

*Deformación de la corteza terrestre y terremotos:  
aplicación al estudio del ciclo sísmico  
en el norte de Chile*

*Crustal deformation and earthquakes:  
application to the seismic cycle study in Northern Chile*

J. C. RUEGG

Institut de Physique du Globe de Paris

**ABSTRACT**

The knowledge of the deformation field at the earth surface, both in space and time, is one of the keys to understanding the mechanical process that occurs on a fault at depth during the seismic cycle, i.e. during the accumulation and release of the strain field in the region of the fault plane and particularly of the rupture process. Developments in space geodesy allow the means to acquire data of high precision for monitoring relative vertical and horizontal motions of the Earth 's surface and to study the seismic cycle. The calculation of theoretical surface deformation associated with seismic sources, by modelling mechanical behavior of faults buried in a medium with a more or less complicated rheology, and the comparison with observational data, provide a fundamental tool for understanding seismic processes. The formulation of Okada (1985), which provide a very simple form of calculation for surface deformation due to inclined faults in an elastic half-space, is mentioned. Some models corresponding to different theoretical and actual faults are given. Finally, an application of these methods is shown from a project for the study of the seismic cycle on the North Chile seismic gap by French and Chilean geophysical laboratories.

**RESUMEN**

El conocimiento del campo de deformación, en el tiempo como en el espacio, en la superficie de la Tierra, es una de las llaves para la comprensión del proceso mecánico que ocurre sobre una falla durante el ciclo sísmico, es decir, durante los procesos de acumulación y relajación del campo de esfuerzos tectónicos en la cercanía del plano de falla, antes durante y después un terremoto. Particularmente, la cuantificación de los desplazamientos co-sísmicos asociados a la ruptura trae in-

formaciones sobre el mecanismo de la fuente (posición, tamaño, momento...) y permite una modelización de ésta. La determinación de los desplazamientos de la corteza asociados al ciclo sísmico, requiere una metrología de alta precisión para determinar movimientos pequeños sobre superficies grandes. Varias técnicas de la geodesia moderna, particularmente las de la geodesia espacial, son ahora un recurso precioso para el estudio del ciclo sísmico. El GPS (posicionamiento global por satélites), es uno de los métodos entre los mas económicos y prácticos, y permite hacer determinaciones de posición tanto en redes locales de alta densidad, como a escala regional o del globo, con una alta precisión (mm a unos cm). El cálculo de las deformaciones teóricas por medio de modelos mecánicos más o menos complicados, y la comparación con resultados de mediciones, es otra posibilidad de investigación para acceder a la comprensión de los procesos ocurridos durante el ciclo sísmico. Se menciona particularmente el método de Okada (1985) que permite, a partir de la teoría de las dislocaciones, calcular modelos co-sísmicos y se dan ejemplos para varios tipos de fallas teóricas y para casos efectivos. Finalmente, una aplicación de estos métodos es descrita con el proyecto que se inició desde hace algunos años, por diferente laboratorios geofísicos francés y chilenos, para estudiar las condiciones de ocurrencia de un terremoto mayor sobre la brecha sísmica del Norte de Chile, donde se espera un terremoto de magnitud  $M > 8$  en los próximas decenas de años.

## 1. INTRODUCCION

Desde el terremoto de San Francisco del año 1906, se sabe más o menos que un terremoto es asociado a la ruptura súbita de rocas frágiles que sufren fuerzas tectónicas que se acumulan en la litosfera terrestre. Considerando los datos disponibles a ésta época, y particularmente los datos geodésicos de triangulaciones antes y después este terremoto, Reid (1910) propuso el modelo de rebote elástico. En este modelo, antes del terremoto, la parte profunda de la corteza cercana a la falla de San Andreas, habría acumulado un deslizamiento total de varios metros, como efecto del movimiento continuo iniciado por el desplazamiento de las placas Pacífico y Norte América. Este desplazamiento de la parte profunda produce una deformación elástica de la parte superior que produce esfuerzos de cizalla que se acumulan hasta que se llega al límite de resistencia de las rocas en el cercanía de la falla; en este momento una ruptura brusca de la falla se inicia produciendo el terremoto.

Este modelo está al origen del concepto de ciclo sísmico que describe diferentes fases en el acumulación de las fuerzas tectónicas y sus relajaciones. Veremos más adelante en el capítulo "El ciclo sísmico", cuales son las principales etapas que pueden describir este ciclo y cual son los conocimientos actuales.

La teoría de Reid, iniciada a partir de la observación de modificaciones de la superficie terrestre demostró que si se podría observar los desplazamientos que ocurren durante las principales fases del ciclo sísmico en toda

la corteza, y seguirle, tuviéramos la posibilidad de entender más sobre el proceso sísmico y tal vez de predecirlo. Ahora, con los métodos modernos del posicionamiento geodésico (y particularmente el posicionamiento espacial) tenemos la posibilidad de medir las deformaciones a la superficie de la corteza, y de deducir a partir de éstas mediciones informaciones sobre la deformación de la corteza, es decir sobre el proceso mecánico en profundidad. En particular, con mediciones de geodesia precisas antes y después de un terremoto, tenemos la posibilidad de obtener información sobre el movimiento co-sísmico, el movimiento directamente asociado con la ruptura, es decir información sobre la fuente del terremoto (posición, tamaño, magnitud,...), y compararlo con informaciones deducidas de la dinámica del fuente por la observación de las ondas sísmicas. Ejemplos de estudios de este tipo han realizado en continuo en varios lugares: El Asnam, Cauce, y muchos en California.... En el capítulo 3, sobre la aplicación de la geodesia al estudio de las deformaciones del suelo, veremos rápidamente los principales herramientas que existen para el sismotectónico.

Otra posibilidad de investigación, para acceder a la comprensión de las deformaciones inducidas en la corteza por la ocurrencia de terremotos es el cálculo de las deformaciones teóricas por medio de un modelo mecánico simple, de compararlo con las observaciones reales, y de afinar el modelo por un proceso de 'prueba y error' o de 'inversión de datos' para obtener la representación mecánica de la fuente la más probable posible. Este proceso, se conoce por el nombre de modelización. En el capítulo 4, describiremos rápidamente los principales métodos de modelización y indicaremos el más utilizado para el estudio de la deformación co-sísmica, el método de Okada. Daremos varios ejemplos teóricos para fallas típicas (normal, inversa y de rumbo), y para un ejemplo de estudio de la fase cosísmica.

En el último capítulo daré como ejemplo de aplicación el proyecto que se inició desde los años 1990 en el Norte de Chile para observar las condiciones de ocurrencia de un gran terremoto. Las zonas costeras del Norte de Chile y Sur de Perú son regiones conocidas por su alto riesgo sísmico en razón de la existencia de brechas sísmicas. La subducción de la placa Nazca bajo el continente sur-americano a una velocidad de 8-9 cm la induce deformaciones corticales importantes y que no se han relajado desde más de un siglo y ésta región Norte de Chile constituye un laboratorio de terreno excepcional para investigar los mecanismos del ciclo sísmico.

La comprensión del mecanismo de un gran terremoto necesita varios tipos de investigaciones:

- Saber como se acumulan las fuerzas tectónicas para llegar al punto de ruptura. Para responder a ésta cuestión es necesario disponer de observaciones de superficie (deformaciones de la corteza) en las variadas fases del ciclo sísmico, y también entender bien la historia geológica y tectónica de la región, particularmente en el período reciente (holoceno) que cubra unos períodos de ciclo sísmico.

- Comprender el mecanismo de ruptura, y para hacerlo tener observaciones antes y después de la ruptura, disponer de informaciones de la red global de estaciones sísmicas (informaciones en campo lejano...), y también de informaciones locales (informaciones en campo cercano) con la identificación muy precisa de varios parámetros físicos precursores.

El estudio de las deformaciones corticales en el espacio, como en el tiempo constituye un revelador del estado de los esfuerzos que intervienen en la profundidad y veremos en los capítulos siguientes como éstas informaciones pueden ser obtenidas y como utilizarle a la comprensión del ciclo sísmico.

## 2. EL CICLO SISMICO

El concepto de ciclo sísmico está fundado en la comprobación que los terremotos de cierta importancia van a repetirse a períodos de tiempo regular aproximadamente en el mismo lugar. En primera aproximación, el ciclo sísmico incluye todo los fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica entre dos terremotos consecutivos importantes (magnitud  $M > 6$ ). Incluye los procesos de acumulación y de relajación de los esfuerzos, que van a repetirse de manera similar (pero no necesariamente idéntica) a cada período del ciclo. Dos escalas se tienen que considerar: el espacio y el tiempo.

**El espacio** para definir y identificar bien el área sísmica comprometida por un terremoto característico, donde se aplica el ciclo sísmico y que constituye la zona de estudio. En primer lugar, hay la necesidad de identificar el contexto tectónico y las condiciones al límite, y de saber cual son las fallas activas. En segundo lugar, se debe considerar la actividad de la microsismicidad de la región: la distribución de los hipocentros (posición y profundidad), los mecanismos focales y también la variación con el tiempo de estos parámetros.

**El tiempo**, para individualizar las etapas de la deformación de la zona dentro el ciclo sísmico, y determinar el tiempo de recurrencia de los terremotos mayores que ocurren en la zona. Otra noción que viene directamente de las precedentes es las de *lagunas sísmicas*, que son lugares en las fronteras de placas que no han registrado terremotos grandes durante un largo período de tiempo, y que podría romperse dentro un período próximo.

Para la mayor parte de los terremotos, cuatro estados (Fig. 2-1) pueden considerarse al interior del ciclo sísmico: el relajamiento de los esfuerzos elásticos acumulados en la zona por la ruptura brutal de una falla es considerado como el etapa *co-sísmica*. El período que sigue inmediatamente a la ruptura durante el terremoto se llama el etapa *postsísmica*; corresponde al período donde las réplicas del sismo principal se producen y en término de deformaciones de la corteza, con fenómenos de relajación anelástica o

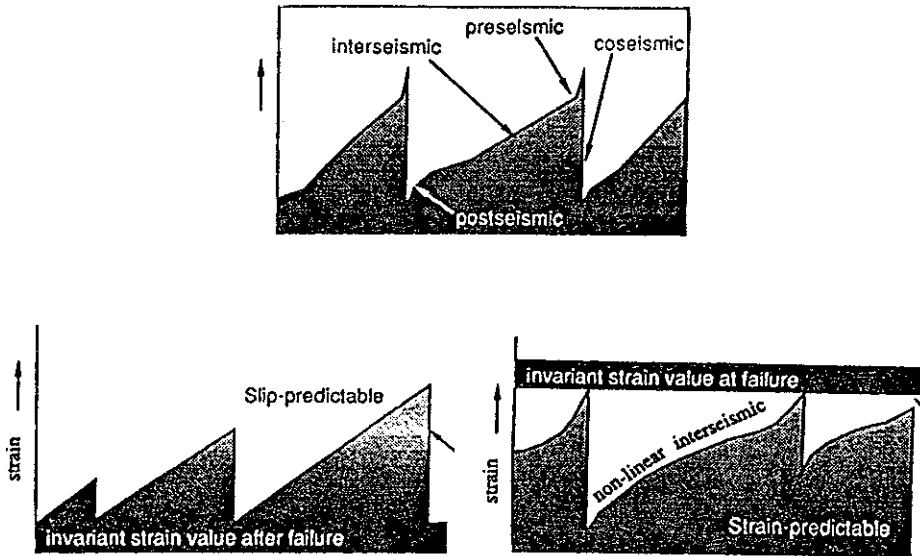


Figura 2-1. Etapas del ciclo sísmico según Shimazaki and Nakata (1980) adaptado por Bilham (1991). En la parte inferior se indican varios modelos de ciclo sísmico: (a) modelo con predicción del deslizamiento; (b) modelo con predicción del tiempo de ocurrencia por alcance de un límite de deformación máxima.

viscosa de reajuste en la región de la cercanía de la fuente sísmica. Puede resultar también un deslizamiento post-sísmico sobre las fallas activas, en forma asísmica (deslizamiento dúctil) o sísmica (actividad microsísmica).

Cuando la etapa co-sísmica es muy rápida (instantánea: unos segundos), el etapa post-sísmica puede permanecer durante meses o años, dependiendo del tamaño y de la complejidad de la fuente y de la magnitud del sismo.

La reacumulación gradual de esfuerzos (strain energy) ocurre durante el etapa *inter-sísmica* (Fig. 2-2), que ocupa más de 90 % de la duración total del ciclo sísmico.

Por último, cuando la etapa inter-sísmica se acaba, un período de comportamiento anormal puede ocurrir, antes de la próxima ruptura, que se llama la etapa *pre-sísmica*, en la cual fenómenos físicos anormales podrían ocurrir, como por ejemplo un período de deformación lenta, o de deformación rápida, o durante el cual señales particulares pueden detectarse.

Este concepto de *ciclo sísmico* es deducido principalmente de las observaciones individuales de las etapas de carga y descarga de las deformaciones corticales, por los métodos geodésicos en varios lugares. Pero a este momento ninguna observación completa de un ciclo se hace en un mismo lugar. Vamos a ver rápidamente algunas observaciones de cada etapa:

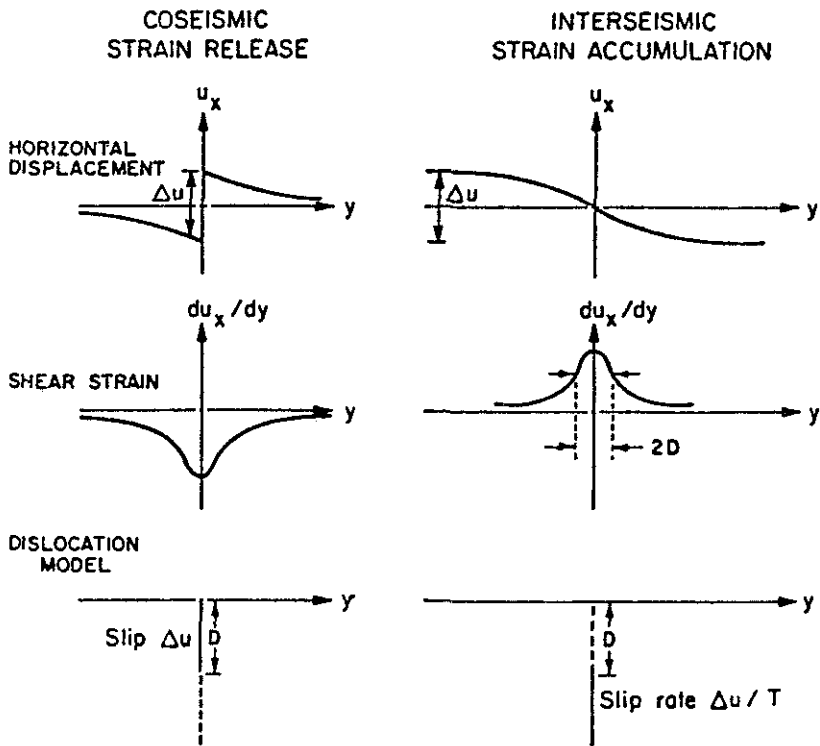


Figura 2-2. Esquema de un modelo simplificado de rebote elástico: (a): desplazamiento co-sísmico y campo de deformación con un deslizamiento sobre una falla vertical de profundidad  $D$ . (b): acumulación intersísmica con una tasa de deslizamiento constante en la falla debajo la profundidad  $D$  (Scholz, 1990).

**Etapa co-sísmica:** una imagen típica del campo de deformación asociado a un sismo de subducción es presentada en la figura 2-3 para el terremoto de Nankaido de 1946 en Japón (desde Scholz, 1990). Otra se puede ver en la figura 3-8 por el sismo de El Asnam de 1980. Estos movimientos corticales son explicados por la deformación elástica del medio arriba de la falla que rompió. Con una modelización de este tipo de datos, y comparación con datos experimentales es posible determinar algunos parámetros focales como la profundidad de la fuente, el tipo de movimiento, el deslizamiento sobre la falla, y si los datos son suficientes, las variaciones del deslizamiento a lo largo de la ruptura.

**Etapa post-sísmica:** La densificación de las observaciones después de un terremoto permitió que bastante datos estén disponibles para estudiar la etapa post-sísmica. Estos datos muestran principalmente una variación no lineal con el tiempo de la amplitud de las deformaciones después de la

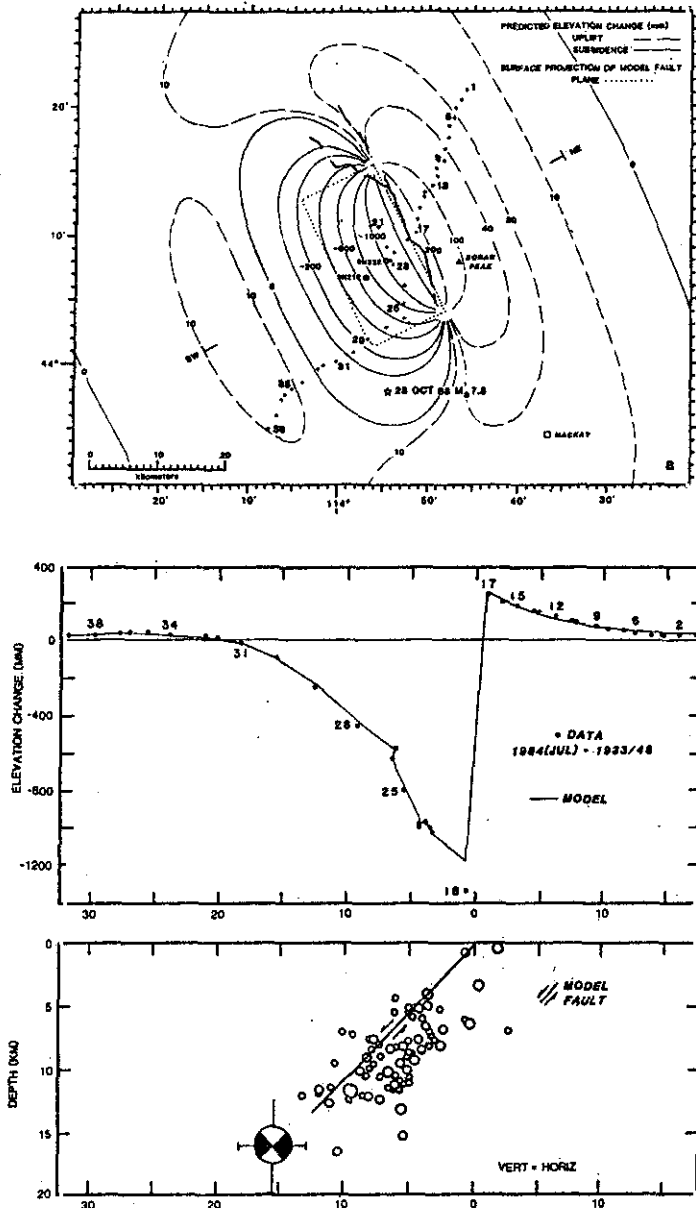


Figura 2-3. Deformación cósmica asociada con un terremoto de falla normal: el terremoto de Borah Peak de 1983 ( $M=7.3$ ). (a) mapa de la deformación vertical dada por el mejor modelo elástico con un deslizamiento constante (b) deformación vertical a lo largo del camino de nivelación; (c) sección de la falla con el mecanismo del sismo principal y de las réplicas (Stein y Barrientos, 1985).

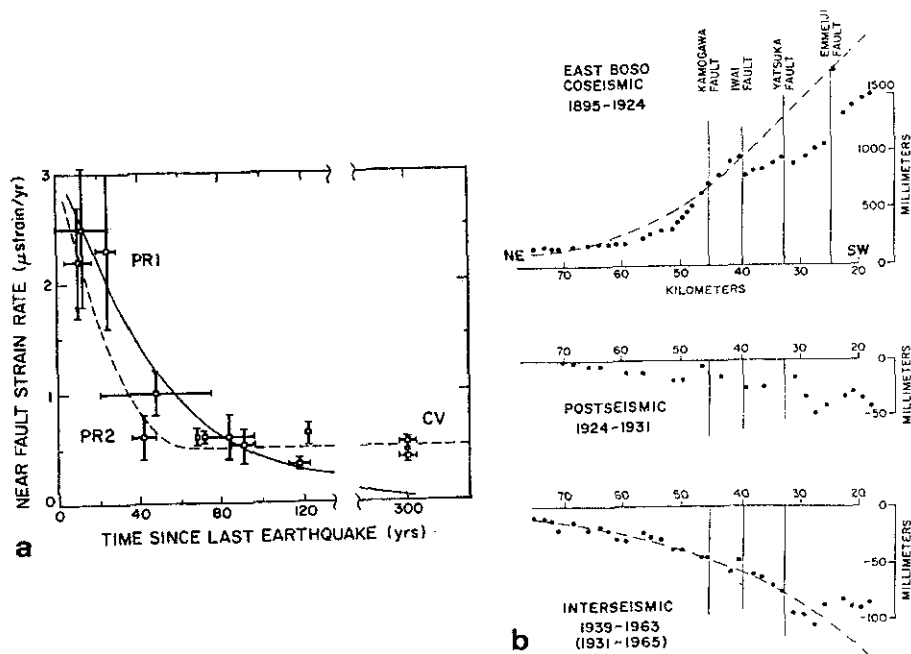


Figura 2-4. (a): Tasa de deformación (componente de desgarre "shear strain") con respecto al tiempo, cerca de la falla de San Andrés (California) después del último terremoto (Thatcher, 1983). (b): Movimientos verticales dentro tres etapas del ciclo sísmico en la península de Boso (Japón) durante y después el Kanto terremoto (Scholz y Kato, 1978). El origen de las distancias es la traza de la falla en superficie. En la subfigura B (post-sísmico) se saca la extrapolación de la deformación inter-sísmica.

ruptura (Fig. 2-4a). Este tipo de datos indica una relajación en la cual ocurre la viscosidad del medio.

**Etapas inter-sísmica:** esta etapa muestra una deformación opuesta a la de la de la fase co-sísmica, como prevé la teoría de Reid que supone en primera aproximación un comportamiento elástico de la corteza. Pero al contrario de la fase co-sísmica que es brutal, la deformación evoluciona lentamente durante el ciclo. Cuando las fases co-sísmica y inter-sísmica muestran al fin del ciclo aproximadamente la misma amplitud, la fase post-sísmica llega solamente unos 2-5 % de la amplitud co-sísmica (Fig. 2-4 b).

**Etapas pre-sísmica:** Hay pocas observaciones de la fase pre-sísmica, tanto en el campo de las deformaciones corticales como para otros señales precursoras. Dentro de esta etapa del ciclo se pueden manifestar varios fenómenos anormales: ausencia o aumento de sismicidad, variaciones de parámetros de propagación de las ondas sísmicas ( $V_p/V_s$ , anisotropía, factor Q), cambios de algunos parámetros hidrológicos (nivel de pozos, emisión de radón, presión, composición química, ...), variación de la resistivi-



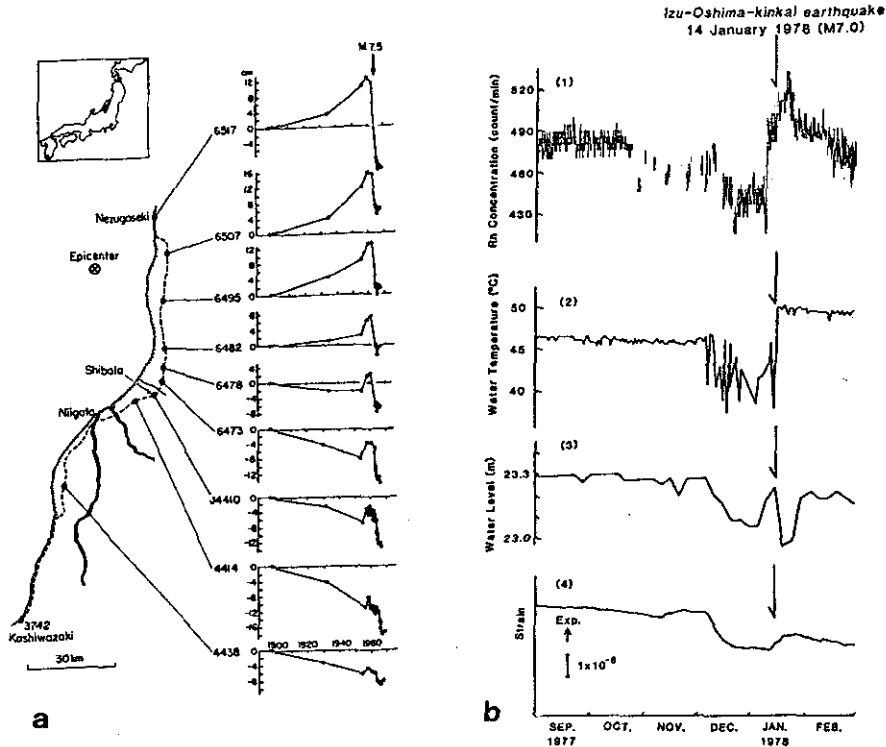


Figura 2-5. (a): Precursores a largo termino: variaciones de altura durante 60 años antes del terremoto de Niigata de 1964 en Japón (Mogi, 1985); (b) Precursores en los meses y días antes del terremoto de Izu de 1978 en Japón (dentro Scholz, 1990).

dad eléctrica,... Ver p.e. Mogi (1985) para informaciones más detalladas y Scholz (1990) para una discusión crítica de estos precursores.

Se pueden distinguir precursores a largo término (años, meses), como precursores que ocurren poco antes el terremoto (días, horas, minutos). Entre los precursores a largo término, se puede ver hundimientos o sublevaciones graduales de la corteza según la posición del punto con respecto a el epicentro y el mecanismo del futuro terremoto (Fig. 2-5).

**Deslizamiento asísmico:** En varias regiones sísmicas se observa, sobre algunas fallas, movimientos mas o menos rápidos de deslizamiento sin emisión de ondas sísmicas, o con una radiación sísmica que no puede distinguirse sobre los registros sísmicos habituales. Por ejemplo, en California, el segmento de Parkfield de la falla de San Andreas muestra un deslizamiento lento episódico (creep); en este caso, este "creep" puede medirse directamente sobre la falla a la superficie del suelo, p.e. con extensómetros o geodímetros (Lisovski y Prescott, 1981). En otros casos, cuando la falla

esta escondida en profundidad, se puede medir solamente señales engendradas por el deslizamiento. Entre los poquitos ejemplos de señales asociadas a un relajamiento asísmico que son observados, los “sismos lentos” tienen una plaza importante, porque expresan no solamente una deformación estática pero corresponden a una radiación de energía en una banda de frecuencia muy baja. Ejemplo de este tipo de señal se muestra en la Figura 2-6 (Linde et al, 1988).

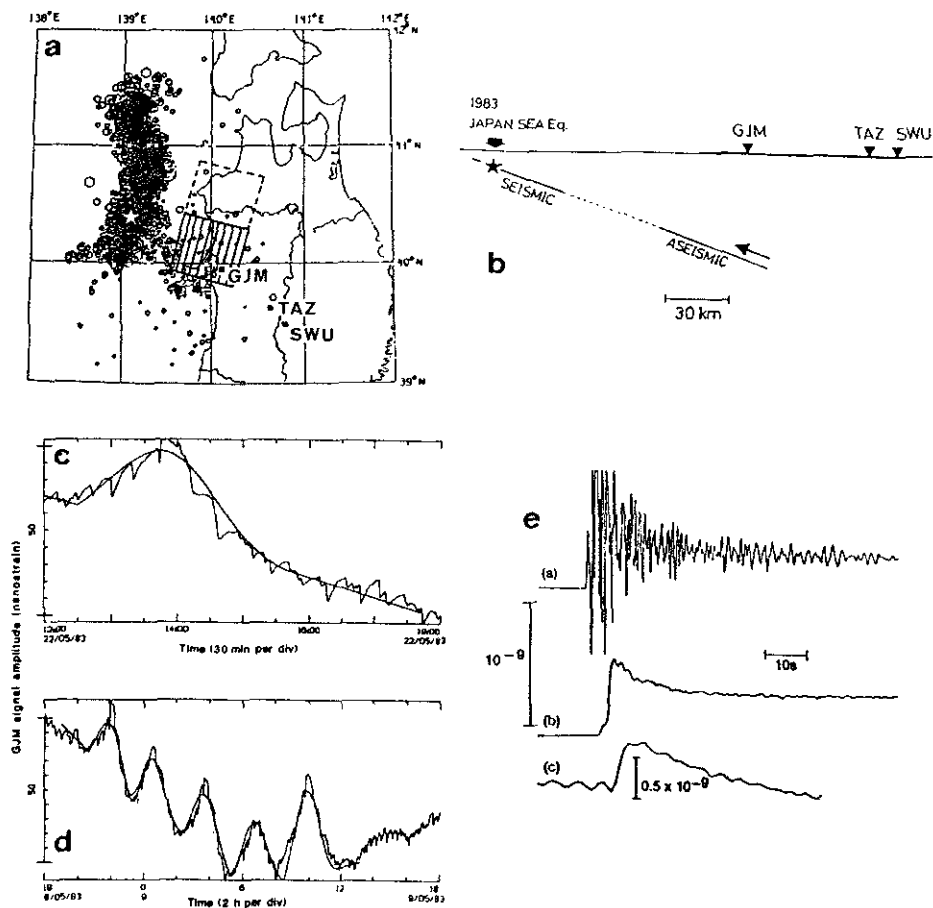


Figura 2-6. Ejemplos de eventos de relajación asísmica registrados en la isla de Honshu (Japon), antes del terremoto de 1983 ( $M=7.7$ ) con extensómetros: (a) mapa de las estaciones con respecto al epicentro y las réplicas, (b) modelo simplificado, (c), (d) ejemplos de registros de sismo lento y (e) comparación con un sismo normal (Linde et al., 1988).

### **3. LA GEODESIA: UN RECURSO PARA LA COMPRESION DEL CICLO SISMICO**

El conocimiento de las deformaciones de la corteza asociadas al ciclo sísmico, en el tiempo como en el espacio, requiere una metrología de muy alta precisión para evaluar movimientos pequeños sobre grandes superficies, tanto para los estudios de zonas sísmicas de terremotos mayores (sobre distancias de unas decenas a centenas de kilómetros como para el estudio de los movimientos de las placas tectónicas a la escala del globo.

Originalmente la geodesia es una ciencia que tiene como objetivo medir y conocer las dimensiones de la Tierra. En primer lugar fué una definición geométrica que se extendió progresivamente a una definición física incluyendo el conocimiento de las variaciones espaciales del campo de gravedad, y particularmente el geoide, como superficie equipotencial de la gravedad y prolongación del nivel medio del mar.

Inicialmente, usando únicamente mediciones sobre la superficie del globo terrestre por triangulación (principalmente mediciones de ángulos y algunas distancias), la geodesia conoció una revolución desde los años 1960, en primer lugar por la introducción de los distanciómetros electromagnéticos (o laser), y después por el desarrollo de la geodesia espacial.

La tecnología moderna de la metrología de las ondas electromagnéticas, usando la velocidad de la luz como referencia, está basada sobre la modulación de una frecuencia portadora y el conteo de la longitud de onda a una frecuencia conocida. Esta metrología (óptica o electromagnética) permite la medición, directamente de largas distancias, entre dos puntos con visibilidad directa al suelo, o entre puntos del suelo y un objeto celeste, como un satélite artificial. Esta metrología procuró un avance muy importante en la precisión de las determinaciones de posición de los puntos geodésicos: la precisión relativa pasó de 10 ppm (1 cm por 1 km) para la triangulación clásica, a 1 ppm para la trilateración (medición directa de distancia sobre una red geodésica), y hasta 0.1 o 0.01 ppm (1 cm por 1000 km) para los mejores resultados de la geodesia espacial actual (Fig. 3-1).

#### **3.1. Geodesia espacial**

Hay cuatro métodos de geodesia espacial que son frecuentemente utilizados en los sistemas geodésicos a escala global. Son el VLBI (very long baseline interferometry), el SLR (satellite laser ranging), el sistema DORIS (determination of orbits and radiopositioning), y el GPS (global positioning system). Solo el GPS es utilizable prácticamente para los usos geofísicos locales como la sismotectónica y el estudio de las deformaciones corticales, por razón de portabilidad, consumo de energía y costo. Antes de ver con un poco más de detalle el sistema GPS, vamos a describir breve-

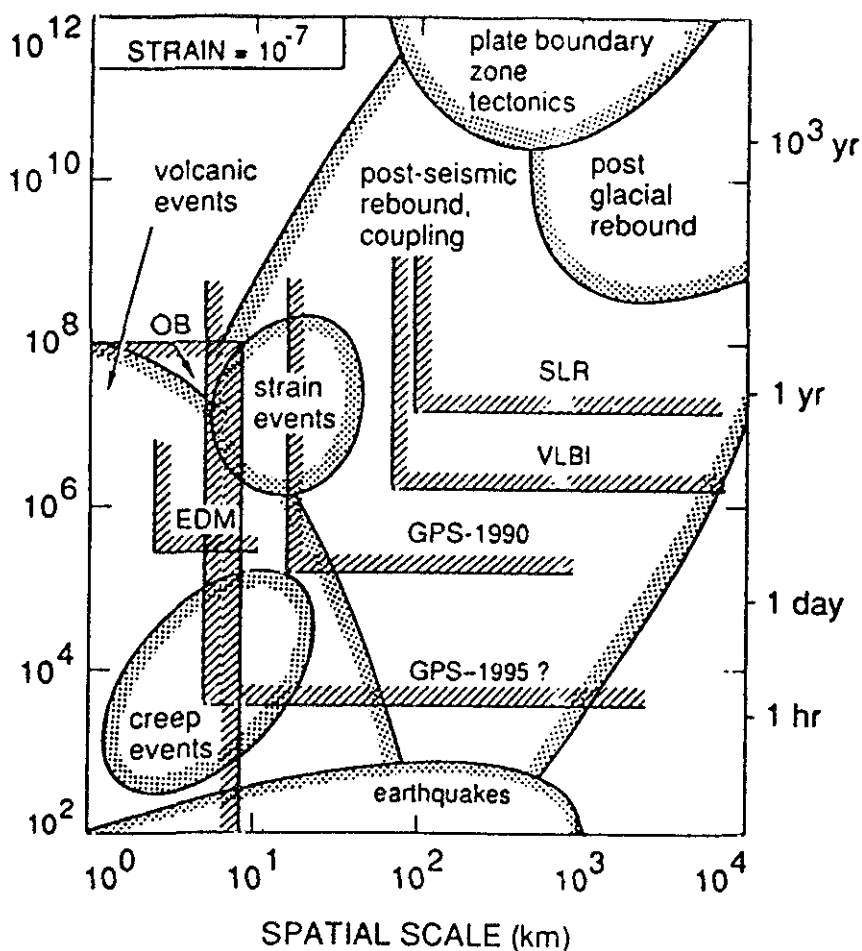


Figura 3-1. Sensibilidad de varios metodos geodesicos para detectar los movimientos de la corteza (Dixon, 1991)

mente los otros métodos, porque son utilizados en los estudios de geodinámica global, en los sistemas de referencia y permiten calibrar el GPS.

En el uso geodésico de VLBI, una fuente electromagnética extragaláctica se observa a frecuencias del orden de gigahertz, simultáneamente con dos (o más) radio-telescopios. Son señales idénticas cuya fase instantánea se mide, y se compara por autocorrelación digital. La diferencia de tiempo de llegada ( $t$ ) de la misma señal a los 2 puntos es proporcional a la longitud de la base entre los 2 centros de fase de los telescopios. La exploración de todo el espacio, y el uso de referencias de tiempo (relojes a maser-hy-

drogeno) de alta precisión permite obtener el vector que separa los dos puntos de observación en un sistema de referencia independiente del sistema terrestre con precisiones últimas del orden del centímetro o mejor a la escala del globo. Correcciones se hacen en el resultado para corregir los efectos de marea terrestre, de trayecto de las ondas en las ionósfera y atmósfera, y también los efectos de la rotación terrestre. Este método implicando radiotelescopios de dimensión grande y costo muy caro, es únicamente utilizado como sistemas de referencia global.

En el sistema SLR (o medición de distancias laser sobre satélites), breves impulsiones de luz, son enviadas por un telescopio óptico laser, hacia pequeños satélites equipados de reflectores (por ejemplo: LAGEOS Starlette,...). La medición del tiempo de trayecto ida y vuelta del impulso de luz corresponde al doble de la distancia entre el telescopio y el satélite. Con la observación del mismo satélite en varios lugares y a diferentes tiempos se puede deducir la posición relativa de cada estación de observación. La precisión es un poco inferior a la de VLBI digamos unos 0.01 ppm. El tamaño y el costo de explotación son un poco menores que el VLBI pero no se puede utilizar éste sistema en el terreno. Hay más de 20 estaciones SLR que operan permanentemente en el globo, contribuyendo al sistema de referencia.

El sistema DORIS tiene principalmente como objetivo la determinación precisa de la órbita del satélite sobre el cual es instalado. El satélite tiene un receptor que recibe señales electromagnéticas producidas por balizas en el suelo. Hay como cincuenta balizas DORIS distribuidas sobre la superficie terrestre, que son balizas de orbitografía, y que emiten señales con código sobre 2 frecuencias simultáneamente. La medición por el receptor del satélite del efecto Doppler sobre las ondas y su retransmisión al centro de control permite por medio de un tratamiento de los datos, la restitución de la trayectoria del satélite con una precisión del orden de 10 cm. Si se dispone de balizas adicionales, hay también la posibilidad de calcular la posición de éstas por medio de referencia a las balizas de orbitografía, con una precisión de unos centímetros. Este principio es utilizado en experiencias actuales de geofísica para monitorear movimientos de la corteza. Veremos más adelante un ejemplo de aplicación al estudio del ciclo sísmico en el Norte de Chile.

### *El GPS (Global Positioning System)*

El sistema GPS (o sistema global de posicionamiento por satélites) usa también señales electromagnéticas sobre 2 frecuencias (1.5 y 1.2 GHz) con varios códigos que permiten una variedad de tipos de medición. Estas señales son emitidas por varios satélites que pertenecen a una constelación de más de 24 satélites de la serie NAVSTAR. Los satélites son distribuidos en 6 planos orbitales a una altura de 20.000 km sobre de la superficie te-

restre. Las señales de los satélites son recibidas en tierra por antenas de receptores GPS. Debido a que las señales son fuertes, no es necesario el uso de instrumentos de gran tamaño. Como los instrumentos son muy chicos y movibles, con un consumo bajo de energía, el costo operacional de las mediciones GPS es muy barato. Veremos más adelante que este sistema es ahora el más pertinente para obtener la precisión y la densificación que es indispensable para estudiar las deformaciones corticales

Las señales emitidas por los satélites GPS incluyen informaciones sobre el tiempo de emisión, informaciones sobre los parámetros orbitales de cada satélite, con una exactitud de 10-50 m, y también la calidad de los datos. Un observador en la superficie terrestre puede determinar su posición por medio de la medición de la distancia entre él mismo y 3 satélites para los cuales se conocen las posiciones orbitales (Dixon, 1990).

Con el uso del código, información sobre la distancia que separa el receptor del satélite es disponible por medio de la medición de la diferencia entre el tiempo de emisión de la señal por el satélite ( $t_s$ ) y el tiempo de recepción en el receptor ( $t_r$ ).

Se puede calcular una pseudo-distancia:

$$R = c (t_r - t_s),$$

con  $c$  = velocidad de la luz, pero ignorando los efectos del paso de las ondas a través el medio de propagación, y los errores de reloj.

La relación entre el verdadero valor de la distancia  $\rho$  y la pseudo distancia viene dada por:

$$R = \rho + c \cdot (\Delta t_r - \Delta t_s + \Delta t_p)$$

con  $\Delta t_r$  = decaje del reloj del receptor,  $\Delta t_s$  = decaje del reloj del satélite, con respecto al tiempo de definición de GPS, y  $\Delta t_p$  = errores asociados a la propagación (en la ionósfera, la atmósfera, y otros errores residuales). La medición en el instante  $t$  de los valores de  $R$  para 4 satélites, da una primera evaluación de la corrección de tiempo ( $\Delta t_r - \Delta t_s$ ) y aproxima la posición del receptor al nivel de unos metros o decenas de metros. La geometría de la constelación de satélites recibidos por el receptor afecta la calidad de la posición determinada. Este sistema directo de medición (fig 3-2) es utilizado para la navegación de vehículos móviles (barcos, aviones, y varios vehículos terrestres) ...

La información de la señal de los satélites puede utilizarse en un modo diferencial para la determinación de la diferencia de posición entre dos receptores con una precisión muy grande (0.01 a 1 ppm según el tipo de señal utilizada, y las fuentes de error). En efecto, los receptores GPS de clase geodésica pueden registrar sobre una o dos frecuencias, no solamente las pseudo-distancias usando los códigos, sino también la fase de las ondas

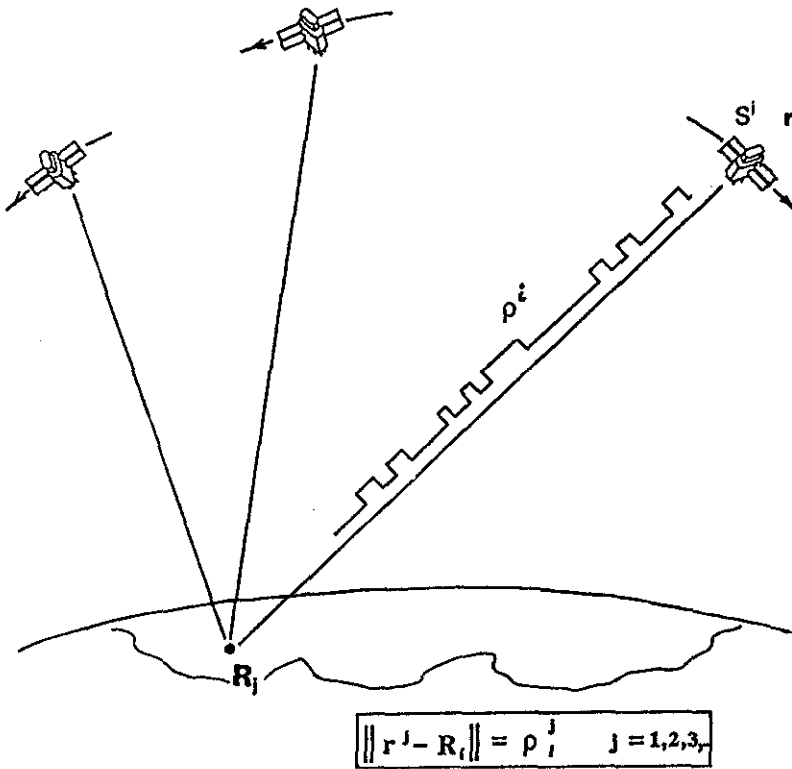


Figura 3-2. El sistema GPS: posicionamiento por medición del tiempo de trayecto (pseudo-distancias): conociendo las coordenadas  $r_i$  de los satélites, y midiendo las pseudo distancias

que llevan los códigos. El principio de la medición es la comparación de la fase de la señal del satélite recibido por el receptor con la fase de una señal similar hecha por el receptor:

$$\Phi_i^j = f(dt^j - dt_i) + \frac{f}{C}\rho_i^j - N_i^j$$

con  $\Phi_i^j$ : fase medida en el receptor  $i$  para el satélite  $j$ ,  $f$ : frecuencia de la señal utilizada,  $C$ : velocidad de la luz,  $dt^j$  y  $dt_i$  decalajes de los relojes del satélite  $j$  y del receptor  $i$ ,  $\rho_i^j$ : distancia receptor-satélite,  $N_i^j$ : número de ciclos contados por el receptor sobre la frecuencia  $f$  desde el principio de la medición; ésta cantidad se llama ambigüedad de ciclo. El conocimiento de la fase medida por el receptor daría una estimación de la distancia  $\rho_i^j$ :

$$\rho_i^j = \Phi_i^j \cdot C/f - C(dt^j - dt_i)$$

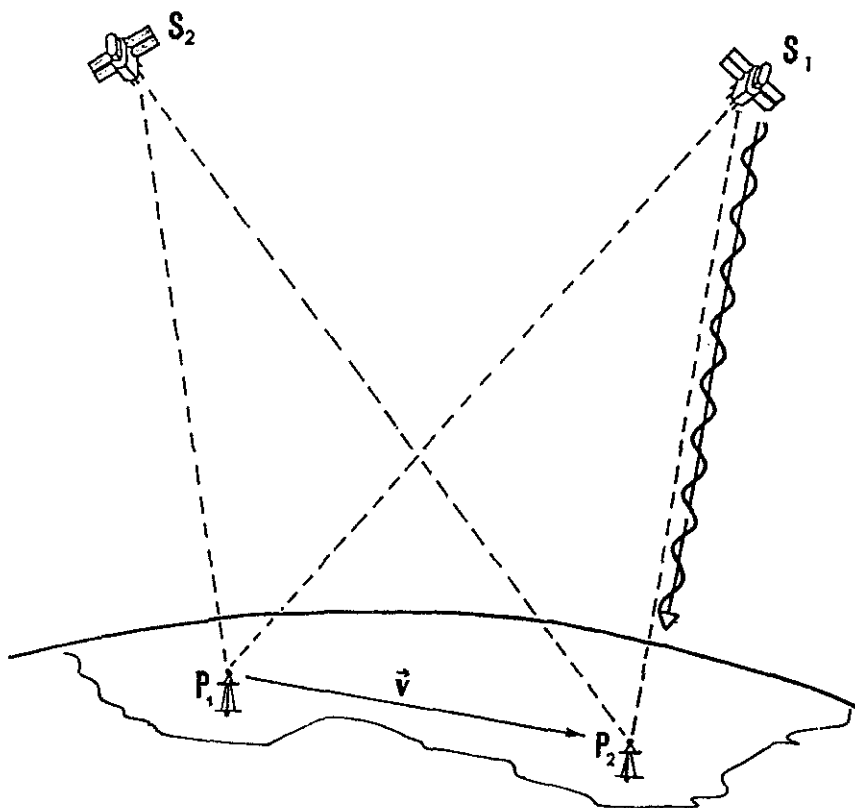


Figura 3-3. El sistema GPS: posicionamiento relativo por medición de fase: por medición de la fase de señales de 2 satélites  $S_1$ ,  $S_2$ , en 2 puntos  $P_1$ ,  $P_2$ , se deduce el vector  $v$ . Estableciendo doble-diferencias entre los señales de fase, se puede eliminar errores sobre los relojes de los satélites y de los receptores.

si se pudiera tener el valor del ambigüedad de ciclo  $N_i^j$ . Se puede resolver este problema estableciendo diferencias entre las fases (Fig 3-3) medidas por 2 receptores y dos satélites observados en dos tiempos diferentes; en este caso particular las ambigüedades se eliminan, como los errores de reloj.

**Principio del cálculo:** Con las mediciones de fase se puede calcular con una gran precisión las coordenadas de un receptor ( $k$ ) con respecto a un otro ( $i$ ). Las valores "observables" de fase  $\Phi_0$  (o mejor, tomando como "observable" los valores de diferencias de fase entre 2 satélites y 2 receptores) se pueden modelizar (obtener un valor calculado) la fase  $\Phi_C$  que se compara al valor de observación  $\Phi_0$ . Para hacerlo se usan posiciones aproximadas de los receptores  $R'_{ik}(x,y,z)$  y las coordenadas orbitales de los satélites  $S_j(x_j,y_j,z_j)$  para obtener un valor calculado de la distancia ( $R_i-S_j$ ), y de la



diferencia ( $\Phi_0 - \Phi_C$ ). Entonces tomando las diferencias de coordenadas  $r_{i,k} = R'_k - R_i$ , del receptor (k) con respecto al receptor (i), como incógnita, se puede utilizar un proceso de inversión por mínimos cuadrados, para minimizar las diferencias  $\Phi_0 - \Phi_C$ , para todos los datos (los "observables"), y por un método de mínimos cuadrados calcular las coordenadas  $R_k$ .

### Errores

En geodesia espacial los errores están asociados a los decalajes de tiempo de la señal recibida por los receptores causado por las anomalías debido a la propagación a través la ionósfera terrestre (altura 50-1000km) y la atmósfera (altura 0-10 km). Sin estos errores la precisión sería del orden de 2 mm. Estos errores crecen con la distancia entre estaciones para bases entre 50 m y 50 km, y después se estabiliza pero otro tipo de error ocurre.

**La ionósfera** es un medio que contiene electrones libres, ligados a la actividad solar. Este medio tiene un efecto dispersivo sobre las ondas electromagnéticas que introduce anomalías de propagación proporcionalmente a la densidad de electrón a lo largo de la trayectoria. Esta propiedad es utilizada para estimar el error, por la medición de dos señales de frecuencia diferentes ( $f_1 = 1.575$  GHz,  $f_2 = 1.227$  GHz). La combinación de las mediciones de fase de estas dos señales permite eliminar casi totalmente el error causado por la ionósfera.

**La atmósfera** terrestre es un medio neutro, no dispersivo, pero la densidad de materia reduce el tiempo de tránsito de las ondas con respecto a la propagación en el vacío. La parte baja del atmósfera (la troposfera) introduce la parte mas grande del error, principalmente en razón de la presencia de vapor de agua. El error troposférico depende en primer lugar de la humedad. La única solución para eliminar este efecto es de modelarlo, tomando en cuenta mediciones de humedad, temperatura y presión en las estaciones de observación o por modelos teóricos de parámetros meteorológicos. Este error afecta especialmente la componente vertical del posicionamiento para bases de corta longitud y diferencias de altura grande.

La precisión de las mediciones GPS depende también de la calidad de las órbitas. Las órbitas transmitidas por los satélites tienen una precisión de 10-40 m que limita a  $10^{-6}$  (1 cm/10 km) la incertidumbre sobre una base. Una precisión del orden de  $\pm 10$  cm de las órbitas induce una precisión de 1 cm a una distancia sobre bases del orden de 1.000 km. El uso de órbitas precisas recalculadas en lugar de órbitas radio-transmitidas, conlleva una ganancia de precisión importante para largas distancias. Se puede obtener estas órbitas precisas por el acceso a Centros de datos GPS del IGS (Internacional GPS Service) desarrollado por la Asociación Internacional de Geodesia (IAG) del UGGI.

La incertidumbre  $\epsilon$  sobre la medición de una base GPS aumenta con la distancia encima de un cierto ruido de fondo, como

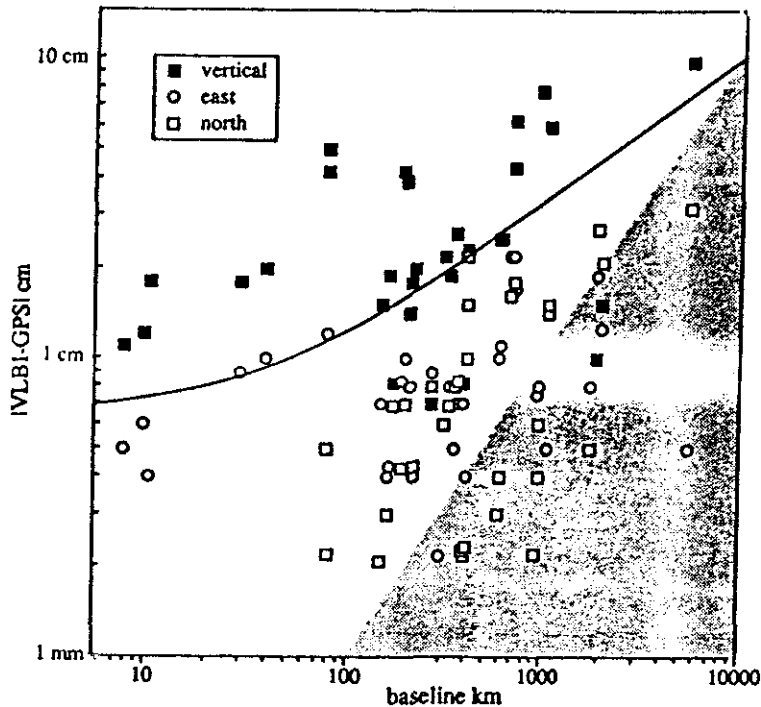


Figura 3-4. Repetición mediciones GPS con respecto a VLBI (Dixon, 1991)

$$\epsilon = (a^2 + b^2 L^2)^{1/2}.$$

La Figura 3-4 muestra comparaciones de mediciones GPS con respecto con VLBI, en el cual se puede estimar (Dixon et al, 1990, según Bilham, 1990) valores de  $a=4$  mm y  $b= 10^{-8}$ .

### 3.2. Métodos de geodesia terrestre

Aunque los métodos de geodesia espacial serán utilizados cada vez más, los métodos de geodesia terrestre permanecen muy útiles, sea para aplicaciones locales (para ligar puntos auxiliares) o para densificación. Además, para la determinación altimétrica por el establecimiento de líneas de nivelación, el método que permite la mas alta precisión es todavía la nivelación directa. Más adelante, indicaré brevemente los metodos de geodesia clásica, todos necesitando intervisibilidad entre los puntos entre los cuales se hacen mediciones):

**Posicionamiento horizontal: la triangulación** permite la determinación de las posiciones relativas de puntos de una red usando mediciones de án-

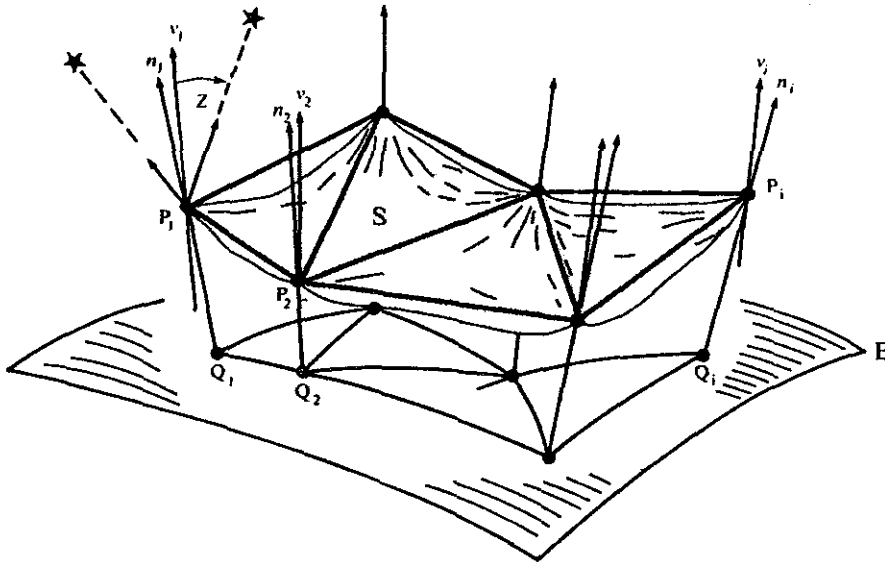


Figura 3-5. Esquema para ilustrar la reducción de las observaciones geodésicas a la superficie de la Tierra.

gulos por teodolitos. Con la *trilateración* las posiciones relativas se determinan por mediciones de distancias (p.e. distanciómetros láser) entre estaciones. La *poligonación* consiste en mediciones conjuntas de direcciones y distancias al largo de una línea. Todas estas mediciones tienen que ser corregidas de varios errores debidas a la refracción atmosférica y para introducirle en los cálculos, es necesario de reducirlo al elipsoide de referencia (Fig. 3-5).

**Posicionamiento vertical: en la nivelación geométrica directa** (o nivelación de precisión), la diferencia de altura entre dos puntos se obtiene por diferencia de lectura sobre las graduaciones de escalas móviles (miras), entre 2 puntos próximos, por medio de un instrumento óptico (un nivel) que define un plano horizontal. Por sumación de mediciones elementales sobre un camino se deduce la denivelación entre 2 marcas (Fig. 3-6a). Para reducir los efectos de la refracción atmosférica, es necesario de poner distancias iguales entre el nivel y las miras (unos metros o decámetros). La precisión de este método es muy grande y el error probable puede describirse como:

$$\epsilon_p = (a^2 + b^2 L^2)^{1/2},$$

Con  $a \cong 0.5\text{-}2 \text{ mm}$ ,  $b \cong 0.5\text{-}2 \text{ mm / km}$ ,  $L$ : longitud de la línea (km). Pero errores sistemáticos pueden subsistir debidos a la refracción o a los instru-

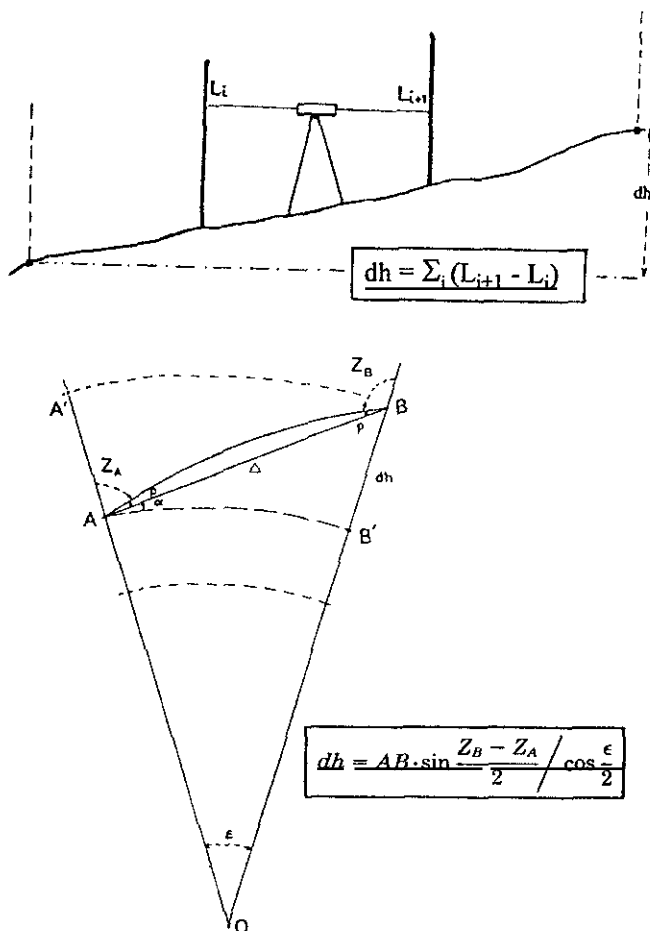


Figura 3-6. (a) Principio del método de nivelación geométrica directa (o nivelación de precisión), (b) Esquema del método de nivelación trigonométrica.

mentos, principalmente ligados a las diferencias de altura a lo largo de la línea de nivelación.

Con la **nivelación trigonométrica**, se miden en el mismo tiempo los ángulos zenitales y la distancia entre dos puntos (Fig.3-6b). El alcance de una medición elemental es mucho más importante (unos 10-1000 m) que para la nivelación directa, pero la precisión kilométrica se reduce de un factor 10. Otro método es la nivelación hidrostática, pero hay dificultades técnicas para usarla sobre grandes distancias. De un otro lado, inclinómetros pendulares o hidrostáticos se utilizan para la medición en continuo de las deformaciones de la corteza.

### 3.3. Redes geodésicas y métodos de observación

Para obtener una información sobre las deformaciones de la corteza debidas a los fenómenos tectónicos o geofísicos, es necesario de hacer mediciones de posicionamiento con una precisión muy grande (milímetros sobre distancias de unos 10-100 km) para deducir los desplazamientos de cada punto de las coordenadas de éstos a diferentes épocas muy cercanas.

#### *Sistemas de referencia*

Para definir posiciones relativas de puntos en la superficie terrestre es necesario introducir un sistema de referencia en el cual las coordenadas sean expresadas. Generalmente en geodesia se define un Sistema Terrestre Conventional (STC), que esta fijado con respecto a un muestreo de puntos de referencia en la superficie de la Tierra (Boucher y Altamimi, 1989). En este sistema se define coordenadas cartesianas, con el origen ligado al centro de masa de la Tierra, el eje Z con la dirección promedia de rotación de la Tierra, el eje X con el promedio meridiano de Greenwich, y el eje Y perpendicular. Hay diferentes sistemas que son utilizados y se pasa de uno al otro por rotación y translación.

Cuando las mediciones físicas se hacen sobre la superficie real de la Tierra (la topografía del terreno), que es irregular y de representación geométrica difícil, los cálculos se realizan sobre modelos de Tierra (superficies ideales que son aproximaciones más o menos próximas de ésta: plano localmente (hasta unos 10 m), esfera (hasta unos 10 km) o mejor un elipsoide para aproximar la Tierra entera.

En geodesia se utiliza dos clases de modelos de Tierra, un modelo físico ligado con el campo gravitacional, que aproxima la Tierra con una superficie equipotential de gravedad: el geoide, y un modelo geométrico que es más conveniente para los cálculos: un elipsoide de revolución, que se puede ligar con el geoide y con el STC, y para el cual se puede expresar coordenadas geográficas: la longitud  $\lambda$ , la latitud  $\phi$ , y la altura elipsoidal  $h_c$  (que es diferente de la altura geoidal  $h_g$ ). Dentro de un mismo sistema la relación entre coordenadas cartesianas y elipsoidales (Fig 3-7) ésta dada por:

$$X = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} (N + h) \cos\phi \cos\lambda \\ (N + h) \cos\phi \sin\lambda \\ (\frac{b^2}{a^2}N + h) \text{sen}\lambda \end{bmatrix} \quad \text{Figura 3-5}$$

con N: radio de curvatura del elipsoide al polo, a y b: semi-mayor ejes del elipsoide. La relación susodicha es directa, pero la relación inversa se resuelve por iteración, con respecto a valores aproximados.

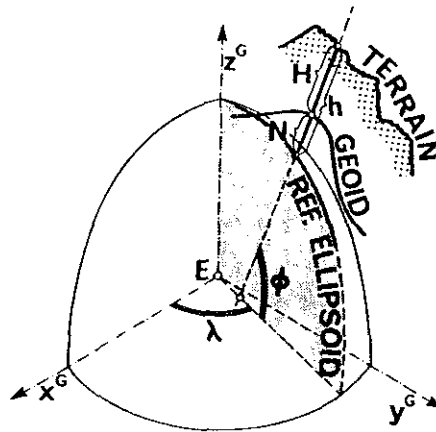


Figura 3-7. Relaciones entre sistema de coordenadas elipsoidales y cartesianas, el geoide y el terreno.

Informaciones más detalladas sobre los sistemas geodésicos y los métodos, puede hallarse en libros como Vanicek y Krakiwsky (1982) y Lambeck (1988) mientras Wells et al.(1987) and Hofmann et al. (1992) tratan de posicionamiento GPS.

### *Análisis de las deformaciones*

La determinación de las deformaciones de la corteza puede hacerse por la comparación directa de elementos geométricos obtenidos a diferentes períodos de tiempo, o por la comparación de coordenadas en un mismo sistema de referencia. El primer proceso da acceso solamente a información parcial, como el segundo permite describir un campo de deformación en los puntos que tienen mediciones y de tener en cuenta esfuerzos geométricos entre diferentes datos.

Para tener un buen control de los valores de coordenadas y una estimación correcta de la precisión final hay que realizar un red de medición que permite obtener una buena geometría de las conexiones entre puntos (Fig. 3-8).

### *Reducción de los datos*

En primer lugar, los datos geodésicos que proceden de mediciones físicas tanto terrestre como espacial con instrumentos tienen que recibir dos tipos de correcciones:

- Correcciones de errores de propagación (atmósfera, ionosfera,...).
- Reducciones geométricas a las marcas, o a un elemento geométrico que puede entrar en los cálculos (p.e. distancias al elipsoide)

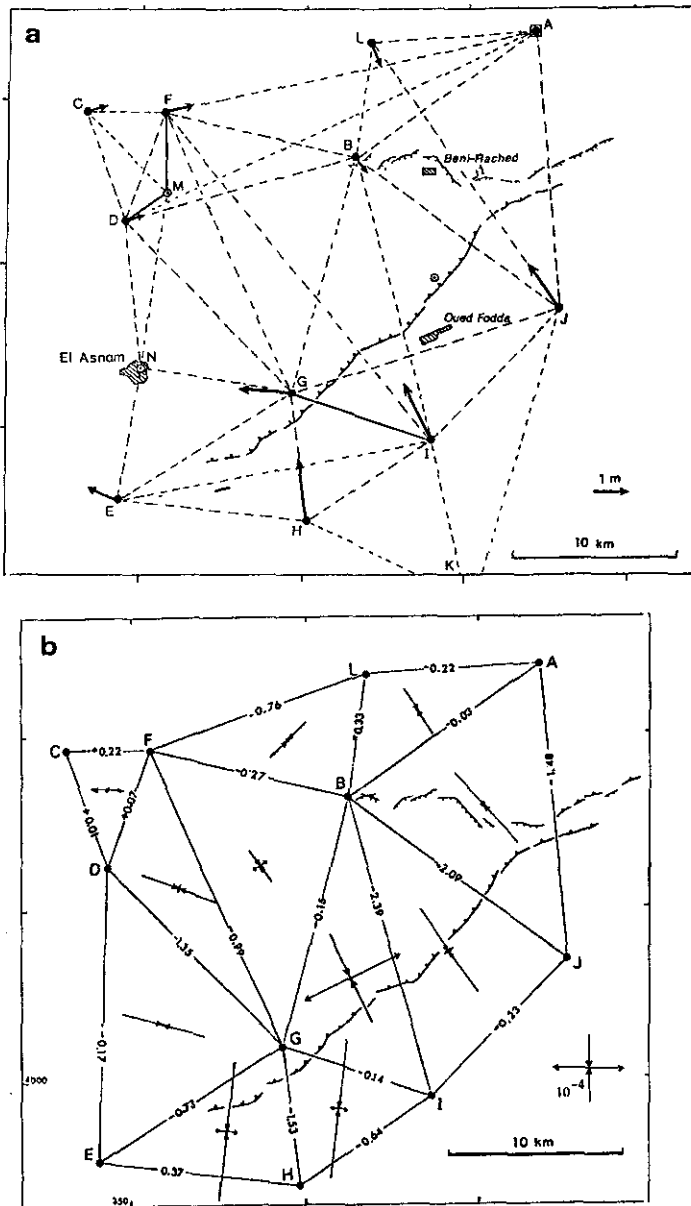


Figura 3-8. Ejemplo de red geodésica utilizado para determinar las deformaciones co-sísmicas asociadas al terremoto de El Asnam (1980). Dos tipos de representación de la deformación están representados: (a) con vectores de desplazamiento (con punto A y azimuth AC fijados) y (b) con tensores de deformación calculados de dentro triángulos elementales de la red geodésica (Ruegg et al., 1982).

### *El cálculo de coordenadas en un sistema geodésico*

El problema del cálculo geodésico puede ponerse como un problema inverso (ver: Tarantola y Valette, 1980...) en el cual se introducen datos con sus varianzas (o cada dato con su variabilidad):  $d_k$ , y  $\varepsilon_{d,k}$ , y parámetros  $P_k(x,y,z)$  que son las coordenadas de los puntos que se buscan. Se conocen valores aproximados de los parámetros, con una varianza a priori  $\varepsilon_p$ . Se conoce también una ley de relación entre parámetros y datos (el problema directo) que permite de expresar un valor calculado de cada dato con respecto a los parámetros. Las varianzas de los datos como las de los parámetros siguen una ley gaussiana. Con estas condiciones se puede mostrar (Tarantola y Valette, 1980) que valores de los parámetros pueden determinarse por un algoritmo iterativo:

$$P_{k+1} = P_k + [G_k^T \cdot C_{dodo}^{-1} \cdot G_k + C_{p_0p_0}^{-1}]^{-1} \cdot G_k^T \cdot C_{dodo}^{-1} \cdot \{d_0 - g(P_k)\}.$$

donde:  $P_k$  es el vector parámetros,  $G_k$ : la matriz de las derivadas parciales de los datos con respecto a los parámetros,  $G_k^T$  la matriz tranpuesta,  $C_{dodo}^{-1}$  y  $C_{p_0p_0}^{-1}$  las matrices de covarianza de los datos y de los parámetros (deducidas de las varianzas  $\varepsilon_{d,k}$  de los datos y  $\varepsilon_p$  de los parámetros a priori),  $d_0$  el vector de los datos, y  $g(P_k)$  la función que liga los datos con los parámetros.

Se usa un criterio de convergencia del algoritmo (p.e. los mínimos cuadrados) para minimizar las diferencias entre valores observados y calculados (o-c). Resulta de este cálculo valores de coordenadas con varianzas a posteriori, y la precisión relativa de las coordenadas puede estimarse con criterios estadísticos clásicos.

En el análisis de la deformación corticales se puede considerar directamente las coordenadas obtenidas para 2 (o más) épocas sucesivas, con la condición que sean calculadas en el mismo sistema de referencia. Pero, los vectores desplazamiento son muy dependientes de los puntos de referencia y otros métodos de análisis puede usarse con la condición que haya una cierta continuidad del campo de desplazamiento. En la figura 3-8 se ve un ejemplo de deformaciones co-sísmicas asociadas al terremoto de El Asnam de 1980 (Ruegge et al., 1982), con figuración de vector desplazamiento, como con tensores de deformación.

### *Tensores de deformación*

Para caracterizar la deformación de alguna zona del terreno, se usa frecuentemente del tensor de deformación, que resulta de la Mecánica clásica de los Medios Continuos, y que puede expresarse en varias formas. Se usa principalmente para cuantificar las componentes horizontales del campo de deformación, pero se puede expresar en 3 dimensiones. Cuando se usa la noción de tensor de deformación, se hace implícitamente la hipótesis que, por lo menos localmente, la deformación del medio es continua.



Los desplazamientos horizontales estando calculados por diferencia de coordenadas entre 2 medidas de posición (en el mismo sistema) de un punto  $P_i (x_i, Y_i)$ , el vector desplazamiento viene dado por  $v(u_x, u_y)$ , con

$$U_x = X_i^{(2)} - x_i^{(1)} \quad \text{y} \quad U_y = y_i^{(2)} - y_i^{(1)}$$

El tensor de deformación de un elemento de superficie (ver p.e. Jaeger y Cook, 1979) se escribe como:

$$\varepsilon = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) & \frac{\partial v}{\partial y} \end{bmatrix}$$

donde los elementos del tensor tienen la significación siguiente:

$\varepsilon_{xx}$ : extensión en la dirección del eje x,

$\varepsilon_{yy}$ : extensión en la dirección y

$\varepsilon_{xy}$ : cambio de ángulo entre 2 elementos

$\delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}$ : dilatación (o cambio de superficie de un elemento)

y por convención:

$\gamma_1 = \varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy}$ : componente de desgarre en la dirección del eje x

$\gamma_2 = 2 \varepsilon_{xy}$ : componente de desgarre en la dirección del eje x

$\gamma = (\gamma_1^2 + \gamma_2^2)^{1/2}$ : desgarre total

Estas expresiones  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$ , no son componentes del tensor pero se usan para expresar deformaciones de desgarre. En la literatura científica inglesa se llaman *shear strains*.

Con estas expresiones se puede calcular los valores extremos de la deformación de un elemento:

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{2}(\delta + \gamma), \quad \varepsilon_2 = \frac{1}{2}(\delta - \gamma) \quad \text{y} \quad \phi = \phi = \frac{1}{2} \cdot \arctan (\gamma_2 / \gamma_1)$$

con:  $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ : componentes principales (máxima y mínima), y  $\phi$ : azimut de la dirección de la componente maximal.

La significación física de estas componentes se entiende como sigue: un elemento circular, se transforma con la aplicación de la deformación, en una elipse (fig. 3.9). Ver ejemplo en la figura 3.8.

Cuando se conocen las cantidades  $\varepsilon_{xx}$ ,  $\varepsilon_{yy}$  y  $\varepsilon_{xy}$  se puede calcular la deformación en cualquier dirección  $\phi$  por:

$$\varepsilon(\phi) = \frac{dl}{l}(\phi) = \varepsilon_{xx} \sin^2 \phi + \varepsilon_{xy} \sin \phi \cos \phi + \varepsilon_{yy} \cos^2 \phi$$

que es la variación relativa de la base de longitud L en la dirección  $\phi$ , producida por el aplicación del tensor  $\varepsilon$ .

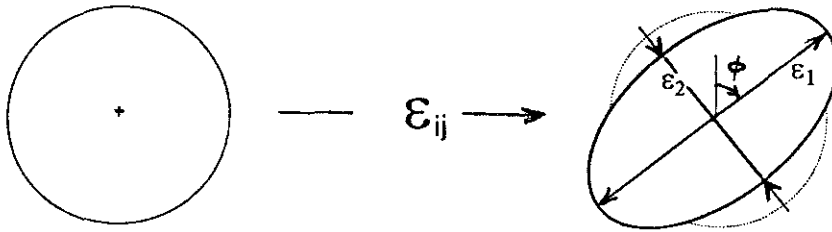


Figura 3-9. Transformación de un elemento de superficie circular en un elipse por el tensor de deformación  $\epsilon_{ij}$ ;  $\epsilon_1$ ,  $\epsilon_2$ , valores principales del tensor de deformación,  $\phi$ : azimut de la componente principal.

Recíprocamente, con el conocimiento de valores de variación relativa, de al menos 3 bases de diferente dirección (por ejemplo en los 3 lados de un triángulo geodésico), se puede calcular el tensor  $\epsilon$  para una región particular de una red geodésica.

**Aspectos prácticos de las mediciones:** La elección de los puntos se hace en función de la geología local, de la representatividad del trozo de terreno donde será implantado una marca en el suelo y de la visibilidad de cada una para realizar mediciones.

Las mediciones se hacen entre puntos físicos (ejes de instrumentos, centro de fase de antenas) que no coincidan con las marcas en el suelo; entonces será necesario proceder a reducciones de los resultados de medición para deducir los valores entre marcas.

#### 4. MODELIZACION DE LAS DEFORMACIONES DE LA CORTEZA

De un punto de vista estático, y por lo menos localmente, una falla en el interior de la corteza es un deslizamiento entre dos partes del medio entre dos estadios de tiempo, antes y después de una ruptura. Entonces, un modelo simple de falla puede representarse como una dislocación de Volterra en un medio semi infinito elástico y isótropo. Volterra (1907) estableció las leyes de la teoría mecánica de los medios elásticos cristalinos.

Numerosos autores han establecido formulaciones teóricas que describe la deformación a la superficie libre de tal medio, y fue Steketee (1958) el primero que adaptó la teoría de las dislocaciones a la sismología. Pero es la formulación de Okada (1985) la más utilizada, la cual presenta fórmulas muy compactas y simples de expresiones analíticas.

En primer lugar, para establecer los desplazamientos de superficie causados por fuentes de deslizamiento de forma rectangular, incluidas en el interior de un medio elástico semi infinito, Okada (1985) parte de las expresiones del campo de desplazamiento  $u_i(x_1, x_2, x_3)$  debido a una dislocación

elemental  $\Delta u_j$  ( $\xi_1, \xi_2, \xi_3$ ) a través una superficie elemental  $d\Sigma$  (Fig. 4-1) en un medio isótropo (Steketee, 1958) que forma:

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\delta u_i^n}{\delta \xi_n} + \mu \left( \frac{\delta u_i^j}{\delta \xi_k} + \frac{\delta u_i^k}{\delta \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma$$

donde  $\delta_{jk}$  es el simbol de Kronecker,  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé,  $v_k$  son los cosenos directores de la normal al elemento de superficie  $d\Sigma$ ,  $u_i$  es la componente  $i$  del desplazamiento en el punto  $(x_1, x_2, x_3)$  asociado a la dirección  $j$  del punto de fuerza de magnitud  $F$  en la posición  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ .

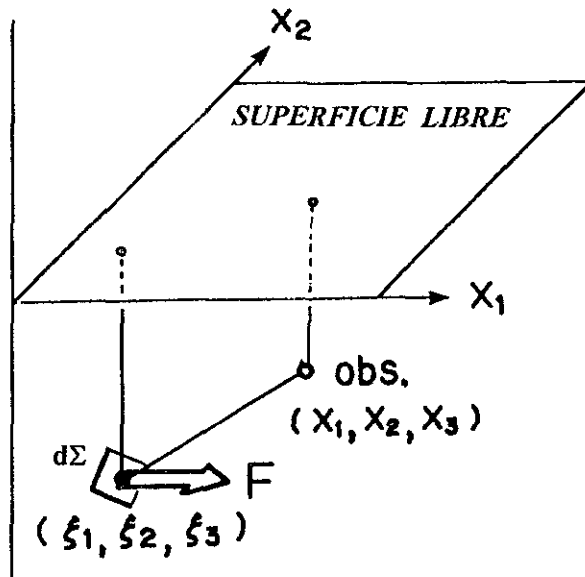


Figura 4-1. Geometría de la fuente y del sistema de coordenadas de la fórmula de Steketee (1958).

Considerando un sistema de coordenadas cartesiano y rectangular como en la Fig. 4-2 con el medio elástico ocupando la región  $z \leq 0$ , un plano de falla dentro de este medio puede ser representado por un rectángulo  $AA'B'B$ , con el lado  $AA'$  paralelo a la dirección  $Ox$  y con  $A'B'$  formando un ángulo de buzamiento  $\delta$  con el plano horizontal. Se puede definir dos dislocaciones elementales  $U_1, U_2$  para corresponder a componentes de cizalla de dirección horizontal  $U_1$  (de rumbo o desgarré = strike-slip) o de cizalla en la dirección de la línea de mayor pendiente  $U_2$  (falla de buzamiento normal o inverse) (buzamiento = dip-slip). En la Figura 4-2b, cada vector  $U_1, U_2$  corresponde al movimiento de la parte superior con respecto a la parte inferior.

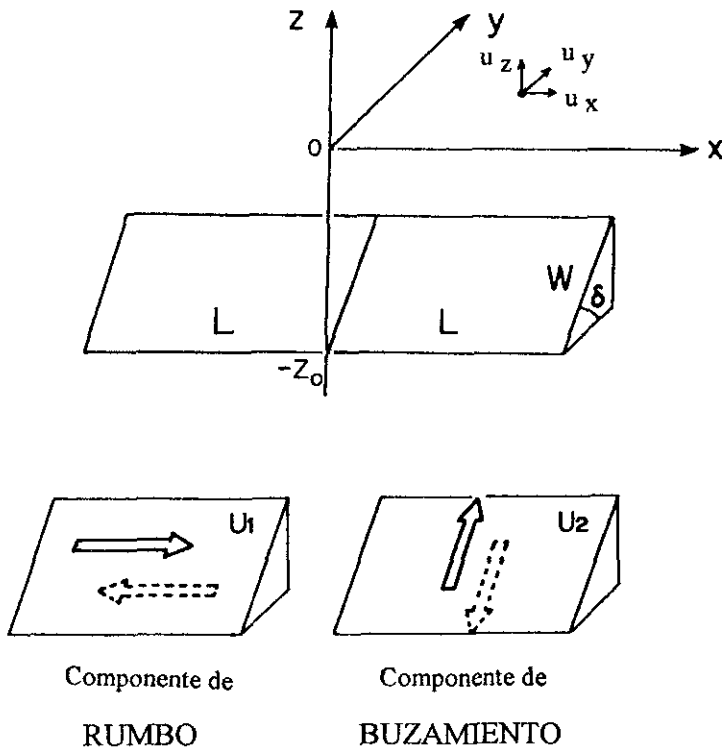


Figura 4-2. Geometría del modelo de fuente rectangular en el sistema de referencia de Okada (1985).

En primero, Okada calculó para cada punto de la superficie libre, las 3 componentes del desplazamiento debido a una fuente elemental de superficie  $\Delta\Sigma$ , para cada tipo de dislocación (de rumbo y de buzamiento):

de rumbo:

$$\frac{1}{F} \mu U_1 \Delta\Sigma \left[ - \left( \frac{\delta u_1^1}{\delta \xi_2} + \frac{\delta u_1^2}{\delta \xi_1} \right) \text{sen } \delta + \left( \frac{\delta u_1^1}{\delta \xi_2} + \frac{\delta u_1^2}{\delta \xi_1} \right) \text{cos } \delta \right]$$

y de buzamiento:

$$\frac{1}{F} \mu U_2 \Delta\Sigma \left[ - \left( \frac{\delta u_1^2}{\delta \xi_3} + \frac{\delta u_1^3}{\delta \xi_2} \right) \text{cos } 2\delta + \left( \frac{\delta u_1^3}{\delta \xi_3} + \frac{\delta u_1^2}{\delta \xi_2} \right) \text{sen } 2\delta \right]$$

que corresponden a dobles pares de fuerzas con momentos:

$$\mu U \Delta_1 \Sigma \quad \text{y} \quad \mu U \Delta_2 \Sigma$$

Segundo, los desplazamientos para fallas de forma rectangular de longitud  $2L$  y anchura  $W$  (Fig. 4-2) pueden expresarse de manera condensada con arreglo a los límites ABCD de la falla, y después un cambio de variables, usando la notación siguiente:

$$f(\xi, \eta) \parallel = f(x + L, p) - f(x - L, p) - f(x + L, p - W) + f(x - L, p - W)$$

$$\text{con: } p = y \cos \delta + z_0 \text{ sen} \delta, \quad q = y \text{ sen} \delta - z_0 \cos \delta, \quad R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 \\ \psi = \eta \cos \delta + q \text{ sen} \delta, \quad \omega = \eta \text{ sen} \delta - q \cos \delta, \quad X^2 = \xi^2 + q^2$$

Entonces, para una falla de rumbo:

$$U_x^r = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + J_1 \text{ sen} \delta - J_5 \text{ sen} \delta \tan \delta \right] \parallel$$

$$U_y^r = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\psi q}{R(R + \eta)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} + J_2 \text{ sen} \delta - J_3 \text{ sen} \delta - J_4 \text{ sen} \delta \tan \delta \right] \parallel$$

$$U_z^r = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\omega q}{R(R + \eta)} + \frac{q \text{ sen} \delta}{R + \eta} + J_4 \text{ sen} \delta \right] \parallel$$

y para una falla de buzamiento:

$$U_x^b = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - J_3 \text{ sen} \delta \cos \delta - J_4 \text{ sen}^2 \delta \right] \parallel$$

$$U_y^b = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\psi q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + J_1 \text{ sen} \delta \cos \delta + J_5 \text{ sen}^2 \delta \right] \parallel$$

$$U_z^b = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\omega q}{R(R + \xi)} + \text{sen} \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - \text{sen}^2 \delta \right] \parallel$$

donde

$$J_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{-\xi}{(R + \omega) \cos \delta} \right], \quad J_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)],$$

$$J_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{\psi}{(R + \omega) \cos \delta} - \ln(R + \eta) \right], \quad J_4 = \frac{\bar{\mu}}{\lambda + \mu} \left[ \frac{\ln(R + \omega)}{\cos \delta} - \ln(R + \eta) \tan \delta \right],$$

$$J_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \alpha \right], \quad \text{con: } \alpha = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \right]$$

Nota: el caso  $\cos \delta = 0$  tiene formulas particulares, pero se puede aproximar con un angulo  $\delta = 90^\circ - \epsilon$ .

Okada (1985) dio también fórmulas para falla en tensión (que se pueden utilizar en volcanología para simular intrusiones de lava) y también expresiones analíticas para los parámetros del tensor de deformación, o para la inclinación del suelo.

Para una falla de cualquier orientación  $\Phi$ , se puede operar un cambio de sistema de coordenadas, por ejemplo del sistema de Okada al sistema geográfico. Cada falla (Fig. 4-3) tiene 9 grados de libertad:  $X_0, Y_0, Z_0$ : las

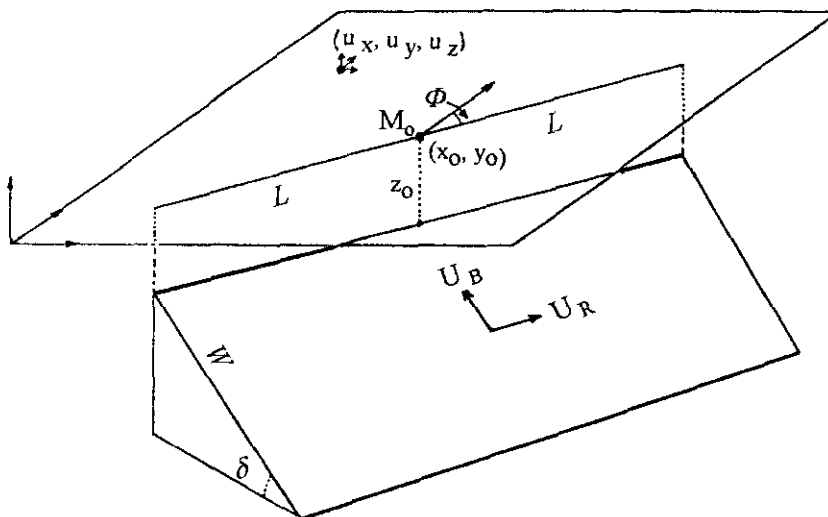


Figura 4-3. Geometría del modelo de fuente rectangular en el sistema geográfico convencional.

coordenadas del punto  $M_0$ , en el medio del límite superior de la falla rectangular,  $\Phi$  : el azimut de la falla,  $\delta$  : el ángulo de buzamiento,  $W$ : la anchura,  $2L$ : la longitud,  $dR=U_1$  y  $dB=U_2$ , las amplitudes de las componentes de rumbo y de buzamiento de la dislocación.

Estas fórmulas se pueden utilizar para construir el campo de deformación de fallas más complejas por superposición de un número finito de dislocaciones. En particular, se pueden simular fallas con variaciones de amplitud del modulo de deslizamiento sobre el plano de falla (ver ejemplo Fig. 4-4)

### *Ejemplos para varios tipos de fallas*

En las figuras 4-5, 4-6, 4-7 se muestran ejemplos teóricos de modelización para fallas de rumbo, normal y inversa, respectivamente. En estos ejemplos, cada falla presenta características similares: dimensiones 10 x 20 km, azimut 45°, buzamiento 60°, profundidad del centro alto de la falla: 1 km, deslizamiento 1 metro. Para cada falla se presenta: un bloc-diagrama de la falla, una vista en plano, y un perfil de los desplazamientos verticales ( $Z$ ) y de la componente horizontal ( $H$ ) en la dirección del perfil.

- Falla de rumbo (Fig. 4-5) .
- Falla de buzamiento de componente normal (Fig. 4-6).
- Falla de buzamiento de componente inversa (Fig. 4-7).

### *Otros tipos de modelización: diferencias finitas*

El tipo de modelización que fue presentado aquí, es el más simple y esta muy bien adaptado para modelar la deformación co-sísmica que corresponde bien a una discontinuidad creada por la ruptura. Para modelar los otros tipos de deformaciones que ocurren en el ciclo sísmico (postsísmicas o inter-sísmicas), es necesario recurrir a modelos mas complicados donde se introduce el tiempo y los esfuerzos que intervienen en el problema.

- Modelos por discontinuidades de desplazamientos son modelos a 2 dimensiones (ver King et Ellis, 1990; Stein et al., 1993).
- Otro tipos de modelos son los que toman en cuenta la reología del medio y donde se resuelve la ecuaciones mecánicas en elementos de dimensión finita (ver p.e. Chery et al., 1990).

## **5. APLICACION AL ESTUDIO DEL CICLO SISMICO EN EL NORTE DE CHILE**

Las regiones costera de Chile y del Perú son conocidas por su alto riesgo sísmico, cuya causa es asociada a la subducción de la placa Nazca bajo el continente sud-americano, a una velocidad del orden de 8-9 cm/año (DeMets et al., 1990). Numerosos terremotos de gran magnitud ocurren regu-

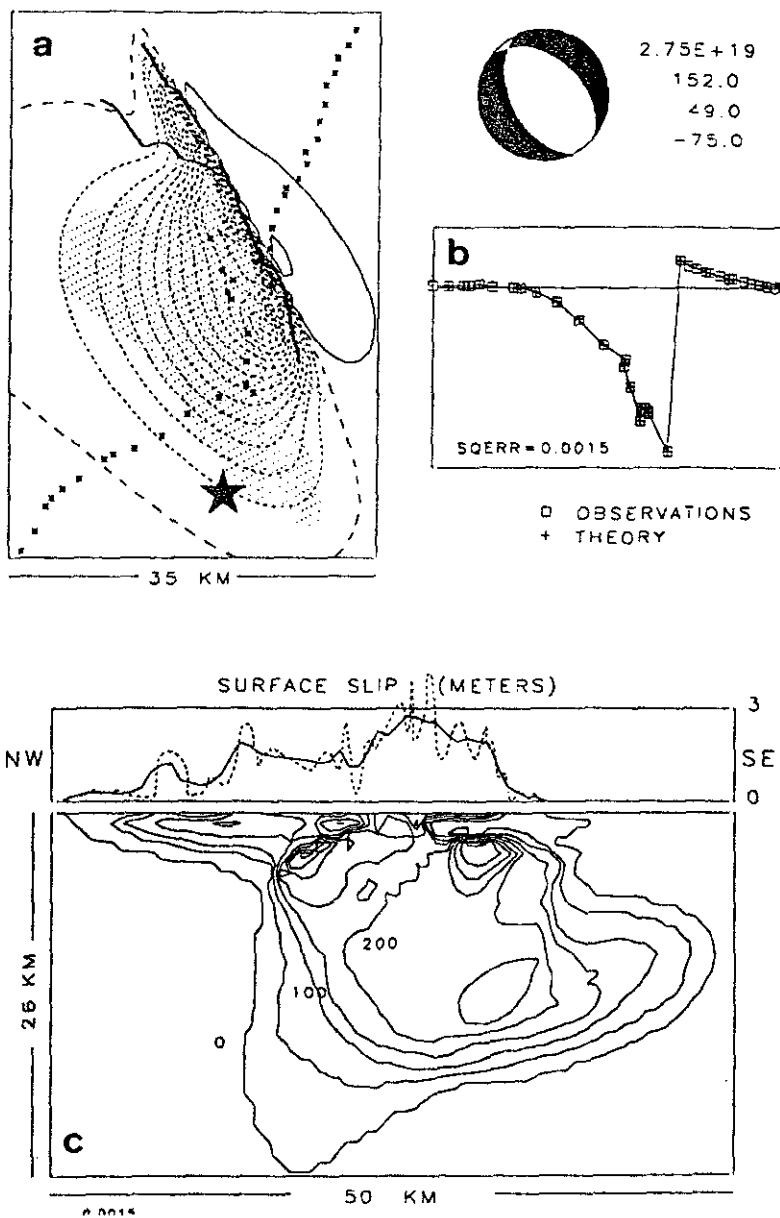


Figura 4-4. Ejemplo de modelo con una variación de amplitud del módulo de deslizamiento sobre el plano de falla. Falla normal, modelo del terremoto de Borah Peak (ver Fig. 2-3) (a) mapa de la deformación vertical (b) deformación vertical a lo largo del camino de nivelación; (c) contorno del deslizamiento sobre el plano de falla (Ward y Barrientos, 1986).



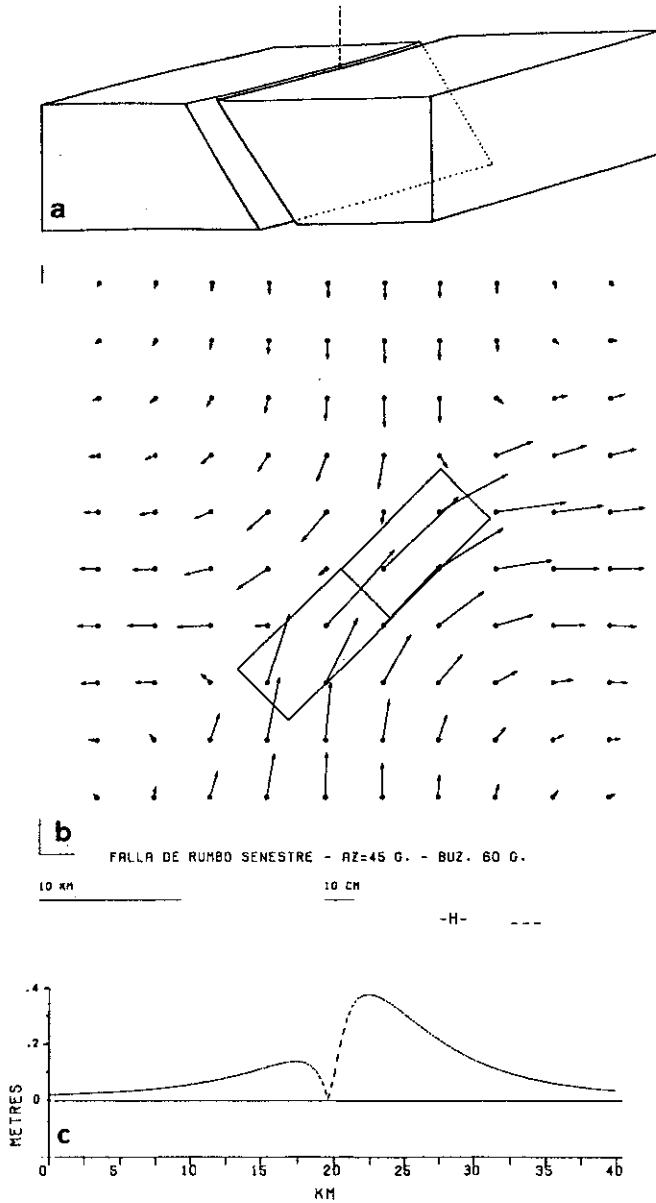


Figura 4-5. Desplazamientos asociados a una falla de rumbo sinistral: superficie de la falla: 10 x 20 km, azimut 45°, buzamiento 60°, profundidad del centro alto de la falla: 1 km, deslizamiento 1 metro. (a) esquema de la falla. (b): vectores desplazamientos, (c) amplitud de los componentes vertical (Z) y horizontal (módulo de H) del desplazamiento a lo largo de un perfil perpendicular a la falla.

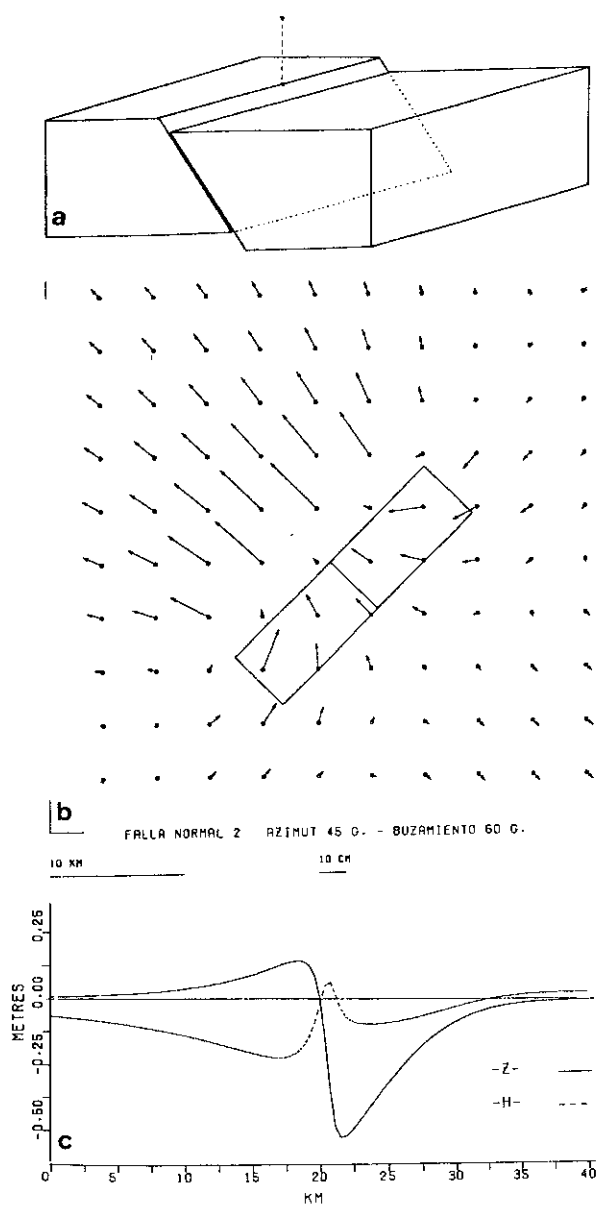


Figura 4-6. Desplazamientos asociados a una falla normal: superficie de la falla: 10 x 20 km, azimut 45°, buzamiento 60°, profundidad del centro alto de la falla: 1 km, deslizamiento 1 metro. (a) esquema de la falla. (b): vectores desplazamientos, (c) amplitud de las componentes vertical (Z) y horizontal (H) componente en la dirección del perfil) del desplazamiento a lo largo de un perfil perpendicular a la falla.

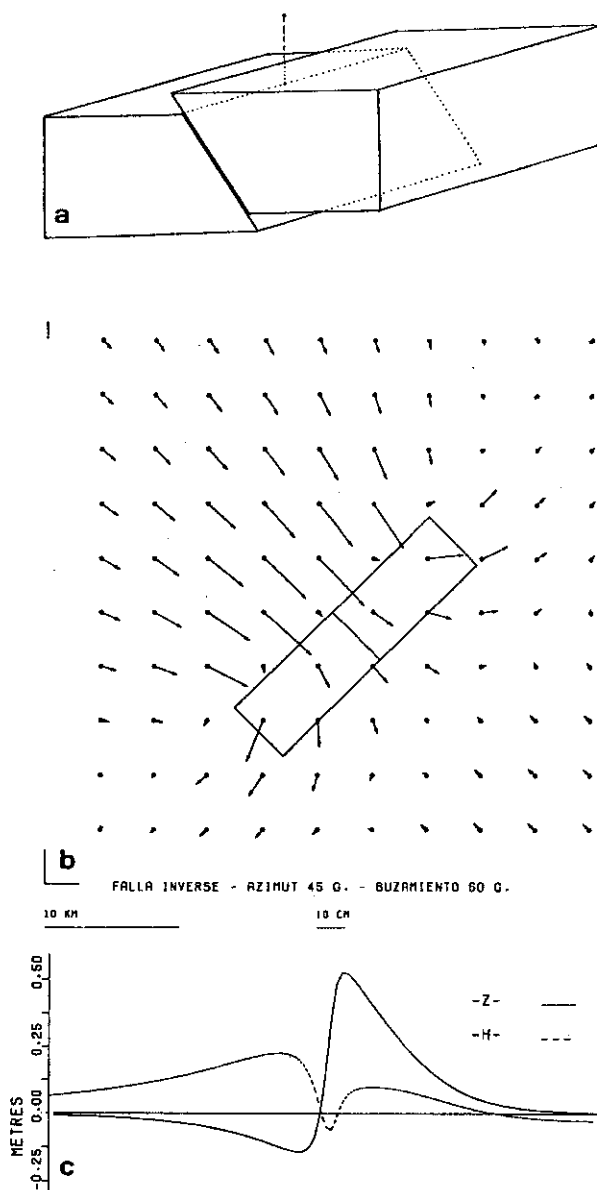


Figura 4-7. Desplazamientos asociados a una falla inversa: superficie de la falla: 10 x 20 km, azimut 45°, buzamiento 60°, profundidad del centro alto de la falla: 1 km, deslizamiento 1 metro. (a) esquema de la falla (b): vectores desplazamientos, (c) amplitud de los componentes vertical (Z) y horizontal (H componente en la dirección del perfil) del desplazamiento a lo largo de un perfil perpendicular a la falla.

larmente, relajando los esfuerzos acumulados en el límite entre las 2 placas. Así, desde el principio del siglo, más de una decena de terremotos mayores, de magnitud  $M > 8$  ocurrieron a lo largo de la zona de subducción (Fig. 5-1a), con rupturas de varios cientos de km de longitud. Entre éstos, el gran terremoto de 1960 en el Sur de Chile ( $M_w = 9.5$ ) fue el mas grande jamás registrado en el mundo y afectó una zona de mil kilómetros de largo produciendo movimientos verticales de varios metros a lo largo de la zona costera (-2.7 m, + 5.7 m). El estudio de los efectos de superficie y de los datos sísmicos por Plafker y Savage (1970) les permitió estimar el deslizamiento sobre la falla a unos 20 m.

Al contrario, las regiones del Norte de Chile y del Sur de Perú no presentan un actividad sísmica importante en este siglo, pero el análisis de la sismicidad histórica de ésta región (Comte and Pardo, 1992) muestra que 2 terremotos mayores rompieron sucesivamente dos segmentos de la zona de subducción en la segunda mitad del último siglo (Sur del Perú: 1868, Norte de Chile: 1877), con rupturas del orden de 450 km de largo (Fig. 5-1b). La recurrencia de este tipo de sismo de magnitud  $M > 8$  se estima del orden de  $120 \pm 30$  años. En consecuencia, la brecha sísmica del Norte de Chile entre Arica y Antofagasta, como la del Sur de Perú, presenta una gran probabilidad que un terremoto mayor ( $M > 8$ ) ocurra próximamente, o en todo caso, que ocurran sismos de fuerte magnitud ( $6.5 < M < 8$ ).

La investigación de los mecanismos físicos que acompañan la preparación, la ocurrencia y la relajación que sigue un terremoto es uno de los problemas cruciales de la sismología de este fin de siglo y muchos esfuerzos son desarrollados por varios equipos de sismólogos para estudiarlos y comprender estas fases críticas del ciclo sísmico. En particular es importante identificar la ocurrencia de fenómenos precursores y comprender los mecanismos que los inducen. Por ejemplo, el estudio del gran terremoto de 1960 (Cifuentes, 1989) muestra que una parte importante de la deformación asociada a este sismo se produjo antes o al principio de la ruptura. Otras observaciones, en Japón, indican que relajaciones parcialmente asísmicas ocurren algunos meses o años antes de un terremoto.

La rapidez de la deformación en el Norte de Chile, que induce una gran probabilidad de un próximo terremoto mayor, como las condiciones particulares de afloramiento de las estructuras intra-placa de la zona, hacen que ésta región sea un lugar privilegiado, probablemente en fase presísmica, donde es posible la realización de un estudio fino de las condiciones de preparación y de ocurrencia de un tal terremoto. Entre varios proyectos que son desarrollados por varios equipos de sismólogos en ésta región, el Institut de Physique du Globe de París inició (desde 1990) un proyecto combinado de tectónica, geodesia y sismología para estudiar el Ciclo Sísmico en el Norte de Chile, con la cooperación de varias instituciones chilenas (Universidad de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Universidad de Iquique). En este proyecto, se espera estudiar muy finamente la deformación cortical

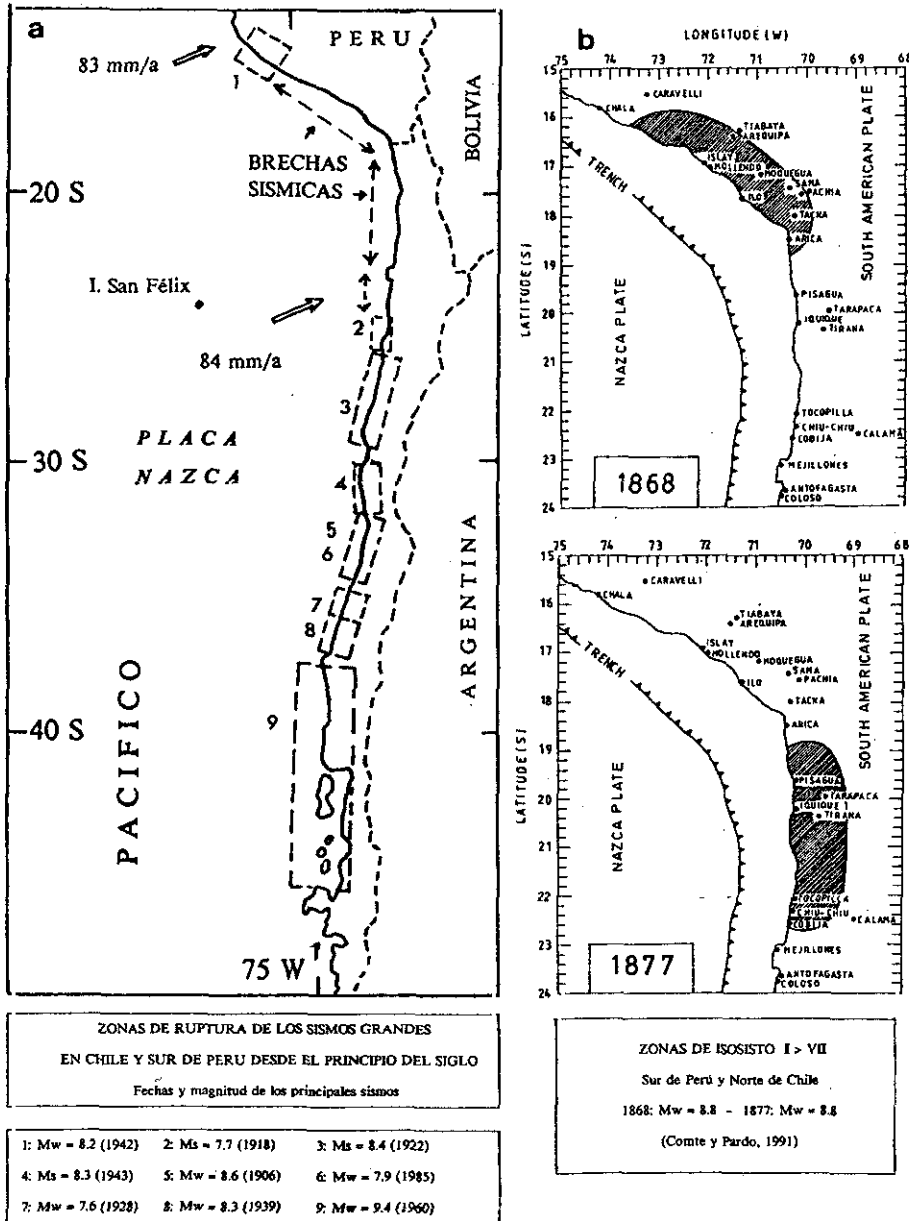


Figura 5-1. (a) Brechas sísmicas y zonas de ruptura sísmica lo largo de la zona de subducción de la zona costera de Chile desde el principio del siglo. (b) zonas isoseisiales (I>7) de los sismos de 1868 (Sur de Perú) y de 1877 (Norte de Chile), Comte y Pardo (1991).

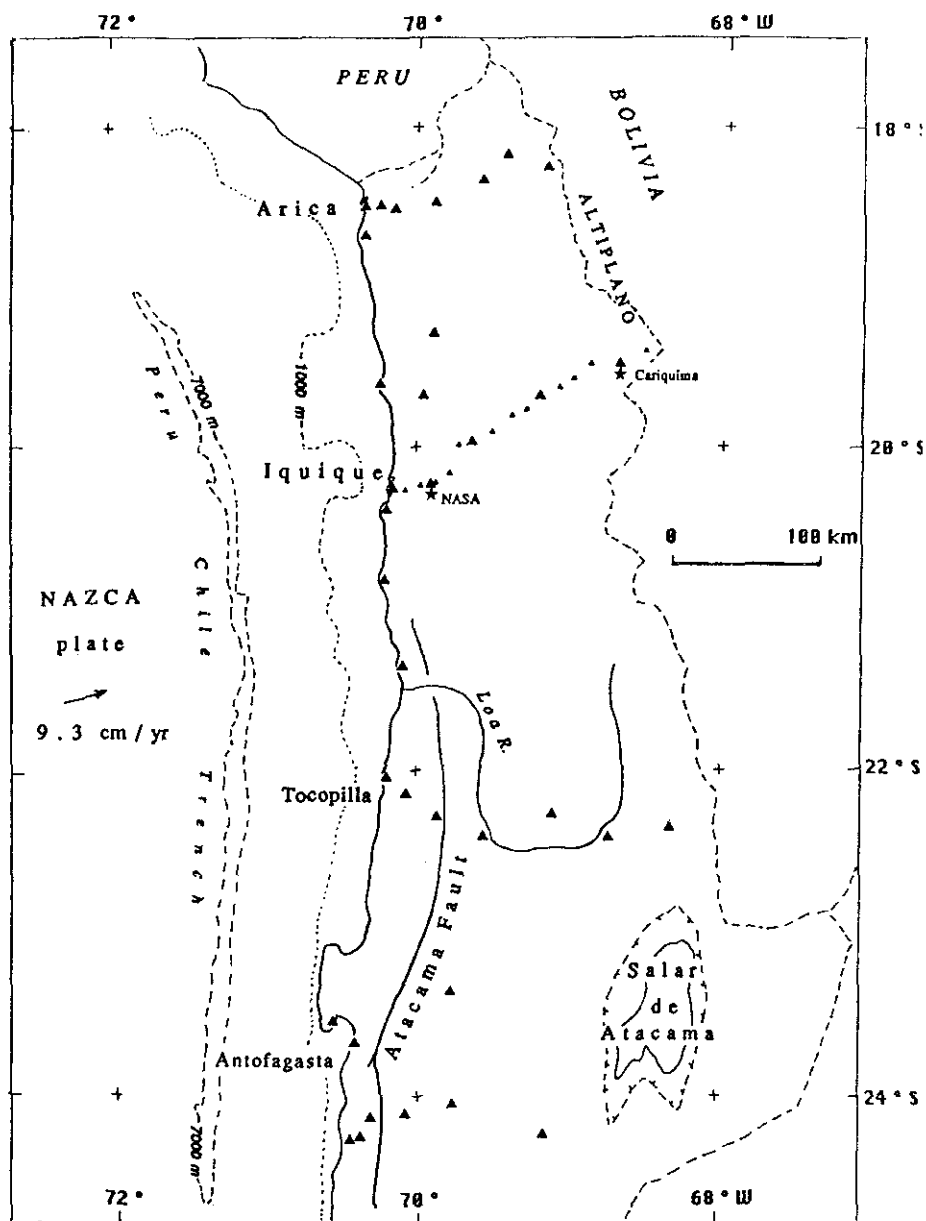


Figura 5-2. Redes de geodesia espacial instalado en el marco del Proyecto "Estudio del ciclo sismico en Norte de Chile" por el consorcio de estudio franco-chileno. Triangulos chicos indican los puntos del perfil de Iquique (1991), los triangulos grandes los puntos medidos en 1992, y las estrellas las balizas DORIS.

en el espacio como en el tiempo, para cuantificar el proceso de preparación de un gran terremoto, identificar eventuales señales precursoras, y llegar a una comprensión mejor de la iniciación de la ruptura.

En primer lugar, con estudios de *Tectónica*, se puede caracterizar finamente los mecanismos de la deformación de superficie, para obtener una mejor comprensión de los procesos en profundidad. En particular, la observación de las fallas activas en los últimos 10.000 años permite tener información sobre la recurrencia de eventos sísmicos mayores ocurridos en la zona. Diferentes sistemas de fallas de varios cientos km de largo y de rumbo aproximadamente paralelo a la zona de subducción son conocidos como activos (Armijo y Thiele, 1990): (1) la falla de rumbo de Atacama, que es una zona de desacoplamiento lateral sinistral cuyo significado es todavía mal conocido, y (2) el escarpe costero, que parece ser la expresión superficial de un sistema de fallas normales asociadas a una rampa de la zona de subducción. El modo de ruptura de estos sistemas de fallas (largo de ruptura, periodicidad, segmentación,...) está probablemente asociado a particularidades del modo de subducción.

Con varios estudios de Geodesia, se espera evaluar las deformaciones corticales en las fases pre-, co-, y post-sísmicas. La primera fase fue la instalación en 1991 y 1992 de una red geodésica de puntos GPS en toda la zona (Fig. 5-3). Un primer perfil de 17 puntos entre Iquique y el Altiplano fue medido en Abril 1991, aproximadamente paralelo a la dirección de subducción, en el centro de la brecha sísmica. En Noviembre 1992, 4 otros perfiles completaron la cubierta espacial de la brecha sísmica. En total unos cincuenta puntos fueron medidos en la zona (Armijo et al., 1993) con una precisión centimétrica y serán remedidos en el futuro aproximadamente cada 2 a 4 años.

Para tener acceso a las variaciones de la deformación en el tiempo, con una repetibilidad mejor, una otra experiencia de geodesia espacial fue iniciada en 1992 con el sistema DORIS, con la instalación (con la cooperación del centro espacial francés, el CNES) de 3 balizas, 2 en el continente (cerca de Iquique y en el Altiplano) y una tercera en la Isla de San Félix, sobre la placa Nazca. Las determinaciones de posiciones se hacen por el centro espacial cada mes, con una precisión de  $\pm 5$  cm. Actualmente (principio de 1994), el registro no es suficientemente largo todavía para salir del ruido de fondo, pero esperamos con este dispositivo ver precursores de gran amplitud.

Para evaluar la estructura de las deformaciones esperadas en la zona, hemos comenzado la elaboración de modelos mecánicos. Un primer modelo para preveer los desplazamientos asociados con un terremoto futuro puede combinar dos fases sucesivas de ruptura: (1) una fase cosísmica asociada con una zona de ruptura en el contacto de subducción de superficie  $400 \times 100$  km<sup>2</sup>, en la parte frágil de profundidad hasta 40-50 km, y con un deslizamiento del orden de 15 m, (2): una fase asísmica asociada a una ruptura más profunda en la parte dúctil del contacto de subducción, y con un

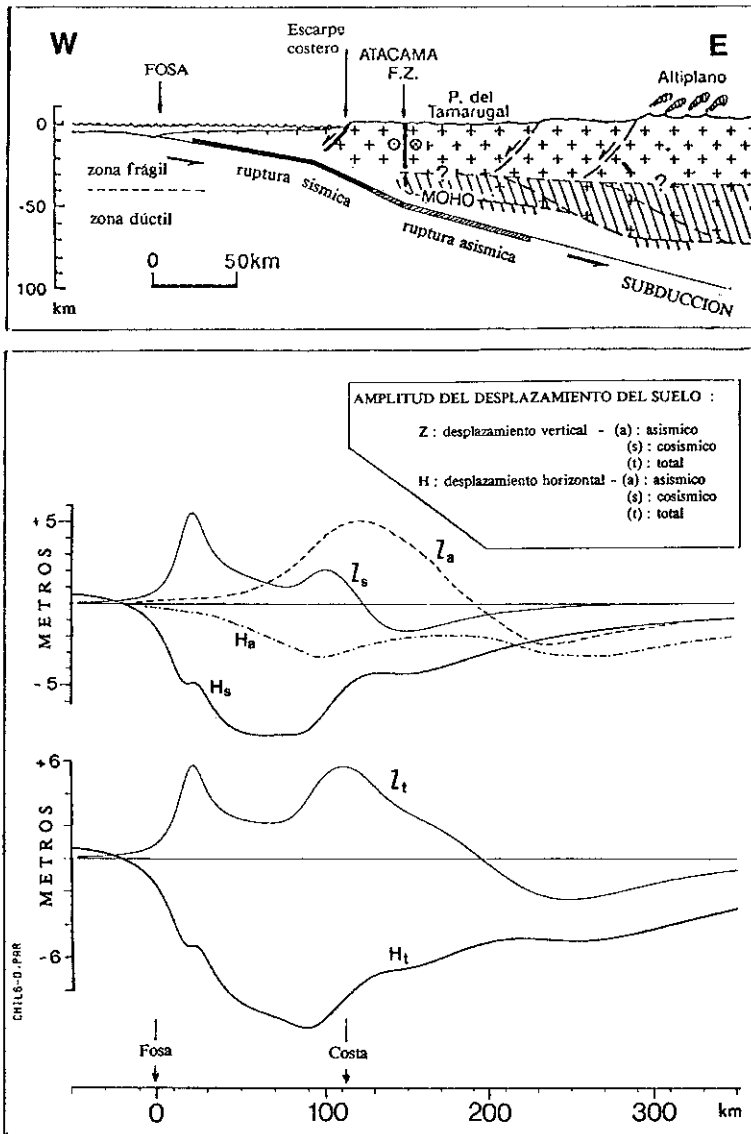


Figura 5-3. Modelo posible para un futuro terremoto grande en el Norte de Chile: los esfuerzos acumulados por la subducción de la placa Nazca bajo el continente podría relajarse en 2 etapas: (a) una etapa asísmica (A) donde deformación dúctil ocurre en la parte profunda de la zona de contacto de las placas, y (b) una etapa sísmica (S) donde la parte superficial del contacto de subducción (parte frágil) rompe de manera instantánea. Las 2 fallas tienen un tamaño idéntico: superficie 100x400 km, deslizamiento 15 m. Se indica las amplitudes las componentes verticales (Z), y de las componentes horizontales (H) en la dirección del perfil perpendicular a la costa. La parte inferior de la figura indica el movimiento total ( $Z_t$  y  $H_t$ )



tamaño de fuente idéntico. El resultado de la modelización de este modelo es indicado en la figura 5-4, con decomposición de la influencia de cada fase y la deformación total.

Otros modelos tomando en cuenta la reología de la zona y las leyes de fricción deben ser desarrollado en el futuro próximo.

La instalación de una estación geofísica multiparámetros fue iniciada desde 1992, para seguir de manera muy precisa la evolución temporal de varias señales. Con este fin instalamos instrumentos en una mina profunda cerca de Iquique: 5 componentes de inclinometría, un gravímetro con registro continuo, y próximamente 1 sismógrafo de banda ancha y gran rango dinámico. El objetivo es detectar señales geofísicas con captores de varias bandas de frecuencia y con un gran recubrimiento entre ellos. Se espera así detectar variaciones lentas de parámetros característicos de la deformación cortical, como sismos lentos, o varios episodios de relajación.

## REFERENCIAS

### Referencias capítulos 1 y 2

- LINDE A.T., K. SUYEHIRO, S. MIURA, I.S. SACKS and A. TABAGI, 1988, Episodic aseismic earthquake precursors, *Nature*, 334, n°6182, 513-515.
- LISOWSKI M. and W.H. PRESCOTT, 1981, Short-range distance measurements along the San Andreas fault in central California, 1975-1979, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1607-1624.
- MOGI K, 1985, *Earthquake prediction*, Academic Press, Tokyo.
- SCHOLZ, C. H., 1990, *The mechanics of earthquakes and faulting*, Ed. Cambridge Univ. Press, New York, 439 pp.
- STEIN R.S. and S. BARRIENTOS, 1985, Planar High-angle faulting in the Basin and Range: geodetic analysis of the 1983 Borah Peak, Idaho. *Earthquake, J. Geophys. Res.*, 90, B13, 11355-11366.
- REID, H.F., 1910, The mechanism of the earthquake, In: *The Californian Earthquake of April 18, 1906*, Report of the State Earthquake Investigation Commission, 2, Washington DC: Carnegie Institution, pp. 1-192.
- THATCHER W., 1983, Non linear strain build-up and the earthquake cycle on the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, 88, 5893-5902.

### Referencias capítulo 3

- BILHAM, R., 1991, Earthquakes and sea level: space and terrestrial metrology on a changing planet, *Rev. of Geophys.*, 29, 2, 1-29.
- BOUCHER C. and ALTAMIMI, 1989, The initial IERS terrestrial reference frame, observatoire de Paris, Intern. Earth Rotation Service, Technical note 1.

- DIXON, T. H., 1991, An introduction to the Global Positioning System and some geological applications, *Rev. of Geophys.*, 29, 2, 249-276.
- DIXON, T. H., G. BLEWITT, K. LARSON, D. AGNEW, B. HAGER, P. KROGER, L. KRUMEGA, and W. STRANGE (1990), Global Positioning System measurements of regional deformation in southern California: some constraints of performance, *EOS Trans. AGU*, 71, 1051 - 1056.
- JAEGER J.C. and N.G.W. COOK (1979), *Fundamentals of rocks mechanics*, 3rd Ed., Chapman & Hall, London.
- HOFMANN-WELLENHOF B., H. LITCHENEGGER and J. COLLINS, (1992), *GPS: Theory and Practice*, Springer Verlag Ed., Wien.
- LAMBECK K, (1988), *Geophysical Geodesy, The slow deformations of the Earth*, Clarendon Press, London.
- RUEGG J.C., M. KASSER, A. TARANTOLA, J.C. LÉPINE y B. CHOUIKRAT (1982): Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 october 1980, geotectic determination of vertical and horizontal movements, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 6, 2227-2244.
- TARANTOLA A. and B.VALETTE (1982), Generalized nonlinear inverse problems solved using the least square criterium, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 2, 219-232.
- VANICEK P. and E. KRAKIWSKY (1982), *Geodesy, the concepts*, 2nd Ed., North Holland, Amsterdam.
- WELLS et al.(1987), *Guide to GPS Positioning*, Canadian GPS Associates Ed., Fredericton, Canada.

#### **Referencias capítulo 4**

- CHÉRY J., M. DAIGNIERES and J.P. VILOTTE (1990), How to built an asymmetric crustal root such as the Pyrenean one: a thermo-mechanical model, *Bull. Soc. Geol. France*, 8, VI n°2, 211-218.
- KING, G.C.P. and M. ELLIS (1990), The origin of large uplift in extensional regions, *Nature*, 348, 689-693.
- OKADA, Y., (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 75, 4, 1135-1154.
- OKADA, Y., (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 82, 2, 1018-1040.
- STEIN R.S., G.P.C. KING and J. LIN, 1992, Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992. M=7.4 Landers earthquake, *Science*, 258, 1328-1332.
- STEKETEE, J.A., (1958), on Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, *Can. J. Phys.*, 36, 192-205.
- VOLTERRA V., (1907), Sur l'équilibre des corpos élastiques multiplément connexes, *Ann. Sci. Ecole Norm. Sup.*, 3, 24, 401-517.

**Biblio capítulo 5**

- ARMIJO R. and THIELE R., Active faulting in Northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 98, 40-61, 1990.
- ARMIJO R., J.C. RUEGG, P. BRIOLE, H. LYON-CAEN, R. THIELE, S. BARRIENTOS, L. BANCHERO y D. LAZO, *Crustal deformation and seismic cycle in Northern Chile*, Annual Meeting of the Seismological Society of America, IxtapaZihuate-nejo, Mexico, 1993.
- CIFUENTES I., 1989, The 1960 Chilean earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 94, B1, 665-680.
- COMTE D. and M. PARDO, 1991, Reappraisal of great historical earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, 4, 23-44.
- DEMETS C., R.G. GORDON, D.F. ARGUS and S. STEIN, 1990, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- PLAFKER G., and J.C. SAVAGE, 1970, Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1001-1030, 1970.