

# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



## FACULTAD DE INGENIERIA

“NIVELACIÓN DE ALTA PRECISIÓN EN EL ESTUDIO DE LA  
DEFORMACIÓN INTERSÍSMICA DE LA COSTA DE  
GUERRERO, MÉXICO”

TESIS DE LICENCIATURA  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
INGENIERA TOPOGRAFA Y GEODESTA  
P R E S E N T A:  
FRANCO SÁNCHEZ | SARA IVONNE

MÉXICO, D.F.



2000

286964



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis 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  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
FING/DCTG/SEAC/UTIT/131/00

Señorita  
SARA IVONNE FRANCO SANCHEZ  
Presente

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

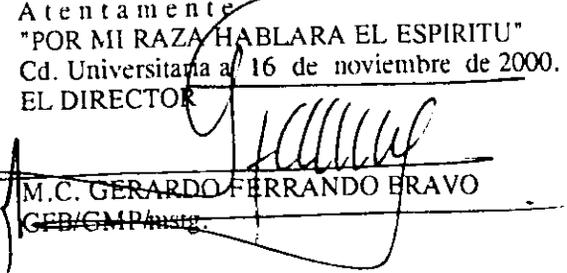
**"NIVELACION DE ALTA PRECISION EN EL ESTUDIO DE LA DEFORMACION  
INTERSISMICA DE LA COSTA DE GUERRERO, MEXICO"**

- INTRODUCCION
- I. ANTECEDENTES
- II. NIVELACION DE ALTA PRECISION
- III. RECOPIACION DE DATOS
- IV. PROCESAMIENTO DE DATOS
- V. INTERPRETACION DE LOS DATOS DE DEFORMACION
- VI. DISCUSION Y ANALISIS DE LOS RESULTADOS
- CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA

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

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que 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 16 de noviembre de 2000.  
EL DIRECTOR

  
M.C. GERARDO FERRANDO BRAVO  
GEB/GMP/mstg.

# ÍNDICE

---

INTRODUCCIÓN	.....	i
--------------	-------	---

## Capítulo I

ANTECEDENTES	.....	1
1.1. Tectónica del Sur de México	.....	1
1.1.1. Tectónica Global	.....	1
1.1.2. Tectónica Regional	.....	2
1.1.2.1. Ubicación de la zona de estudio	.....	3
1.2. Sismicidad en México	.....	4
1.3. Magnitud de un sismo	.....	5
1.3.1. Momento sísmico	.....	6
1.4. Origen de los terremotos	.....	7
1.4.1. Rebote elástico y ciclo sísmico	.....	8

## Capítulo II

NIVELACIÓN GEODÉSICA	.....	10
2.1. Generalidades	.....	10
2.1.1. Tolerancias y especificaciones	.....	12
2.2. Métodos de nivelación de alta precisión para el estudio de la deformación vertical	.....	12
2.2.1. Nivelación directa	.....	12
2.2.1.1. Nivelación simple	.....	12
2.2.1.2. Nivelación de perfil	.....	14
2.2.1.3. Nivelación diferencial	.....	14
2.3. Métodos de comprobación	.....	16
2.3.1. Nivelación de ida y regreso	.....	16
2.3.2. Nivelación por doble altura de aparato	.....	17
2.3.3. Nivelación con doble punto de liga	.....	17

2.4. Errores en nivelación	18
2.4.1. Errores aleatorios	21
2.4.1.1. Correcciones	24
2.4.2. Errores sistemáticos	24
2.4.2.1. Correcciones	26

### Capítulo III

RECOPIACIÓN DE DATOS	27
3.1. Nivelación para estudios de las deformaciones intersísmicas	27
3.2. Metodología	28
3.2.1. Bancos de nivel y perfiles de nivelación	28
3.2.2. Equipo y método de nivelación	30

### Capítulo IV

PROCESAMIENTO DE DATOS	33
4.1. Análisis y corrección del error sistemático	35
4.1.1. Criterios de clasificación y correcciones	35
4.1.1.1. Criterio del signo	35
4.1.1.2. Criterio de la media cero	38
4.1.1.3. Método de Lallemand	40
4.2. Cálculo de velocidades de deformación	44

### Capítulo V

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS DE DEFORMACIÓN	53
5.1. Modelo de deformación	53
5.2. Modelado de los datos	55

### Capítulo VI

DISCUSIÓN Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	62
--	----

Capítulo VII

CONCLUSIONES

..... 64

BIBLIOGRAFÍA

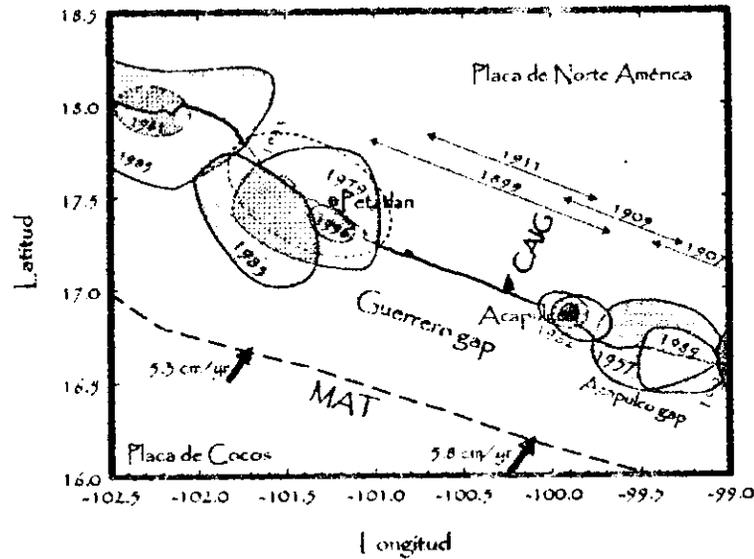
## INTRODUCCIÓN

---

La parte de la costa del Pacífico mexicano, en el estado de Guerrero, al noroeste de Acapulco, ha sufrido rupturas como las contempladas en una secuencia de seis grandes sismos ( $7.0 < M_s < 8.1$ ), cubriendo un período de 13 años desde 1973 a 1986 (Mikumo, 1998); estos sismos son: Colima 1973 ( $M_s=7.5$ ), entre los segmentos Jalisco y Michoacán; Petatlan 1979 ( $M_s=7.6$ ), en la parte oeste del segmento Guerrero; Playa Azul 1981 ( $M_s=7.3$ ); Michoacán, 19 de Septiembre de 1985 ( $M_s=8.1$ ) y las grandes réplicas de Zihuatanejo el 21 de Septiembre de 1985 ( $M_s=7.6$ ); y el sismo de 1986 ( $M_s=7.0$ ) en el segmento Michoacán.

La zona de ruptura de los eventos antes mencionados, permite ubicar una zona de aparente inactividad sísmica en la Trinchera Mesoamericana, a esta zona se le denomina "sismic gap" de Guerrero (brecha sísmica); en esta zona, longitud  $\sim 100^\circ W$  a  $101.2^\circ W$ , no ha ocurrido un sismo de gran magnitud desde 1911. De acuerdo con el catálogo de Anderson et al. (1989), los eventos más recientes que han ocurrido a lo largo del límite de subducción y que han tenido ruptura en esta zona son en 1899 ( $M_s=7.9$ ), 1909 ( $M_s=7.3$ ) y 1911 ( $M_s=7.6$ ).

Durante los últimos 88 años, solo pocos eventos con magnitud  $M_s > 6.0$ , se han registrado en los límites NW y SE del gap. Anderson et al. (1994) sugiere que la energía sísmica acumulada, puede producir un terremoto de magnitud  $M_w=8.1 - 8.4$  ( $M_0=12 \times 10^{27}$  din x cm), si el área total del gap rompiera en un solo evento.



Localización del gap de Guerrero y de Acapulco, y de los sismos que han ocurrido en estas áreas. Las coordenadas son geográficas.

Actualmente, otra zona de la costa de Guerrero que puede ser considerada una brecha, con un alto potencial sísmico, es la localizada en el área de ruptura del sismo del 28 de Julio de 1957,  $M_s = 7.6$  ( $M_0 > 5.1 \times 10^{27}$  dyn x cm); a esta región se le conoce como el gap de Acapulco, y esta localizada al sureste de la ciudad de Acapulco a partir de  $\sim 99.2^\circ W$  a  $\sim 100.0^\circ W$ . El tiempo de recurrencia para grandes eventos de subducción es estimado de 40-50 años (Kostoglodov & Ponce, 1994), y aunque han ocurrido sismos, tales como el evento doble de 1962 y el sismo de 1989, éstos han sido demasiado pequeños ( $M_0 < 1 \times 10^{27}$  dyn x cm) para cubrir toda el área del gap (Anderson et. al., 1994).

Una forma de poder visualizar lo que ocurre en la zona de la brecha sísmica de Guerrero y de Acapulco, es por medio de observaciones geodésicas, las cuales proporcionan una medición directa de los cambios en los estados de esfuerzos. En un área donde se han realizado varias

observaciones de este tipo, se puede inferir por medio de la deformación superficial, lo que esta ocurriendo en las profundidades donde se originan los terremotos [Thatcher W., 1984]. Por lo tanto la importancia de las observaciones geodésicas es que permiten inferir la acumulación de esfuerzos antes de un sismo.

La búsqueda de herramientas, para encontrar en zonas sísmicamente activas patrones de deformación, y su relación con la sismicidad, ha creado la necesidad de confiar en las medidas de desplazamiento y deformación de la superficie terrestre. En este sentido se hace necesario conocer los movimientos o desplazamientos verticales y horizontales con la mayor precisión posible. Las herramientas geodésicas que se han utilizado para tal efecto, son el sistema de posicionamiento global (GPS), para mediciones horizontales, y la nivelación geodésica para los desplazamientos verticales.

Las mediciones geodésicas acarrear consigo pequeños errores inevitables, es decir, ciertas desviaciones de los resultados con respecto a los valores reales de las magnitudes medidas; es por ello que éstos siempre están presentes en dichas magnitudes, pero, dentro de lo posible, habrá que debilitar su influencia sobre los resultados obtenidos [Bolchacov, P. Gaidáyev, 1977].

El presente trabajo esta orientado hacia el estudio de los errores sistemáticos y aleatorios presentes en una nivelación de precisión, con el fin de obtener la deformación vertical intersísmica que se tiene en la costa de Guerrero.

Este trabajo se ha dividido en dos partes, principalmente, la primera concerniente a la nivelación geodésica y al tratamiento de errores, y una segunda parte que es la aplicación de los datos obtenidos de la nivelación en los modelos de dislocación elástica para predecir patrones de deformación.



# ANTECEDENTES

---

### 1.1. Tectónica del Sur de México

Con el fin de tener un panorama más amplio acerca de la importancia de este estudio, es necesario establecer ciertos conceptos sobre la tectónica de placas, así como conocer acerca de la tectónica regional y los modelos en los que se basa la recurrencia sísmica.

#### 1.1.1. Tectónica Global

La teoría de la tectónica de placas se fundamenta principalmente en el contraste de las propiedades reológicas o de deformación de la litosfera y la astenosfera. La litosfera es una capa rígida casi indeformable, formada por la parte superior del manto y la corteza terrestre, mientras que la astenosfera es una zona o capa fluida fácilmente deformable del manto que se encuentra por debajo de la litosfera.

La litosfera se encuentra dividida o fragmentada en 12 placas, cuyo espesor varía de los 60 -200 km, estas placas se encuentran flotando sobre la astenosfera, debido al contraste de propiedades reológicas, este fenómeno puede compararse con el de los icebergs que se encuentran flotando sobre el océano. El movimiento relativo entre las placas puede ser descrito con el ciclo de Wilson, el cual explica la disgregación y amalgamación de los super continentes. Este ciclo se observa al conocer los límites de las placas.

Tres tipos básicos de límites de placas son los caracterizados por las diferentes formas de interacción entre ellas [Wallace, 1995]:

1. **Límites divergentes:** Donde dos placas se están moviendo apartándose una con respecto a otra produciendo nueva litosfera, o donde litosfera vieja está siendo adelgazada. Son ejemplos de límites divergentes las *dorsales oceánicas* y los *rifts continentales*. Estos límites también son llamados límites constructivos.
2. **Límites transcurrentes:** Donde las placas se mueven lateralmente una con respecto a otra sin presentar divergencia o convergencia. También se les llama límites conservativos, ya

que la litósfera no es creada ni destruida, o zonas de fractura. Este tipo de límite está representado por *las fallas transformantes*.

3. Límites convergentes: Es en donde la litósfera es adelgazada o consumida por el hundimiento hacia dentro del manto. Las *zonas de subducción y los alpes* son ejemplos de zonas de límites de placas convergentes. Estos límites también son llamados destructivos.

El movimiento en los márgenes convergentes, en las zonas de subducción, obliga a que la placa oceánica se introduzca debajo de la continental debido a su mayor densidad, dando como resultado la destrucción de la corteza oceánica.

En general, en las zonas de subducción, el hundimiento de la placa produce una hondonada a la cual se la denomina "*trinchera*". Parte del material introducido en el manto asciende hacia la superficie continental formando zonas de vulcanismo activo.

Uno de los indicios más claros, de las zonas de convergencia es la existencia de focos sísmicos. El interior de la capa buzante se encuentra sometido a tensiones a lo largo de la placa, mientras que en las partes profundas, está a compresión, debido a la resistencia que opone el material del manto a la penetración de la placa.

#### 1.1.2. Tectónica Regional

La sismotectónica de la región de América Central, es dominada por la interacción de cinco grandes placas, en cuyos bordes se manifiestan zonas tanto de convergencia, divergencia litosférica y zonas de falla de transformación. La sismicidad es concentrada principalmente en estas regiones que conforman los bordes de dichas placas, como es el caso de la zona de convergencia en el sudoeste de México.

El territorio de la República Mexicana, forma parte de la llamada Placa Americana o de Norte América, en el límite sur del territorio, se encuentra la Placa del Pacífico, la cual se subdivide en las placas secundarias, de Rivera y Cocos.

La placa oceánica de Cocos, domina el régimen tectónico de la parte central de México al subducir, bajo la placa continental de norte América. Esta placa subduce en una razón que

se incrementa hacia el sudeste, variando de 4.8 cm/año, en  $104^{\circ}$  W, a 7.5 cm/año, en  $94^{\circ}$  W [Pardo y Suárez, 1995, DeMets et.al, 1994].

La geometría de subducción en la costa de México, muestra a la placa de Cocos subduciendo con un ángulo de baja inclinación, aproximadamente de  $12^{\circ}$ , con respecto a la placa de Norte América.

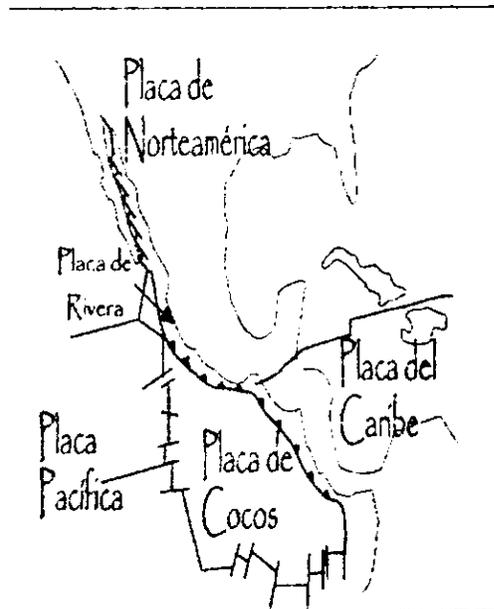


Figura 1.3. Distribución de las principales placas tectónicas que interactúan en la República Mexicana

La trinchera que se forma en esta zona de subducción, y que se extiende desde el Golfo de Baja California hasta Centro América, se llama "Trinchera Mesoamericana" (MAT); la cual está situada a lo largo de la plataforma continental en el océano Pacífico y continúa por Sudamérica hasta la Tierra de Fuego.

#### 1.1.2.1. Ubicación

El área de estudio se encuentra al sudoeste de la República Mexicana en el estado de Guerrero, de longitud  $\sim 100^{\circ}$ W a  $101.2^{\circ}$ W, como se muestra en la figura 1.4.

Entre el nordeste del Pacífico y la frontera continental del sudoeste de México, como ya se mencionó, se encuentra la zona de subducción Mesoamericana, de interés en este estudio.

En sí, esta zona de subducción tiene una extensión de casi 1,000 km a lo largo de la MAT, partiendo desde la región entre Jalisco - Colima, hasta la región de Oaxaca, en donde se

aleja más de la costa para continuar en dirección sudeste; en su extensión, la zona de subducción pasa por la Zona de Fractura de Rivera, por la cercanía de la Dorsal Este del Pacífico (EPR), por las zonas de Fractura de Orozco y O'Gorman, y por la cordillera de Tehuantepec, respectivamente (Singh & Mortera, 1991).

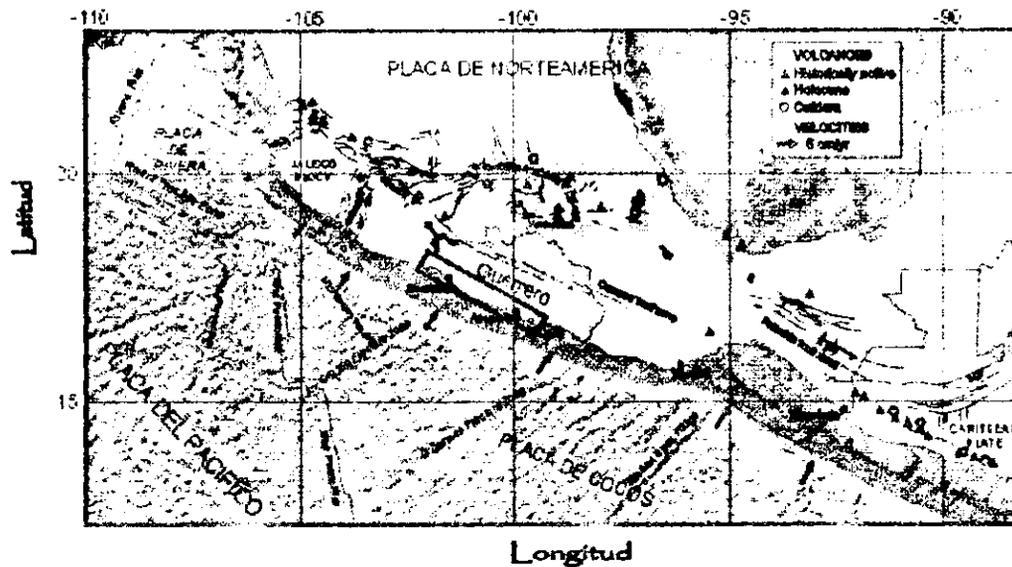


Figura 1.4: Ubicación de la zona de estudio, marcada por el área sombreada.

## 1.2. Sismicidad en México

Como ya se mencionó, la mayor actividad sísmica se concentra en las regiones donde se encuentran los límites de las placas.

Al norte de México ( $23^{\circ}\text{N}$ ) la mayoría de los sismos ocurren cerca o sobre un límite transformante, originado por el movimiento noroeste de la Placa Pacífica con respecto a la placa de Norte América a una velocidad aproximada de  $5\text{ cm/año}$ .

La sismicidad característica del sur del Golfo de California, es asociada a un límite divergente lo que significa que se presente una baja actividad.

En el sur de México, el régimen sismotectónico se encuentra gobernado por la interacción de las placas Rivera y Cocos con la placa Norte Americana. La placa de Rivera genera dos tipos diferentes de límites, al norte es un límite transformante y al sur presenta subducción, esto debido a que su polo de rotación de movimiento con respecto a la placa Norteamericana cae dentro de sí misma. Aunque la litosfera de la placa Rivera es de las mas

jóvenes placas que subduce, su deslizamiento no es asísmico, ya que el terremoto mas fuerte producido en la Trinchera Mesoamericana durante el siglo pasado, es el del 3 de Junio de 1932 ( $M = 8.4$ ) cuyo epicentro es cerca del muy difuso punto triple Rivera-Cocos-Norte América (longitud  $104.4^\circ W$  y latitud  $19.6^\circ N$ ).

Con lo que respecta a la placa de Cocos, los terremotos ocurren en la

### 1.3. Magnitud de un sismo

La mejor manera de cuantificar el tamaño de un sismo es a través de su momento sísmico,  $M_0$ , y la forma de la envolvente de su espectro. Esto se hace a partir de una buena función de tiempo de la fuente obtenida de cada onda superficial. Para ello se requiere de un modelado relativamente completo de la forma de onda. Por ello es más fácil obtener una magnitud del sismo a partir de la medición de la amplitud de una sola fase sísmica, como la onda P.

Desafortunadamente, existe el inconveniente de que la amplitud de las ondas de cuerpo en el campo lejano es proporcional al momento promedio. Así, diferentes historias de dislocación con el mismo momento sísmico sobre la falla, pueden producir diferentes amplitudes de señales. Además, los efectos de la función de tiempo dependerán de la banda de frecuencias de la observación, por lo que la amplitud de varias fases variarán de forma importante en función del instrumento.

El concepto de magnitud de un sismo basada en la amplitud de fases fue desarrollado por K. Wadati y C. Richter en los treinta, treinta años antes de que se midiera el primer momento sísmico.

La forma general de toda escala de magnitud está dada por:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

donde  $A$  es el desplazamiento del terreno de la fase en la que este basada la escala de amplitud,  $T$  es el período de la señal,  $f$  es una corrección para distancias hipocentrales ( $\Delta$ ) y profundidad focal ( $h$ ),  $C_s$  es un factor de corrección para efectos de sitio y  $C_r$  es una corrección por efectos de la región de la fuente.

Actualmente se encuentran en uso cuatro escalas de magnitud que son: magnitud local ( $M_L$ ), magnitud de ondas de cuerpo ( $m_b$ ), magnitud de ondas superficiales ( $M_S$ ) y magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ).  $M_L$  es la escala original desarrollada por Richter en 1935, la cual se basa en el decaimiento en función de la distancia del logaritmo del movimiento máximo del terreno en curvas paralelas, para diferentes sismos. El tamaño relativo de un sismo es calculado comparándolo con un "sismo de referencia".

$M_S$  es una escala basada en la amplitud de las ondas superficiales que dominan más allá de los 600 km de distancia epicentral para sismos superficiales, en sismogramas con periodos de aproximadamente 20 segundos.

$m_b$  es una escala que considera la amplitud de la onda P para los primeros ciclos dada la conveniencia de que estas ondas se convierten en otras fases para distancias regionales.

Las magnitudes  $M_S$  y  $m_b$  fueron diseñadas para ser compatibles con  $M_L$ . Normalmente se espera que la magnitud de un sismo sea la misma utilizando cualquier expresión, desafortunadamente no sucede así ya que las medidas de la amplitud son dependientes de las frecuencias a 1.2, 1.0, 0.05 Hz para  $M_L$ ,  $m_b$  y  $M_S$  respectivamente. Por esta razón las escalas se saturan,  $m_b$  comienza a saturarse en la magnitud 5.5 mientras que  $M_S$  lo hace a partir de 7.25 y estará completamente saturada en 8.0.

Este problema de saturación en las escalas sísmicas hizo necesario el desarrollo de una magnitud que no sufriera esta deficiencia.

### 1.3.1. Momento sísmico $M_0$ y magnitud $M_w$

Si consideramos que los sismos son esencialmente un fenómeno de cizalla pura, entonces no hay dilatación y es posible inferir que en el límite de las frecuencias bajas el equivalente de la fuente puntual es un doble par. El parámetro escalar de la fuente puntual del doble par es el momento sísmico ( $M_0$ ). Este puede ser relacionado a las dimensiones y al desplazamiento promedio de la falla (Aki, 1996).

La energía involucrada en un sismo incluye el cambio en la energía de deformación, la energía radiada en ondas sísmicas, pérdida de calor durante la dislocación, energía potencial debido a la deformación y la energía utilizada para la creación de fracturas.

Ya que no es posible determinar el esfuerzo tectónico total en la corteza con métodos sísmológicos, entonces la energía de deformación no puede ser determinado directamente por ondas sísmicas, al igual que la pérdida de calor y la energía utilizada para la creación de fracturas. La única contribución de energía que puede ser determinada de datos sísmológicos es la energía radiada en ondas.

Una forma de calcular la energía es basada en un marco de un método independiente muy importante en la estimación de energía que contempla consideraciones elásticas. A ésta nueva forma de calcular la energía de un sismo, se le llama magnitud de momento  $M_w$ . Esta magnitud permite una mejor cuantificación de la energía liberada durante un sismo y no es limitada por la saturación, ya que se encuentra relacionada con el momento sísmico.

#### 1.4. Origen de los terremotos

Un terremoto de origen tectónico, se considera producido por la ruptura de una parte de la litosfera. A esta ruptura, se le conoce con el nombre de falla, es decir es una fractura del material, el cual sufre un desplazamiento relativo entre ambas partes de la fractura.

Los parámetros que definen la orientación y dimensiones de una falla, así como la dirección y magnitud del deslizamiento que en ella ocurre, son los siguientes: longitud de la falla ( $L$ ), ancho ( $W$ ), acimut de la traza, "strike" ( $\phi$ ), buzamiento del plano, "dip" ( $\delta$ ), ángulo del desplazamiento ( $\lambda$ ) y la dislocación ( $\Delta u$ ).

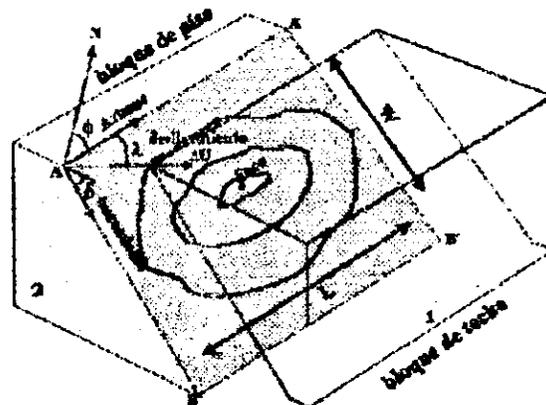


Figura 1.5.: Parámetros que definen el movimiento de una falla

### 1.4.1. Rebote elástico y ciclo sísmico

El primer modelo mecánico del origen de los terremotos fue propuesto, en 1911, por E. Reid, con la teoría del "rebote elástico". De acuerdo con esta teoría, las deformaciones elásticas se van acumulando en una región, hasta superar la resistencia del material, produciendo una fractura con movimiento relativo de sus partes, así como la relajación de las deformaciones acumuladas. La energía elástica se almacena de forma lenta, en procesos que pueden durar desde decenas hasta cientos de años, relajándose súbitamente en un terremoto que dura solo algunas decenas de segundos.

Una implicación importante de este modelo, es la existencia de un ciclo repetitivo de acumulación y liberación de energía en un terremoto, denominado *ciclo sísmico*.

El ciclo sísmico se refiere a la observación de la ocurrencia de un sismo a lo largo de una falla.

De hecho, observaciones sísmicas y geológicas, indican que una falla puede sufrir repetidas rupturas.



Figura 1.6.: Teoría del rebote elástico. a) Estado de deformación antes de un sismo, b) situación después del terremoto

En la noción de ciclo sísmico, ciclo no implica que los terremotos sean periódicos o regulares, en otras palabras no implica que los terremotos tengan una conducta.

El ciclo de deformación, o ciclo sísmico, consiste de cuatro fases, aunque una de ellas, el periodo pre-sísmico, todavía está sometida a discusión, estas etapas son:

-Período cosísmico: Es la etapa en la cual la deformación es mas rápida y notoria, ya que es en cuestión de segundos. Es la etapa que ocurre durante un sismo, es decir es durante el deslizamiento de la falla.

-Período postsísmico: Es un período de acoplamiento, donde la deformación observada es relativamente rápida hasta llegar a estabilizarse, es un periodo que puede llevarse días, meses y a veces varios años después de un sismo.

-Período intersísmico: En esta etapa la deformación que se presenta es continua, no se presentan cambios bruscos en la deformación, puede durar varias décadas o incluso siglos.

-Período presísmico: Como ya se mencionó esta es una etapa todavía sometida a discusión, pero durante este periodo la deformación parece detenerse, no se observa deformación.

La deformación de la corteza terrestre, observada durante el ciclo sísmico es lenta e impredecible, y no es mas que el cambio de posición sobre la superficie terrestre. La única forma de visualizar esta deformación, es mediante el monitoreo de puntos de control con el uso de técnicas geodésicas de alta precisión, como son la nivelación de primer orden, para el estudio de la deformación vertical, y el uso del sistema de posicionamiento global GPS para determinar deformaciones en la componente horizontal, ya que éste último, en posicionamiento vertical, para periodos de observación cortos y distancias menores a los 30km, la precisión que brinda es mucho menor que la que se puede obtener con nivelaciones de alta precisión [Larson, K. 1995].

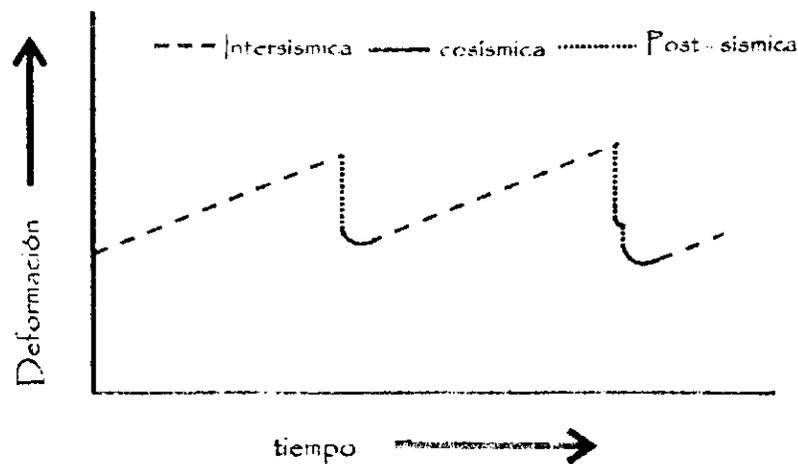


Figura 1.7: Esquema del ciclo sísmico, muestra la historia de la acumulación de la deformación.

## Capítulo II

# NIVELACIÓN DE PRECISIÓN

---

### 2.1. Generalidades

La nivelación es una técnica utilizada para medir diferencias de elevación entre dos puntos de interés y tiene por objeto determinar la diferencia de alturas entre puntos del terreno.

Los niveles o alturas de los puntos se toman sobre planos de comparación diversos, siendo el más común de ellos, el del nivel del mar.

A la distancia vertical de un punto a un plano de referencia se le conoce como cota.

Para tener puntos de control y de referencia para obtener las cotas en el terreno, se escogen o se construyen puntos fijos, notables, invariables, en lugares convenientes. Estos puntos son los que se llaman bancos de nivel. Su cota se determina con respecto a otros puntos conocidos, o se les asigna una, según sea el caso.

Cuando se hacen trabajos de nivelación el plano de comparación que se considera se llama superficie de nivel, en la cual todos sus puntos son perpendiculares a la línea de la plomada, por ejemplo la superficie del agua tranquila.

El plano horizontal que pasa por cualquier punto de la esfera terrestre, es tangente a una superficie de nivel en ese punto, pero por ser muy grande el radio de la Tierra, es posible considerar como superficie de referencia o superficie de nivel a un plano de cota conocida o fijada arbitrariamente, sin que se presenten errores importantes [Alcántara, 1990]

El equipo que se utiliza en una nivelación es una regla graduada en las unidades en la que se desea obtener el desnivel o la cota del punto de interés; esta regla recibe el nombre de estadal o mira vertical. Otro instrumento utilizado e igualmente importante es el equialtímetro, comúnmente llamado nivel. Este instrumento consta de un nivel de burbuja, generalmente unido al telescopio, directa o indirectamente, en el cual el hilo horizontal de la retícula define un plano que contiene la línea de la visual o línea de colimación.

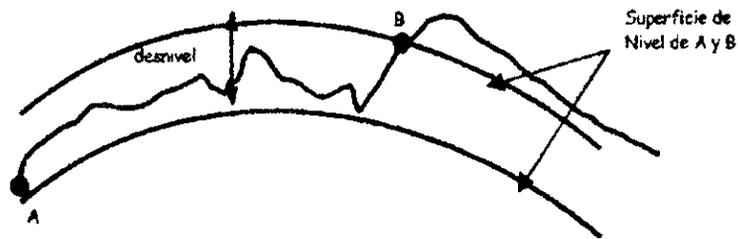


Figura 2.1.: Representación gráfica del desnivel entre dos superficies de nivel

Existen varios tipos de equialtímetros: los tradicionales o antiguos, los de tipo basculante y los automáticos.

Los niveles tradicionales son el tipo inglés o nivel Dumpy, el tipo americano y el tipo francés; de los cuáles el único que sigue en uso es el Dumpy, debido a que es el más rígido de los tres, ya que el telescopio se encuentra fijo sobre sus apoyos.

El nivel de tipo basculante posee un telescopio y un nivel que son móviles por medio de un tornillo micrométrico llamado tornillo basculante. Éste es independiente del eje acimutal y por ello, una vez centrada la burbuja del nivel esférico mediante los tornillos niveladores, se pondrá horizontal, con toda precisión, a la línea de colimación por medio del tornillo basculante.

Los niveles automáticos tienen su base en principios gravimétricos; carecen de nivel tubular en el telescopio, así como de los tornillos basculantes y otros aditamentos descritos para los niveles tradicionales y basculantes. Poseen un nivel de tipo circular para colocar el aparato casi siempre en posición horizontal. El telescopio posee un compensador automático que puede ser de péndulo, de prismas, de espejos o electromagnético.

Un artículo complementario para las nivelaciones es el sapo o porta mira, la cual sirve como base sólida para colocar el estadal en sitios donde el terreno es blando. La niveleta es otro accesorio que consiste en un nivel circular sobre una escuadra, a fin de llevar la burbuja al centro; lo cual indica que el estadal está en posición vertical, como se requiere durante la nivelación, este accesorio se fija en la parte trasera del estadal.

### 2.1.1. Tolerancias y especificaciones

El grado de precisión requerido en una nivelación estará en relación directa con los objetivos que se persigan, la extensión y condiciones del terreno así como los instrumentos o equipo auxiliar que se emplee. De este modo tenemos que las nivelaciones son de primer, segundo y tercer orden [Vanicek, P., 1980].

A través del tiempo la estimación de la precisión ha sufrido cambios, debido principalmente a la modificación del equipo utilizado, el empleo del nivel automático y de las miras invar. De esta forma la especificaciones utilizadas antes de 1901 para nivelaciones de primer orden era de alrededor de  $2.5 \text{ mm} \cdot \text{K}^{1/2}$ , por estación, y actualmente la precisión que se maneja para este tipo de trabajo es de alrededor de  $1.0 \text{ mm} \cdot \text{K}^{1/2}$ , donde K es la distancia en kilómetros que hay entre dos estaciones consecutivas. Cuando se considera la nivelación completa el error de cierre o error total que se permite en la actualidad es de  $3 \text{ mm} \cdot \text{K}^{1/2}$ .

Una vez determinado el error total y comparándola con la tolerancia establecida, se decide si el trabajo se puede compensar o si es necesario repetirlo.

## 2.2. Métodos de Nivelación empleados en el estudio de deformación vertical

### 2.2.1. Nivelación directa

La nivelación directa, es aquella en la que la diferencia de alturas se obtiene utilizando equialtímetros, tal es el caso de la nivelación simple, la nivelación de perfil y la nivelación diferencial.

#### 2.2.1.1 Nivelación simple

La nivelación simple es aquella en la que desde una misma estación o puesta de aparato, se determinan los desniveles entre un punto de partida y uno o varios puntos, ya sean alineados o dispersos. [Tracy, C., 1907]

En la figura 2.2. se puede observar el procedimiento para obtener desniveles, entre diversos puntos en el terreno y el punto B.N., a partir de una sola puesta de aparato (nivelación simple); para poder realizar este tipo de trabajo, no es necesario partir de un punto con cota conocida o determinada. Como se necesita conocer la elevación del plano horizontal definido por la línea de colimación del instrumento, se coloca el estadal en el punto B.N. y se hace una

primera lectura, la cual se considera como la elevación del plano horizontal; para poder obtener los siguientes desniveles en el terreno, se colocan los estadales en los puntos de interés y la lectura que se obtiene se le resta a la elevación del plano horizontal, obteniendo las cotas de los puntos deseados.

Tabla II.1. Especificaciones para el control geodésico vertical.

CLASIFICACIÓN	PRIMER ORDEN	SEGUNDO ORDEN		TERCER ORDEN
	CLASE 1 Y CLASE 2	CLASE 1	CLASE 2	
Instrumentos	Nivel automático o de precisión con niveles basculantes paralelos al plato del micrómetro; miras invar.	Nivel automático o de precisión con micrómetro óptico; miras invar.	Niveles geodésicos y miras invar	Niveles geodésicos y estadales
Procedimientos de campo	Método diferencial para cada sección de 1-2 km	Método diferencial para cada sección de 1-2 km	Método diferencial en secciones de 1-3 km	Método diferencial en secciones de 1-5 km
Longitud máxima entre cada señal.	50 m clase 1 60 m clase 2	60 m	70 m	90 m
Máxima diferencia de longitud entre las señales atrás y adelante	2 m clase 1 5 m clase 2	5 m	10 m	10 m
Máxima diferencia de longitud entre señales acumulada por estación	4 m clase 1 10 m clase 2	10 m	10 m	10 m
Tolerancia de cierre con el método diferencial	$3 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$ clase 1 $4 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$ clase 2	$6 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$	$8 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$	$12 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$
Tolerancia de cierre en nivelación de circuito	$4 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$ clase 1 $5 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$ clase 2	$6 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$	$8 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$	$12 \text{ mm} \cdot k^{1/2}$

El signo negativo en el desnivel indica que el punto en el que se hizo la lectura está más abajo que el punto de partida, por lo tanto el signo positivo indica que el punto leído se encuentra por arriba del nivel del punto origen.

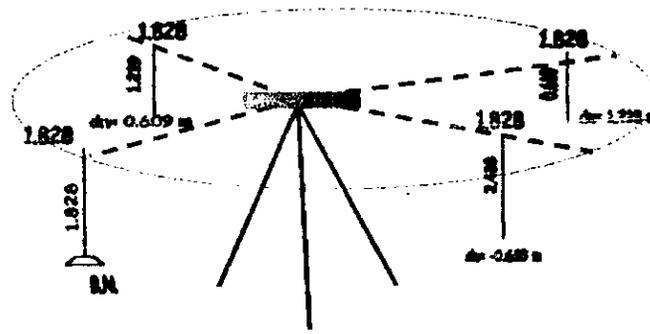


Figura 2.2.: Esquema para representar una nivelación directa sencilla.

### 2.2.1.2. Nivelación de perfil

La nivelación de perfil es aquella en la que se determinan las cotas de los puntos de interés así como su posición relativa o distancia horizontal entre ellos, esto con la finalidad de poder obtener la proyección vertical del terreno o de los puntos nivelados. A esta proyección vertical del terreno se le da el nombre de perfil; un perfil puede mostrar todas las elevaciones y depresiones a lo largo de la línea de nivelación como si la vista fuera lateral.

### 2.2.1.3. Nivelación diferencial

Esta nivelación tiene por objeto encontrar los desniveles entre dos o más puntos por medio de la diferencia entre las lecturas de los estadales atrás y adelante; la razón por la cual se les denomina lectura atrás y adelante es debido a la dirección que siguen con respecto a la posición del equialtimetro. Las lecturas que se toman atrás, se les llama (+) y las lecturas adelante son (-).

El procedimiento que se sigue para realizar una nivelación diferencial consiste en colocar los estadales en los puntos de interés (B.N. 1 y B.N. 2). Cuando no es posible ver los dos puntos con una sola puesta de aparato, se deben poner puntos auxiliares, que reciben el nombre de puntos de liga y con ellos llegar al punto deseado; estos puntos tienen tanto lectura atrás como adelante, por esta razón es necesario que no se muevan del lugar hasta que se hayan concluido las lecturas en ambas direcciones.

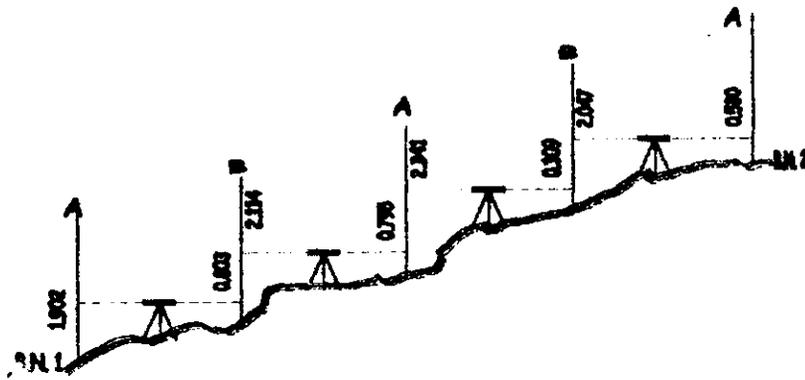


Figura 2.3.: Diagrama de una nivelación diferencial.

La tabla II.2a es un ejemplo del registro que se debe llevar al hacer una nivelación diferencial cuando se conoce la cota del punto de partida y se desea determinar la elevación de los puntos consecutivos. Para calcular la cota, lo que se hace es sumar la lectura atrás, obteniendo así la altura del instrumento a la cual se le resta la lectura adelante.

En la tabla II.2b, se da un ejemplo del registro que se hace cuando no se conoce la cota del punto de partida y solo se desea establecer el desnivel entre dos puntos, sin determinar su elevación.

Tabla II.2a

PV	Lec (+)	Altura del instrumento	Lec (-)	Cota	OBSERVACIONES
B.N. 1	1.902	1.902		0.000	
P <sub>L1</sub>	2.114	3.213	0.803	1.099	
P <sub>L2</sub>	2.341	4.759	0.795	2.418	
P <sub>L3</sub>	2.047	6.497	0.509	4.450	
B.N. 2			0.530	5.967	

$$dn = \text{cota B.N.1} - \text{cota B.N.2}$$

Tabla II.2b

PV	Lec (+)	Lec (-)	OBSERVACIONES
B.N. 1	1.902		
P <sub>L1</sub>	2.114	0.803	
P <sub>L2</sub>	2.341	0.795	
P <sub>L3</sub>	2.047	0.509	
B.N. 2		0.530	

$$dn = \sum \text{lec}(+) - \sum \text{lec}(-)$$

### 2.3. Métodos de comprobación

En una nivelación, como en cualquier trabajo de topografía y geodesia, se introducen errores cuya magnitud no es posible conocer sino se verifica la medición.

Cuando se realizan más de dos mediciones de una misma magnitud, la diferencia entre ellas, nos ayuda a evaluar la precisión del trabajo, estas diferencias son conocidas como "perturbaciones o variaciones", las cuáles, después de un tratamiento estadístico sirven para determinar la magnitud del error.

Existen diferentes métodos para la comprobación de una nivelación, como son nivelación en circuito o de ida y regreso, nivelación por doble altura de aparato y nivelación con doble punto de liga.

#### 2.3.1 Nivelación de ida y regreso.

Esta nivelación se hace partiendo de un banco de nivel con cota conocida, llegando a un punto final al cual se le asigna cota. Para poder tener la comprobación, lo que se hace es nivelar en sentido contrario, es decir del banco o punto final se parte hacia el banco de nivel origen; la diferencia que exista entre la cota de partida y la cota de llegada en el banco inicial corresponde al valor de la "perturbación" total durante la nivelación. Como ya se mencionó, esta variación se debe comparar con las tolerancias especificadas para cada tipo de trabajo, si dicha variación está dentro del límite, la nivelación se compensa, en caso contrario el trabajo deberá repetirse.

Este método de comprobación presenta como desventaja que el valor del error se conoce hasta el final del trabajo, no permite llevar un control por estación.

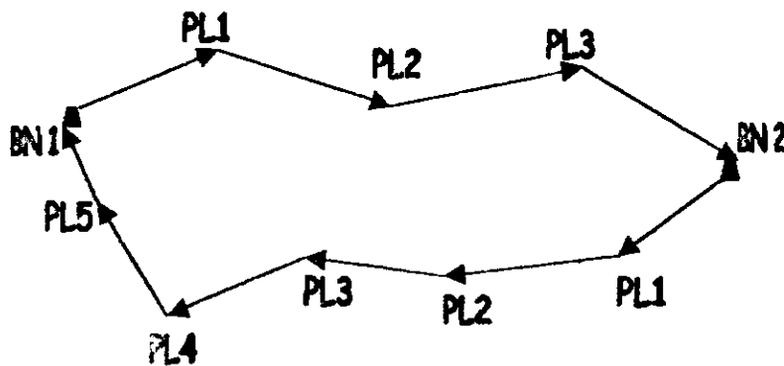


Figura 2.4.: Nivelación de ida y regreso

### 2.3.2. Nivelación por doble altura de aparato

Esta es una comprobación que se realiza en un solo recorrido, es decir el control de los errores se realiza en cada estación. El procedimiento que se sigue consiste en colocar el nivel, hacer las lecturas de los estadales y antes de hacer el cambio de estación, se debe mover el equipo variando su altura y por lo tanto las lecturas en las miras diferirán de las primeras, pero el desnivel entre ambos puntos deberá ser el mismo o en su defecto tener una diferencia tolerable, de lo contrario se repetirá la estación cambiando nuevamente la altura del instrumento.

Este método presenta una clara ventaja sobre el mencionado anteriormente, ya que no es necesario terminar toda la línea de nivelación para determinar el valor de la perturbación, además de que este tipo de comprobación permite minimizar e incluso eliminar el error debido a mala graduación de los estadales. Como una posible desventaja se puede considerar el hecho de que se necesitan dos registros simultáneos, debido a la necesidad de comparar los desniveles por estación.

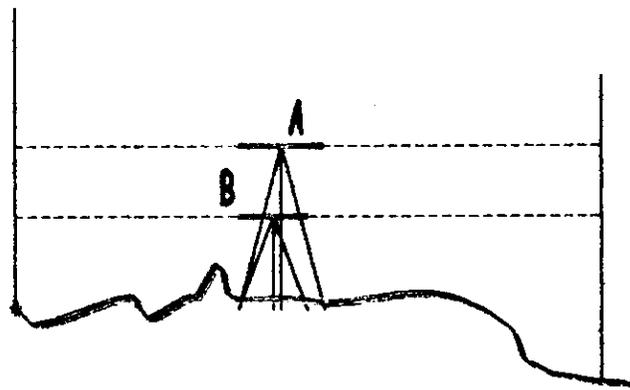


Figura 2.5.: Nivelación por doble altura de aparato, donde "A" es la primera altura del instrumento y "B" es la segunda altura en la misma estación.

### 2.3.3. Nivelación con doble punto de liga

Este método de comprobación consiste en llevar una doble nivelación con dos lecturas en cada punto de liga, esto con el apoyo de cuatro estadales por estación, exceptuando los puntos de control o de interés. Al igual que en la nivelación con doble altura de aparato, se llevan dos registros simultáneos, pero solo se puede comprobar el error al final del recorrido, ya que la forma de verificar la nivelación es comparando el desnivel obtenido en ambas nivelaciones.

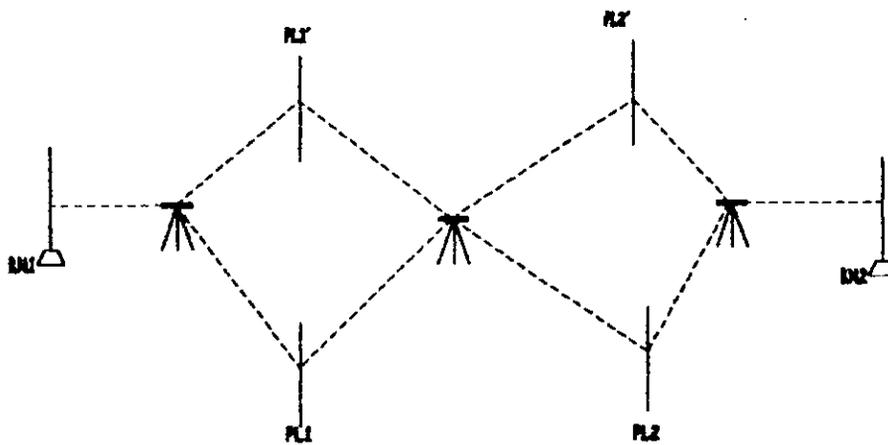


Figura 2.6.: nivelación con doble punto de liga.

Es claro que los métodos de comprobación se pueden utilizar de forma individual o en una combinación de ellos, obteniendo claras ventajas durante el trabajo que se este realizando.

#### 2.4. Errores en la nivelación

Se sabe, por experiencia, que aún en el trabajo mas cuidadoso y esmerado las mediciones múltiples de cualquier magnitud constante presentan siempre resultados diversos. El orden de las divergencias entre los resultados de las mediciones repetidas debe corresponder a la precisión de las mediciones, lo cual es indicio de la ausencia de errores graves [Bolshakov, Gaidáyev 1977].

Wester define un error como "la diferencia entre un valor calculado u observado y el valor verdadero", naturalmente que el valor verdadero no se puede conocer, pero si se puede determinar el valor mas probable de una magnitud y comparar las mediciones efectuadas con dicha cantidad [Bevington, 1969].

Según la fuente de aparición de los errores, estos se pueden clasificar en [Tracy, C., 1907]:

- Naturales: Son aquéllas que existen en el medio en el que se esta llevando a cabo la medición tales como la temperatura, el viento, la acción de la gravedad, obstáculos durante la medición, etc.
- Instrumentales: Son la imperfecciones en la construcción y ajuste de los instrumentos. Expansión, contracción y otros posibles cambios en los instrumentos.
- Personales: Son los problemas o limitaciones propias del ser humano.

La clasificación de los errores según sus leyes de aparición es [Bolshakov, Gaidayev, 1977]:

- **Equívocaciones:** Son debidos al descuido, inexperiencia, confusiones, cansancio, errores en las lecturas, etc. por parte del operador o de sus ayudantes. Los resultados de las mediciones que contienen errores graves o equívocaciones han de ser descubiertos y desechados.
- **Errores constantes:** Son aquéllos que se presentan con la misma magnitud, bajo las mismas condiciones, si se conocen bien sus causas y/o su magnitud, pueden ser eliminados. A estos errores también se les llaman errores sistemáticos.
- **Errores accidentales:** No se conoce su magnitud ni su fuente. Se presentan de manera aleatoria y solo se puede minimizar su influencia por medio de la probabilidad. Se les denomina errores aleatorios.

Con el fin de entender mejor las diferencias entre los errores sistemáticos y aleatorios, se considera la analogía mostrada en la figura 2.8., donde el experimento es una serie de tiros sobre una diana, la medida de precisión es por medio de la cercanía que guarden los puntos o disparos con respecto al centro [ Taylor R., 1997]. Los errores aleatorios son causados por cualquier fuente, por lo que arriivan de forma aleatoria ( no ordenada) a diferentes sitios. Los errores sistemáticos tienden a llegar u ordenarse en una posición. La figura 2.8., muestra como cambian los resultados de un experimento por la combinación de pequeños o grandes errores aleatorios y sistemáticos.

Aunque la figura 2.7, es una excelente ilustración de los efectos de los errores aleatorios y sistemáticos en cualquier medida, puede conducir a conclusiones erróneas en un aspecto importante. En esta figura se muestra la posición que guardan los disparos con respecto al centro, es decir se evalúa el error en base a la medida conocida.

En la figura 2.8, se muestra una serie de disparos, pero sin una referencia, es decir sin conocer previamente el valor real de la medida. Como se puede observar, identificar los errores aleatorios es fácil, pero determinar el tamaño, o influencia, de los errores sistemáticos es mucho mas complicado. Esta figura muestra la situación real que prevalece en la mayoría de los experimentos, donde es relativamente fácil conocer la distribución de los errores aleatorios, pero conseguir la influencia de los errores sistemáticos es mas complejo.

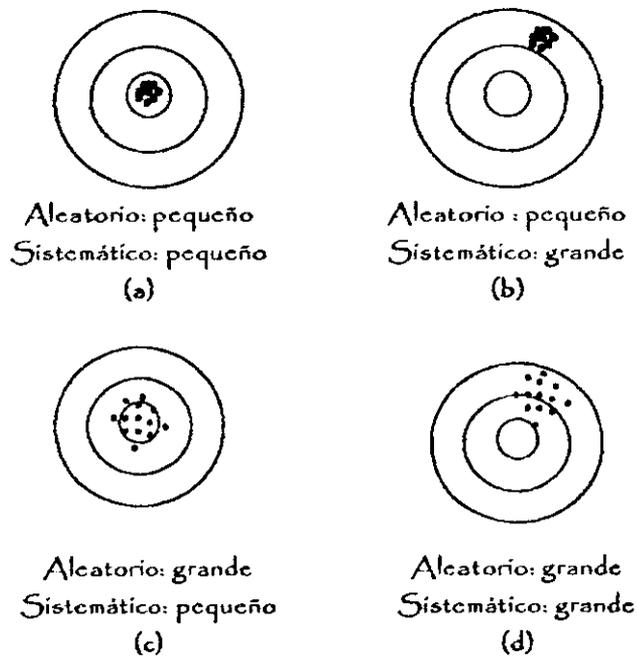


Figura 2.7. Errores sistemáticos y aleatorios en el experimento. (a) Todos los disparos arriban cerca uno de otro. La distribución de los disparos es todos en el centro, por lo tanto los errores aleatorios y sistemáticos son pequeños. (b) Los errores aleatorios continúan siendo pequeños, pero los errores sistemáticos son grandes ya que los disparos se encuentran sistemáticamente fuera del centro. (c) Los errores aleatorios son grandes, pero los errores sistemáticos son pequeños, los disparos están dispersos, pero no están "sistemáticamente" fuera del centro. (d) Ambos, errores sistemáticos y aleatorios, son grandes.

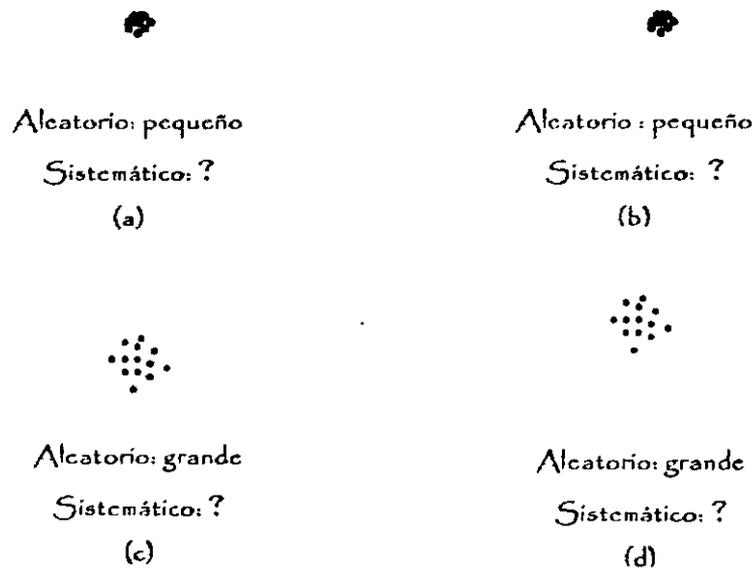


Figura 2.8.: El mismo experimento como en la figura 2.8 pero sin mostrar la posición del tiro al blanco. Esta situación corresponde, muy aproximadamente, a experimentos reales, en el cual nosotros no conocemos el valor real de la cantidad que se mide. En esta figura reconocer el error aleatorio es relativamente fácil, pero de los errores sistemáticos no se puede decir mucho.

En geodesia, la clasificación de errores que se considera es la referente a las leyes de aparición; la clasificación según su naturaleza, se deja para las disciplinas que estudian los aparatos y métodos de medición.

En adelante solo se tratarán los errores sistemáticos y aleatorios.

#### 2.4.1. Errores aleatorios

Un error aleatorio es la suma algebraica de un número infinitamente grande de pequeños errores elementales, los cuales pueden ser positivos o negativos.

Los errores aleatorios no pueden ajustarse a una ley determinable que regule su aparición, se presentan indistintamente con diversas magnitudes y sentidos, se compensan según la leyes del azar.

Para someter los errores aleatorios al cálculo y formar por lo tanto una teoría, nos basamos en los postulados de Gauss, distribución normal, ya que esta distribución es la más cómoda para realizar una aproximación de probabilidades, los postulados de Gauss son los siguientes:

1. Cuando se hacen varias determinaciones de una magnitud, con el mismo cuidado bajo idénticas circunstancias el promedio de dichas determinaciones constituye el valor mas probable de esa magnitud.
2. Los errores negativos se presentan con la misma frecuencia que los positivos
3. Los errores pequeños se presentan con mayor frecuencia que los errores grandes.
4. Los errores muy grandes no se presentan. Se entienden por errores muy grandes las equivocaciones que se presentan en las mediciones.

Como ya se mencionó, los errores aleatorios pueden analizarse desde el punto de vista de la teoría de la probabilidad. Basándonos en los postulados de Gauss, podemos suponer que la aparición de estos errores obedece a la distribución normal de probabilidades.

Por esta razón la desviación estándar y la varianza son términos estadísticos que se emplean para expresar la precisión de grupos de medidas, es decir la dispersión de las magnitudes. La ecuación de la desviación estándar es:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{1}{n-1} * \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \dots\dots\dots (II.1)$$

De la ecuación (II.1), se observa que la desviación estándar tiene valores negativos y positivos. En la curva de distribución normal, el valor numérico de la desviación estándar es la abscisa en los puntos de inflexión (figura 2.9), el área bajo la curva en cualquier distribución normal, independientemente de la forma de la curva o del valor numérico de la desviación estándar, es siempre del 62.87% [Wolf, Brinker, 1994].

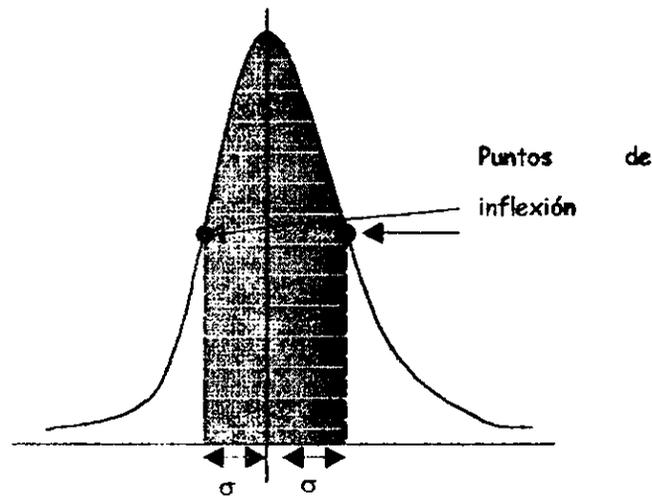


Figura 2.9.. Valores de la desviación estándar de una distribución normal.

A partir de estas observaciones, son tres las interpretaciones que pueden obtenerse de la desviación estándar :

1. La desviación estándar fija los límites dentro de los cuales debe esperarse que queden las mediciones.
2. Otra interpretación, es que una medida adicional, tendrá el 62.87% de quedar dentro de los límites establecidos por la desviación estándar.

Tabla II.2 Matriz que muestra las fuentes de error asociadas a una nivelación y los procedimientos y correcciones adoptadas por la National Geodetic Survey para detectar y minimizar o eliminar esos errores. (Vanicek, 1980)

	Fuentes de error	
	<b>Equivalencias</b>	
	Mover el instrumento o al punto de liga antes de cambiar de estación	.....
	Contar errores mayores a cinco en la lectura de los miras	.....
	Error al leer el estado de adelante antes que el estado de atrás	.....
	<b>Errores sistemáticos</b>	
	Error en la verticalidad de los miras	.....
	Error en la graduación de la escala en los estados	.....
	Expansión térmica de los miras inver	.....
	Error de índice en los miras	.....
	Movimiento involuntario del triple en la estación	.....
	Movimientos involuntarios de los puntos de liga durante la estación o en	.....
	Cambio en la colimación por resaca	.....
	Fluctuaciones de la línea de colimación debido a la temperatura	.....
	Colimación	.....
	Sobres compensación o mala compensación	.....
	Reflexión	.....
	Condiciones atmosféricas	.....
	Cambios de la refracción durante la estación	.....
	<b>Errores aleatorios</b>	
	Efectos de la reverberación en una estación	.....
	Efectos de la reverberación a lo largo del perfil de nivelación	.....
	Error en la colocación de los estados	.....
	Refracción	.....
	Error en la graduación individual de los estados	.....
<b>Procedimientos de control o minimización de errores</b>		
<b>Procedimientos que se deben considerar</b>		
	Intercalar los estados entre estación	.....
	La lectura menor que se hace en los estados debe ser de 0.5 m	.....
	Usar las bases metálicas que faciliten girar el estado cuando este es justo de ligas sin necesidad de levantarlo	.....
	Checkear y ajustar los estados periódicamente	.....
	Usar miras con abrazaderas	.....
	Usar miras de doble escala	.....
	Verificar la nueva nivelación contra la vieja	.....
	Verificar el cierre del circuito o de la nivelación diferencial	.....
	Límite de longitud entre señales	.....
	Secuencia en las observaciones de los estados	.....
	Observar el mismo estado en el banco de nivel de partida y el de llegada	.....
	Al realizar lecturas en estados de doble escala se debe desvelar y nivelar el instrumento entre cada lectura	.....
	Invertir la dirección de la nivelación al cambiar días	.....
	Verificar el límite tolerable para hacer las lecturas en cada estación	.....
	Usar estados graduados en diferente escala	.....
	Usar niveles automáticos	.....
	Equidistancia entre los estados	.....
	Verificar la calibración y compensación del instrumento	.....
	Doble nivelación en sentidos contrarios	.....
	Uso del micrómetro en las lecturas	.....
<b>Correcciones</b>		
	Calibración de los estados	.....
	Corrección de los estados por cambios de temperatura	.....
	Corrección por refracción	.....
	Corrección por error en la colimación	.....

3. El valor real o verdadero tendrá el 62.87% de probabilidad de quedar dentro de los límites de la desviación estándar.

#### 2.4.1.1. Correcciones

La mayoría de las mediciones de levantamientos se deben ajustar a ciertas condiciones geométricas. Las magnitudes por las que las mediciones no satisfacen estas condiciones se denominan *errores de cierre*, e indican la presencia de errores aleatorios, en el caso de una nivelación, las condiciones geométricas que se deben cumplir son tolerancias especificadas en la sección 2.1.1. Diversos métodos se aplican para distribuir esos errores y producir condiciones geométricas y matemáticas perfectas. Algunos sencillamente aplican correcciones del mismo tamaño a todos los valores medidos; en estos casos, cada corrección es igual al error de cierre dividido entre el número de mediciones. Otros corrigen las observaciones en proporción a las ponderaciones asignadas.

Debido a que los errores aleatorios en topografía, ocurren conforme a las leyes matemáticas de la probabilidad y suponemos que se distribuyen normalmente, el proceso de ajuste más adecuado deberá basarse en estas leyes. El procedimiento de los mínimos cuadrados es uno de tales métodos. No es algo nuevo, pues ya a finales del siglo XVIII el matemático alemán Karl Gauss lo había aplicado.

#### 2.4.2. Errores sistemáticos

Como ya se mencionó los errores aleatorios de medición se someten a la llamada ley de estadística. Por lo que toca a los errores sistemáticos, sus leyes dependen de las fuentes de aparición de los errores, y pueden ser descubiertas en estudios especiales. Un mejoramiento importante de la precisión de las mediciones es posible mediante un adecuado análisis de la influencia de estos errores, así como de posibles técnicas de minimización.

Los errores sistemáticos resultan de factores que comprenden el "sistema de medición", e incluyen el medio ambiente, los instrumentos y el observador. Siempre que las condiciones del sistema se mantengan constantes, estos errores se mantendrán constantes. Si las condiciones cambian, las magnitudes de los errores también cambiarán.

Las condiciones que ocasionan errores sistemáticos se deben a leyes físicas que, se pueden representar matemáticamente. Por tanto, si se conocen las condiciones y se pueden medir, es

posible calcular una corrección y aplicarla a los valores observados, actividad poco probable, ya que las causas pueden ser muchas y solo se puede tener evidencia de la existencia de estos errores, pero no conocer específicamente su origen.

Algunas fuentes de error en la nivelación son:

1. Mala calibración del nivel, lo que produce una deficiente nivelación del equipo, es decir desplazamiento de la burbuja con respecto al centro.
2. Expansión o contracción desigual de diferentes partes del instrumento causado por los cambios de temperatura.
3. Refracción del aire cerca de la superficie terrestre; error poco relacionados con el terreno, ya que ésta es una función de la densidad atmosférica a lo largo de una línea de nivelación y su dependencia es con el gradiente vertical de temperatura y la humedad, principalmente [Vaníček, 1980].
4. Longitud diferente entre las señales atrás y adelante.
5. Mala graduación de los estadales; estos son errores fácilmente detectables en la búsqueda de una correlación entre la topografía y las discrepancias de la elevación medida [Stein, R., 1985].
6. Cambio en la longitud de los estadales debido a los cambios de temperatura.
7. Mal centrado de la burbuja al momento de medir.

En la tabla II.3., se muestran algunos de estos errores y la forma para eliminarlos o minimizar su influencia; además con el uso de técnicas de medición adecuadas, el uso de equipo de alta precisión y el diseño e instalación de los bancos de nivel, se reduce la presencia de algunos de estos errores. Dependiendo de las condiciones de medición, aún realizando los procedimientos descritos, la magnitud puede ser considerable, obligando a realizar un procesamiento de los datos para disminuir o eliminar por completo sus influencias. Aunque, como se ha mencionado, la determinación de alturas puede ser seriamente contaminada por

errores sistemáticos, al examinar un gran número de datos, pocas veces sobrepasan las tolerancias especificadas en la tabla I.1.

Para la mayoría de los trabajos geodésicos, la presencia de los errores sistemáticos es despreciable o, en su defecto, pueden ser tratados dentro de los errores aleatorios.

En el estudio de deformaciones de la corteza terrestre, la tolerancia en el error de cierre, puede fácilmente confundirse con la tasa de inclinación o desplazamiento que se estudia, por esta razón es importante conocer diferentes métodos que permitan identificar los errores aleatorios y sistemáticos, corregir para ambos casos y así elevar la precisión de las observaciones.

#### 2.4.2.1. Correcciones

Como se ha venido mencionando, existen diferentes formas para lograr que los datos se contaminen lo menos posible con errores sistemáticos grandes (Vanicek et al., 1980, Piskunov, 1985); a continuación se describirán diferentes técnicas que se han utilizado en campo para lograr este resultado, en el capítulo IV se hará un análisis más extenso de métodos gráficos y estadísticos utilizados durante el procesamiento de datos.

La distancia entre dos bancos de nivel consecutivos, se subdivide en segmentos aproximadamente de igual longitud (ver tabla II.1 para especificaciones), de esta forma se reducen, e incluso se logran eliminar, los errores por refracción.

Cada perfil se empieza y termina de nivelar con el mismo estadal, inhibiendo el error por mala calibración de estadales.

La reverberación es otra causa atmosférica de errores sistemáticos, éste efecto se produce cerca de la superficie del terreno o de objetos calientes, hace que el estadal parezca estar ondulando e impide lograr lecturas precisas; aunque este error podría ser considerado como error aleatorio, una forma de minimizarlo es procurar realizar las lecturas en los estadales, lo más alejado posible del suelo, y evitando visuales muy largas.

## RECOPIACIÓN DE DATOS

### 3.1. Nivelación para estudios de las deformaciones intersísmicas.

La nivelación es una de las herramientas geodésicas que se ha utilizado desde hace más de un siglo, sin sufrir un cambio significativo, la aplicación más frecuente es proveer control vertical en algunas disciplinas como son la geodesia y en ciertas áreas de la ingeniería; sin embargo en las últimas décadas ha adquirido un valor importante como una herramienta para estudios geofísicos y de ciencias de la tierra.

Con el fin de investigar la deformación intersísmica en el sur de México, en 1995 el Instituto de Geofísica, de la Universidad Nacional Autónoma de México, estableció cuatro líneas de nivelación alrededor de 10-15 km de largo, comenzando en la línea de costa y orientadas en dirección perpendicular a ésta (figura 3.1.)

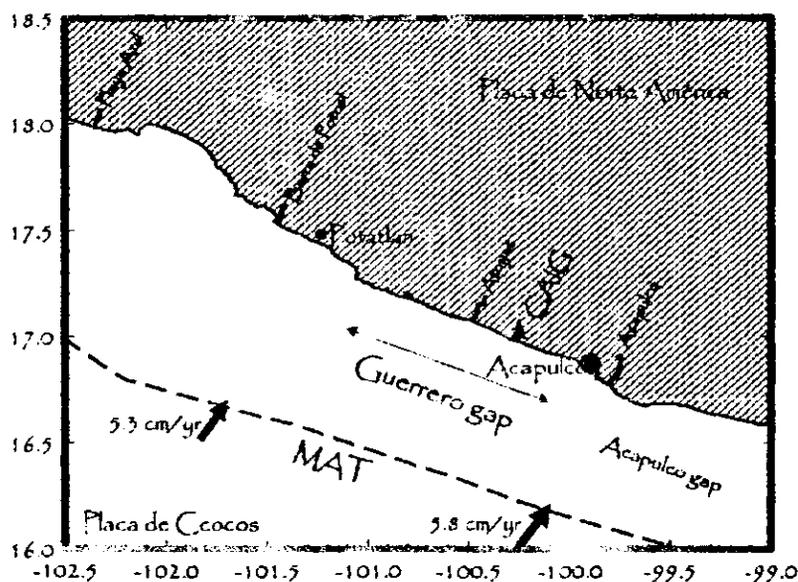


Figura 3.1.: Ubicación de las líneas de nivelación

La línea de Playa Azul (PA), localizada en el estado de Michoacán, representa un segmento complementario, tiene una longitud aproximada de 10 km, es un perfil que se utilizó en estudios realizados por Suárez y Sánchez (1996). Las tres líneas restantes se encuentran

en el estado de Guerrero; Barra de Potosí (BP), localizada en la costa nordoccidental del estado de Guerrero, donde ocurrieron los tres últimos sismos con magnitud  $M_s = 7.5 - 7.6$ , de falla inversa, en 1943, 1979 y 1985. El perfil de Atoyac (AT), se ubica en la parte central del gap y la línea de Acapulco (AC), que esta en el borde.

La localización de éstas líneas, se escogió con la finalidad de cubrir áreas de diferentes regímenes sismotectónicos, dentro y alrededor del gap sísmico.

Tres de los perfiles antes mencionados fueron nivelados en 1995; desde esa fecha Atoyac y Acapulco, han sido reocupados en tres ocasiones, 1996, 1997 y 1998. Playa Azul fue nivelado en 1996; Barra de Potosí sola ha sido nivelada en 1997 y 1998. En el año de 1999 solo fue nivelado el perfil de Acapulco.

### 3.2. Metodología

La nivelación de primer orden requiere la instalación de un tipo especial de bancos de nivel, el uso de equipo de alta precisión y la elección de un adecuado método de nivelación.

Como se indico en el capítulo II, la tolerancia máxima en el error de cierre para este tipo de trabajos, es de  $4\text{mm} \cdot L^{1/2}$ , lo cual es un requisito para las nivelaciones de primer orden aplicadas al estudio de la deformación intersísmica [e.g. Dragert et al., 1994].

#### 3.2.1. Bancos de nivel y perfiles de nivelación

La estabilidad de los bancos de nivel, es la condición más importante para obtener resultados óptimos. Para tal efecto, se usaron monumentos de diseño especial (fig. 3.2.), hechos de acero reforzado y concreto (Piskunov, 1985).

Cada monumento consta de una base de  $1.5\text{m} \times 1.5\text{m} \times 0.4\text{m}$  de espesor, la parte que se expone por arriba del terreno, tiene aproximadamente  $0.2 \times 0.2\text{m}$  de lado. La altura de los bancos varía de  $1\text{m}$  a  $2\text{m}$ , dependiendo del tipo de suelo y las propiedades mecánicas de la roca que se encuentra en el sitio. Una placa de cobre, es colocada en la parte superior, grabada con el nombre del banco, así como el del propietario, Instituto de Geofísica (fig. 3.3.).

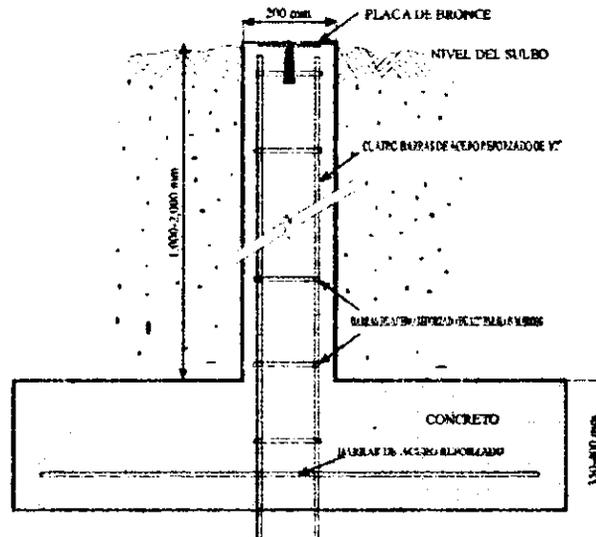


Figura 3.2.: Esquema del banco de nivel

Los bancos de nivel fueron cubiertos con el fin de evitar vandalismo y por tanto la pérdida de alguno de ellos; para asegurar su fácil localización, se proporciona su descripción por medio de croquis detallados de su ubicación.

Como ya se mencionó la principal característica que se utilizó para escoger la localización de los perfiles de nivelación, fue de cubrir áreas de diferentes regímenes sismotectónicos, dentro y alrededor del gap sísmico de Guerrero; además de que se tuviera fácil acceso a los bancos, de preferencia en áreas planas, para evitar la influencia que tiene la pendiente durante las mediciones [Stein, 1985]. Todos los perfiles se ubican a lo largo de caminos, los bancos de nivel o de referencia se localizan aproximadamente a cada kilómetro.

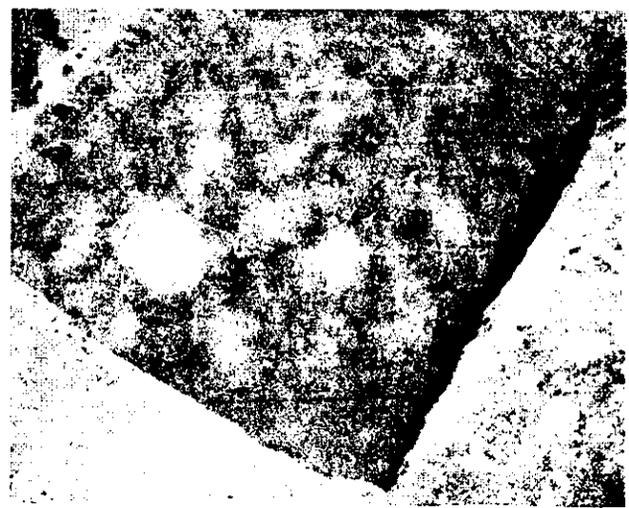


Figura 3.3. Fotografías de los bancos de nivel que se han instalado en cada una de las líneas de nivelación.

En la tabla III.1, se resumen las distancias correspondientes a cada perfil y año, ya que algunos perfiles se han extedido.

Tabla III.1. Longitud de las líneas de nivelación para cada año.

Nombre del perfil	Extensión de los perfiles, correspondiente a cada año, en km.			
	1995	1996	1997	1998
Playa Azul, Mich.	8.03	8.03	-	-
Barra de Potosí, Guer.	-	-	9.7	9.7
Atoyac, Guer.	8.5	87.5	13.9	13.9
Acapulco, Guer.	14.1	14.1	14.1	14.3

### 3.2.2 Equipo y método de nivelación

El equipo de nivelación consta, de un nivel de alta precisión, un par de miras invar y dos bases metálicas o sapos, principalmente.

El nivel de precisión que se utiliza es el "Electronic digital level Zeiss DiNi 10", figura 3.4, con compensador de inclinación automático.

Este equipo mide de forma automática, utilizando miras invar, graduadas con códigos de barra, la desviación estándar del código de barras durante una doble nivelación es de 0.3mm por kilómetro nivelado. Todos los datos de nivelación se almacenan automáticamente en un chip de memoria intercambiable.



Figura 3.4.; Nivel electrónico DiNi 10, utilizado es este trabajo.

Una de las razones, y quizá la más válida, por la cual se decidió el uso de este nivel sobre cualquier otro equipo de alta precisión, es por que reduce el tiempo de nivelación, lo que implica una disminución en los costos del proyecto, sin sacrificar la precisión.

El "Electronic digital level Zeiss DiNi10", da la opción de programar el método de nivelación que se requiere utilizar, para este estudio se ha empleado la técnica "backsight1-forsight1-backsight2-forsight2" (BFBF), es decir lectura atras1-lectura adelante1-lectura atras2 - lectura adelante2. Como se observa se tienen dos medidas del mismo punto, la segunda lectura se adquiere al variar la altura del nivel, es decir un método de comprobación que se utiliza es el de doble altura de aparato, descrito en la sección 2.3.2, el cual permite llevar un control de la desviación estándar de los datos medidos, en cada puesta de aparato. En cada estación, se obtienen las medidas suficientes para que el DiNi10 calcule la desviación estándar presente, es decir la dispersión que se obtiene al comparar las lecturas hechas mediante la doble altura de aparato; en caso de que la desviación estándar sobrepase la tolerancia especificada en la tabla II.1, en el capítulo II, la medición se repite, y si la magnitud del error continúa siendo mayor a lo permitido, entonces se repite toda la estación, es decir las cuatro mediciones (BFBF), hasta lograr que las lecturas sean lo suficientemente parecidas para que la dispersión no sea mucha.

Con el fin de elevar la precisión, se utiliza un segundo método de comprobación el cual consiste en nivelar de ida y regreso el perfil, este método se describe en la sección 2.3.1., al igual que en el caso de la doble altura de aparato, el DiNi 10 calcula la desviación estándar total, se le llama así por que es la que se obtiene de comparar la cotas de salida y llegada en el banco de nivel origen; siendo este valor el error de cierre. La nivelación de ida y regreso presenta una clara ventaja ya que permite, aun estando en campo, valorar la calidad del trabajo, verificar que no haya equivocaciones.

La figura 3.5., resume todos los métodos de comprobación aplicados, así mismo muestra un esquema de la nivelación diferencial, la cual ha sido descrita en la sección 2.2.2.3.

El registro de nivelación se lleva de forma automática por el nivel, se almacena en la memoria del aparato y posteriormente es transferido a una computadora. En la figura 3.6 se muestra el formato del archivo en el cual se guardan los datos.

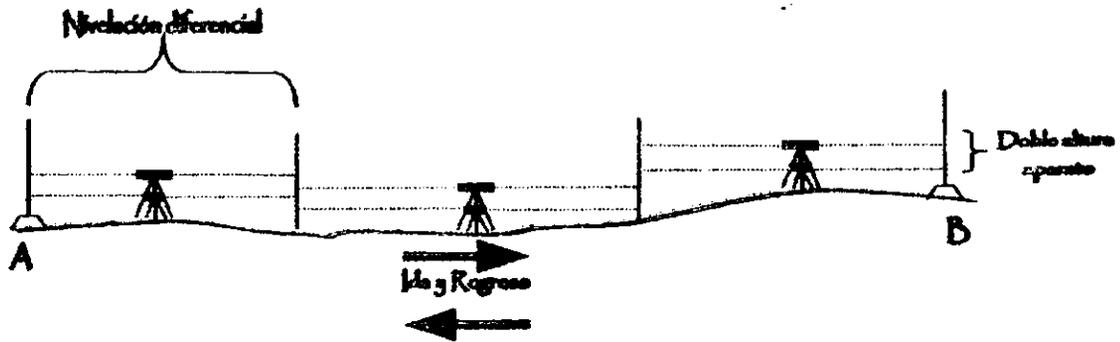


Figura 3.5.: Representación gráfica del método de nivelación y comprobación utilizados en este estudio.

El equialtímetro, está diseñado para trabajar en una rango de temperaturas de  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $+50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , pero para disminuir la probabilidad de que a altas temperaturas, como es el caso en la costa de Guerrero, el nivel de burbuja se dilate y se tengan errores sistemáticos, todos los trabajos de nivelación se realizan cubriendo al aparato con una sombrilla.

El DiNi 10, corrige de forma automática errores por refracción, solo es necesario introducir el coeficiente de refracción para la zona en la que se está usando.

Con el fin de minimizar los errores sistemáticos, se han adoptado algunas de las técnicas descritas anteriormente (capítulo II), por ejemplo, la nivelación de los perfiles se empieza y termina con el mismo estadal, los brazos de nivelación o la distancia entre el aparato y las señales atrás y adelante son de la misma longitud o en su defecto se encuentran dentro de tolerancia.

Nr. De renglones	Línea o punto que se está midiendo	Nombre del banco	Método que se usa y hora del lev	Nombre del banco	Indica si es lectura atrás o adelante	Lectura	Distancia en metros	Cota en metros
1	Start-Line		BFBF					Z= 0
2	1	16		16				
3	1	16	10:33:00	16	Lr	2.66477	64.1486	
4	2	16	10:34:25	16	Lv	1.03767	63.9348	
5	1	16	10:35:53	16	Lr	2.72833	64.1048	
6	2	16	10:36:48	16	Lv	1.10156	64.0044	
7	2	16	10:36:48	16				Z= 1.62694
8	2	16	10:40:30	16	Lr	1.96334	39.4878	
9	3	16	10:41:33	16	Lv	0.82183	38.9876	
10	2	16	10:42:47	16	Lr	2.0004	39.4668	
11	3	16	10:43:29	16	Lv	0.85867	39	
12	3	16	10:43:29	16				Z= 2.76856
13	3	16	10:46:32	16	Lr	2.27771	25.7348	
14	4	16	10:47:18	16	Lv	0.87377	24.0914	
15	3	16	10:48:41	16	Lr	2.30978	25.7168	
16	4	16	10:49:35	16	Lv	0.90589	24.105	
17	4	16	10:49:35	16				Z= 4.17247
18	4	16	10:52:35	16	Lr	2.35434	20.133	
19	5	16	10:53:15	16	Lv	0.76599	19.9908	
20	4	16	10:54:30	16	Lr	2.38519	20.123	
21	5	16	10:55:10	16	Lv	0.79679	20.0128	
22	5	16	10:55:10	16				Z= 5.76081

Figura 3.6. Formato del archivo en el que se almacena la información. Solo se muestra una parte del registro.

## Capítulo IV

# PROCESAMIENTO DE DATOS

---

En el capítulo II, se mencionaron los tipos y características de los errores que pueden influenciar el resultado de las mediciones geodésicas; también se hizo hincapié en la importancia que tiene el tratamiento de estos errores en el mejoramiento de la precisión.

Ahora se discutirán las diferentes técnicas que se utilizan durante el procesamiento de los datos, empezaremos por hacer un análisis de los errores sistemáticos y posteriormente se tratará lo concerniente a los errores aleatorios.

De la tabla IV.1 a la tabla IV.3, se muestran las diferentes elevaciones ( $Z$ ), con su respectivo error de cierre ( $dz$ ), para cada uno de los bancos de nivel en cada uno de los perfiles, correspondiente a cada año.

El objetivo de las mediciones de nivelación es conocer o determinar la diferencia de altura  $h$ , entre dos bancos de nivel o puntos de interés, esta diferencia de alturas se determina a partir de los datos medidos  $Z$ ,  $dz$  [Vanicek et al., 1980].

Las diferencias de elevación entre dos bancos A y B, es simplemente una suma algebraica de incrementos de elevación,  $\Delta z$ , medida durante cada estación (ver fig. IV.1).

$$z = \sum_i \Delta z_i$$

La precisión de  $Z$  depende de los errores medidos en  $\Delta Z$ , lo que es función de varios errores, de los cuales muchos son poco conocidos y por lo tanto no se puede tener control sobre ellos.

Con los datos obtenidos con el DiNi 10, los desniveles entre dos bancos de referencia, se calcula con la siguiente ecuación:

$$h_{AB} = Z + \frac{dz}{2} \dots\dots\dots (IV.1)$$

En la ecuación ( IV.1 ), el segundo elemento del miembro derecho es la corrección que se debe aplicar a la elevación medida, para encontrar la diferencia de altura, mas probable, entre los bancos.

Si consideramos que  $\frac{dz}{2}$ , es el error total existente en la nivelación, y lo denominamos con la letra  $\delta k$ , entonces:

$$\delta k = \Delta + \delta, \quad \dots\dots\dots (IV.2)$$

donde  $\Delta$  es la parte aleatoria del error  $\delta k$  y  $\delta$  es la sistemática.

Elevarando al cuadrado la ecuación ( IV.2 ), y hallando las esperanzas matemáticas de cada elemento obtenemos:

$$M(\delta k^2) = M(\Delta^2) + M(\delta^2) + 2M(\Delta * \delta)$$

Ya que  $M(\Delta * \delta) = M(\Delta) * M(\delta)$ , y como  $M(\Delta) = 0$ , entonces para el error estándar  $\sigma$  global es:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_r^2 + \epsilon_s^2}, \quad \dots\dots\dots (IV.3)$$

donde  $\sigma_r$  es el error estándar aleatorio y  $\epsilon_s$  es el error estándar sistemático. El error estándar de una medición caracteriza la influencia conjunta que ejercen los errores aleatorios y sistemáticos.

Si se considera que  $\epsilon_s = 0$ ,  $\sigma$  constará solo de una parte aleatoria

En caso de tomar en cuenta la parte sistemática del error, esta debe de ser corregida primero; de la ecuación IV.3, se observa que al conocer la magnitud del error sistemático, si conocemos la función de distribución de probabilidades para ambos errores, sistemático y aleatorio, así como el valor total del error, entonces se puede calcular directamente la parte aleatoria. Como no podemos asegurar que el error sistemático se ajusta a una distribución normal, entonces el error estándar total no

puede ser considerado  $\sigma$ , y por tanto la ecuación IV.3 no puede ser aplicada directamente. Para poder conocer el valor de la parte aleatoria, usamos la ecuación IV.2 donde el error total es considerado como la suma algebraica de la parte aleatoria y sistemática.

#### 4.1. Análisis y corrección del error sistemático

##### 4.1.1 Criterios de clasificación y correcciones

Existen diferentes criterios estadísticos para poder identificar la presencia de errores sistemáticos en observaciones geodésicas (e.g. Kukuca, 1987).

##### 4.1.1.1 Criterio del signo

Si observamos las tablas IV.1 a IV.3, podemos darnos cuenta que existe una marcada influencia sistemática en los errores, puesto que éstos se presentan con el mismo signo.

Una forma de cerciorarse de la existencia de una parte sistemática en el error, es aplicando el *criterio del signo*. El criterio del signo en los errores aleatorios, en el caso de una distribución normal o cualquier otra distribución que sea simétrica, está relacionado con la probabilidad de ocurrencia de errores positivos y negativos. Sin embargo, el criterio del signo en los errores sistemáticos, se basa en un valor de  $R = |2k - n|$ , donde  $k$  es el número de errores positivos, y  $n$  es el número total de errores.

A partir de un aspecto estadístico, esto es una prueba de la hipótesis cero,  $H_0(E[\Delta]=0)$ . La hipótesis cero es rechazada en un nivel de significancia  $\alpha=5\%$ , si  $R > \sqrt{n}$ .

En la tabla IV.4, se muestran los resultados obtenidos. Como se puede observar existe influencia sistemática en todas las nivelaciones, con excepción de las efectuadas en Acapulco durante 1997, y en Atoyac durante 1996.

Tabla V.1  
 Datos de nivelación en el perfil de Acapulco, Octubre 1995 - Noviembre 1998

Banco	Lat °N	Long °E	Diat km	Z95 m	dz95 m	Z96 m	dz96 m	Z97 m	dz97 m	Z98 m	dz98 m	Z99 m	dz99 m
D16	16.90404	-99.76212	79.00	-	-	-	-	-	-	0.00000	0.00000	-2.19165	0.00273
ACA16	16.89893	-99.75556	78.80	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	-3.43883	-0.00050	-3.43608	-0.00114
ACA15	16.89236	-99.74825	78.20	22.42030	-0.00154	22.41626	-0.00163	22.41845	0.00016	22.41569	-0.00094	22.41366	-0.0015
ACA14	16.88079	-99.74937	77.00	-27.56092	-0.00084	-27.55344	-0.00285	-27.55662	0.00145	-27.55574	-0.00099	-27.5716	-0.0004
ACA13	16.87194	-99.74924	76.00	-3.97755	-0.00079	-3.98306	-0.00193	-3.98367	-0.00043	-3.98484	-0.00004	-3.98653	0.00034
ACA12	16.86319	-99.75188	75.00	-8.59788	-0.00227	-8.59886	-0.00141	-8.60081	0.00042	-8.59817	-0.00110	-8.59853	-0.0012
ACA11	16.85378	-99.74493	73.90	-22.61156	0.00083	-22.61476	-0.00055	-22.61387	-0.00126	-22.61873	0.00202	-22.6191	-0.0004
ACA10	16.84379	-99.73729	72.80	-1.84477	-0.00138	-1.84453	-0.00206	-1.84773	-0.00094	-1.84849	-0.00125	-1.8465	-0.0013
ACA09	16.83483	-99.73877	71.80	-1.62571	-0.00180	-1.62378	-0.00119	-1.62508	-0.00024	-1.62130	-0.00132	-1.62102	-0.0006
ACA08	16.82774	-99.76035	71.00	-1.64962	-0.00100	-1.64843	-0.00032	-1.65126	0.00072	-1.64975	-0.00099	-1.64866	-0.0013
ACA07	16.81937	-99.76874	69.80	0.00063	-0.00118	-0.00187	0.00091	-0.00473	0.00086	-0.00735	-0.00033	-0.00996	-0.0005
ACA06	16.81396	-99.77333	69.00	1.87211	-0.00091	1.86985	-0.00024	1.86768	-0.00032	1.86733	0.00023	1.86637	-0.0008
ACA05	16.80731	-99.7621	68.10	-1.63396	-0.00167	-1.65023	0.00013	-1.66733	-0.00118	-1.67479	-0.00061	-1.68402	-0.001
ACA04	16.80069	-99.79333	67.10	-0.01473	-0.00080	-0.02143	0.00246	-0.01962	0.00022	-0.01764	-0.00170	-0.01431	0.00074
ACA03	16.79687	-99.79417	66.60	1.01364	0.00037	1.03402	-0.00018	1.05660	0.00046	1.06369	0.00001	1.07169	-0.0007
ACA02	16.78933	-99.79889	65.60	-1.86053	0.00005	-1.86073	-0.00098	-1.86208	-0.00086	-1.86286	-0.00006	-1.86589	-0.0011
ACA01	16.78249	-99.80417	64.40	4.40728	-0.00172	4.40478	0.00117	4.40698	-0.00004	4.40772	-0.00205	4.40738	0.00042

Tabla IV.2

Datos de nivelación en el perfil de Atuyac, Marzo 1995 - Marzo 1998

Banco	Lat °N	Long °E	Dist km	Z <sub>95</sub> m	dZ <sub>95</sub> m	Z <sub>96</sub> m	dZ <sub>96</sub> m	Z <sub>97</sub> m	dZ <sub>97</sub> m	Z <sub>98</sub> m	dZ <sub>98</sub> m
AT10	17.08127	-100.48042	72.4	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
AT09	17.08648	-100.47852	73.0	0.30194	0.00049	0.30201	-0.00025	0.30279	-0.00045	0.30342	-0.00012
AT08	17.09235	-100.47725	73.7	1.50079	0.00030	1.50126	-0.00045	1.50064	0.00059	1.49993	0.00005
AT07	17.09803	-100.47445	74.4	1.36733	0.00106	1.36720	0.00018	1.36680	-0.00024	1.36573	0.00119
AT06	17.09915	-100.46657	74.8	0.02367	-0.00138	0.02346	-0.00071	0.02258	0.00011	0.02205	0.00051
AT05	17.10727	-100.46288	75.8	1.82390	0.00088	1.82450	0.00150	1.82391	0.00108	1.82290	0.00044
AT04	17.11357	-100.45998	76.7	1.78377	0.00194	1.78634	0.00082	1.78605	-0.00144	1.78483	0.00061
AT03	17.12697	-100.45560	78.1	1.27598	0.00009	1.27910	0.00024	1.27785	-0.00060	1.27769	-0.00064
AT02	17.13328	-100.46065	78.6	1.79446	-0.00082	1.79217	-0.00094	1.79191	0.00034	1.79190	-0.00115
AT01	17.14408	-100.45573	79.9	2.76584	-0.00135	2.76331	0.00164	2.76711	-0.00205	2.76625	0.00074
INEGI6740	17.15090	-100.44849	80.9	-0.62445	0.00007	-	-	-0.63627	0.00070	-0.63672	-0.00082
AT-01n	17.16077	-100.42762	82.6	-	-	-	-	2.33285	0.00099	2.33168	0.00100
AT-02n	17.16385	-100.43208	82.8	-	-	-	-	6.30326	-0.00178	6.30183	-0.00103
AT-03n	17.17380	-100.43542	83.7	-	-	-	-	1.85577	-0.00230	1.85416	-0.00113
AT-04n	17.18357	-100.43705	84.7	-	-	-	-	0.18387	-0.00172	0.18344	0.00172
AT-05n	17.19210	-100.43864	85.6	-	-	-	-	7.82932	0.00159	7.83170	0.00181
AT-06n	17.19933	-100.43953	86.3	-	-	-	-	0.58544	0.00107	0.58751	0.00110

Tabla IV.3

Datos de nivelación en el perfil de Barra de Potosí, Agosto 1997 - Agosto 1998

Banco	Lat °N	Lon °E	Dist km	Z <sub>97</sub> m	dZ <sub>97</sub> m	Z <sub>98</sub> m	dZ <sub>98</sub> m
BP01	17.53335	-101.14130	86.80	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
BP02	17.54938	-101.43820	88.10	-0.15184	-0.00115	-0.15268	-0.00037
BP03	17.55794	-101.43800	89.00	0.41408	-0.00113	0.41537	-0.00116
BP04	17.56137	-101.43220	89.60	-0.86561	-0.00024	-0.86444	-0.00039
BP05	17.56491	-101.42550	90.20	11.88526	-0.00070	11.88774	0.00008
BP06	17.57358	-101.42620	91.10	-7.04794	-0.00012	-7.04859	-0.00018
BP07	17.58295	-101.42350	92.10	13.40422	-0.00020	13.40478	0.00084
BP08	17.59156	-101.42420	93.00	-7.63781	-0.00054	-7.63636	0.00011
BP09	17.59825	-101.42050	93.90	9.40681	-0.00012	9.40725	-0.00078
BP10	17.60555	-101.41570	94.80	3.62702	-0.00122	3.62880	-0.00134
BP11	17.61427	-101.41100	95.90	8.11202	-0.00108	8.11385	-0.00083
BP12	17.61880	-101.40700	96.50	13.79237	-0.00051	13.79251	-0.00076

Tabla IV.4

Año/perfil	Rango	n	$\sqrt{n}$	influencia sistemática
Acapulco				
1995	7	15	3.87298	+
1996	7	15	3.87298	+
1997	1	15	3.87298	-
1998	10	16	4	+
1999	9	16	4	+
Atoyac				
1995	4	10	3.16228	+
1996	1	9	3	-
1997	6	16	4	+
1998	8	16	4	+
Barra de Potos				
1997	11	11	3.31662	+
1998	5	11	3.31662	+

#### 4.1.1.2. Criterio de la media cero

Para poder admitir la influencia sistemática en nuestros datos, necesitamos aplicar mas de un criterio.

Un análisis mas avanzado es el que brinda el criterio de la media cero.

Si consideramos que la variable aleatoria  $\xi$  representa el error total,  $\sigma = \sigma_r + \epsilon_s$  con su desviación estándar de componentes individuales.

El cálculo de la media de la variable aleatoria  $E[\xi]$ , en el caso de  $n$  medidas, representa el primer momento:

$$m = \frac{\sum \sigma}{n} = \frac{\sum (\sigma_r + \epsilon_s)}{n} = \frac{\sum \epsilon_s}{n} + \frac{\sum \sigma_r}{n} = \overline{\epsilon_s} + \overline{\sigma_r}$$

Si la hipótesis  $H_0(\bar{\varepsilon}_s = 0)$  es válida, la media de la componente aleatoria  $\bar{\sigma}_r = \bar{x}$ , como la media de los errores aleatorios, tiene una distribución de probabilidades cercana a la normal  $N(0, \sigma_1^2)$ , donde:

$$\sigma_1 = \sqrt{E[\Delta^2]} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$$

En Geodesia, para interpretar los resultados se utilizan los siguientes criterios (Kukuča, 1987):

1.  $\bar{x} < \sigma_1$ , entonces la ocurrencia de los errores sistemáticos no es provista
2.  $\sigma_1 < \bar{x} < 2\sigma_1$ , la contaminación de los resultados por errores sistemáticos puede ser admitida.
3.  $\bar{x} > 2\sigma_1$ , estamos convencidos de la influencia de errores sistemáticos en nuestros resultados.

En la tabla IV.5 se muestra un resumen de la prueba aplicada y de los resultados obtenidos.

El análisis de la media de los errores, en la nivelación, utilizando el criterio de la media cero, revela que prácticamente durante todas las campañas, exceptuando Acapulco 1997 y Atoyac 1996 tienen una influencia sistemática. Probablemente para Acapulco en 1996 y 1999 exista dicha influencia, de la cual, con este criterio, no podemos estar convencidos puesto que no se cumple que  $\bar{x} > 2\sigma_1$ , pero admitimos la posible existencia ya que la media se encuentra en el intervalo  $(\sigma_1, 2\sigma_1)$ .

La estimación de la media de los errores,  $\bar{\varepsilon}_s$ , podría ser usada como una aproximación en el valor de la componente sistemática del error si la distancia entre los bancos de nivel fuera la misma (el error sistemático se iría acumulando con la distancia). Este no es el caso para las líneas de nivelación en Guerrero. Sin embargo otra aproximación debe ser usada para estimar la componente sistemática del error.

#### 4.1.1.3. Método de Lallemand

Lallemand en 1889 propone un método gráfico con el cual se puede observar y conocer el valor del error sistemático en una serie de datos. Este método consiste en graficar la suma algebraica de los errores como función de la distancia. Si los datos muestran una tendencia lineal, la pendiente de esta recta, puede ser usada para estimar el valor de la parte sistemática del error (figura 1) [e.g. Giménez, et al., 1996].

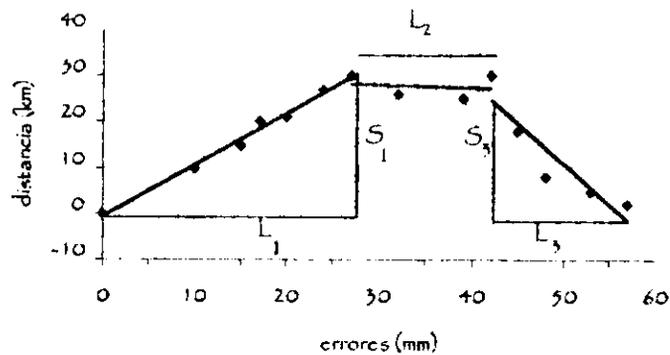


Fig. 4.1. Método gráfico de Lallemand para determinar el error sistemático.

La expresión propuesta por Lallemand es:

$$\epsilon_s = \frac{S}{L_0}$$

donde  $\epsilon_s$  es el error sistemático, lo cual podría traducirse como la pendiente de una recta que pase o ajuste a una regresión lineal de nuestros datos;  $S$  es la suma de los errores a lo largo de la sección con longitud total  $L_0$  [e.g. Giménez, et al., 1996].

En el caso de Guerrero, utilizamos la pendiente de la recta de la regresión lineal en función de la distancia. La corrección del error sistemático, puede ser determinada por un segmento lineal del gráfico  $\Sigma$ error-distancia como:

$$\epsilon_s = bL$$

donde  $\epsilon_s$  es la corrección del error sistemático en una distancia  $L$  a lo largo de la línea de nivelación,  $b$  es la pendiente de la recta que mejor se ajusta en la regresión lineal.

Tabla IV.5

Análisis de la media de los errores de la nivelación usando el criterio de la "media cero"

Año, (perfil)	media	Error estándar de la media	Desviación estándar	Intervalo de confianza del 95%		γ* Nivel de significancia	σ	2*σ <sub>1</sub>	Influencia sistemática
				Inferior	Superior				
Acapulco									
1995	-0.48833333	0.1097	0.425242228	-1.43E-03	-3.06E-04	0.0010	0.1097971	0.2195941	+
1996	-0.289666667	0.1790	0.693616051	-1.35E-03	1.89E-04	0.1280	0.1790909	0.3581818	+
1997	-0.092666667	0.1018	0.394378808	-3.02E-04	3.71E-04	0.7330	0.1018178	0.2036357	-
1998	-0.300625	0.1187	0.474987281	-1.11E-03	-9.40E-05	0.0230	0.1187468	0.2374936	+
1999	-0.234117647	0.1230	0.307337321	-9.90E-04	3.33E-03	0.0730	0.1230474	0.2460948	+
Atoyac									
1995	0.34500	0.1242	0.3928514	-1.26E-03	-1.36E-04	0.0200	0.1242303	0.248461	+
1996	0.113888889	0.1343	0.463618767	-4.85E-04	9.41E-04	0.4820	0.1343396	0.3090792	-
1997	-0.3384375	0.1388	0.333343934	-1.27E-03	-6.48E-03	0.0280	0.138886	0.277772	+
1998	-0.3025	0.1038	0.413379916	-1.03E-03	-1.62E-04	0.0110	0.103893	0.20779	+
Barr de Potosí									
1997	-0.31864	0.0666	0.221077938	-9.34E-04	-3.40E-04	0.0010	0.0666573	0.133315	+
1998	0.23090909	0.9431	0.312792409	-8.82E-04	-4.15E-03	0.0340	0.0945103	0.1886209	+

El análisis de los datos de nivelación en Guerrero, usando el método de Lallemand se muestra en las figuras 4.2 a 4.4, y el valor estimado de  $b$  se muestra en la tabla IV.6.

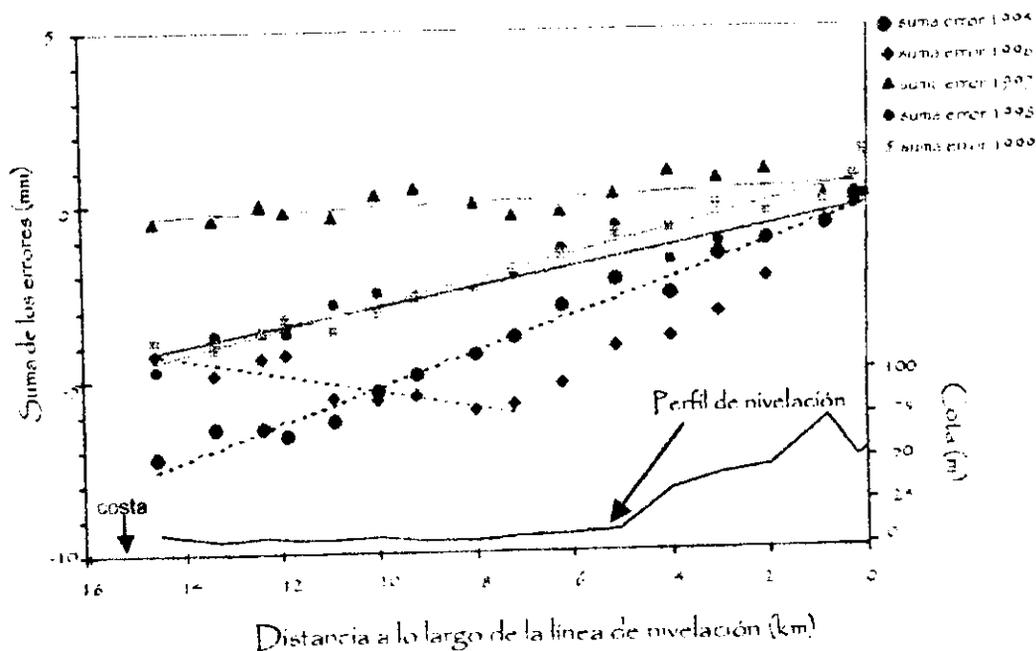


Figura 4.2. Método de Lallemand para la línea de nivelación de Acajalco, Octubre 1995 - Noviembre 1999; la línea continua es el perfil de esta línea de nivelación.

Nivelaciones de Atoyac, Marzo 1995 - Marzo 1998.

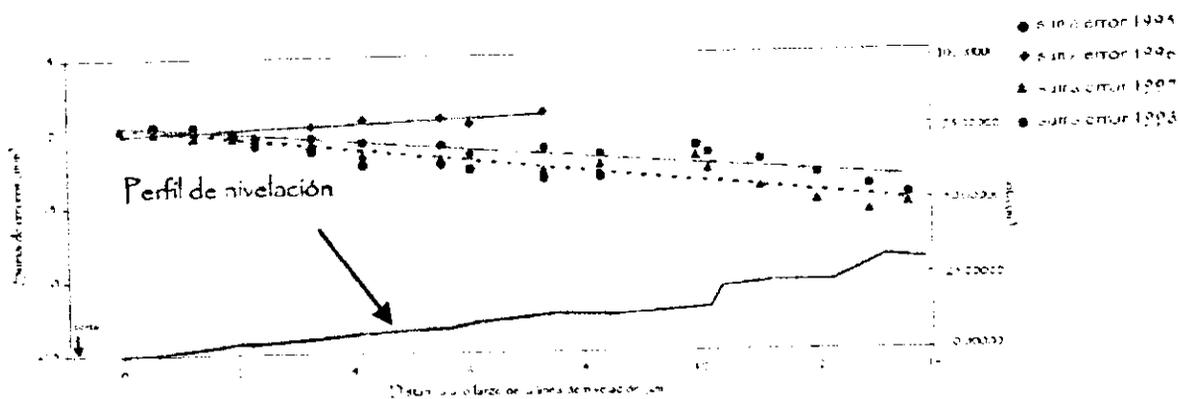


Figura 4.3. Método de Lallemand para la línea de nivelación de Atoyac, Marzo 1995 - Marzo 1998; la línea continua es el perfil de dicha línea de nivelación.

## Nivelaciones de Barra de Potosí, Agosto 1997 - Agosto 1998

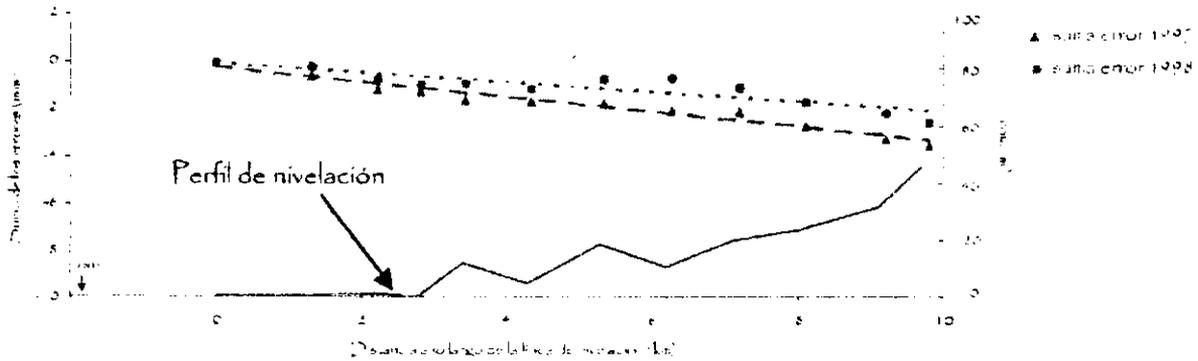


Figura 4.4. Método de Lallemand para la línea de nivelación de Barra de Potosí, Agosto 1997 - Agosto 1998; la línea continua es el perfil de dicha línea de nivelación.

Tabla IV.6

### Cálculo del parámetro $b$ en el método de Lallemand

Campaña de nivelación	$b$ (mm/km)	error estándar en la estimación de $b$ , (mm/km)
Acapulco		
1995	-0.51	0.02
1996-1	-0.80	0.06
1996-2	0.26	0.06
1997	-0.05	0.02
1998	0.28	0.02
1999	-0.35	0.02
Atoyac		
1995	-0.50	0.04
1996	0.15	0.04
1997	-0.38	0.03
1998	-0.28	0.03
Barra de Potosí		
1997	-0.32	0.02
1998	-0.21	0.04

\* Indica el valor de  $b$  para Acapulco en 1996 si se ajustará una recta a todos los datos, sin considerar que la influencia sistemática no es la misma a lo largo de toda la línea.

Para la campaña de nivelación de 1996 en Acapulco, se observan dos tendencias, o para decirlo de mejor manera, la influencia del error sistemático no es la misma a lo largo de todo el perfil; esto es, seguramente, causa de la calibración que se le haya hecho al equipo antes y durante la medición, por esta razón el valor de  $b$  cambiará dependiendo del punto al cual se requiera aplicar la corrección.

Conociendo el valor de  $b$ , lo que se necesita hacer es determinar el valor del error estándar sistemático para cada uno de los bancos de nivel a lo largo de cada perfil. En las tablas IV.7-IV.9, se muestran un resumen de los valores obtenidos para el error estándar sistemático y aleatorio.

Como ya se mencionó, cuando se ha eliminado la parte sistemática del error los datos pueden tratarse de manera usual, es decir realizar las correcciones necesarias para compensar el error aleatorio.

#### 4.2. Cálculo de velocidades de deformación

Como se mencionó al inicio de este trabajo, la importancia de estudiar, por medio de la nivelación de alta precisión, la deformación vertical de la superficie, es por que ayuda a entender los procesos intersísmicos de acumulación de deformación elástica.

Una vez que se ha eliminado la influencia sistemática en los valores de las elevaciones, entonces podemos calcular las velocidades de desplazamiento vertical, la cual se determina a través de los cambios de elevación observados en cada campaña de nivelación,

$$\Delta h_{AB} = h_{AB_1} - h_{AB_2}, \quad \dots\dots\dots \text{IV.4}$$

donde  $h_{AB_1}$  y  $h_{AB_2}$  son las alturas medidas durante la primera y segunda campaña de nivelación respectivamente. La tasa de desplazamiento relativo se determina como:

$$V_{AB} = -\frac{\Delta h_{AB}}{dt} \quad \dots\dots\dots \text{IV.5}$$

Tabla IV.8  
Resumen de los valores de los errores sistemáticos y aleatorios para el perfil de Acapulco, 1995 - 1999

BANCO	error 95			error 96			error 97			error 98			error 99		
	sistemático	aleatorio	error total												
D116	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
ACA16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ACA15	-0.31	-0.16	-0.77	-0.48	-0.34	-0.82	0.00	0.08	0.08	-0.06	-0.19	-0.25	-0.07	-0.65	-0.72
ACA14	-0.61	0.19	-0.42	-0.96	-0.17	-1.43	-0.04	0.76	0.73	-0.17	-0.30	-0.47	-0.21	-0.52	-0.73
ACA13	-0.31	0.12	-0.40	-0.80	-0.18	-0.98	0.01	-0.23	-0.22	-0.34	-0.16	-0.50	-0.42	0.23	-0.20
ACA12	-0.31	-0.63	-1.14	-0.30	0.10	-0.71	-0.01	0.22	0.21	-0.28	0.26	-0.02	-0.33	0.52	0.17
ACA11	-0.36	0.98	0.42	-0.88	0.60	-0.28	0.03	-0.66	-0.63	-0.28	-0.27	-0.55	-0.33	-0.23	-0.60
ACA10	-0.36	-0.13	-0.69	-0.88	-0.13	-1.03	0.02	-0.49	-0.47	-0.31	1.32	1.01	-0.38	0.20	-0.19
ACA09	-0.31	-0.39	-0.90	-0.80	0.21	-0.60	0.01	-0.13	-0.12	-0.31	-0.32	-0.63	-0.39	-0.23	-0.64
ACA08	-0.41	-0.09	-0.50	0.21	-0.37	-0.16	-0.02	0.38	0.36	-0.28	-0.38	-0.66	-0.33	0.08	-0.28
ACA07	-0.61	0.02	-0.59	0.31	0.14	0.46	-0.02	0.43	0.43	-0.22	-0.27	-0.50	-0.28	-0.37	-0.65
ACA06	-0.41	-0.05	-0.46	0.21	-0.33	-0.12	0.01	-0.17	-0.16	-0.22	0.34	0.12	-0.42	0.16	-0.27
ACA05	-0.46	-0.38	-0.84	0.23	-0.17	0.07	0.03	-0.62	-0.59	-0.23	-0.03	-0.31	-0.28	-0.10	-0.38
ACA04	-0.31	0.11	-0.40	0.26	0.97	1.23	-0.01	0.12	0.11	-0.28	-0.37	-0.63	-0.33	0.72	0.37
ACA03	-0.26	0.44	0.19	0.13	-0.22	-0.09	-0.01	0.24	0.23	-0.14	0.15	0.00	-0.18	-0.15	-0.33
ACA02	-0.31	0.54	0.03	0.26	-0.73	-0.49	0.02	-0.15	-0.13	-0.28	0.25	-0.03	-0.33	-0.18	-0.53
ACA01	-0.61	-0.23	-0.86	0.31	0.27	0.49	0.00	-0.02	-0.02	-0.34	-0.63	-1.03	-0.42	0.63	0.21

Nota: Las unidades están dadas en mm.

Tabla IV.7  
Resumen de los valores de los errores sistemáticos y aleatorios  
para el perfil de Atozac, 1995-1998.

BANCO	error 95			error 96			error 97			error 98		
	sistemático	aleatorio	error total									
AT10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
AT09	-0.12	0.97	0.25	-0.02	-0.10	-0.12	-0.15	-0.09	-0.23	0.01	-0.06	-0.05
AT08	0.08	-0.25	-0.15	-0.03	-0.19	-0.23	-0.21	-0.07	-0.30	-0.01	0.03	0.02
AT07	0.27	-0.80	-0.53	0.01	0.08	0.09	-0.08	-0.04	-0.12	0.17	-0.76	-0.60
AT06	0.54	-1.04	-0.69	-0.05	-0.30	-0.36	0.02	0.03	0.06	0.07	-0.33	-0.26
AT05	0.22	-0.66	-0.44	0.11	0.64	0.75	-0.52	0.00	-0.52	-0.06	0.28	0.22
AT04	0.49	-1.46	-0.97	0.06	0.35	0.41	-0.65	-0.07	-0.72	0.07	-0.30	-0.23
AT03	-0.02	0.07	0.05	0.02	0.10	0.12	-0.42	0.12	-0.30	0.09	-0.41	-0.32
AT02	0.21	-0.62	-0.41	-0.07	-0.40	-0.47	0.09	0.09	0.17	0.16	-0.74	-0.58
AT01	0.54	-1.01	-0.68	0.12	0.70	0.82	-1.35	0.31	-1.05	-0.10	0.47	0.37
INGL6740	-0.04	0.15	0.09	-	-	-	0.35	0.00	0.35	0.11	-0.62	-0.41
AT01n	-	-	-	-	-	-	0.84	-0.35	0.50	-0.14	0.64	0.50
AT02n	-	-	-	-	-	-	-0.18	-0.71	-0.89	0.14	-0.66	-0.52
AT03n	-	-	-	-	-	-	-1.15	-0.12	-1.25	0.16	-0.72	-0.97
AT04n	-	-	-	-	-	-	-0.86	0.00	-0.86	0.24	-1.10	-0.86
AT05n	-	-	-	-	-	-	-0.72	-0.08	-0.80	0.25	-1.16	-0.91
AT06n	-	-	-	-	-	-	0.36	0.13	0.51	0.17	-0.77	-0.60

Tabla IV.9  
Resumen de los valores de los errores sistemáticos y aleatorios  
para el perfil de Barra de Fotosi.

BANCO	error 97			error 98		
	sistemático	aleatorio	error total	sistemático	aleatorio	error total
BP01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BP02	-0.42	-0.16	-0.58	-0.27	0.09	-0.19
BP03	-0.29	-0.28	-0.57	-0.19	-0.39	-0.58
BP04	-0.19	0.07	-0.12	-0.13	-0.07	-0.20
BP05	-0.19	-0.16	-0.35	-0.13	0.17	0.04
BP06	-0.29	0.23	-0.06	-0.19	-0.05	-0.24
BP07	-0.32	0.22	-0.10	-0.21	0.63	0.42
BP08	-0.29	0.02	-0.27	-0.19	0.24	0.06
BP09	-0.29	0.23	-0.06	-0.19	-0.20	-0.39
BP10	-0.29	-0.32	-0.61	-0.19	-0.48	-0.67
BP11	-0.35	-0.19	-0.54	-0.23	-0.18	-0.42
BP12	-0.19	-0.06	-0.26	-0.13	-0.25	-0.38

Nota: las unidades están dadas en mm.

La desviación estándar de dicha velocidad se calcula a partir de los valores del error aleatorio calculado en la sección anterior, por medio de la siguiente ecuación:

$$\sigma_{V_{AB}} = \frac{1}{dt} \sqrt{\sigma_{AB_1}^2 + \sigma_{AB_2}^2}, \quad \dots\dots\dots \text{IV.6}$$

donde  $\sigma_{AB_1}$  y  $\sigma_{AB_2}$  son el valor de la parte aleatoria del error total, con esto garantizamos que en el cálculo de las velocidades no se ha introducido el error sistemático existente durante la nivelación.

En las tablas IV.10, IV.11 y en la IV.12, se muestran los valores de la velocidad calculados para cada par de bancos de nivel en las líneas de nivelación de Barra de Potosí, Atoyac y Acapulco, respectivamente, así como los errores de su valor.

La velocidad de deformación total a lo largo de la línea de nivelación se calcula por medio de la ecuación  $V_k = \sum_{i=1}^k V_i$ , donde  $k$  es el número total de segmentos nivelados entre bancos de nivel sucesivos a lo largo de todo el perfil. La ecuación utilizada para estimar el error acumulado, la desviación estándar de  $V_k$  es:

$$\sigma_{V_k} = \sqrt{\sum_{i=1}^k \sigma_{V_i}^2}$$

Donde  $\sigma_{V_i}$  se estima usando la ecuación IV.6 para cada par de bancos sucesivos.

Al observar los valores de los errores mostrados en las tablas, podemos ver que el valor de los errores estimados para el cálculo de las velocidades, disminuye conforme se consideran las campañas mas espaciadas en el tiempo, es decir al calcular la tasa de deformación vertical existente en 1996, se toma como referencia la nivelación efectuada en 1995, y se aplica la ecuación IV.4 y IV.5, entonces para calcular la velocidad de deformación para 1999, por ejemplo para el perfil de Acapulco, también se toma de referencia la nivelación de 1995 y el error en dicha estimación es mínimo que si considera como referencia la campaña de 1998.

Tabla IV. 10

Velocidades de deformación vertical en el perfil de Barra de Potosí, 1997-1998

BANCOS	velocidades (mm/año)	errores (mm/año)
	97-98	97-98
BP01	0.00000	0.00000
BP02	-1.06569	0.17816
BP03	0.31078	0.46978
BP04	1.59608	0.09777
BP05	3.70980	0.22468
BP06	3.34608	0.22905
BP07	3.19314	0.65422
BP08	4.69314	0.23987
BP09	5.51510	0.29799
BP10	7.44608	0.56748
BP11	9.23627	0.25790
BP12	9.56078	0.25657

Tabla IV. 11

Velocidades de deformación vertical en el perfil de Atoyac, 1995-1998

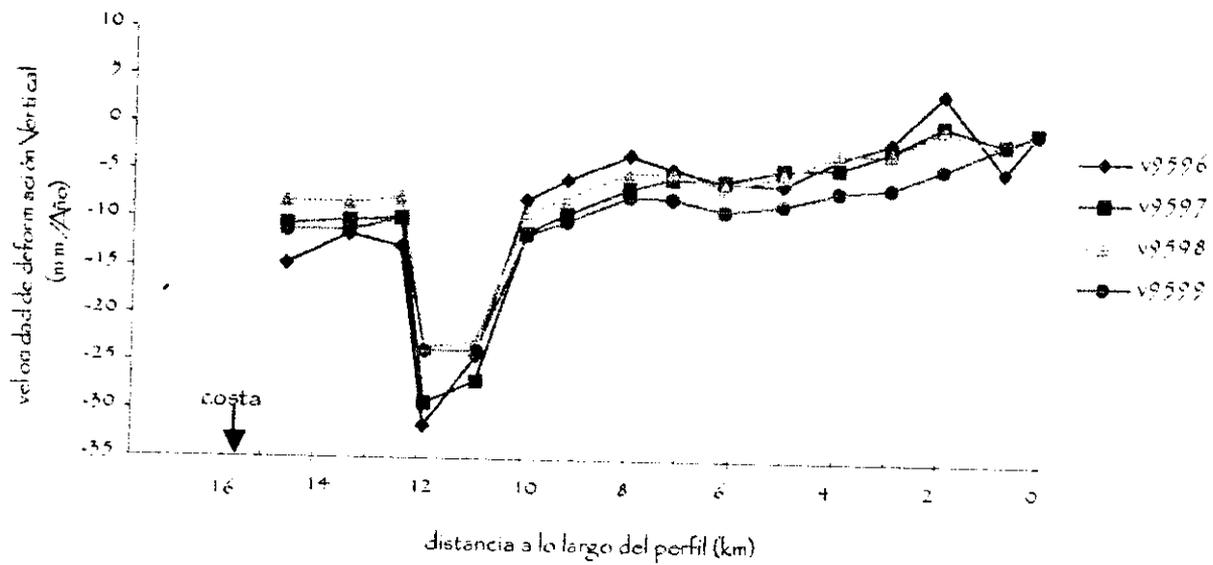
BANCOS	velocidades (mm/año)				errores de las velocidades (mm/año)			
	95-96	95-97	95-98	97-98	95-96	95-97	95-98	97-98
AT10	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
AT09	0.53525	0.63164	0.67500	0.77563	0.38028	0.18278	0.12518	0.12136
AT08	0.97150	0.49324	0.30017	-0.13901	0.29530	0.11680	0.07626	0.10342
AT07	-0.02000	-0.12464	-0.24460	-0.31747	0.79867	0.38445	0.36944	0.83786
AT06	-0.54325	-0.11401	0.06795	0.48187	1.07809	0.30025	0.36418	0.36051
AT05	-1.24075	-0.42802	-0.58359	-0.93747	0.91761	0.31884	0.24079	0.30945
AT04	-2.47425	-0.96087	-1.25628	-1.92824	1.49615	0.70376	0.50553	0.43625
AT03	0.61125	-0.08285	-0.52235	-1.52209	0.12231	0.06651	0.13930	0.46903
AT02	-1.89425	-1.65290	-1.34081	-0.63088	0.73337	0.29993	0.32185	0.81417
AT01	-3.73375	-1.58013	-1.63480	-1.75840	1.22921	0.51119	0.37510	0.62052
INGC16740	-	-	-	-1.67626	-	-	-	0.57670
AT-01n	-	-	-	-4.04004	-	-	-	0.79976
AT-02n	-	-	-	-3.07349	-	-	-	1.06627
AT-03n	-	-	-	-6.78730	-	-	-	0.80651
AT-04n	-	-	-	-5.94033	-	-	-	1.20967
AT-05n	-	-	-	2.13934	-	-	-	1.27596
AT-06n	-	-	-	-3.40198	-	-	-	0.86034

Tabla IV.12  
Velocidades de deformación vertical en el perfil de Acapulco, 1995 - 1999

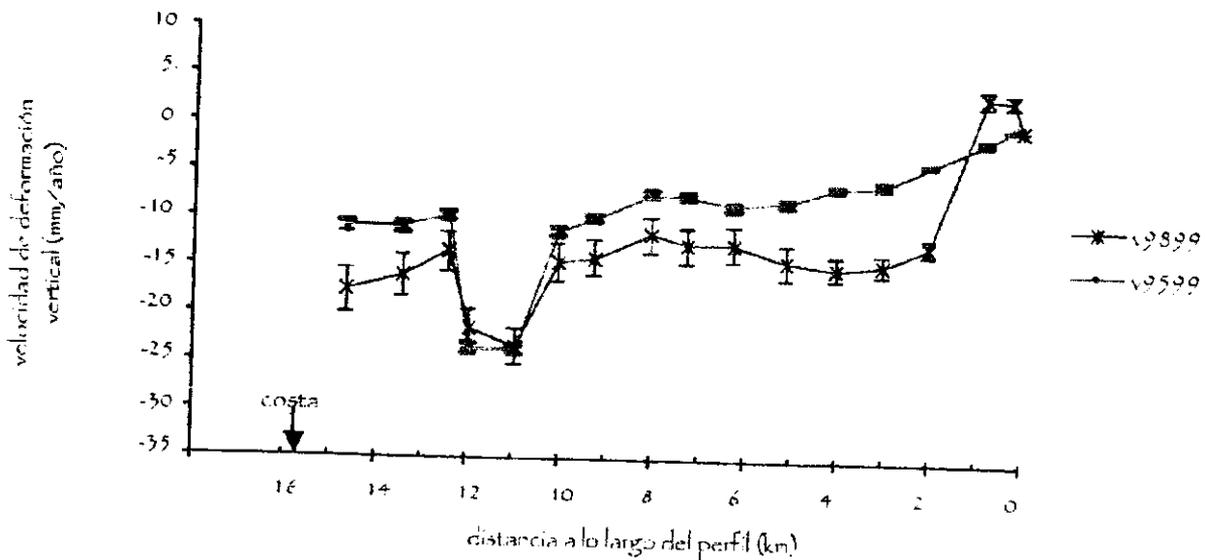
BANCO	velocidades (mm/año)					errores de las velocidades (mm/año)				
	95-96	95-97	95-98	95-99	98-99	95-96	95-97	95-98	95-99	98-99
DHÉ	-	-	-	-	0.00000	-	-	-	-	0.00000
ACA16	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	5.11262	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.65858
ACA15	-4.16900	-1.12056	-1.55948	-1.25098	3.29515	0.57229	0.22035	0.18092	0.17081	0.58382
ACA14	5.96800	0.62278	0.24804	-3.81176	-12.43689	0.50308	0.36686	0.08147	0.07250	0.26749
ACA13	-1.25200	-2.07780	-2.18170	-5.98456	-14.33010	0.20940	0.11839	0.09291	0.13053	0.56444
ACA12	-2.95210	-3.84206	-2.39248	-6.29706	-14.70388	0.63219	0.30970	0.22249	0.16454	0.35397
ACA11	-5.78110	-4.15631	-4.78203	-7.90833	-14.18155	1.14830	0.55096	0.53598	0.24419	1.29426
ACA10	-5.52010	-5.36916	-5.93627	-8.36397	-12.30971	0.19784	0.23836	0.11184	0.07004	0.39198
ACA09	-4.18510	-5.19813	-4.49837	-7.31005	-12.47961	0.44060	0.19152	0.17795	0.09734	0.37605
ACA08	-2.71910	-6.18411	-4.48235	-7.09730	-11.33010	0.37933	0.18179	0.09353	0.09226	0.44136
ACA07	-5.34010	-8.88949	-7.13889	-9.68750	-13.84834	0.14468	0.21123	0.03634	0.03837	0.22407
ACA06	-7.31910	-10.90304	-6.82712	-11.10588	-14.35437	0.33135	0.08152	0.11184	0.02708	0.34315
ACA05	-25.79610	-26.47617	-22.27582	-23.46765	-23.17282	0.41223	0.33863	0.12409	0.10438	0.20088
ACA04	-31.35610	-28.76379	-23.00458	-23.38676	-21.38641	0.97622	0.07453	0.18971	0.17852	0.89197
ACA03	-12.31610	-9.53084	-7.20556	-9.54118	-13.33301	0.49193	0.23454	0.15140	0.11394	0.20255
ACA02	-11.23110	-9.79416	-7.87386	-10.72377	-15.86214	0.92126	0.32713	0.19298	0.13796	0.29628
ACA01	-14.74210	-10.04047	-7.58595	-10.76005	-17.47282	0.36883	0.11630	0.23931	0.16594	0.90641

En las siguientes gráficas se muestra la tasa de deformación vertical para cada uno de los perfiles, en la figura IV.4b se muestran las barras de errores para las velocidades calculadas,  $V_{9599}$  y  $V_{9899}$ , en la cual se puede observar como claramente el error en la estimación de la velocidad es menor para  $V_{9599}$ , en la cual la barra de error aparece como una línea, mientras que para  $V_{9899}$  aunque no presenta un error muy grande si es de mayor tamaño.

Para el perfil de Atoyac, figura IV.5, se graficaron los datos de nivelación desde 1995, y, como explico anteriormente, los errores de  $V_{9598}$  son menores que los estimados para  $V_{9798}$ , pero a pesar de esta característica, los valores de velocidad que se usarán en futuros cálculos serán los de  $V_{9798}$ , puesto que son los correspondientes a un perfil de mayor longitud.

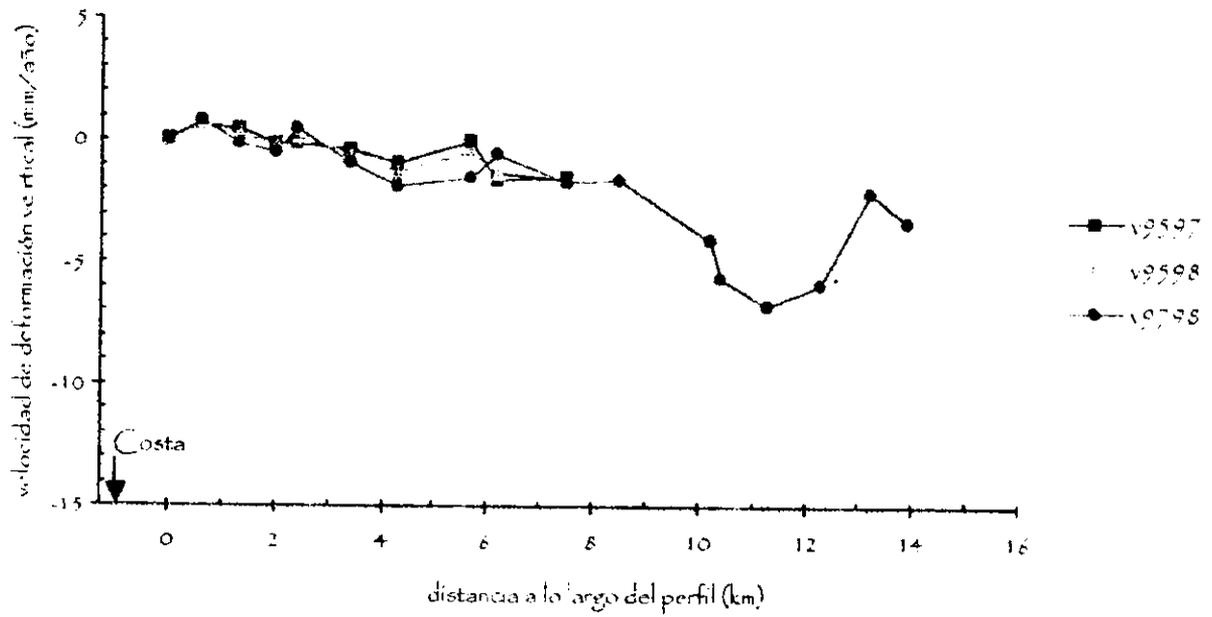


(a)

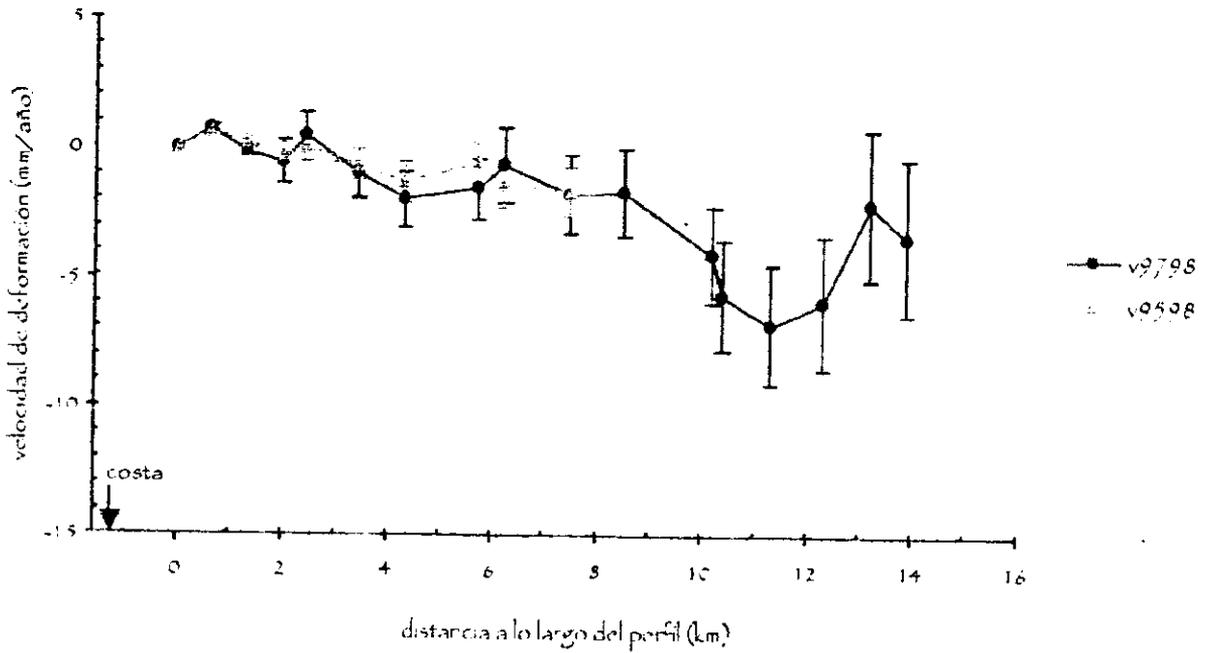


(b)

Figura 4.5: Estas figuras corresponden al perfil de Acapulco. La figura (a) se muestran las tasas de deformación desde 1995 - 1999, tomando como referencia la nivelación de 1995. La figura (b) muestra los errores estimados para la velocidad de deformación, V9599 tiene un error muy pequeño, por lo que las barras de error son casi una línea, mientras que para V9899, el error es muy pequeño pero de mayor tamaño que el calculado para V9599.

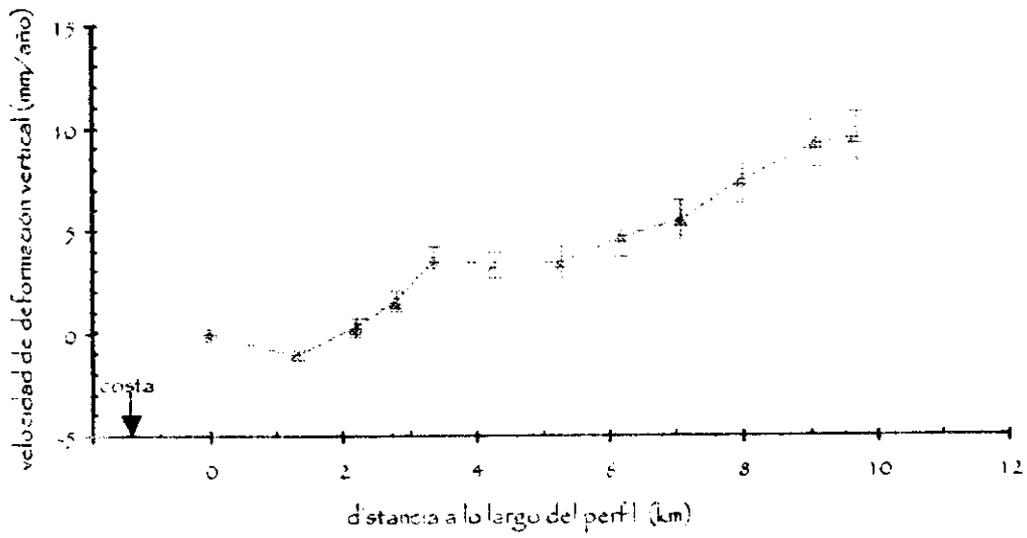


(a)



(b)

Figura 4.6: Tasa de deformación en el perfil de Atoyac. (a) se grafican las velocidades de deformación para cada campaña, (b) se muestran los errores para V9598 y V9798.



# 09798

## Capítulo V

# INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS DE DEFORMACIÓN

---

La deformación observada a lo largo de las líneas de nivelación puede ser comparada con las velocidades de deformación vertical superficial predicha por modelos de falla inversa en un semi-espacio elástico [Savage, 1983], asumiendo un estado de deformación constante durante un periodo intersísmico, así como un acoplamiento homogéneo en la zona de acoplamiento.

### 5.1 Modelo de deformación

Con el fin de obtener un ajuste cuantitativo de la deformación observada a lo largo de las líneas de nivelación en Guerrero, se aplicó un modelo de dislocación elástica propuesto por Savage (1983). Este es un modelo bidimensional diseñado para representar la acumulación de deformación, así como el relajamiento asociado a sismos someros inversos que ocurren en algunas zonas de subducción. En este modelo lo que se hace es aproximar el contacto sismogénico, acoplado, entre la placa continental y la placa oceánica como un plano de interfase.

La acumulación de deformación producida durante una etapa intersísmica es modelada por una superposición lineal de un deslizamiento estable y una solución complementaria de un desplazamiento normal sobre la zona acoplada (figura 5.1).

El modelo requiere que el estado estable de subducción sea cinemático. Esto implica que no se genere ninguna deformación en la superficie de la placa continental por este deslizamiento. De esta manera la deformación que se observa puede ser enteramente descrita por la solución complementaria, la cual representa un desplazamiento normal,  $V \cdot \Delta T$ , sobre la zona acoplada, donde  $V$  es la velocidad de convergencia de las placas y  $\Delta T$  es el periodo de recurrencia del sismo. Las soluciones complementarias son obtenidas a partir de un modelo de dislocación de un semi-espacio elástico simple con una falla infinita.

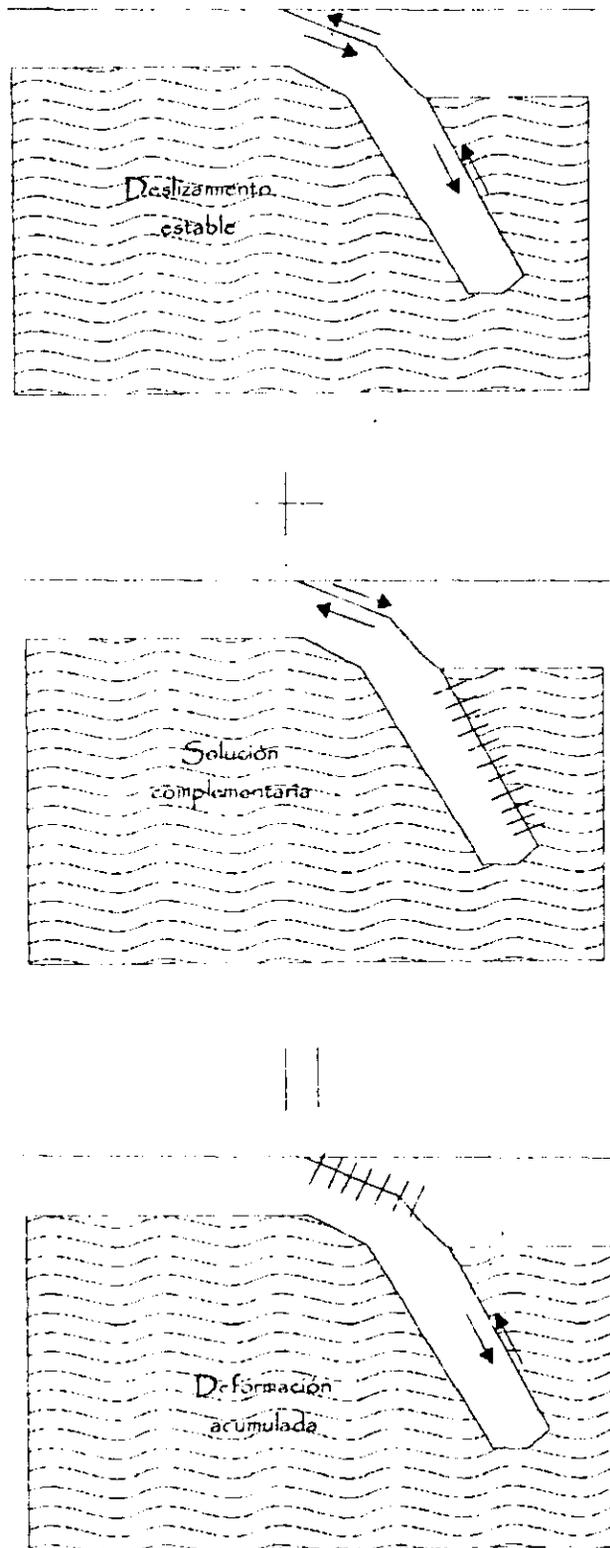


Figura 5.1.: Modelo de superposición de la acumulación de deformación en una zona de subducción. La astenosfera esta indicada por medio del sombreado. La zona de acoplamiento (sin deslizamiento) esta indicada con líneas horizontales que cruzan la interfase.

Se debe de enfatizar que el modelado y la interpretación tectónica de los datos de nivelación diferencial son inciertos, a menos que se cuente con información adicional (por ejemplo GPS o mareógrafos).

## 5.2. Modelado de los datos

El modelo de deformación que vamos a utilizar, requiere de ciertos parámetros como son las velocidades de deslizamiento de la placa, el ángulo con el que subduce la placa de Cocos bajo la placa de Norte América, la distancia que existe a partir de la trinchera y la profundidad a la que se encuentra la placa en el punto que se esta considerando.

Las velocidades de subducción que se proponen en este trabajo son las publicadas por DeMets et al. (1994), ellos proponen un desplazamiento de la placa de Cocos que se incrementa hacia el sudeste, variando de 4.8 cm/año, en 104°W, a 7.5 cm / año, en 94°W, por lo cual las velocidades en cada uno de los perfiles es diferente, teniendo un desplazamiento mas rápido en el perfil de Acapulco

Como se mencionó en la sección anterior, el modelado de los datos así como su interpretación tectónica es incierta; con el propósito de definir un rango de incertidumbre, aplicamos el modelo de dislocación elástica mas simple para ajustar los datos del perfil de nivelación de Barra de Potosí. La figura 5.2 muestra que la ambigüedad en la tasa de deformación absoluta da una incertidumbre de solo 5-7 km, para un ancho de la zona de acoplamiento de 30 km.

Tabla V.I Parámetros utilizados para encontrar la incertidumbre para los datos de nivelación. Los datos utilizados para esta calibración fueron del perfil de Barra de Potosí.

Segment	Angul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	8°	4	53	70, 77, 82
2	8°	14, 15, 15	0	30
3	8°	18, 19, 20	53	1000

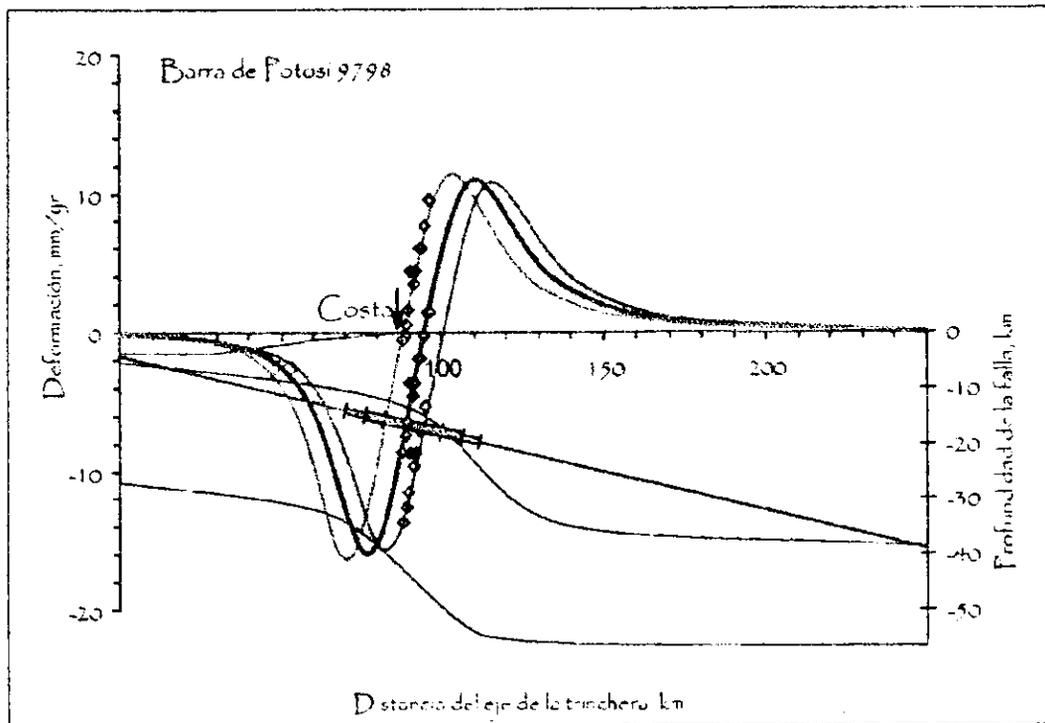


Figura 5.2. Modelación de la deformación vertical para la línea de nivelación de Barra de Potosí (modelo de dislocación elástica, Savage, 1983).

En la figura 5.2, las áreas coloradas por debajo de la línea de profundidad de falla cero, representan la configuración de la placa de Cocos y el contacto intraplaca de acuerdo a Kostoglodov et. al. (1996). Los parámetros geométricos de los segmentos de falla así como la velocidad de desplazamiento están dados en la tabla V.I. La zona de acoplamiento está representada como rectángulos rellenos. En esta figura se propone un modelo de falla plana. Diferentes modelos pueden ajustarse a los datos observados de velocidad relativa de deformación, sin embargo la localización y el ancho de la zona de acoplamiento muestra variaciones mínimas.

Considerando un modelo de dislocación más complejo, es decir una falla segmentada, que ajuste a la geometría interplaca propuesta por Kostoglodov et. al. (1996), obtenemos un modelo como el que se muestra en la figura 5.3, cuyos parámetros se enlistan en la siguiente tabla.

Tabla V.II Parámetros utilizados para el modelo de deformación para el perfil de Barra de Potosí considerando una falla segmentada.

Segment	Angul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
0	0°			
1	6°	4	53	78
2	10°	12	0	20
3	25°	16	0	5
4	25°	18	53	37
5	2°	33	53	1000

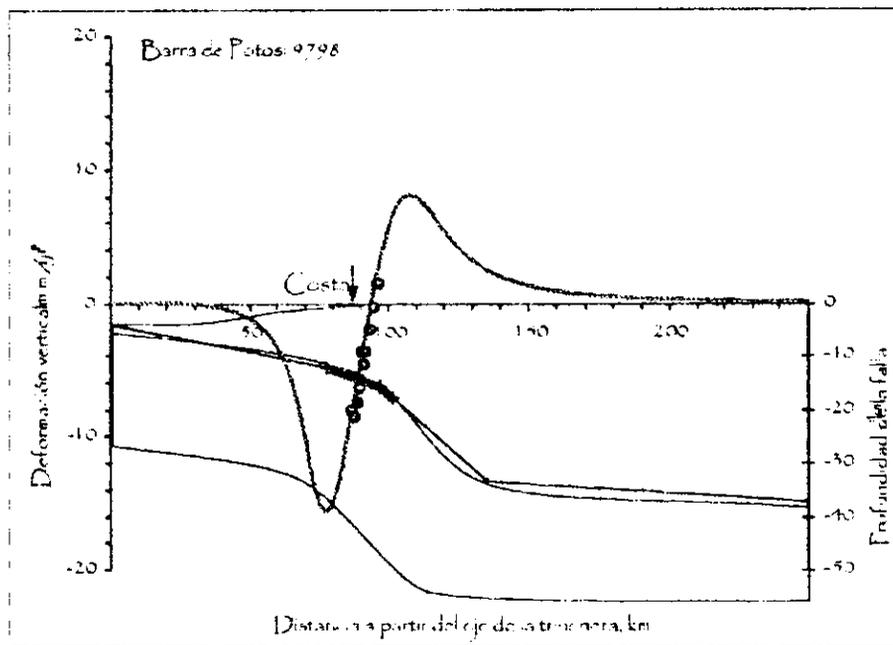


Figura 5.3.: Modelo de los datos de deformación en Barra de Potosí. Para modelar la geometría interplaca, se utiliza un modelo de falla segmentado. La localización de la zona acoplada es aproximadamente la misma que en la figura 5.2.

El modelo de dislocación elástica aplicado para la línea de nivelación de Barra de Potosí, sugiere la existencia de una zona totalmente acoplada, cuya longitud es de aproximadamente de 25 km, ésta se encuentra al final del segmento superficial de la interfase de subducción y en un estado de acoplamiento intersísmico.

El siguiente perfil que analizamos es el de Acapulco, el cuál se encuentra localizado en el extremo sur del gap de Guerrero. Los datos de deformación que se obtienen por medio de la nivelación pueden ser referidos a valores absolutos usando algunas

estimaciones de movimiento vertical de la corteza obtenida a partir del análisis de registros de mareógrafos (1953 - 1999) y datos GPS (1992 - 1999) en Acapulco. Las estaciones mareográficas y de GPS están localizadas muy cerca de la costa y muestran una subsidencia de  $\sim 7$  mm/año.

El modelo de dislocación que ajusta a los datos y en el cual también se ha considerado una falla segmentada, se presentan en la figura 5.4, cuyos parámetros se enlistan en la siguiente tabla:

Tabla V.III Parámetros utilizados para el modelo de deformación para el perfil de Acapulco considerando una falla segmentada.

Segment	Ángul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
0	0			
1	6°	4	58	55
2	10°	10	0	20
3	25°	13	0	13
4	25°	19	58	35
5	2°	34	58	1000

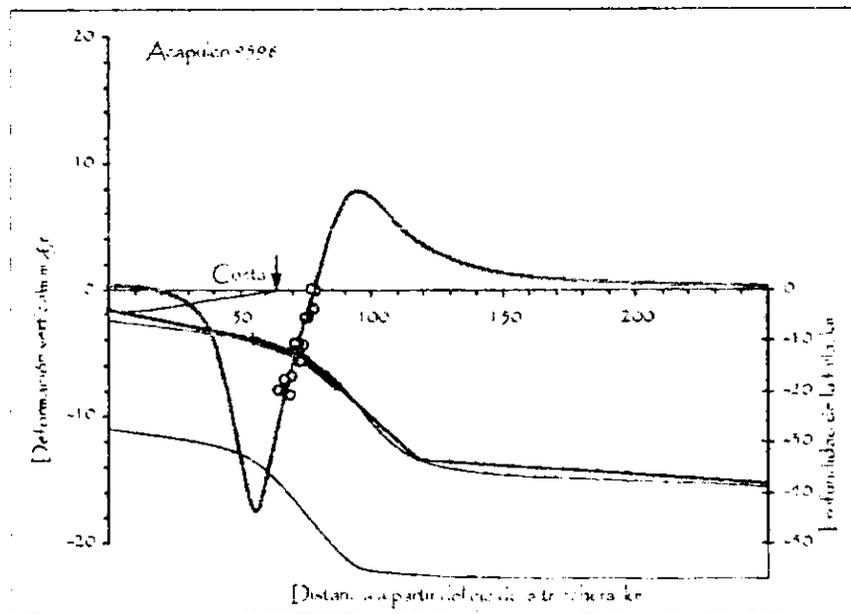


Figura 5.4: Modelo de dislocación para el perfil de Acapulco proponiendo una falla segmentada.

## ESTA TESIS NO SALE DE LA BIBLIOTECA

Como se puede observar en la figura 5.4, la zona de acoplamiento tiene un ancho de 33 km y comienza a 55 km de la trinchera.

Tabla V.IV Parámetros utilizados para el modelo de deformación para el perfil de Acapulco considerando una falla plana.

Segment	Angul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	8°	4	58	55
2	8°	11	0	45
3	8°	17	58	1000

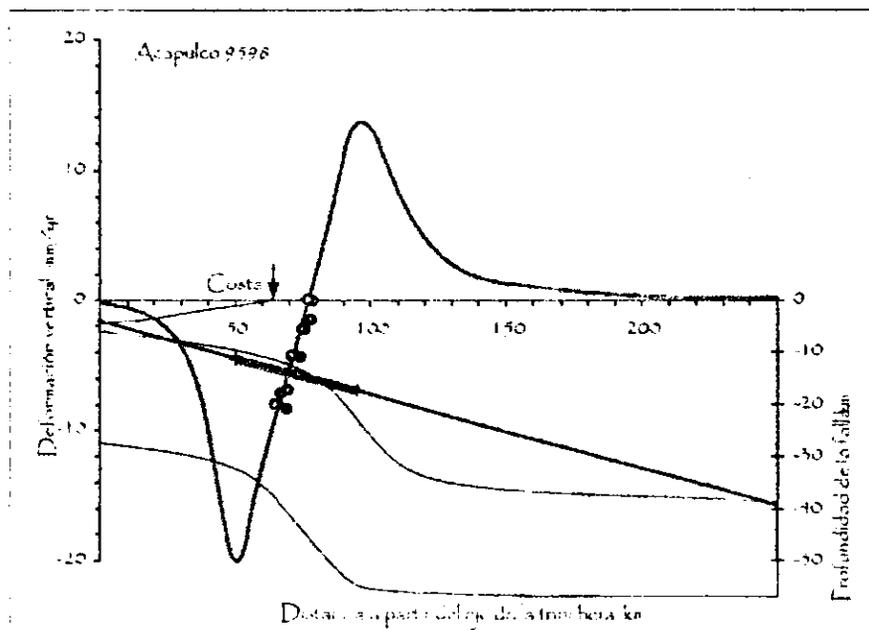


Figura 5.5.: Modelo de dislocación elástica para el perfil de Acapulco, se considera una falla plana.

La figura 5.5, es el modelo que se obtiene al considerar una plana falla, se puede observar que la zona de acoplamiento no varía mucho en longitud y en ubicación.

Por último se analizó el perfil de Atoyac, el cuál esta localizado en la parte central de la brecha sísmica, por lo que el modelado de éstos datos proveen resultados importantes. Tal como en el caso de Acapulco, se pudo determinar el nivel absoluto de deformación usando las velocidades de subsidencia vertical obtenidas a partir de registros GPS (1997 - 1999) de la estación permanente Cayaco, la cuál esta muy cerca del perfil de

Atoyac. Una estimación del movimiento vertical en Cayaco, indica una velocidad de subsidencia de  $\sim 7$  mm/año.

Tabla V.IV Parámetros utilizados para el modelo de deformación para el perfil de Atoyac considerando una falla plana.

Segment	Angul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
0	0			
1	8°	4	55	93
2	8°	12	0	50
3	8°	22	55	1000

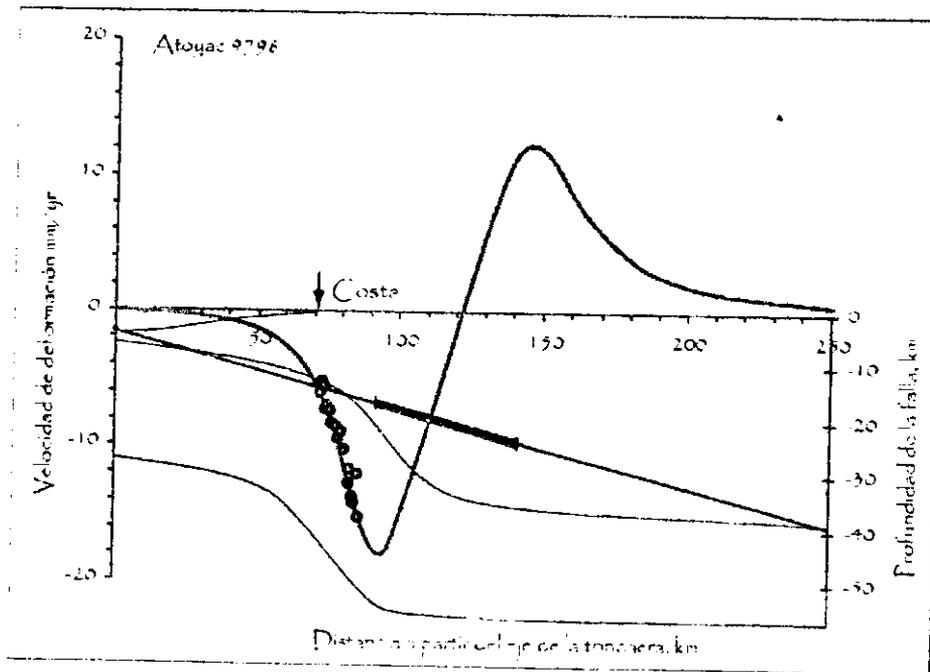


Figura 5.6. Modelo de acoplamiento inter sísmico para el perfil de Atoyac, considerando una falla plana.

La figura 5.6 muestra un muy buen ajuste de los datos de velocidad de deformación en el perfil de Atoyac usando un modelo de falla plana, con una zona acoplada en un estado inter sísmico. Aunque el ajuste de los datos y el modelo es muy bueno, la localización de la zona de acoplamiento no coincide con la interfase de la placa. En base a estudios previos, se conoce perfectamente bien la localización de la interfase en esta región (Kostoglodov et al., 1996). Este modelo no puede ser aceptado ya que la zona de acoplamiento es demasiado superficial y no existe evidencia de sismos de

subducción que hayan tenido su zona de ruptura tan cercana a la costa pero del lado continental.

Un posible modelo de dislocación alternativo que ajusta a la velocidad de subsidencia observada en el perfil de Atoyac, así como a la configuración de la interfase de la placa en esta zona, es el que se genera al asumir una ruptura extremadamente lenta (deslizamiento asísmico hacia el océano) de  $\sim 90$  mm/año a lo largo de una zona de 60 km de ancho, la cual comienza a 25 km de la trinchera (figura 5.7).

Tabla V.VI Parámetros utilizados en el modelo de dislocación para el perfil de Atoyac considerando una falla segmentada y una ruptura muy lenta.

Segment	Angul	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
0	0			
1	8°	4	0	25
2	8°	12	90	50
3	25°	14	90	10
4	25°	19	0	35
5	2°	33	0	1000

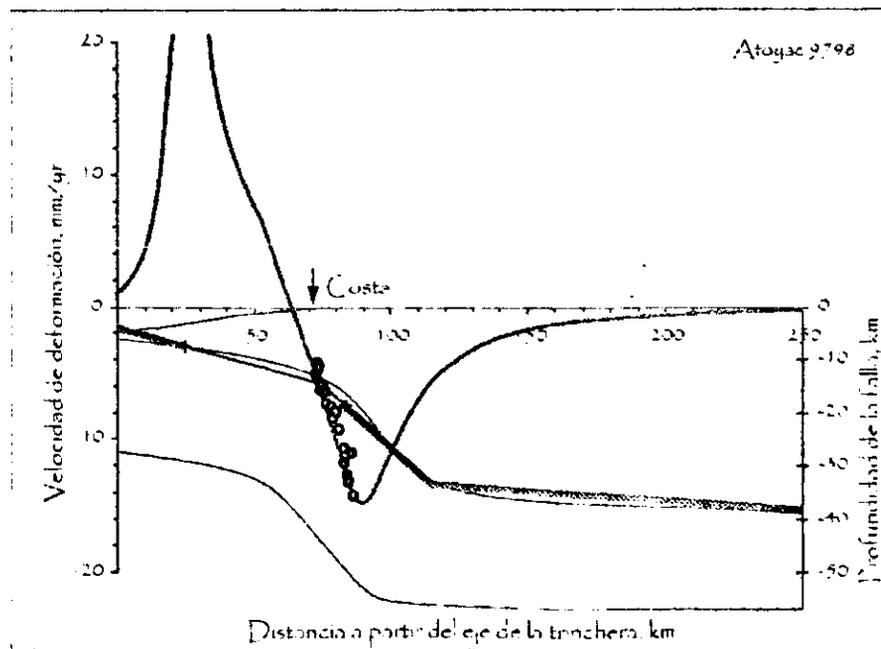


Figura 5.7 Modelo de dislocación elástica para el perfil de Atoyac. El modelo sugiere un deslizamiento cosísmico o una ruptura lenta; este modelo ajusta con los datos observados y la geometría interplaca.

## Capítulo VI

# DISCUSIÓN Y ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Si comparamos los resultados que se obtienen para el perfil de Barra de Potosí (figura 5.3), una zona de acoplamiento intersísmico de aproximadamente 25 km y a una distancia horizontal de la trinchera de 78 km, con la localización y dimensiones de la zona de ruptura de sismos de subducción de magnitud considerable en esta zona, podemos obtener diferentes interpretaciones:

1. Después del sismo de Petatlán de 1979 ( $M=7.9$ ), la zona cerrada no se ha desarrollado lo suficiente, para producir un evento de magnitud similar.
2. En caso de que pronto se produzca un sismo, este sería de menor magnitud y con un área de ruptura también menor.
3. La ruptura subsecuente se propagaría a otras áreas con menor acoplamiento y acumulación de deformación, ya que estas zonas presentarían poca resistencia a la propagación de la ruptura.

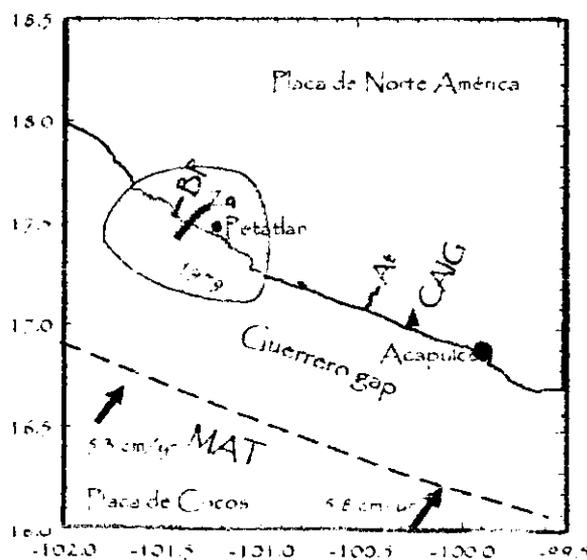


Figura 6.1. Sobreposición del área de ruptura del sismo de Petatlán de 1979 y la zona de acoplamiento (za) representada de color verde, predicha por el modelo de dislocación elástica. Las características de la zona de acoplamiento es que se encuentra a 78 km de la trinchera y tiene 25 km de longitud. Las líneas continuas y perpendiculares a la costa representan los perfiles de nivelación de Atoyac (At) y de Barra de Potosí (BP). CAIG es el nombre de la estación permanente de GPS, localizada en el poblado de Cayaco, Guerrero.

Para el perfil de Acapulco, las características de la zona de acoplamiento (ancho de 33 km comenzando a 55 km de la trinchera), prácticamente coinciden con el ancho y la posición de las zonas de ruptura de los dos sismos de 1962.

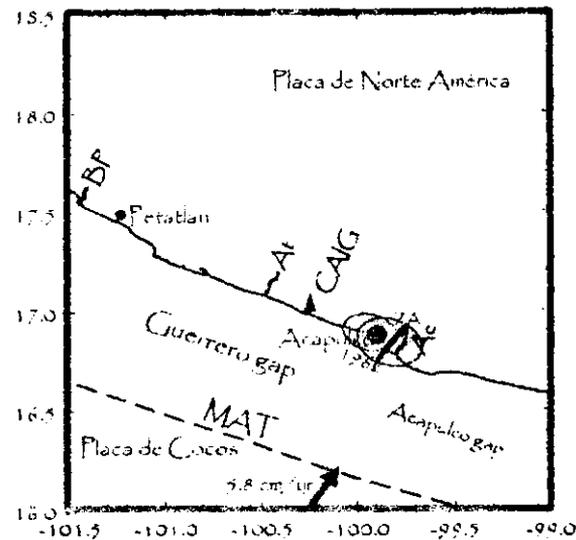


Figura 6.2. Sobreposición de la zona de ruptura del evento doble de 1962 y la zona de acoplamiento (za) predicha por el modelo de dislocación elástica. La zona de acoplamiento esta representada con una línea de color verde, las líneas continuas y perpendiculares a la costa representan los perfiles de nivelación de Barra de Potosí (BP), Atoyac (At) y Acapulco (Ac). CAIG es el nombre de la estación permanente GPS, localizada en el poblado de Cayaco, Guerrero.

De la comparación de las figuras 5.3 y 5.4 podemos decir que las características de acoplamiento sismogénico en ambos extremos de la brecha sísmica de Guerrero son muy similares.

En el perfil de Atoyac, el modelo de dislocación, en el cual se asume una ruptura muy lenta, es inesperado para un "gap sísmico" maduro, como es el caso de la brecha de Guerrero.

Estas observaciones pueden ser comparadas con las obtenidas a partir de campañas GPS, realizadas en 1992, 1996 y 1998, en las cuáles se ocuparon 20 estaciones temporales. Los resultados preliminares (Sánchez, et al., 1999) revelan, que efectivamente existe un cambio del régimen sismotectónico de compresión y movimiento hacia el continente en la costa sureste de Acapulco (brecha o "gap" de Acapulco), y el régimen de extensión en las costas NW de Acapulco (gap de Guerrero).

# CONCLUSIONES

---

Por la estructura de este trabajo las conclusiones pueden producirse desde dos puntos de vista, uno el aspecto del tratamiento de errores, y el segundo en el sentido de la aplicación de datos geodésicos para el modelado de la deformación vertical en cada uno de los perfiles en Guerrero.

La nivelación de alta precisión es una técnica muy eficiente para el estudio de la deformación intersísmica en la costa del Pacífico mexicano ya que permite conocer los movimientos verticales que existen. En la actualidad la nivelación sigue siendo una técnica muy utilizada por la precisión que se obtiene, a pesar de que en algunos aspectos de la geodesia el sistema de posicionamiento global (GPS) ha tenido una gran aplicación, la precisión que brinda en la componente vertical es deficiente, por lo que la nivelación en distancia menores a los 30 km es la mejor opción.

El promedio anual de inclinación de los perfiles de Acapulco, Atoyac y Barra de Potosí es aproximadamente de  $0.5 \mu\text{rad}$  ( $0.5 \text{ mm/km}$ ), valor que es comparable con la precisión de la nivelación; por esta razón, antes de intentar inferir cualquier movimiento tectónico, es necesario determinar si existe error sistemático y su influencia en la estimación de la velocidad de deformación.

Las técnicas desarrolladas en este trabajo proporcionan una herramienta útil para conocer y determinar la influencia sistemática en las mediciones, este valor puede ser sustraído de el error total ya que se trata de una magnitud constante, posteriormente el tratamiento de errores se hace de forma usual y con esto podemos asegurar que los cambios en los valores de la nivelación son debidos a movimientos tectónicos.

Una vez que contamos con los datos libres de influencia sistemática, el valor de las velocidades también estará libre de este tipo de error y por lo tanto los modelos de dislocación clásticas que se obtuvieron serán representativos del desplazamiento

tectónico de la zona y por lo tanto de la deformación esperada por dicho desplazamiento intersísmico.

Cuando los datos de nivelación se combinan con datos GPS y con un buen conocimiento de la estructura de la interfase de la placa, es posible identificar el tipo de deformación que atiende a un régimen intersísmico.

Analizando los datos de nivelación recabados de 1995 a 1998 en la costa de Guerrero, podemos concluir que la brecha sísmica está en un estado sismotectónico inesperado, lo cual implica un relajamiento de la deformación extremadamente lento. Esto puede ser debido, ya sea a un evento de deslizamiento inverso muy lento o a un período de deslizamiento presísmico anómalamente largo. Este último fenómeno puede ser relacionado a las propiedades friccionales específicas de la interfase sismogénica (e.g. leyes de fricción dependientes del estado y la velocidad, Kato et. al., 1997), donde un deslizamiento cuasi-estable ocurre antes de un gran sismo inverso.

Estas hipótesis crean un número de problemas esenciales, por ejemplo:

- 1.- ¿Cuándo y por qué la acumulación de deformación ha sido completada y entonces comienza el relajamiento?
- 2.- ¿Es esto un deslizamiento de un evento inverso muy lento o es un deslizamiento precursor?
- 3.- ¿En qué momento será reemplazado un deslizamiento casi-estable por un deslizamiento inestable?

El modelo de ruptura sísmica instantánea que se usó para ajustar las observaciones del perfil de Atoyac permite concluir que un deslizamiento extremadamente lento está ocurriendo. Esta inferencia por sí misma es una contradicción, ya que permite a la subducción un cese temporal, mientras que solo existe un movimiento hacia el océano de la placa continental.

## BIBLIOGRAFÍA

---

1. Alcántara, D., "Topografía", Mc. Graw-Hill, México. 1990.
2. Anderson J.G., J. Brune, J. Prince, R. Quaas, S.K. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. Oñate, R. Vásquez y J.M. Velasco, "The Guerrero accelerograph network", *Geofísica Int.*, 33, 341-371, 1994.
3. Anderson, J.G., S.K. Singh, J.M. Espindola, y J. Yamamoto, "Seismic strain release in the Mexican subduction thrust", *Phys. Earth Planet. Inter.*, 58, 307-322, 1989.
4. Barron M., J. Ricardo "Calibración de la magnitud por energía  $M_E$  para las estaciones de banda nacha del Servicio Sismológico Nacional, México", Tesis de Licenciatura, UNAM, México, D.F., 2000.
5. Bevington R. Philip, "Data reduction and error analysis for the physical sciences", Mc Graw-Hill book company, Estados Unidos de América 1969.
6. Bolshacov V., Galdayev P., "Teoría de la elaboración matemática de mediciones geodésicas", Ed. Mir, Moscu, 1977.
7. DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S., "Effect of recent revisions to the geomagnetic time-scale on estimate of current plate motions", *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194, 1994.
8. Dragert H, Hyndman RD, Rogers GC, Wang K (1994) "Current deformation and the width of the seismogenic zone of the northern Cascadia subduction thrust", *J. Geophys. Res.* 99: 653-668
9. Giménez, J., E. Suriñach, J. Fleta, X. Goula, "Recent vertical movements from high precision leveling data in northeast Spain", *Tectonophysics*, 263, 149-161, 1996.

10. Jackson, D. David, Wook, B. Lee, Chi\_Ching, Liu, "Height dependent errors in Southern California Leveling"
11. Kato, N.M. Othake, and T. Hirasawa, "Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to presismic sliding", *Pure Appl. Geophys.*, 150, 249-267. 1997.
12. Kostoglodov, V., "Relationship between sbduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench", *J. Geophys. Res.*, 99, 729-742, 1994.
13. Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Dominguez, y M. Mena, "Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico", *Geophysics Research Letter*, 23, 3385-3388, 1996.
14. Kukuca, J., Kubacek, L., Kubackova L., "Probability and statistics in Geodesy and Geophysics", Ed. Elsevier, Checoslovaquia, 1987.
15. Lallemand, C.H., (1989), "Nivellement de Haute Précision", *Encycl. Trav. Publ.* (extrait de *Traité des plans et nivellement* par L. Durand, Pelletan et Lallemand)
16. Larson, K., "Crustal Deformation", U.S. National Report to IUGG, 1991-1994, *Rev. Geophys.*, 33, 371-377, Suppl., 1995, AGU.
17. Mikumo T., Miyatake Y., Santoyo M.A., "Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interplate earthquake in the mexican subduction zone", *Bull. of Seism. Society of America*, 88. No. 3, 686-702, 1998
18. Mimiaga J., "Estudio de las deformaciones superficiales verticales intersísmicas en la brecha sísmica de Guerrero por nivelación de primer orden", Tesis licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM, 1999.
19. Mizuno, H., "Leveling in the Tokai region and the estimation of the accuracy of leveling based on them", *Earthq. Predict. Res.*, 3, 425-440, 1985

20. Okada, Y., "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space", *Bulletin Seismol Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.
21. Pardo M., Suárez G., "Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications", *J. Geophys. Res.*, 100, 12357-12373, 1995.
22. Peláez, R., "El campo gravimétrico y la estructura de la zona de subducción en Guerrero", Tesis licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 1999.
23. Piskunov, M.E. (1985), "Leveling Manual of Geodesy", Ed. V.D. Bolshakov, G.P. Levchuk, 2: 94-134, Nendra, Moscú.
24. Sánchez, O., K. Larson, V. Kostoglodov, R. Bilham, Suárez G., "Preliminary results of the interseismic surface deformation in the Guerrero gap, using GPS", *GEOS. UGM*, 19, No.4, 287, 1999.
25. Savage, J.C., "A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone", *Geophys. Res.*, 88, 147-157, 1983.
26. Stein, Ross S., "Discrimination of tectonic displacement from slope-dependent errors in geodetic leveling from southern California, 1953-1979" *Earthq. Prediction, An Interational Review*, AGU, Maurice Ewing Series, 4, 441-456, 1981.
27. Taylor K. J., "Error Analysis", University Science Book, Sausalito, California, 1997.
28. Thatcher W., "The Earthquake deformation cycle at the Nankai Trough, Southwest Japan", *Journal of Geophysical R.*, 89, 3087-3101, 1984.
29. Tracy, C. J., "Plane Surveying", John Wiley & Sons, Inc., Londres, 1907.
30. Vanicek, P., Castle, O.R., Balazs, J. E., "Geodetic Leveling and its applications", *Rev. Of Geophy. Space Phys.*, 18, 505-524, 1980.

31. Wallace C. T., Lay Thorne, "Modern Global Seismology", Academic Press, Reino Unido, 1995.

32. Wolf, Brinker, "Topografía", E.d. Alfaomega, novena edición, Colombia, 1994.