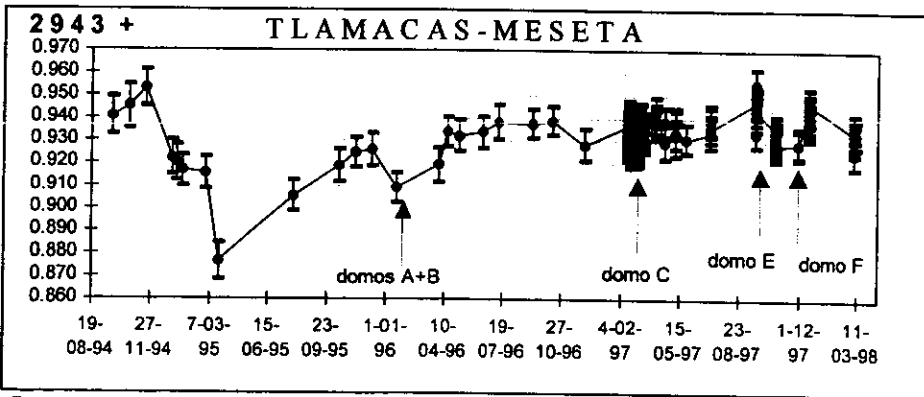


fig.4.8. Distancias medidas en la línea Tlamacas- Meseta, las flechas indican la fecha de intrusión de magma

En agosto de 1997 se observó una subsidencia y fracturamiento de anillos en el domo D. A mediados del mismo mes, una nueva extrusión de magma (domo E) ocurría en el mismo lugar donde se produjo la subsidencia del domo predecesor. Este material tuvo la característica de ser en apariencia menos viscoso que los anteriores. Por esta razón, la configuración del nuevo cuerpo tuvo una forma mas regular y “plana” (fig.4.10). Durante los meses de septiembre, octubre y mitad de noviembre este domo se mantuvo creciendo, principalmente en dimensión horizontal. Posiblemente como resultado de su baja viscosidad, el material tuvo una tendencia a crecer en forma plana y no tanto en la vertical. En términos de deformaciones externas se muestran en la tabla 2 y en las figuras 4.1,4.2,4.5,4.7 y 4.8. los desplazamientos observados.

Tabla 2. Cambios en la distancia producto de la intrusión del domo E.

Línea	Desplazamiento
Tlamacas1-3Am	-0.013
Tlamacas-Meseta	-0.015
Tlamacas1- Texcalco	-0.020
Tlaloc- Texcalco	-0.028
ChacMol- Texcalco	-0.030

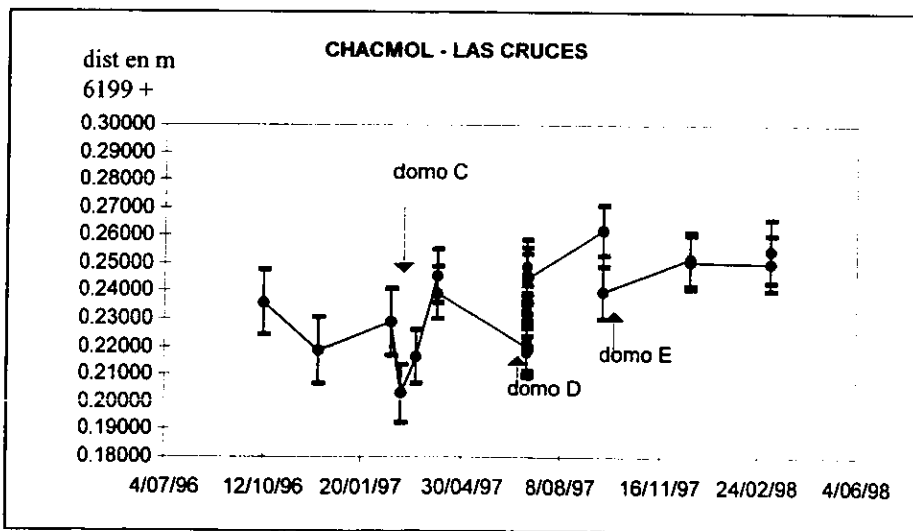


Fig. 4.9. Distancias medidas en la línea Chac Mol- Las Cruces, las flechas indican la fecha de intrusión de magma

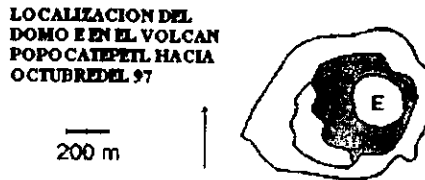


Fig.4.10. Localización del domo E en el interior del cráter. (tomado de <http://www.volcano.si.edu/volcano/region14/mexico/popo>)

Finalmente, tras un período de cierta calma en el que sólo ocurrieron leves emisiones de ceniza a finales de Noviembre de 1997, señales de tremor sísmico indican actividad magmática que concluye con una nueva extrusión de lava al interior del cráter. Cabe mencionar que este nuevo domo posiblemente tenía también baja viscosidad. La extrusión ocurrió en un período nocturno de nubosidad baja y fue posible observar el reflejo de la incandescencia a una distancia de varios kilómetros. La forma adquirida por esta nueva extrusión (domo F) fue plana (fig.4.11) y de igual manera que las anteriores se emplazó en el centro del cráter con una tendencia hacia el este. Como se muestra en las fig.4.1,4.2,4.5,4.7 y 4.8, el desplazamiento observado en la red exterior nos indica que, dada la frecuencia de observación y que no ocurrieron exhalaciones que desalojaran del cráter el magma acumulado hasta entonces, el desplazamiento que se observa es acumulativo. Por lo tanto no fue posible distinguir la deformación que pudiera asociarse en forma particular a la nueva emisión de magma. En los últimos días de 1997, la acumulación de magma en el cráter pudo haber generado un “taponamiento” y una sobrepresión del sistema. Se produjeron grandes explosiones que desalojaron parte del magma del cráter. En las mismas fechas algunas de las líneas medidas presentaron un cambio, que puede interpretarse como una “deflación” del volcán y que coincide con la expulsión del material acumulado en el interior del cráter en forma explosiva. Los cambios más representativos se pueden ver en las líneas Tlaloc- Texcalco (+1.5cm), Tlamacas1-Tres amigos (+1.7cm) y Tlamacas-Meseta (+1.4cm). Las explosiones más significativas ocurrieron los días 28 y 31 de diciembre del año 97 y 1 de enero de 1998.

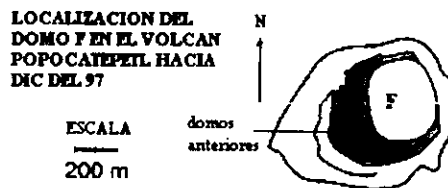
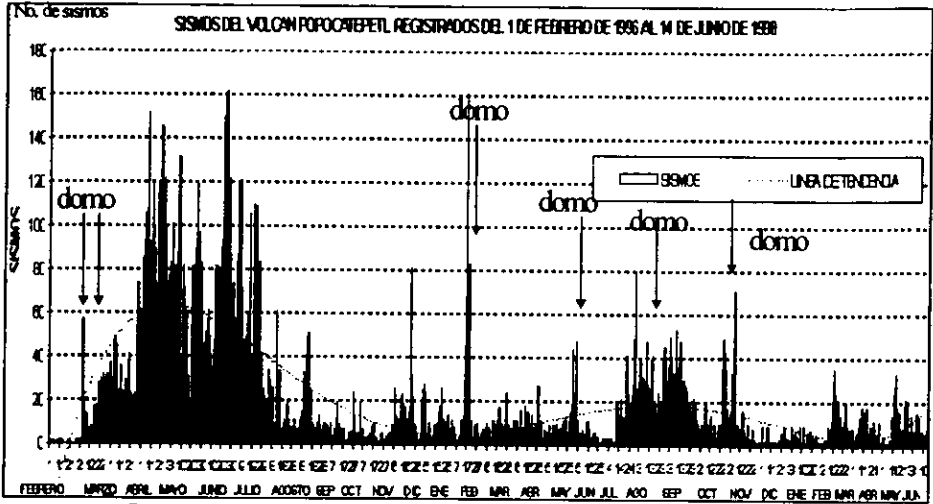


Fig.4.11. Localización del domo F en el interior del cráter. (tomado de <http://www.volcano.si.edu/volcano/region14/mexico/popo>)

En resumen en el período comprendido entre (03/96 y 01/97), se detectaron seis fases de formación de domos. La información sísmica disponible (Martínez, et al 1998) permite ubicar estas fases (fig. 4.12). La figura indica la cantidad de eventos en el período

(03/96 y 01/97) que coinciden con la emisión de magma, y con el incremento de la actividad sísmica, correspondiendo con las deformaciones en algunas de las líneas medidas Tlamacas1-Texcalco, Tlamacas1-3Amigos, Tlamacas-Meseta, Tlaloc-Texcalco, etc.



Aunque ocurrían deformaciones correlacionadas con la aparición de las emisiones de magma, no se descarta la aparición de deformaciones de carácter irreversible, en casi todas las extrusiones la ubicación del domo ha tenido una tendencia hacia el este, y dado que los domos que se emplazaban no siempre eran desalojados en su totalidad, posiblemente se acumulaba una carga permanente sobre este flanco. Por lo tanto es de esperarse que la carga ejercida por este cuerpo de lava ocasione una inclinación de este flanco del volcán generando una deformación irreversible del lado Este del volcán. Con respecto a los vértices base, esta inclinación debe reflejarse en alejamiento de los puntos mas cercanos al flanco este del volcán y en acortamiento de la distancia de puntos mas lejanos de este flanco. El punto Las Cruces es el mas cercano, y La Cruz es el mas lejano al flanco este del volcán (fig.4.13). Las líneas Tlamacas-La Cruz (-2.5cm) y Tlamacas-Las Cruces (+3.1cm) reflejan este movimiento de alejamiento y acortamiento de las distancias (fig.4.14 y 4.15).

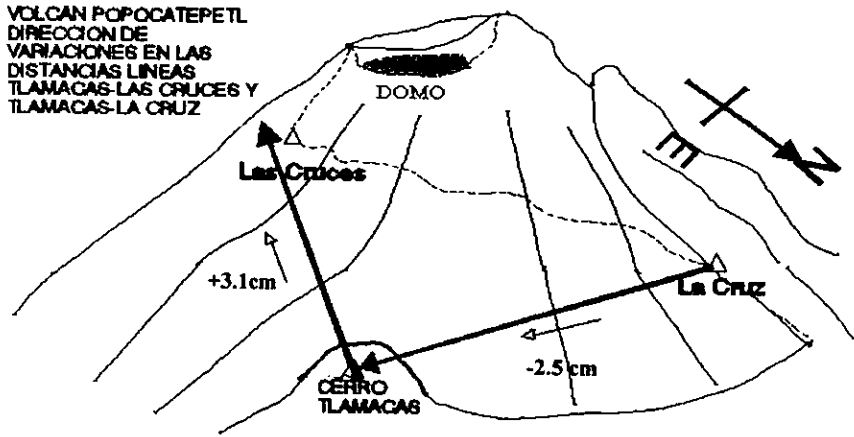


Fig.4.13. Dirección de las deformaciones en las líneas Tlamacas-Las Cruces (+) y Tlamacas-La Cruz (-).

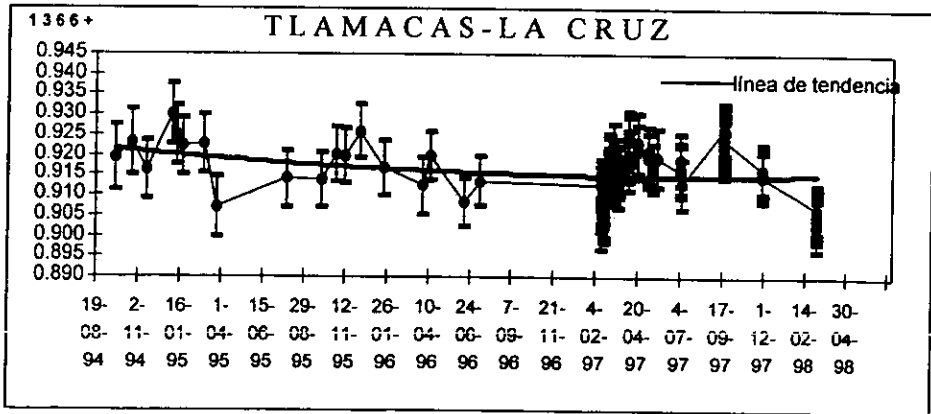


Fig.4.14. Distancias medidas en la línea Tlamacas-La Cruz, se aprecia en la línea de tendencia su pendiente negativa, corroborando con esto una inclinación del volcán hacia el este.

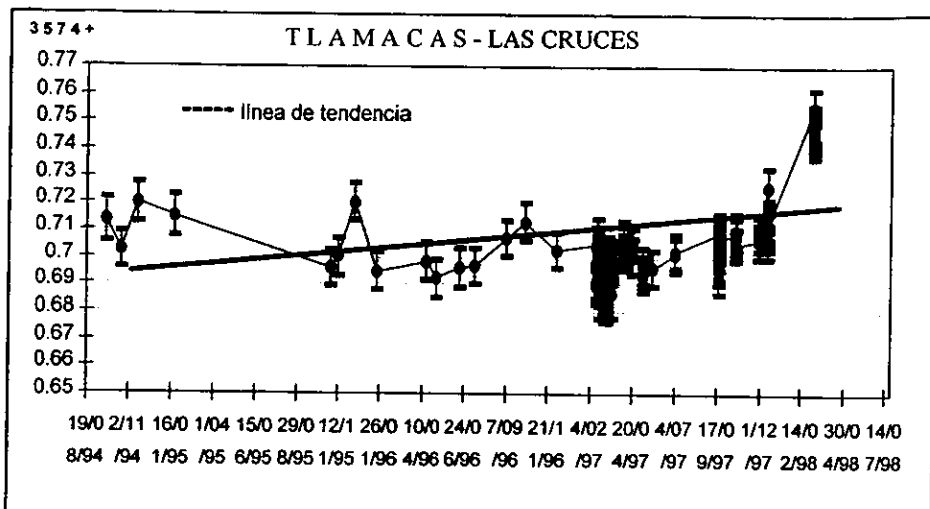


Fig.4.15. Distancias medidas en la línea Tlamacas-Las Cruces, se aprecia en la línea de tendencia su pendiente positiva, corroborando con esto una inclinación del volcán hacia el este.

Los desplazamientos observados desde otros vértices base hacia Las Cruces refuerzan la hipótesis de una persistente inclinación del volcán hacia el Este, siendo en el caso de Tlaloc-Las Cruces un desplazamiento acumulado de +2.5 cm y para el caso de Chac Mol-Las Cruces de +1.5 cm.

Modelo 1. A continuación se discutirá el origen de las deformaciones temporales que se asocian a la emisión de magma, los resultados llevan a un modelo para interpretar los resultados independientemente de una deformación persistente, asociada a una inclinación del volcán hacia el lado este. En las tablas 1 y 2, las máximas deformaciones están alrededor de los 3 cm, tanto en sentido positivo como negativo, es decir cuando ocurre la emisión de magma se produce una inflación (-) y cuando se expulsa este material en forma de exhalaciones o explosiones se produce una deflación (+). Adecuando el modelo de Mogi, se visualiza el origen de estas deformaciones como una fuente de presión de forma esférica que va ascendiendo y en un determinado momento al pasar cerca de donde se encuentran ubicados los prismas generan una deformación. Es decir el modelo que se propone es una serie sucesiva de fuentes esféricas de presión (fig.4.16) que van a producir una deformación temporal mientras van pasando por el conducto, y que al ser expulsadas a la superficie en forma de exhalaciones dejan de producir deformaciones en el edificio volcánico, regresando estas a su configuración anterior por su carácter elástico.

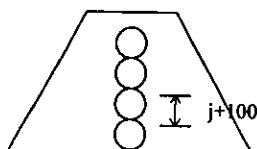


fig. 4.16 Modelo propuesto, esferas sucesivas de presión.

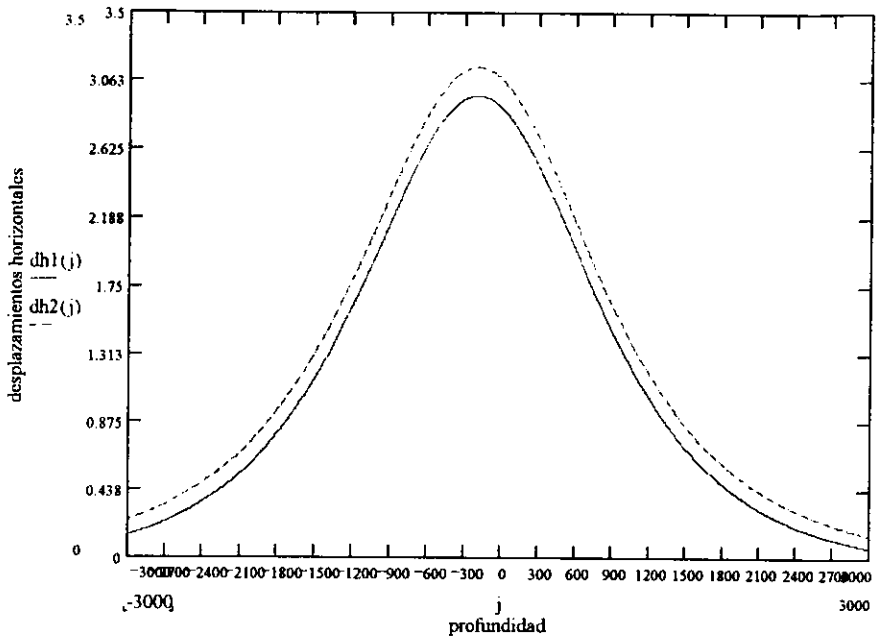


fig.4.17. dh1: diferencial de desplazamientos horizontales (en cm) entre el vértice Tlamacas y los puntos para prismas colocados en el flanco norte del volcán., dh2: diferencial de desplazamientos horizontales (en cm) entre el vértice Paso de Cortes y los puntos para prismas colocados en el flanco norte del volcán., j: profundidad de la fuente esférica en metros.

Los parámetros propuestos del modelo 1 son los sig.:

- a= distancia promedio entre los puntos para prisma y el centro del cráter
- b= distancia entre el centro del cráter y la estación Tlamacas.
- c= distancia entre el centro del cráter y la estación Paso de Cortes.
- a=1500 m, b=4800 m, c=7350 m
- $k=3r^3P/4\mu$
- r=radio de la esfera, r=150 m
- P=sobrepresión en la fuente, P=100 Mpa
- μ =constante de lame, $\mu=5 \times 10^9$ Pa

Las ecuaciones que definen el modelo se muestran en el cuadro M1:

$$\begin{aligned}
 dh1(j) &= k \cdot \frac{a}{j^2 + a^2} + \frac{b}{j^2 + b^2} + (100 - k) \cdot \frac{a}{(j - 100)^2 + a^2} + \frac{b}{(j - 100)^2 + b^2} + (100 - k) \cdot \frac{a}{(j - 200)^2 + a^2} + \frac{b}{(j - 200)^2 + b^2} \\
 &+ k \cdot \frac{a}{(j + 300)^2 + a^2} + \frac{c}{(j + 300)^2 + c^2} + (100 + k) \cdot \frac{a}{(j + 400)^2 + a^2} + \frac{c}{(j + 400)^2 + c^2} \\
 dh2(j) &= k \cdot \frac{a}{j^2 + a^2} + \frac{c}{j^2 + c^2} + (100 - k) \cdot \frac{a}{(j - 100)^2 + a^2} + \frac{c}{(j - 100)^2 + c^2} + (100 - k) \cdot \frac{a}{(j - 200)^2 + a^2} + \frac{c}{(j - 200)^2 + c^2} \\
 &+ k \cdot \frac{a}{(j + 300)^2 + a^2} + \frac{c}{(j + 300)^2 + c^2} + (100 + k) \cdot \frac{a}{(j + 400)^2 + a^2} + \frac{c}{(j + 400)^2 + c^2}
 \end{aligned}$$

Cuadro M1: Ecuaciones que definen el primer modelo propuesto.

En la figura 4.17 las máximas deformaciones según este modelo son del orden de 3.0 cm, y se producen cuando la profundidad de la serie sucesiva de esferas es mínima. Cuando la profundidad de estas esferas de presión se encuentra entre 1000 m y la superficie por debajo del cráter, se producirán las mayores deformaciones. En otras palabras, cuando estas esferas de presión pasan a la altura donde se encuentran los vértices para prisma, producirán deformaciones entre 2 y 3 cm, que no necesariamente serán las mayores. Comparando los valores teóricos (3.06 cm máximo) de la deformación esperada con el promedio de los valores observados, podemos decir que el modelo puede adecuarse de una forma razonable con los datos obtenidos (ver fig.4.18).

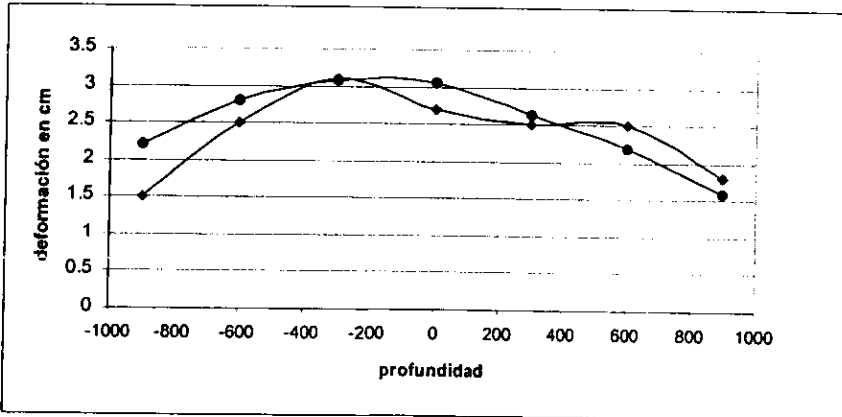


Fig.4.18. gráfica comparativa entre los datos observados(◆) y el modelo propuesto (●). El eje "x" es la profundidad de la fuente "f".

Modelo 2. Hasta ahora es un modelo propuesto para interpretar las deformaciones en términos de períodos de inflación-deflación. Propondremos ahora que las deformaciones son producto de una forma de Mogi común, es decir que el origen de las deformaciones es una fuente esférica a una cierta profundidad "f". Si consideramos que las deformaciones observadas en el volcán Popocatepetl, se generan de esta manera apartir de esta fuente y considerando las restricciones de la no unicidad en la inversión de los valores teóricos propuestos en el capítulo II, podemos decir que en el período de observación (01/96-12/97) las deformaciones se adecuan a un modelo con las siguientes características (ver fig.4.19):

$$dh1(j) = k \cdot \left[\frac{a}{j^2 + a^2} \right]^{\frac{3}{2}} - \left[\frac{b}{j^2 + b^2} \right]^{\frac{3}{2}} \cdot 100$$

$$k = 3r^3P/4\mu$$

μ =constante de lame, $\mu=5 \times 10^9$ Pa

r=radio de la esfera, r=1000 m

P=presión en la fuente , P=10 Mpa

$$dh2(j) = k \cdot \left[\frac{a}{j^2 + a^2} \right]^{\frac{3}{2}} - \left[\frac{c}{j^2 + c^2} \right]^{\frac{3}{2}} \cdot 100$$

dh1= diferencial de desplazamientos horizontales entre el vértice Tlamacas y los puntos para prismas colocados en el flanco norte del volcán.

dh2= diferencial de desplazamientos horizontales entre el vértice Paso de Cortes y los puntos para prismas colocados en el flanco norte del volcán.

j= profundidad de la fuente esférica en metros.

a= distancia promedio entre los puntos para prisma y el centro del cráter.

b= distancia entre el centro del cráter y la estación Tlamacas.

c= distancia entre el centro del cráter y la estación Paso de Cortes.

a=1500 m, b=4800 m, c=7350 m

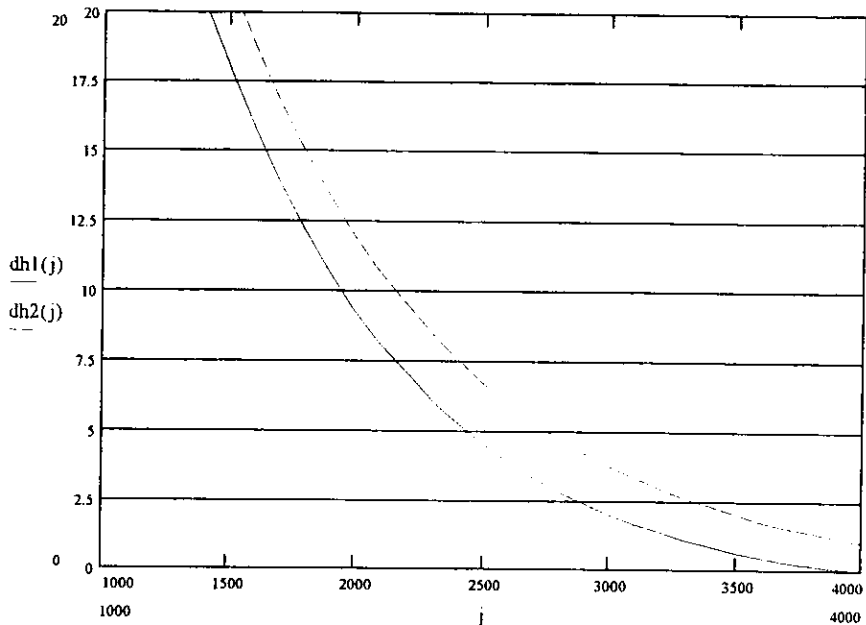


Fig.4.19. En esta figura el eje "y" son los desplazamientos teóricos $dh1$, en Tlamacas y $dh2$, en Paso de Cortes en cm y el eje "x" es la profundidad j de la fuente.

De la figura anterior se concluye que para el orden de los desplazamientos observados en el volcán Popocatepetl (entre 0 y 3.1 cm máximo) corresponderá una profundidad de la fuente de entre 3 y 4 km. por debajo del cráter. Algunas localizaciones hipocentrales de sismos reportados por el CENAPRED se correlacionan bien con la información anterior, es decir que estas localizaciones sísmicas indican que la "fuente" se encuentra en el orden de estas profundidades.

CAP.V.-CONCLUSIONES.

Con los estudios desarrollados en esta tesis se comprueba una vez más que el monitoreo de deformación en volcánes activos, constituye una valiosa herramienta para la mejor interpretación de su estado interno, así mismo se evidencia su importancia como premonitor de una actividad mayor.

La calidad de las mediciones fue mejorada con sesiones largas de trabajo de campo que permitieron identificar que la precisión de las distancias medidas electrónicamente depende de las condiciones meteorológicas cambiantes y adversas que se presentan al momento de realizar la medición, por lo cuál se diseñó una corrección para las mediciones electrónicas de distancias realizadas en el volcán Popocatepetl. Esta corrección es aplicable únicamente a datos tomados solamente en la estación. Tal vez pueda ser aplicada sobre mediciones hechas en otros volcanes.

Con las medidas corregidas desde principios de 1996 hasta el primer trimestre de 1998, se identificaron seis periodos de formación de domos, con etapas de inflación-deflación correspondientes con estas formaciones. Las primeras dos etapas que se observaron fueron en el mes de marzo de 1996, en esa ocasión se pudieron medir deformaciones promedio de 1.7 cm en algunas de las líneas. La segunda extrusión observada fue en el mes de marzo de 1997, con una deformación medida de 1.8cm promedio. La tercera formación identificada fue en el mes de julio de 1997, la deformación medida fue de un promedio de 1.75cm. Finalmente, asociada a una nueva extrusión ocurrida en agosto de 1997, se pudo medir una deformación de 2.0 cm promedio. La extrusión de noviembre de 1997 se pudo medir como un valor acumulativo, dado que el domo anterior no había sido expulsado en su totalidad.

En ciertas ocasiones se realizaron campañas de medición más extensas, (24 h), en las que se identificaron deformaciones de período corto (3 min), que fueron asociadas a exhalaciones grandes. Estas campañas fue posible realizarlas en temporadas de gran actividad fumarolica, aunque bajo todas las restricciones de seguridad que para el caso fueron indispensables. Por lo tanto se concluye que ocurren deformaciones de período corto previas a la aparición de exhalaciones grandes.

Con la interpretación de las distancias medidas, se sugiere que el volcán esta presentando una inclinación persistente hacia el lado Este, por tanto se hace indispensable la ampliación de la red topográfica hacia este flanco y así corroborar esta hipótesis. De ser cierto lo anterior con los datos de deformación que se obtengan, se puede evaluar la posibilidad de un posible colapso de este sector del volcán.

Se proponen dos modelos que ayudan a comprender el estado interno del volcán. En un primer caso, se propone que las deformaciones que ocurren en el volcán son producto de una serie de esferas sucesivas ascendentes como fuente de presión del sistema. Se propone, en segunda instancia, que las deformaciones observadas son del tipo Mogi, y por lo tanto son producto de un modelo convencional de este tipo. En este sentido, no se puede

descartar que la actividad del volcán generara una serie de fracturas asociadas al complejo volcánico. En otras palabras las deformaciones que se han medido pueden ser producto de movimientos en estas fracturas y por lo tanto las deformaciones responderían a un complejo sistema de esfuerzos y no tanto a deformaciones elásticas de tipo Mogi.

El vértice Paso de Cortes no ha permitido identificar con claridad la formación de los domos. Se hace indispensable continuar estudios sobre el índice de refracción y determinar el modelo adecuado de corrección para las líneas medidas en ese rango de distancias. Sin embargo, la línea base referida a este vértice es fundamental para la detección de la actividad precursora de eventos mayores, que pudiera producir deformaciones de mayor escala.

Todos los datos y anotaciones recabados en campo permitieron crear una base de datos que constituyen información valiosa, que servirá en un futuro para mejorar la calidad de las mediciones y la investigación en este campo. Así mismo estos datos permitirán en un futuro evaluar con mayor claridad la actividad del Popocatepetl en términos de su deformación.

Los estudios de deformación en México y el mundo representan el papel protagónico que tiene el Ingeniero Topógrafo y Geodesta en nuestra sociedad y la importancia que tiene el contar con mas profesionales de esta área. Considerando además que en nuestro país existen por lo menos catorce volcanes que potencialmente representan un peligro para la población, es indispensable la participación de los Geodestas en el campo de la Vulcanología.

RECOMEDACIONES Y PROPUESTAS FINALES.

Se recomienda establecer en México líneas de calibración para EDM que cumplan con este servicio y así contar con un marco de referencia que permita garantizar en cierta medida la precisión requerida.

El lugar propuesto para la colocación de una línea de nivelación con el fin de evaluar la componente vertical de la deformación, pasó a ser un sitio demasiado expuesto a los productos que arrojaba el volcán, dado que en cierto período la actividad del volcán se torno en un carácter explosivo. Es indispensable el conocimiento de la componente vertical de la deformación por lo que se recomienda la colocación de una nueva línea en un sitio mas seguro. Por otro lado, dada la actividad del Popocatepetl es importante contar con datos que nos muestren el comportamiento de la componente vertical por lo que, se recomienda la utilización de otros métodos topográficos para la evaluación de esta componente (nivelación trigonométrica, nivelación eletrónica, GPS, etc) aún con las limitantes en precisión que ofrecen estos métodos

Para el tiempo de impresión de este trabajo (1999), la actividad en el Popocatepetl se encontraba estable. Si las condiciones de actividad no permitieran llevar acabo el monitoreo de deformación, seria recomendable implementar un sistema automatizado para llevar acabo las mediciones en tiempo real.

BIBLIOGRAFÍA

- 1.- Angus-Leppan P.V. & Bruner, F. K. 1980. Atmospheric Temperature Models for Short-Range EDM. *Can.Surveyor*. V.34. p.153-165.
- 2.-Barbieri, F., Blong, R., De la Cruz Reyna, S., Hall, M., et al 1990. Reducing volcanic disasters in the 1990's. *Bulletin Volcano. Soc. Japan*. V.35 p.80-95.
- 3.-Blong, R. J., Volcanic Hazards. 1984. A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Academic Press, Orlando Florida. 424 pp.
- 4.-Bonacorso, A., Campisi, O., Gambino, G., Puglisi, B., Villari, L. 1994. Ground Deformation. EDM and Continuous tilt monitoring. *Acta Vulcanologica*. Instituto Internacional de Vulcanologia. Catania Italia. V.6. p.15-17.
- 5.-Boudal, C., & Robin, C., Volcán Popocatepetl. 1989. Recent Eruptive History and Potential Hazard and Risk in Future Eruptions. Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology 1. J. H. Latter. Ed. Springer Verlag, Berlin. p.110-128.
- 6.-Cabral, E., Dixon, T. 1997. GPS Deformation Monitoring of Popocatepetl Volcano, Central Mexico. IAVCEI General Assembly Puerto Vallarta Mexico. p.69.
- 7.-Crandell, D. 1971. Post-glacial lahars from Mount Rainier volcano. Washington. U.S. Geological Survey Prof. Paper. V.677. 73 pag.
- 8.-De la Cruz Reyna S., Ramos E. Volcanes. 1992. Centro Nacional de Prevención de Desastres, Fascículo 4, Publicación del CENAPRED., 35 pag.
- 9.-De la Cruz Reyna S. Nolasco, H., Ramos, E., 1995. Volcán Popocatepetl. Estudios Realizados durante la crisis de 1994-1995. La red geodesica del volcán Popocatepetl para el monitoreo de actividad volcanica. SEGOB. CENAPRED. UNAM.p.167-192.
- 10.-De Victorica, Jorge. 1983. Conceptos de Meteorología. Instituto de Ingeniería. UNAM. No.D-17. 57 pag.
- 11.-Dietrich H. & Decker, R. 1975. Finite Element Modeling of Surface Deformation Associated With Volcanism. *Journal of Geophysical Research*. Vol.80. N°29. p.4094-4102.
- 12.-Dr. Atl. 1939. Volcanes de México Vol.1. La Actividad del Popocatepetl, Ed. Polis. México,
- 13.-Dzurisin, D., Anderson, L., Eaton, G., Koyanagi, R., Lipman, P., et al, 1980. Geophysical observations of Kilauea Volcano, Hawaii. Constrains on the magma supply during November 1976 to September 1977. *Journal Volcanol. Geot. Res*. V.7.p.241-269.

- 14.-Earthquake Research Institute Tokyo Univ. 1941. Results of re-triangulation in Miyake-sima, 1941., Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. V.19. p.544-547.
- 15.- Fernandez, E., Barquero, V., Barbosa, R., Vander Latt, R.,Marino, T. 1994. Estado de los volcanes, Volcán Poas, Irazu y Rincon de la Vieja en 1992. Boletín de Vulcanología No.23. p.5-11.
- 16.-Fiske,R.& Kinoshita,W. 1969. Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967-1968 eruption. Science. V.165 p.341-349.
- 17.-Fournier d'Albe, E. 1997. Objectives of volcanic monitoring and prediction. Journal Geol. Soc. London. No.136. p.321-326.
- 18.-González-Reyna, J. & Foshag, W. 1947. The birth of Parícutin. Smithsonian Institution Annual Report for 1946. Washington, D. C. p.223-234.
- 19.- Hall, M., Mothes P. 1993. Mitigación de Futuras Erupciones en el Ecuador el caso del Volcán Cotopaxi. Simposio Internacional Sobre Riesgos Naturales e Inducidos en los Grandes Centros Urbanos de America Latina. Instituto Italo-Latino Americano, CENAPRED.V.2 p.83-89.
- 20.- Iwatsubo, E., Swanson, D. 1993. Métodos Usados para Vigilar la Deformación del Piso del Cráter y del Domo de Lava en el Mount. St. Helens, Washington. Vigilando Volcanes: Técnicas y Estrategias Empleadas por el Personal del Observatorio Vulcanológico Cascades, 1980-1990. p.57-73.
- 21.- Kubotera, A., & Yoshikawa, K. 1963. Prediction of volcanic eruption at Aso and Sakurajima and some related geophysical problems. Bulletin Volcanol. V.26. p.297-317.
- 22.- Luhr, J., Carmichael, I. 1982. The Colima Volcanic Complex, Mexico: III. Ash- and scoria-fall deposits from de upper slopes of Volcan de Colima. Contrib. Mineral. Petrol. V. 80. p.262-275.
- 23.- Macias,J.L. Carrasco, G., Siebe, C. 1995. Zonificación de Peligros Volcánicos del Popocatepetl. "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995". SEGOB.CENAPRED.UNAM. p.79-91.
- 24.- Martínez Bringas Alicia, Reporte de actividad sísmica registrada en el Volcán Popocatepetl, Reporte Interno del Cenapred. 1998.
- 25.- Minakami, T. 1935. The explosive activities of Volcano Asama in 1935 (Part 1). Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. V.13. p.629-643.
- 26.- Montes de Oca, M. 1981. Topografía,Representación y Servicios de Ing.

- 27.- Mogi, K. 1958. Relations between of the Eruptions of various Volcanoes and the Deformations of the ground around them. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. No. 36 p. 99-134.
- 28.- Nolasco, H., De la Cruz, S., Espindola, V., Mena, M., Cortez, A., Navarro, C. 1993. Reporte de la Etapa de Monumentación en el Volcán de Colima con el fin de evaluar deformaciones de corteza terrestre. Revista Ingeniería publicada por la Facultad de Ingeniería. UNAM. V. LXIV. No. 1. p. 59-64.
- 29.- Nolasco, H., De la Cruz, S., Espindola, V. 1994. Nivelación en el Volcán de Fuego de Colima, Primeras Evaluaciones. Revista Ingeniería publicada por la Facultad de Ingeniería. UNAM. V. LXIV. No. 1. p. 43-60.
- 30.- Nunari, G., Puglisi, G. 1994. 5.3. GPS measurerent. Acta Vulcanologica. Instituto Internacional de Vulcanologia. Catania Italia. V. 6. p. 20-23.
- 31.- Obrizzio, F., Del Gaudio, C. 1994. 5.2. Precise leveling. Acta Vulcanologica. Instituto Internacional de Vulcanologia. Catania Italia. V. 6. p. 17-20.
- 32.- Omote, S. 1942. Crustal deformations in Miyake-sima Island that accompanied the volcano activities in 1940. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. V. 20. p. 127-140. 36
- 33.- Peterson, D. W. 1986. Volcanoes: Tectonic setting and impact on society. Active Tectonics, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C. p. 231-246.
- 34.- Pollard, D., Delaney, W., Duffield, E., Okamura, A. 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. Tectonophysics. V. 94. p. 541-584.
- 35.- Punongbayan, R., Tilling, R. 1993. Algunos Casos Historicos Recientes. Los Peligros Volcanicos. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO). UNESCO. IAVCEI. p. 99-101.
- 36.- Quass, R., González, R., Guevara, E., Ramos, E., De la Cruz, S. 1995. Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia. "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995". SEGOB. CENAPRED. UNAM. 1994-1995 p. 25-75.
- 37.- Robin, C., & Boundal, C. 1987. A gigantic Bezymianny type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl. Jo. Geophy. Geother. Reser. V. 31. p. 115-130
- 38.- Rueger, J.M. 1990. Electronic Distance Measurement. Ed. Springer-Verlag. 3d. Edition. Berlin. 266 pag.

- 39.-Scott, B., Houghton, W. 1995. Surveillance of New Zealand's Volcanoes. TEPRHA. Pub. Ministry of Civil Defense. V.14. No.2. p.12-17.
- 40.-Siebe, C., Abrams, M., Macias, J.L. 1995. Derrumbes Gigantes, Depositos de Avalancha de Escombros y Edad del Actual Cono del Volcan Popocatepetl. "Volcán Popocatepetl, Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994-1995". SEGOB.CENAPRED.UNAM. p.195-220.
- 41.-Secretaria de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía. 1985 Normas Técnicas para Levantamientos Geodésicos. Diario Oficial de la Federación, (1º de Abril de 1985). p.13-43.
- 42.-Sundquist, U., Tryggvason, E. 1982. Deformation Measurement in The Hengill Region Initial Measurement in 1979. Nordic Volcanic Institute. Univ. of Iceland. 30 pag.
- 43.-Swanson, D., Casadevall, T., Newall, C. 1983. Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 through December 1982. Science,v.221.p.1369-1376.
- 44.-Swokowski, E.W., 1982. Cálculo con geometría analítica. Grupo Editorial Iberoamérica.
- 45.-Tilling, R.,Beate, B. 1993. Los Peligros Volcanicos. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO). UNESCO. IAVCEI. pag.6.
- 46.-Toscano. R. 1954. Metodos Topográficos. Im.Alenami. 825 pag.
- 47.-Tryggvason, E. 1968. Measurement of surface deformation in Iceland by precision leveling. Journal Geophysical Research. V.73. No.23 p.7039-7050.
- 48.-Tryggvason, E. 1983. Distance Measurements in The Gjástykki - Krafla - Mývatn Area, 1979-1982. Nordic Volcanic Institute. Univ. of Iceland. pag.48.
- 49.-Tryggvason, E. 1987. Myvatn lake level observations 1984-1986 and ground deformation during a Krafla eruption. Journal Volcanol. Geotherm. Reser., No.31 p.131-138.
- 50.-Tryggvason, E. 1994. Oserved ground deformation at Hekla, Iceland, prior to and during the eruptions of 1970,1980-1981 and 1991. Journal Volcanol. Geotherm. Reser., No.61 p.281-291.
- 51.-Van der Latt, R., Protti, M. 1998. Sexta Reunion Internacional Volcán de Colima. p.10-15.
- 52.-Walsh, J.B., Decker, R. W. 1971. Surface Deformation Associated With Volcanism. Journal Geophysical Research. V.76. p.3291-3302.

53.-Yokoyama, I. 1971. A model for the crustal deformations around volcanoes. J. Physc. Earth. V.19 p.199-207.

54.-Yokoyama, I., Yamashita, H., Watanabe, H., Okada, Hm. 1981. Geophysical Characteristics of Dacite Volcanism -The 1977-1978. Eruption of Usu Volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research. V.9. p.335-358.

55.-Yokoyama, Y. 1986. Crustal Deformation Caused By The 1914 Eruption of Sakurajima volcano, Japan and its Secular Changes. Journal of Volcanology and Geothermal Research. V.30. p.283-302.

56.-Zharinov, N., Fedotov, S. 1988. A Model for Klyuchevskoy Volcano Activity From Geodetic and Seismological Data. Kagoshima International Conference on Volcanoes. National Institute for Research Advancement, Tokyo Japan. p.71-78.

GLOSARIO

COSPEC: equipo que permite determinar desde una distancia lejana al lugar de emanación, los niveles de gas magmático, SO₂ de fumarolas volcánicas.

derrame fisural: salida de lava por una grieta o chimenea que no necesariamente es el cráter principal.

domo: lava con forma de cúpula que crece en el fondo del cráter o en la cima de un volcán.

edificio volcánico: es propiamente el cono que se forma por la acumulación de material expulsado a través del cráter y la forma es determinada por las proporciones de lava y elementos piroclásticos en el material de su composición.

erupción freática: se genera por el calentamiento de acuíferos subterráneos por efectos magmáticos.

erupción pliniana: emisión de grandes columnas eruptivas, con intensas explosiones que producen extensas lluvias de ceniza y flujos piroclásticos.

estratovolcán: es un volcán formado por capas de material fragmentario y corrientes de lava intercaladas.

exhalación: emisiones de corta duración que pueden ser vapor de agua, gases y ocasionalmente ceniza.

flujo piroclástico: mezcla de gases volcánicos y materiales fragmentados incandescentes que descienden por los flancos de los volcanes a gran velocidad y con alto poder destructivo.

hipocentro: origen (foco) de las señales sísmicas

lava vesicular: nombre que se le denomina a fragmentos de Pómez y que son generalmente de caída libre.

lapilli: fragmentos de tefra de mayor tamaño que la ceniza.

tefra: forma genérica para designar al material piroclástico.

tremor: reflejo de una vibración continua del suelo o pequeños sismos muy frecuentes, cuyas ondas se traslapan. Generalmente preceden a una erupción.