

**MEDICIONES GEODESICAS DE LARGAS DISTANCIAS:  
APLICACION AL ESTUDIO DEL MOVIMIENTO DE PLACAS  
EN EL GOLFO DE CALIFORNIA**

Ph. LESAGE<sup>1,2,10</sup>  
M. KASSER<sup>1,3</sup>  
J. PAGARETE<sup>1,3,4</sup>  
J. C. RUEGG<sup>1</sup>  
L. ORTLIEB<sup>5</sup>  
J. GUERRERO<sup>6</sup>  
N. DUCH<sup>7</sup>

J. ROLDAN<sup>8</sup>  
F. CASTELLANOS<sup>7</sup>  
T. MONTANO<sup>8</sup>  
J. L. RODRIGUEZ<sup>8</sup>  
T. CALMUS<sup>9</sup>  
*(Recibido: 14 de agosto, 1987)*  
*(Aceptado: 19 de febrero, 1988)*

**RESUMEN**

Los métodos de medición de distancia con taquímetros electrónicos y las técnicas de posicionamiento relativo con satélites tienen aplicaciones cada vez más importantes en geofísica para estudiar las deformaciones de la corteza y los movimientos tectónicos globales. Este trabajo presenta una rápida comparación de estos métodos desde el punto de vista de la precisión, el alcance y las condiciones de operación, así como la discusión posterior de los procedimientos y el tratamiento de los datos que adaptamos para hacer mediciones de distancias largas (hasta 93 km) con taquímetros electrónicos. Con estas técnicas llevamos a cabo dos levantamientos, en 1982 y en 1986, de una red geodésica de 11 puntos y 150 km de extensión que construimos a través del Golfo de California, en su porción central. Los resultados de estas mediciones dan estimaciones del desplazamiento de Baja California con respecto a Sonora entre 6 y 8 cm/año, valores consistentes con la velocidad relativa de las placas Pacífica y Norteamericana. Entre la Isla Angel de la Guarda y Baja California, se observó un movimiento de cizalla

<sup>1</sup> *Institut de Physique du Globe de Paris, 4 Place Jussieu, 75252 Paris, Francia.*

<sup>2</sup> *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México.*

<sup>3</sup> *Institut Géographique National, Saint Mandé, Francia.*

<sup>4</sup> *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal.*

<sup>5</sup> *Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris, Francia.*

<sup>6</sup> *Instituto de Geología, UNAM, México.*

<sup>7</sup> *Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, México.*

<sup>8</sup> *Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, México.*

<sup>9</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Hermosillo, México.*

<sup>10</sup> *Ahora en: Laboratoire d'Instrumentation Géophysique, Université de Savoie, B. P. 1104, 73011 Chambéry, Cedex, Francia.*

lateral derecho con desplazamientos de 17 cm en 4 años. Más al sur las deformaciones son más pequeñas que los errores estimados, lo que sugiere que esta parte de la frontera entre las placas está bloqueada; esta observación concuerda con la presencia de un hueco sísmico en esta zona. En la parte oriental de la red, entre las islas centrales del golfo y la costa de Sonora, se evidenciaron también fuertes deformaciones de cizallamiento lateral derecho, con desplazamientos de hasta  $6 \pm 3$  cm/año. Estos resultados muestran que la acumulación de deformaciones se produce en una región amplia alrededor de la frontera entre placas.

### ABSTRACT

The modern geodetic methodologies such as electro-optic distance measurements and spatial positioning systems have increasing applications in geophysics to study tectonic deformations and relative plate motions. In this paper we show a rapid comparison of these geodetic methods in terms of applicability and precision. We discuss the methods of electronic distance measurements and of data processing in the case of large distances (about 90 km). Using these techniques, a geodetic network of 11 points and 150 km wide was measured in 1982 and 1986, across the Central Gulf of California. The comparison between 1982 and 1986 data allows us to estimate the relative displacements between Baja California and Sonora about 6 - 8 cm/yr; this value is consistent with previous estimations of plate motion between the Pacific and North American plates. Between Angel de la Guarda Island and Baja California a right lateral displacement of about 17 cm is observed in the four-years interval. In the southwestern part of the network, around the Sal-si-puedes Channel, the deformation remains smaller than the estimated errors, suggesting a locked segment of the plate boundary, coincident with the present seismic gap which is observed in this area. In the eastern part of the network, between the axial islands and the Sonoran coast, significant right lateral shear deformations occur with a relative displacement rate of  $6 \pm 3$  cm/yr. These results show that the strain accumulation is distributed in a large area around the plate boundary.

### INTRODUCCION

Los estudios de deformaciones de la corteza con métodos geodésicos proporcionan información fundamental sobre los fenómenos sismotectónicos y geodinámicos. Estos estudios son cada vez más importantes para comprender y cuantificar estos fenómenos y para asentar los modelos físico-numéricos que intentan modelarlos.

Los primeros métodos provinieron de las técnicas de triangulación y nivelación utilizadas para medir redes geodésicas, base de la cartografía de precisión; los levantamientos de estas redes después de fuertes temblores dieron las primeras mediciones de deformaciones en la corteza.

Los aparatos de medición electrónica de distancia, o taquímetros electrónicos, cuya precisión alcanza 1 ppm, favorecieron un mayor interés por estos estudios, de manera que los geofísicos utilizan mucho los métodos de trilateración. Con el desarrollo reciente de las técnicas de geodesia espacial, se pudo aumentar el alcance de las mediciones de distancia y evitar algunos inconvenientes de los taquímetros electrónicos, por ejemplo, la necesidad de líneas de vista entre los puntos de la red. Con es-

tas nuevas técnicas se espera una precisión mayor dentro de unos años. Sin embargo, estos sistemas de medición son todavía relativamente costosos y pesados. Cabe entonces estudiar cuál es la técnica más adecuada para un proyecto de medición.

Gracias al desarrollo de estos métodos se construyó un gran número de redes geodésicas en regiones donde se esperaban deformaciones, especialmente en los límites entre las placas tectónicas. Así, en la frontera entre las placas Pacífica y Norteamericana se estudiaron las velocidades relativas de desplazamiento y las deformaciones consecuentes, usando numerosas redes desde Alaska hasta el Valle Imperial-Mexicali. Sin embargo, la parte sur de esta frontera, que pasa en el Golfo de California, fue relativamente poco estudiada.

Por este motivo, un grupo de instituciones mexicanas y francesas decidió construir y monitorear una red geodésica a través del Golfo de California, con el objetivo de conseguir informaciones sobre:

- Las velocidades relativas de desplazamiento de las placas en esta zona,
- la localización, distribución y tipo (de cizalla y/o de extensión) de las deformaciones,
- la relación entre las deformaciones presentes y las estimadas a partir de observaciones neotectónicas,
- la relación entre deformaciones y sismicidad.

Se construyó y se hizo el primer levantamiento de esta red en marzo de 1982; el segundo se llevó a cabo cuatro años después, dando las primeras estimaciones de deformaciones en la región del centro del Golfo (Kasser *et al.*, 1984, 1987; Ortlieb *et al.*, 1988).

En el presente artículo se discuten los problemas técnicos y metodológicos de las mediciones de esta red y del análisis de los datos. Después de una comparación de los distintos métodos terrestres y espaciales de medición de distancia, volvemos detalladamente sobre los taquímetros electrónicos, y particularmente sobre el uso que hicimos del "Geodimeter AGA 8" en condiciones especiales (distancias medidas mayores de 90 km). Describimos la red geodésica, la elección de las estaciones, el trabajo de campo y los procedimientos de observación. Examinamos luego los problemas de correcciones meteorológicas para grandes distancias, los ajustes geométricos

y la estimación de la precisión de las mediciones, así como los modos de representación de las deformaciones y de sus errores. Por último, analizamos los resultados en relación con la actividad sísmica y el cuadro tectónico del Golfo de California.

### SITUACION TECTONICA

La tectónica del Golfo de California está caracterizada por la presencia de la frontera entre las placas Pacífica y Norteamericana. Esta frontera, que se encontraba en el Mio-Plioceno al oeste de la península de Baja California, se desplazó luego hacia el interior del continente en relación con la apertura del Golfo de California hace unos 3.5 M.A. A partir de estudios realizados sobre la fracturación de las rocas en Baja California, Sonora y en algunas islas del Golfo, se concluye que esta región fue afectada por un régimen tectónico de extensión NNO-SSE a partir de fines del Mioceno y posteriormente por un régimen Plio-Cuaternario de cizallamiento lateral derecho a lo largo de fallas de dirección NO-SE, provocando fracturas de tensión N-S (Colletta, 1981; Angelier, 1981; Colletta *et al.*, 1981). Se considera ahora al Golfo de California como una zona de transición entre la dorsal del Pacífico Oriental, al sur, y el sistema de cizalla lateral de San Andrés, al norte (figura 1). La estructura del Golfo es caracterizada por una serie de cuencas profundas, consideradas como centros de expansión, y unidas por fallas transformantes de rumbo N135° (Rusnak *et al.*, 1964; Larson *et al.*, 1968; Sykes, 1968; Molnar, 1973; Henyey y Bischoff, 1973; Bischoff y Henyey, 1974).

En la parte central del Golfo de California, donde se encuentra la red geodésica, varios sondeos batimétricos y perfiles sísmicos (Moore, 1973; Bischoff y Henyey, 1974) muestran que el sistema de fallas transformantes, que va de la Cuenca Delfín a la Cuenca de Guaymas, pasa por el Canal de Ballenas y a cada lado de la Isla de San Lorenzo (al oeste de la Isla de San Esteban y en el Canal de Sal-si-puedes). Cerca de la costa de Sonora, la forma de las anomalías gravimétricas y magnéticas se interpreta como la consecuencia de la existencia de varias fallas, entre ellas la falla Norte-Tiburón, entre las cuencas Delfín y Tiburón, y la falla Sur-Tiburón entre las islas Tiburón y San Pedro Nolasco (Moore, 1973; Sánchez *et al.*, 1985).

La figura 2 muestra la sismicidad registrada en el Golfo de California desde 1955 según los catálogos del International Seismological Center y del National Earthquake Information Service. Los eventos sísmicos seleccionados son de magnitudes mayores de 3.0, pero los errores de localización de los epicentros pueden alcanzar 30 km.



Fig. 1. Principales fallas activas del Golfo de California.

FI: Falla Imperial, FCP: Falla Cerro Prieto, CD: Cuenca Delfín, CG: Cuenca de Guaymas, CB: Canal de Ballenas.

Gran parte de la actividad se concentra en las fallas transformantes y consiste en sismos de magnitud débil a mediana ( $M_s < 6.5$ ) (Sykes, 1968; Reichle *et al.*, 1976; Goff *et al.*, 1988). En los centros de expansión se observan frecuentemente enjambres de sismos cuya mayor parte tiene mecanismos de fallas normales (Thatcher y Brune, 1971; Reichle y Reid, 1977). Los eventos son someros (profundidad menor de 10 km), lo que indica que sólo las capas más superficiales de la litosfera tienen un comportamiento frágil. Se nota que la actividad sísmica fue mucho menor en la parte central del Golfo, entre las Cuencas Delfín y de Guaymas, que en los otros lugares (Reichle *et al.*, 1976), incluso en el periodo 1982-1986.

Se han hecho numerosas estimaciones de la velocidad relativa de las placas Pacífica y Norteamericana por métodos geofísicos y geodésicos (Larson *et al.*, 1968; Atwater y Molnar, 1973; Minster y Jordan, 1978, 1985, 1987; Ness *et al.*, 1985) que dan valores del orden de 6 cm/año. Si se considera sólo el sistema de San Andrés, se obtiene de 3 a 5 cm/año (Minster y Jordan, 1985, 1987; Weldon y Humphreys, 1986). Pocas estimaciones provienen del mismo Golfo de California. Larson *et al.* (1968) estudiaron las anomalías magnéticas en la desembocadura del Golfo, estimando una velocidad promedio de 6 cm/año desde hace 3.5 M.A. Ness *et al.* (1985) calcularon una velocidad de 6.5 cm/año a partir del análisis de las anomalías magnéticas localizadas al SO del Golfo y DeMets *et al.* (1986) obtuvieron 5.2 cm/año. Reichle *et al.* (1976) obtuvieron valores entre 3.7 y 6.1 cm/año empleando el método de momento sísmico aplicado a los temblores de 1918 a 1974. Vacquier y Whitmann (1973) intentaron medir desplazamientos en el Canal de Ballenas por un método fotográfico. No detectaron ningún movimiento de marzo de 1970 a marzo de 1972 y sugirieron que el límite entre placas podía estar localizado al este de la Isla del Angel de la Guarda, o pasar por el Canal de Ballenas y entonces haber estado bloqueado durante el lapso 1970-1972. Estudios de sismicidad que mostraron un hueco de grandes sismos desde 1955 (Reichle *et al.*, 1976) y un bajo nivel de actividad microsísmica en esta región (Brune *et al.*, 1976) apoyaron esta segunda interpretación. El 8 de julio de 1975, un temblor de magnitud 6.5 rompió una parte de la falla transformante de unos 50 km de largo en el Canal de Ballenas (Munguía *et al.*, 1977).

Se están instalando redes de gran extensión que abarcan todo el Golfo de California y utilizan métodos de geodesia espacial (Tralli *et al.*, 1987); en los próximos años, estas redes deberán dar estimaciones de los movimientos promedio de la península con respecto al continente.

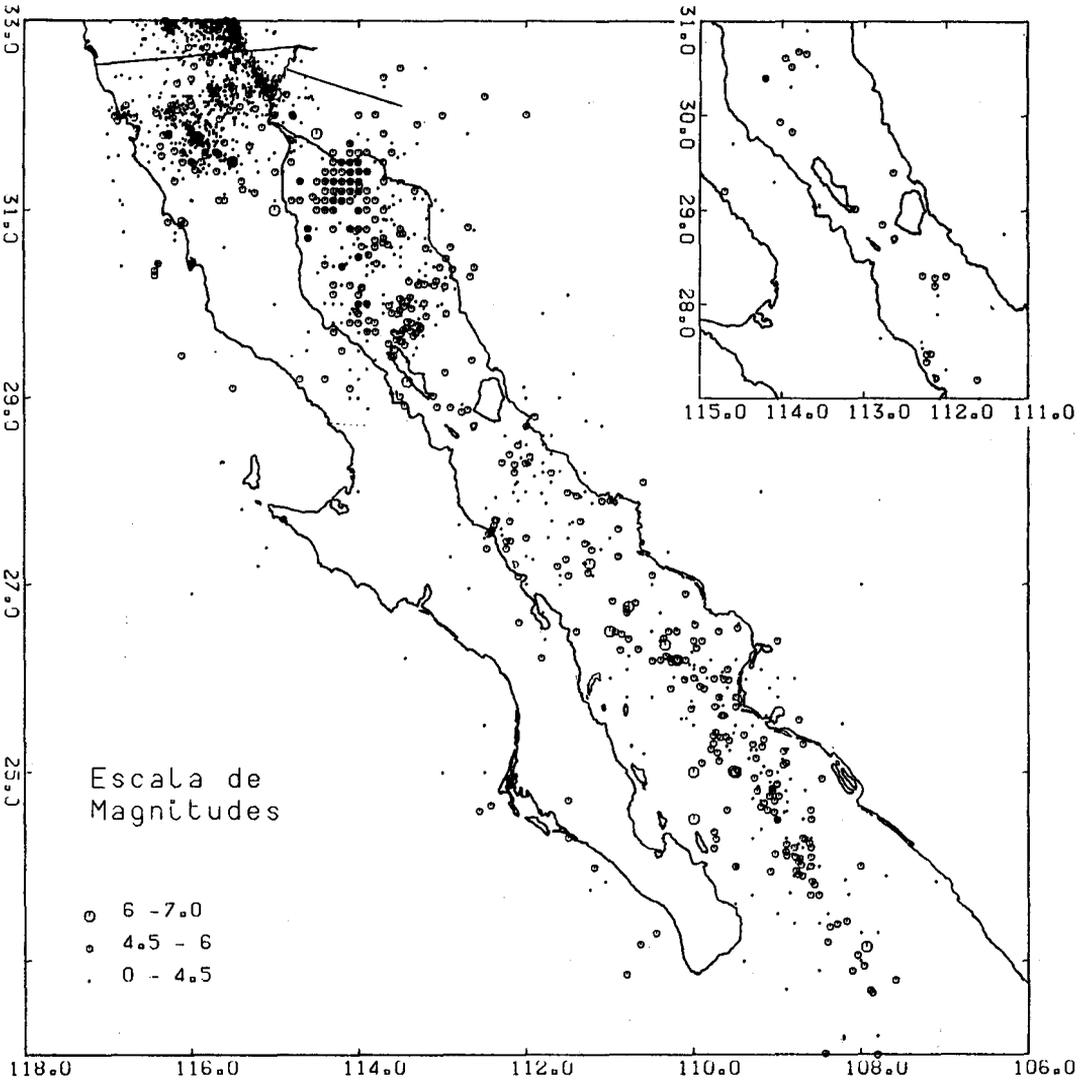


Fig. 2. Carta de la sismicidad registrada en el Golfo de California de 1955 a 1986. Los errores de localización de los eventos de magnitud débil pueden alcanzar 30 km. En el encuadro, la sismicidad registrada de 1982 a 1986 en el centro del Golfo.

### LOS METODOS DE MEDICION DE LAS DEFORMACIONES DE LA CORTEZA

Los primeros métodos utilizados en la medición de deformaciones tectónicas fueron los de geodesia clásica (nivelación y triangulación) cuya precisión apenas alcanza 1 ppm. Los aparatos electrónicos de medición de distancia que se utilizaron posteriormente funcionan todos con el siguiente principio: una onda portadora radio u óptica (coherente o no), modulada en amplitud con frecuencias de unas decenas de Mhz, recorre la trayectoria de ida y vuelta entre el aparato y un reflector; se mide el desfase  $\Delta\phi$  entre la onda emitida y la recibida, el que depende sólo del camino óptico. La distancia recorrida por el haz se calcula con la fórmula:

$$D = \frac{1}{2} \left( K + \frac{\Delta\phi}{2\pi} \right) \frac{C_0}{nf} \quad (1)$$

donde  $f$  es la frecuencia de modulación,  $C_0$  la velocidad de la luz en el vacío,  $n$  el índice promedio de refracción del aire a lo largo de la trayectoria y  $K$  un número entero que se determina repitiendo la medición con otras frecuencias de modulación. La fuente principal de errores en este método proviene de la dificultad de medir el índice de refracción del aire a lo largo de la trayectoria. A pesar de eso, se alcanzan fácilmente precisiones mejores que 1 ppm. Con los aparatos que utilizan dos láseres con longitud de onda diferente se puede estimar el índice promedio del aire y alcanzar una precisión de 0.1 ppm en las mediciones de distancia.

Los métodos de geodesia espacial se basan en la determinación de la posición relativa de varios satélites y de los puntos geodésicos. Con ellos no se necesitan líneas de vista entre los puntos, permitiendo entonces instalar los puntos en lugares de fácil acceso. Los receptores del "Global Positioning System" (GPS) que reciben las señales de los satélites "Navstar" siguen siendo más pesados y costosos que los taquímetros electrónicos. La precisión de las mediciones depende del buen conocimiento de las condiciones meteorológicas y de la órbita de los satélites. Es del orden de 1 ppm, pero se puede alcanzar 0.1 ppm con receptores bi-frecuencias y mediciones simultáneas de la órbita a partir de estaciones de "láser-satélite" y "VLBI" (Very Long Base Interferometry); véase por ejemplo Dixon *et al.*, 1985.

Las mediciones VLBI se basan en la observación simultánea de radiofuentes con dos antenas lejanas; utilizan equipos de radio-astronomía muy pesados que necesitan

dos camiones para transportarse. Con mediciones de distancia mediante láser sobre los satélites geodésicos se puede determinar la órbita y la posición de las estaciones con alta precisión; los equipos necesarios son igualmente pesados. El error en la posición relativa de dos puntos, obtenida con estas dos técnicas, puede ser menor de 5 cm sobre cualquier distancia. Estas dos metodologías están adaptadas para distancias muy largas y el estudio de los movimientos tectónicos globales.

Para estudiar las deformaciones en una región limitada se puede contemplar el uso de taquímetros electrónicos o receptores GPS. El primer tipo de equipo, que se usa desde hace mucho tiempo, tiene una precisión generalmente suficiente y un alcance de hasta 50 km en condiciones normales y aunque la duración de una medición es corta, se requieren líneas de vista entre los puntos (los que deben ponerse en cimas que son a veces de difícil acceso). Además las operaciones dependen de las condiciones meteorológicas.

Con el uso de receptores GPS no se requiere, en principio, colocarlos en cimas (salvo para facilitar la localización de las marcas) y se pueden medir distancias mucho más largas. Es probable que cuando haya un mayor número de satélites y los receptores sean menos costosos, esta técnica será cada vez más utilizada y competirá con los taquímetros electrónicos de dos láseres de largo alcance para distancias del orden de 50 km. Tomando en cuenta estas consideraciones y la larga experiencia que algunos de nosotros tenemos en las mediciones de distancia con métodos terrestres, especialmente en Djibouti (Ruegg *et al.*, 1979), escogimos la técnica de los taquímetros electrónicos para llevar a cabo las mediciones en la red del Golfo de California.

#### CONSTRUCCION Y LEVANTAMIENTO DE LA RED

Elegimos la región central del Golfo, entre Bahía Kino y Bahía de los Angeles, para aprovechar la presencia de varias islas en esta zona, con las cuales se pueden fraccionar las distancias y obtener informaciones más detalladas sobre la distribución de las deformaciones. La red tiene unos 150 km de extensión y se compone de 11 puntos: tres en la costa de Sonora: Punta Tepopa (PT), Punta Ignacio (PI) y San Nicolás (SN); cinco en las islas de Tiburón (TI), San Pedro Mártir (SPM), San Esteban (SE), San Lorenzo (SL), y Angel de la Guarda (AG); y tres en Baja California: Las Animas (LA), Agua de Soda (AS), y El Barril (EB). Se colocaron los puntos en cimas topográficas de tal manera que se tengan líneas de vista entre ellos y que la configuración

geométrica de la red resulte buena (figura 3). Estos puntos son materializados con marcas de latón selladas en la roca con azufre fundido; marcas de pintura facilitan su localización. Se colocaron algunas marcas secundarias a unos metros de las marcas principales con el objeto de poder volver a encontrar la posición de éstas en caso de destrucción. Esto ocurrió en el punto de San Nicolás, cuya posición pudo ser reconstituída en 1986 con una precisión de 1 cm.

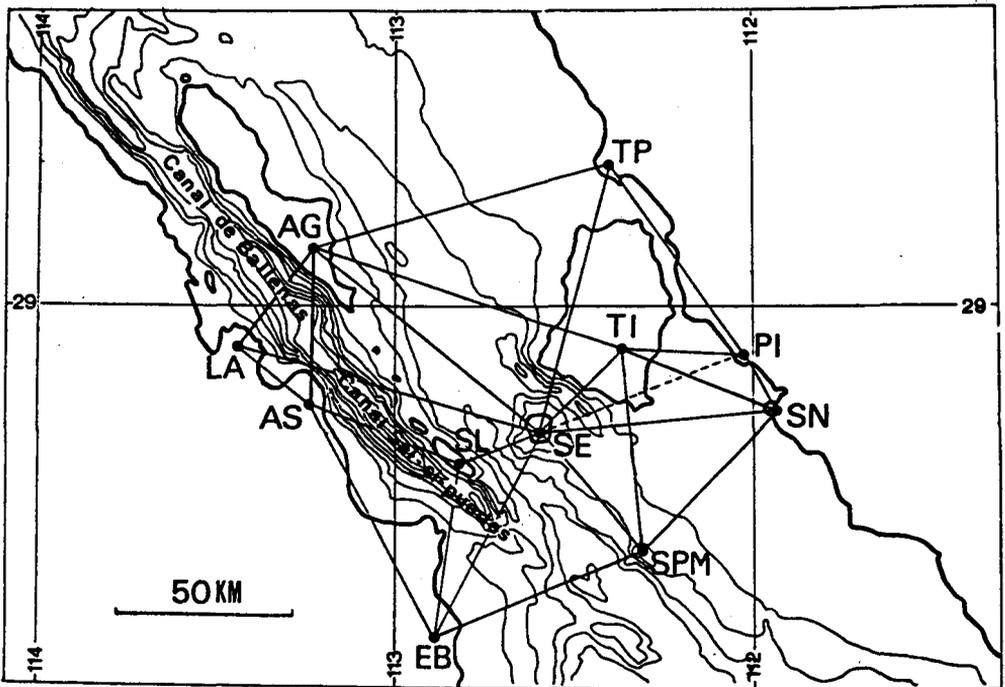


Fig. 3. Red geodésica de trilateración del centro del Golfo de California. La batimetría (100 brazas entre las curvas) se tomó de Rusnak *et al.* (1964).

En marzo de 1982 el levantamiento se llevó a cabo en una semana con la participación de cinco grupos de dos personas, uno de ellos con taquímetro. Un heli-

cóptero transportó las personas y el equipo entre los puntos. En marzo de 1986, seis grupos participaron en el trabajo con dos aparatos y dos helicópteros para el transporte.

La primera vez se midieron 24 distancias de 18 a 93 km; no se pudo medir la distancia TI-PT porque no se puede alcanzar la cima de la Isla Tiburón y no hay línea de vista entre el punto escogido y Punta Tepopa. La falta de esta medición inicialmente planeada tiene consecuencias sobre la calidad de la configuración geométrica de la red, como lo veremos a continuación. Para compensar esta falla, se midió una distancia más en 1986 entre los puntos SE y PI.

Escogimos trabajar con un aparato manual, el "Geodimeter AGA modelo 8", con el que se pueden realizar mediciones con una señal de retorno aun muy débil. Gracias a las condiciones meteorológicas favorables existentes en marzo en el Golfo de California (alta transparencia del aire, viento seco que viene de la península y asegura una buena mezcla del aire) y utilizando un procedimiento especialmente diseñado, pudimos llevar a cabo mediciones de distancia excepcionalmente largas.

Todas las mediciones se hicieron de noche para aprovechar una mayor homogeneidad del índice de refracción del aire. Se muestrearon las temperaturas secas y húmedas y la presión atmosférica a intervalos de cinco a diez minutos en todas las estaciones ocupadas en el momento de las mediciones. Los barómetros, calibrados antes y después del trabajo de campo, tenían una precisión de 0.1 mm Hg y los termómetros una precisión de 0.2°C. La frecuencia de modulación de los aparatos fue monitoreada con un medidor de frecuencia de alta estabilidad. Se determinó también la constante aditiva de los aparatos antes y después de las operaciones. Se hicieron mediciones de ángulos cenitales recíprocos y simultáneos entre algunos puntos para controlar la determinación de la altura de los puntos y las estimaciones del coeficiente de refracción del aire. La red no fue orientada con precisión porque no teníamos el equipo necesario, pero es importante hacer notar que la orientación absoluta no tiene mucho interés para el estudio de las deformaciones.

#### PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

La primera etapa en el procesamiento de los datos obtenidos en el campo, llamada reducción de las mediciones, consiste en calcular la distancia recorrida por el haz luminoso a partir de la distancia medida y los parámetros meteorológicos. Para una

onda portadora producida por un láser He-Ne de longitud de onda  $\lambda = 0.6328 \mu\text{m}$ , el co-índice del aire es dado por:

$$N = (n-1) \cdot 10^6 = 107.8 \frac{P_a}{T} - 15.8 \frac{P_v}{T} \quad (2)$$

donde  $T$ ,  $P_a$  y  $P_v$  son respectivamente la temperatura absoluta, la presión atmosférica y la presión parcial de vapor de agua (en mm Hg). Esta expresión muestra que para obtener una precisión de  $10^{-6}$  en la medición de una distancia, es preciso medir  $T$  y  $P_a$  con errores menores de  $1^\circ\text{C}$  y 3 mm Hg, siendo  $P_v$  un parámetro menos crítico.

Se obtiene una estimación del valor medio del índice de refracción del aire, a lo largo de la trayectoria óptica, a partir de los parámetros medidos de cada lado; esto es equivalente a suponer que las superficies isobáricas e isotérmicas son horizontales en la región de interés. Los resultados de la nivelación barométrica indican que esta hipótesis se verifica para la presión con una precisión de unos décimos de mm Hg. Para la temperatura no se justifica tan bien esta hipótesis y la falta de precisión en la estimación de la temperatura promedio es probablemente una de las principales fuentes de error en las mediciones de distancia.

En la expresión (1), al tomar como índice  $n$  de refracción del aire el promedio de los índices  $n_1$  y  $n_2$  calculados de cada extremidad de la línea, se supone que el haz luminoso tiene el mismo radio de curvatura que la Tierra. Esta aproximación ya no es válida para distancias mayores de 30 km; en este caso, se toma en cuenta una "segunda corrección de velocidad" para calcular el índice promedio. Este se calcula usando la expresión:

$$n_m = \frac{n_1 + n_2}{2} + \frac{(k-k^2)D^2}{12R^2} \quad (3)$$

donde  $D$  es la distancia medida,  $R$  el radio de curvatura local de la Tierra y  $k$ , llamado coeficiente de refracción, es igual a  $R/r$ , siendo  $r$  el radio de curvatura del haz. Para un gradiente de índice de refracción constante y vertical se muestra que:

$$k = -R \frac{n_2 - n_1}{h_2 - h_1} \quad (4)$$

donde  $h_1$  y  $h_2$  son las alturas de las extremidades de la línea;  $k$  toma valores entre 0.1 y 0.2.

A partir de los conjuntos de mediciones simultáneas de las temperaturas en cuatro puntos o más, elaboramos “modelos meteorológicos” utilizando la ley de Kukkamaki (1938) con tres parámetros:

$$T = a + b \cdot h^c \quad (5)$$

que describe la temperatura  $T$  en función de la altura  $h$ . Ajustando por mínimos cuadrados los parámetros  $a$ ,  $b$  y  $c$  para cada serie de mediciones, se obtienen residuos no mayores de 2°C. Con estos cálculos se pudieron estimar los límites de la hipótesis de un gradiente térmico horizontal nulo y verificar la coherencia de las mediciones. Por otra parte, estos modelos dan un segundo método para calcular los coeficientes de refracción, a partir de:

$$k = -R \frac{dn}{dh} \quad (6)$$

y diferenciando las expresiones (2) y (5) se obtienen valores de  $k$  más coherentes que los dados por (4), sobre todo cuando las alturas  $h_1$  y  $h_2$  son poco diferentes.

#### ESTIMACION DE LA PRECISION DE LAS MEDICIONES

En cualquier trabajo de metrología es fundamental cuantificar correctamente la precisión de las mediciones para tomarla en cuenta en la interpretación de los resultados. Los principales elementos de apreciación de esta precisión son el conocimiento *a priori* de los errores instrumentales (errores multiplicativos, aditivos y cíclicos de los aparatos de medición de distancia, precisión de las mediciones meteorológicas, precisión de los centrados sobre las marcas, etcétera) y los residuos de los ajustes geométricos. Estos consisten en calcular la figura geométrica que se ajusta mejor, en el sentido de los mínimos cuadrados, a las distancias medidas; se definen los residuos como la diferencia entre distancias medidas y calculadas.

En el caso de la red del Golfo de California la redundancia de las mediciones es pequeña (se tienen 19 incógnitas para 24 datos en 1982, y 25 en 1986) y sería difícil aumentarla por motivos operacionales. El análisis de los residuos no tiene mucha significación desde el punto de vista estadístico; sin embargo, es un medio para detectar grandes errores de medición o de cálculo y poder estimar la precisión del levantamiento.

En este trabajo sólo se pueden medir los componentes horizontales de las deformaciones. Antes de hacer el ajuste geométrico de las distancias, las proyectamos sobre el plano cartográfico utilizando un elipsoide (Clarke, 1866) adaptado al geoide en la región estudiada, y una proyección conforme (U.T.M., huso 12).

Puesto que no se conocían con precisión las alturas de los puntos de la red, se estimaron a partir de las mediciones barométricas hechas simultáneamente en hasta seis estaciones. Calculamos con la fórmula de Laplace un conjunto de 55 alturas relativas que ajustamos luego por mínimos cuadrados. La desviación estándar obtenida de unos dos metros muestra que la nivelación barométrica es buena y que la hipótesis de que el gradiente de presión es vertical en toda la red se justifica con una precisión de unos 0.2 mm Hg. Se dan los resultados de esta nivelación en la Tabla 1.

Tabla 1

Altura de las estaciones de la red estimadas a partir de mediciones barométricas.

Punto	Altura
PT	629.9
PI	100.0
SN	331.4
TI	858.5
SE	486.5
SPM	288.5
AG	971.1
SL	488.7
LA	996.3
AS	1113.5
EB	819.0

Los errores instrumentales son pequeños, pero para tomar en cuenta la mala determinación del índice promedio del aire, tomamos como error *a priori* 5 mm + 1 mm/km para los ajustes. Las distancias medidas en 1982 y en 1986 fueron ajustadas separadamente; las distancias observadas y proyectadas y los residuos correspondientes se encuentran en la Tabla 2.

Tabla 2

Distancias medidas reducidas, distancias proyectadas sobre el plano cartográfico y residuos del ajuste geométrico para los levantamientos de 1982 y 1986

1982

	Línea	Dist. reducida (m)	Dist. proyectada (m)	Residuo (mm)
	PI SN	18046.090	18038.781	-1
	PI PT	66105.851	66085.289	-15
	AG TI	93254.059	93239.981	-105
	AG SE	82789.875	82782.797	+57
	AG PT	86742.057	86730.945	-21
	AS SL	48639.394	48633.395	-10
	AS AG	48005.064	48006.597	+23
	AS LA	26408.795	26410.691	-18
	AS SE	65052.097	65043.884	-28
	EB SL	40488.175	40482.646	-6
	EB SPM	58537.076	58524.337	-54
	EB AS	63162.843	63159.730	-44
	EB SE	56193.830	56184.984	+61
	SE SL	20245.646	20242.799	-2
	SE LA	85249.924	85246.224	+188
	SE SN	67344.814	67326.410	+197
	SE PT	77520.022	77502.921	+22
	AG LA	32542.074	32545.021	-16
	TI SN	47268.866	47249.725	-54
	TI SE	39673.072	39661.303	-24
	TI PI	30558.472	30539.583	-1
	SPM TI	63594.972	63574.530	+85
	SPM SN	56102.582	56085.814	-86
	SPM SE	43611.295	43601.721	-14

Tabla 2 (continúa)

Distancias medidas reducidas, distancias proyectadas sobre el plano cartográfico y residuos del ajuste geométrico para los levantamientos de 1982 y 1986

		1986		
Línea		Dist. reducida (m)	Dist. proyectada (m)	Residuo (mm)
PI	SN	18046.044	18038.732	-2
PI	PT	66105.798	66085.234	-25
AG	TI	93254.062	93239.987	-25
AG	SE	82789.835	82782.757	+25
AG	PT	86742.363	86731.251	-36
AS	SL	48639.453	48633.452	-31
AS	AG	48004.963	48006.496	+10
AS	LA	26408.797	26410.695	-10
AS	SE	65052.114	65043.899	+25
EB	SL	40488.163	40482.634	-20
EB	SPM	58537.016	58524.275	-37
EB	AS	63162.928	63159.814	-19
EB	SE	56193.785	56184.940	+67
SE	SL	20245.683	20242.835	-7
SE	LA	85250.177	85246.460	+107
SE	SN	67345.119	67326.714	+22
SE	PT	77519.902	77502.799	+37
AG	LA	32542.142	32545.085	-9
TI	SN	47268.870	47249.731	+10
TI	SE	39673.107	39661.337	+11
TI	PI	30558.425	30539.544	-2
SPM	TI	63595.023	63574.575	-30
SPM	SN	56102.469	56085.700	-16
SPM	SE	43611.241	43601.666	+21
SE	PI	58252.620	58237.556	

Para las mediciones de 1982 se obtienen residuos fuertes ( $> 10$  cm) en tres segmentos de la red; para las de 1986, los residuos son generalmente más pequeños. Estos residuos pueden ser, en parte, consecuencia de errores en la altimetría; sin embargo, perturban de la misma manera los cálculos para los dos levantamientos y afectan poco las variaciones de longitud. Calculamos el promedio de los residuos divididos por la distancia correspondiente; los valores obtenidos, 0.75 ppm para 1982 y 0.43 ppm para 1986, dan una estimación de la precisión de las mediciones y un error cuadrático medio de 0.9 ppm para las comparaciones entre los dos levantamientos. Se usarán estos valores en los cálculos de errores sobre los desplazamientos y los tensores de deformación.

Ajustamos también las distancias calculadas usando los índices de refracción dados por la expresión (4) en lugar de los calculados con (6); los residuos resultantes son ligeramente diferentes, pero sus promedios ponderados quedan cercanos. Las diferencias sobre las deformaciones correspondientes no son significativas.

### CALCULO Y REPRESENTACION DE LAS DEFORMACIONES

Las deformaciones de la corteza se representan generalmente con componentes de los tensores de deformación o con vectores de desplazamiento. El primer tipo de solución tiene la ventaja de ser intrínseco y no depender de la elección de unos parámetros. Para ciertas figuras de la red (triángulos o polígonos) se calculan los tensores de deformación uniforme que reproducen mejor las variaciones de distancia observadas. Las soluciones dependen sólo de las figuras seleccionadas.

Con el segundo tipo de representación, quizás más fácil de interpretar, la solución depende del criterio de minimización utilizado y de los parámetros que se mantienen fijos para eliminar la indeterminación de los movimientos rígidos. Con una selección mal adaptada de los parámetros fijados, la interpretación del campo de desplazamiento obtenido puede ser errónea.

El procedimiento que seguimos fue interpretar los resultados a partir de varias soluciones de ambos tipos e intentar justificarlas lo mejor posible.

- **Tensores de deformación.** Calculamos los tensores de deformación para varios conjuntos de triángulos y luego para polígonos donde las deformaciones parecían coherentes. La figura 4 muestra los componentes principales de los tensores de deformación en dos conjuntos de figuras seleccionadas. Los errores correspondientes pueden ser representados por abanicos alrededor de cada componente que indican sus posiciones extremas en dirección y en amplitud, tomando en cuenta los errores de medición. Sin embargo, este método no contempla las correlaciones entre dirección y amplitud de los componentes de los tensores. Diseñamos otra representación de los errores en que se muestran los valores que pueden alcanzar los tensores al graficar enjambres de puntos calculados por el método de Monte-Carlo a partir de una distribución gaussiana de los errores de medición (Pagarete *et al.*, 1988).

- **Vectores-desplazamiento.** El método más clásico para resolver la indeterminación de los movimientos rígidos (dos translaciones y una rotación) consiste en fijar un

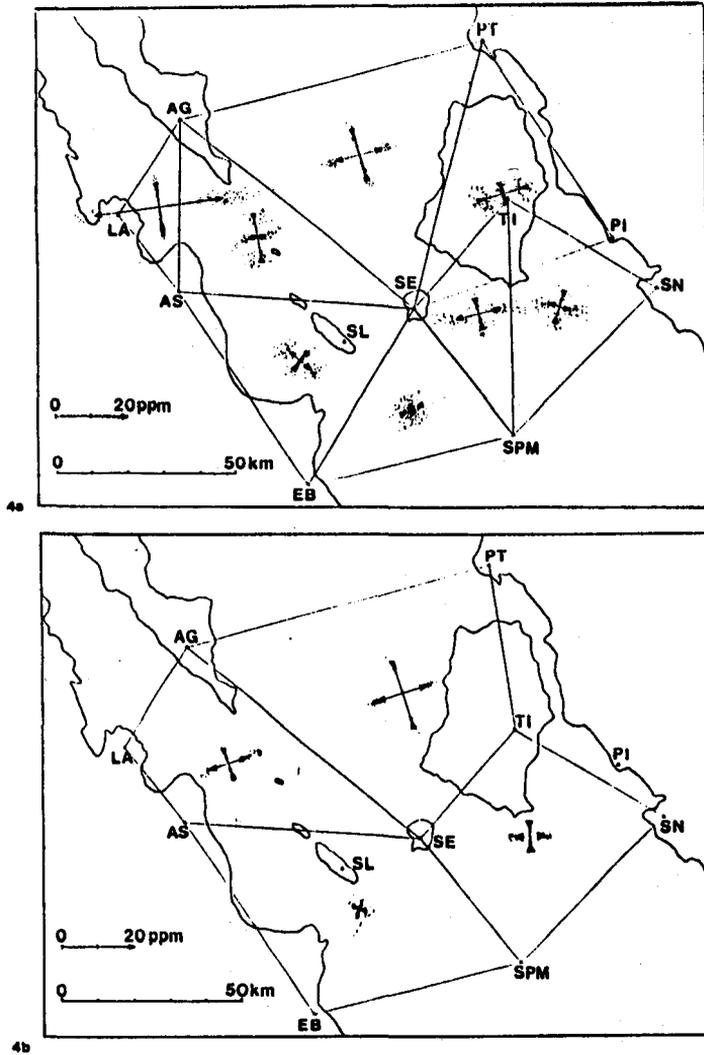


Fig. 4. Componentes principales de los tensores de deformación estimados en triángulos (a) y en polígonos (b) seleccionados. Los enjambres de puntos, calculados por un método de Monte Carlo a partir de una distribución gaussiana de los errores de medición, indican los valores que pueden alcanzar los tensores.

punto y el azimut entre éste y otro. Después de calcular varias soluciones de este tipo y tomando en cuenta los resultados de los cálculos de tensores de deformación, nos pareció preferible fijar un azimut cercano al del eje del Golfo de California. Se obtuvo la solución representada en la figura 5 fijando la posición del punto SE y el azimut SE-AG. Se representaron los errores correspondientes de una manera semejante a la utilizada para los tensores de deformación. Sin embargo, esta representación depende de la solución escogida y no indica errores sobre el movimiento relativo de dos puntos si ninguno de ellos es fijo.

En el caso de una red de geometría regular, el error cuadrático medio sobre las mediciones de distancia en los dos levantamientos puede dar una estimación del error sobre los desplazamientos relativos (por ejemplo aquí, 0.9 ppm de la distancia entre dos puntos). Sin embargo, este tipo de estimación del error es poco confiable en las orillas de la red o en una red de geometría irregular. En este trabajo se calculó el error sobre los movimientos relativos de dos puntos a partir de la matriz de variancia-covariancia de la solución.

En una solución extrínseca propuesta por Prescott (1981) se minimizan los desplazamientos perpendiculares a un azimut escogido; este tipo de solución conviene al estudio de movimientos de cizalla en la cual los desplazamientos son casi paralelos al azimut de la falla. También se puede justificar el uso de una solución extrínseca por medio de una prueba estadística (Darby, 1982). Por otra parte, es posible hacer la minimización después de descartar uno o varios puntos de la red; si la solución así obtenida satisface mejor el criterio de Darby, se puede concluir que el desplazamiento de los puntos descartados tiene un comportamiento diferente del movimiento de cizalla global. En el caso de la red del Golfo de California, notamos que las soluciones calculadas descartando los puntos PI y PT estaban mejor justificadas que las soluciones en que se minimizan los desplazamientos normales de todos los puntos. Los movimientos de estos dos puntos son mal constreñidos por la deficiente configuración de esta parte de la red. En la figura 6 se muestra una solución de este tipo calculada con un azimut de referencia de  $N135^{\circ}$ .

## RESULTADOS E INTERPRETACION

A partir de las diferentes soluciones y representaciones obtenidas, se pueden distinguir varias regiones en la red:

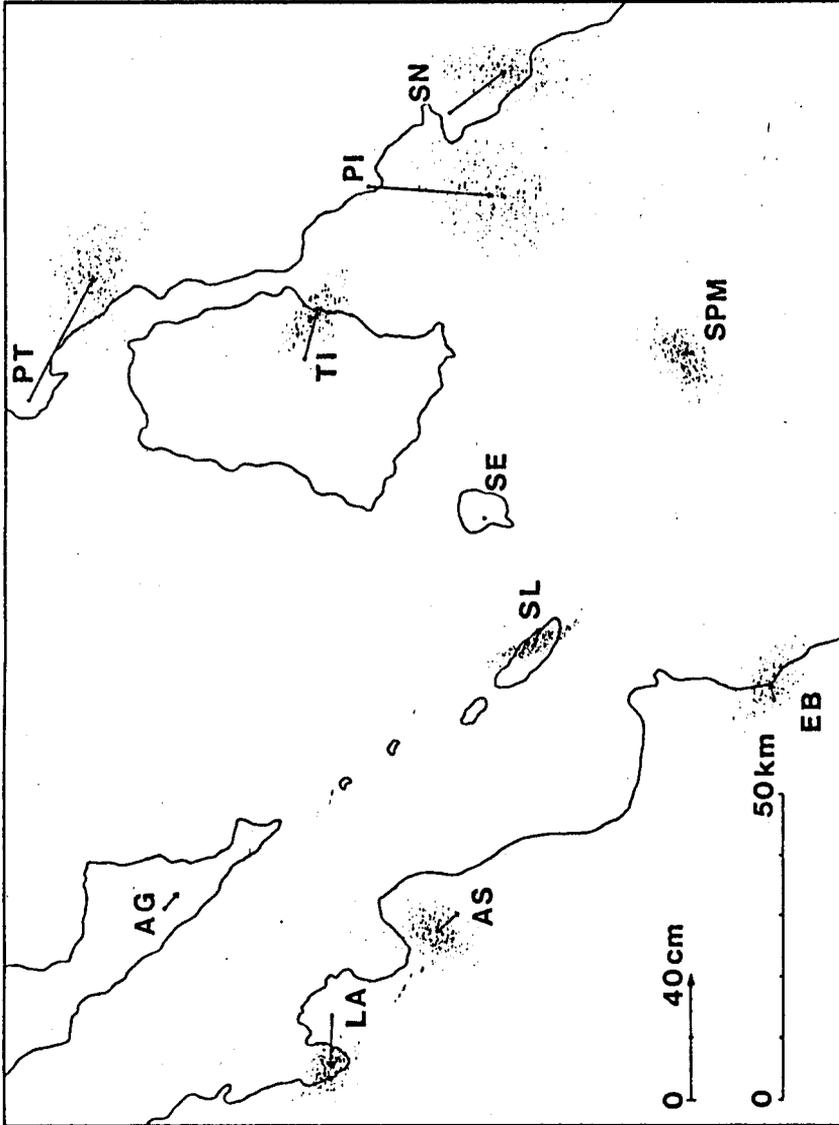


Fig. 5. Vectores-desplazamiento calculados con el punto SE y la dirección SE-AG fijos. Los enjambres de puntos indican los errores y fueron calculados usando un método de Monte Carlo.

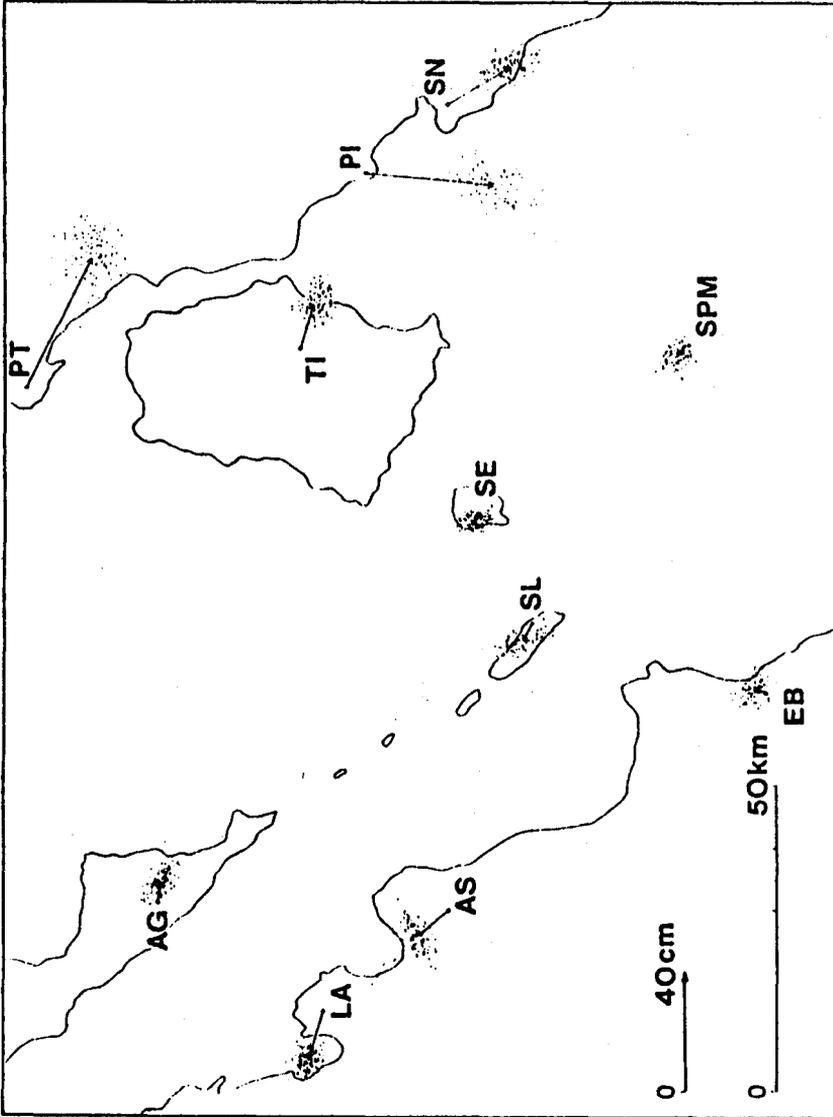


Fig. 6. Solución "extrínseca" de desplazamiento, obtenida minimizando los desplazamientos perpendiculares al azimut N135°, se descartaron los puntos PI y PT para la minimización.

- En el Canal de Ballenas se determinaron movimientos de cizalla lateral derechos, con desplazamientos relativos, paralelos a la dirección  $N135^{\circ}$ , de  $17 \pm 4$  cm en cuatro años entre la Isla de Angel de la Guarda (AG) y Baja California (LA y AS). El eje de cizalla máximo está orientado  $N115^{\circ} \pm 17^{\circ}$ .
- En el Canal de Sal-si-puedes y al oeste de las islas de San Esteban y de San Pedro Mártir (entre los puntos SE, SPM, SL, EB y AS) las deformaciones calculadas son muy pequeñas e inferiores a los errores estimados.
- En la parte sureste de la red, entre los puntos SPM/SE y TI/SN, se detecta una deformación de cizalla en la dirección  $N133^{\circ} \pm 10^{\circ}$ . Los desplazamientos relativos correspondientes alcanzan  $23 \pm 12$  cm entre SE y SN.
- Al noreste de la red se calcula un movimiento de cizalla del mismo tipo que en las regiones NO y SE. Sin embargo, puesto que la posición y el desplazamiento de los puntos PI y PT están mal constreñidos por las mediciones, la confianza en este resultado es menor que para el resto de la red.

Estimamos el movimiento entre Baja California y Sonora a partir del promedio de los desplazamientos relativos de los puntos (LA, AS y EB) y (PI, PT y SN) paralelos a la dirección  $N135^{\circ}$ ; este cálculo da un valor de  $32 \pm 12$  cm o sea  $8 \pm 3$  cm/año entre 1982 y 1986. Si no se toman en cuenta los puntos PI y PT en Sonora, el resultado es  $24 \pm 7$  cm o sea  $6 \pm 2$  cm/año. Estas estimaciones son consistentes con la velocidad relativa de las placas Pacífica y Norteamericana en la región del Golfo de California (Larson *et al.*, 1968; Reichle *et al.*, 1976; Ness *et al.*, 1985; DeMets *et al.*, 1986). Sin embargo, las diferencias entre los valores obtenidos muestran que es difícil estimar movimientos tectónicos globales a partir de mediciones limitadas en tiempo y espacio.

Las deformaciones observadas en el Canal de Ballenas muestran que el bloqueo detectado antes del temblor del 8 de julio de 1975 no se restableció desde entonces. Parece que los movimientos se hacen ahora de manera asísmica, ya que no se localizó ningún evento importante a través de las redes sísmicas mundiales.

La falta de deformación significativa en el Canal de Sal-si-puedes es coherente con la observación de un hueco sísmico desde 1955 que se extiende en unos 240 km entre el sur del Canal de Ballenas y la cuenca de Guaymas (Reichle *et al.*, 1976). Una

consecuencia del bloqueo de esta estructura tectónica es una dilatación entre los puntos EB y AS, lo que puede indicar un desacoplamiento con la falla del Canal de Ballenas, de la que sería separada por un pequeño centro de expansión colocado en la cuenca de Sal-si-puedes (figura 1).

Las deformaciones observadas en la parte oriental de la red presentan amplitudes inesperadas que apoyan la hipótesis de la actividad de las fallas Norte y Sur-Tiburón. Una interpretación sería considerar esta actividad como consecuencia del bloqueo episódico del sistema principal de fallas transformantes.

Por lo pronto es difícil interpretar las deformaciones observadas en términos de mecánica de la litosfera. Los temblores localizados en las regiones afectadas por las deformaciones son demasiado pequeños ( $M_s < 5.6$ ) para explicar los desplazamientos calculados. Aun en el caso del temblor del Canal de Ballenas y tomando en cuenta las incertidumbres en este cálculo, el deslizamiento de 12 cm calculado a partir del momento sísmico por Munguía *et al.* (1977) es equivalente a sólo unos pocos años de desplazamiento relativo entre AG y LA/AS con la velocidad de  $4 \pm 1$  cm/año que estimamos. Es de suponer que ocurren otros mecanismos de deformación, por ejemplo, deslizamientos asísmicos en fallas principales y/o secundarias, o deformaciones elásticas.

Con levantamientos periódicos de esta red, estudios de micro-sismicidad y mediciones geodésicas en otras partes del Golfo, se llegará probablemente a comprender mejor las deformaciones observadas y se podrán estudiar sus variaciones espaciales y temporales.

## CONCLUSIONES

Usando un procedimiento de operación y un tratamiento de datos adaptados, se obtuvo una buena precisión en dos levantamientos de la red del Golfo de California, para mediciones de distancias largas con taquímetros electrónicos. Sin embargo, parece difícil mejorar mucho la precisión de las mediciones realizadas con esta técnica. Para los próximos levantamientos de esta red, se contemplará el uso de taquímetros con dos láseres o de métodos de geodesia espacial, con los que se podría extender más fácilmente la red en Sonora y Baja California. Además, estas técnicas proveerán un control de la altura de los puntos y de sus variaciones.

A partir de las mediciones realizadas en marzo de 1982 y 1986 se obtuvo una primera estimación de las deformaciones que se producen en esta parte de la frontera entre las placas Pacífica y Norteamericana. Se evidenciaron importantes movimientos de cizalla lateral derechos en el Canal de Ballenas, donde pasa el sistema principal de fallas transformantes, así como en la parte oriental de la red, lo que puede indicar la actividad de fallas secundarias. Por el contrario, las fallas transformantes que pasan en el Canal de Sal-si-puedes y al oeste de la Isla de San Esteban parecen bloqueadas, lo que concuerda con un hueco de actividad sísmica observado hasta la Cuenca de Guaymas. Un sismo importante podría llenar este hueco en el futuro; en este caso, sería, por supuesto, muy interesante volver a hacer un levantamiento de la red geodésica. Con futuros levantamientos de esta red usando nuevas técnicas, se obtendrá una mejor precisión en la estimación de las deformaciones y se podrá estudiar la evolución temporal de los movimientos en relación con la sismicidad. Sería importante también extender la red hacia el continente y la península para determinar la extensión de la zona afectada por las deformaciones y obtener una mejor estimación del movimiento relativo de las placas en esta región.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo resulta de la colaboración y del apoyo de muchas instituciones mexicanas y francesas: Instituto de Geología de la UNAM, DGGTENAL, CICESE, CFE, Universidad de Sonora, INSU, IPG, IGN, ORSTOM, Centre Scientifique Français de México. Uno de los autores (J. P.) recibía el apoyo de la Calouste Gulbenkian Foundation. Agradecemos a C. J. Ayala, E. Castillo, B. Colletta, J. L. Guichard, V. Navarro, T. Valdez y G. Verrier por su participación en el trabajo de campo; a la tripulación del helicóptero proporcionado por la CFE en 1982, dirigida por el Cap. S. Martínez, y a las tripulaciones de los helicópteros de la DGGTENAL, en 1986, dirigidas por el Cap. R. Carrasco y los Cap. R. Varela y A. Brito. La colaboración del personal de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM en Hermosillo y de A. Reséndiz en Bahía de Los Angeles fue importante para la realización de este trabajo. Contribución IPG 1012.

#### BIBLIOGRAFIA

ANGELIER, J., B. COLLETTA, J. CHOROWICZ, L. ORTLIEB and C. RANGIN, 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *J. Struct. Geol.*, 3, 347-357.

- ATWATER, T. and P. MOLNAR, 1973. Relative motion of the Pacific and North-American plates deduced from sea floor spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans. *In: Proc. Conference Tectonics Problems of the San Andreas fault system.* R. L. Kovach and A. Nun (eds.), Stanford Univ., 136-148.
- BISCHOFF, J. and T. HENYEY, 1974. Tectonic elements of the central part of the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. Am.* 85, 1893-1904.
- BRUNE, J., C. LOMNITZ, C. ALLEN, F. MOOSER, F. LEHNER and A. REYES, 1976. A permanent seismograph array around the Gulf of California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 969-978.
- COLLETTA, B., 1981. Réseaux de fractures et dérive de la Basse Californie par rapport au continent nord-américain. *C. R. Acad. Sc.*, 292, 1141-1144.
- COLLETTA, B., J. ANGELIER, J. CHOROWICZ, L. ORTLIEB and C. RANGIN, 1981. Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse Californie (Mexique). *C. R. Acad. Sc.*, 292, 1043-1048.
- DARBY, D., 1982. The analysis of variance of an underdetermined geodetic displacement problem. *Geophys. Res. Lett.*, 9, 641-644.
- DEMETS, C., R. G. GORDON, S. STEIN, D. ARGUS and D. WOODS, 1986. Pacific North American spreading rate in the Gulf of California. *EOS*, 67, 905.
- DIXON, T. H., P. M. GOLOMBEK and C. L. THORNTON, 1985. Constraints on Pacific plate kinematics and dynamics with Global Positioning System measurements. *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23, 491-501.
- GOFF, J. A., E. A. BERGMAN and S. C. SOLOMON, 1988. Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, (in press).
- HENYEY, T. and J. BISCHOFF, 1973. Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 315-330.
- KASSER, M., J. L. GUICHARD, J. ANGELIER, F. CASTELLANOS, B. COLLETTA, J. GUERRERO, P. LESAGE, T. MONTANO, L. ORTLIEB, J. L. RODRÍGUEZ and J. ROLDAN, 1984. Establishment of a geodetic network across the central Gulf of California. *In: Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium.* Inst. Geol., UNAM, México.
- KASSER, M., J. C. RUEGG, P. LESAGE, L. ORTLIEB, J. PAGARETE, N. DUCH, J. GUERRERO and J. ROLDAN, 1987. Geodetic measurements of plate motions across the central Gulf of California. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 5-8.
- KUKKAMAKI, T. J., 1938. Über die nivellitische Refraktion. *Publications of the Finnish Geodetic Institute, Helsinki*, 25.

- LARSON, R. L., H. W. MENARD and S. M. SMITH, 1968. The Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting. *Science*, 161, 781-784.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1978. Present day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1985. Self consistent modeling of western U. S. deformation. *EOS*, 66, 849.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1987. Vector constraints on western U.S. deformation from space geodesy, neotectonics and plate motions. *J. Geophys. Res.*, 92, 4798-4804.
- MOLNAR, P., 1973. Fault plane solutions and direction of motion in the Gulf of California and Rivera fracture zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1651.
- MOORE, D., 1973. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1883-1906.
- MUNGUIA, L., M. REICHLER, A. REYES, R. SIMONS and J. BRUNE, 1977. After-shocks of the 8 July, 1975 Canal de Las Ballenas, Gulf of California, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 4, 507-509.
- NESS, G. E., M. W. LYLE and A. T. LONGSETH, 1985. Revised Pacific, North America, Rivera and Cocos relative motion poles: implications for the strike-slip motion along the trans-mexican volcanic belt. *EOS Trans. AGU*, 66, 849-850.
- ORTLIEB, L., J. ANGELIER, B. COLLETTA, M. KASSER, P. LESAGE and J. C. RUEGG, 1988. Geodetic and tectonic analysis along an active plate boundary: The Central Gulf of California (en preparación).
- PAGARETE, J., M. KASSER and J. C. RUEGG, 1988. Evaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique; Utilisation de la méthode de Monte-Carlo. *Bull. Géodésique* (enviado).
- PRESCOTT, W. H., 1981. The determination of displacement fields from geodetic data along a strike-slip fault. *J. Geophys. Res.*, 86, 6067-6072.
- REICHLER, M. S., G. F. SHARMAN and J. N. BRUNE, 1976. Sonobuoy and tele-seismic study of Gulf of California transform fault earthquake sequences. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1623-1641.
- REICHLER, M. S. and I. REID, 1977. Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 159-171.
- RUEGG, J. C., J. C. LEPINE, A. TARANTOLA and M. KASSER, 1979. Geodetic measurements of rifting associated with a sismo-volcanic crisis in Afar. *Geophys. Res. Lett.*, 6, 817-820.

- RUSNAK, G. A., R. L. FISHER and F. P. SHEPARD, 1964. Bathymetry and faults of Gulf of California. *In: Marine Geology of the Gulf of California. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 3*, 59-75.
- SANCHEZ, Z. O., G. E. NESS, R. W. COUCH and J. P. DAUPHIN, 1985. Present-day faulting and major structural blocks of the northern Gulf of California, *EOS Trans. AGU*, 66, 844.
- SYKES, L., 1968. Seismological evidences for transform faults, sea floor spreading and continental drift. *In: History of the Earth's crust, NASA Symposium, R. A. Phinney Ed., Princeton Univ. Press*, 120-150.
- THATCHER, W. and J. N. BRUNE, 1971. Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 473-489.
- TRALLI, D. M., T. H. DIXON, L. L. SKRUMEDA, S. A. STEPHENS, C. VEGOS, J. M. DAVIDSON, P. DAUPHIN and F. SUAREZ V., 1987. GPS baselines across the Gulf of California. *EOS Trans. AGU*, 68, 283.
- VACQUIER, V. and R. E. WHITEMAN, 1973. Measurements of fault displacement by optical parallax. *J. Geophys. Res.*, 78, 858-865.
- WELDON, R. and H. HUMPHREYS, 1986. A kinematic model of Southern California. *Tectonics*, 5, 33-48.