

CONSIDERACIONES SOBRE TERREMOTOS Y ZONAS SISMICAS.

Jon de Cortina

I. Terremotos conceptos generales

Desde el comienzo de la civilización, existen registros y narraciones de sacudidas violentas de la tierra que han destruido ciudades y pueblos. Uno de los registros más antiguos es el que se conserva en unas tablillas de greda encontradas en las excavaciones hechas en el asiento de la ciudad bíblica de Nínive, en Mesopotamia. En el informe mandado al rey se narran los daños sufridos por la ciudad de Nínive como consecuencia de las fuertes sacudidas de la tierra en aquella localidad.

En la apreciación popular se llama terremoto, o sismo en general, a cualquier sacudida más o menos violenta de la tierra. Esta apreciación prescinde de la naturaleza de su origen, de la localización, de la magnitud y sólo se fija en las consecuencias sentidas y apreciadas externamente.

Para poder comprender más exactamente qué es un terremoto y cuál es su origen hay que tener en cuenta que, en el proceso de crecimiento de los continentes, se almacenan grandes cantidades de energía en el interior de la tierra. En este proceso continuo de expansión, crecimiento y mutación de los continentes, se dan cambios en la superficie de la tierra. Los terremotos son consecuencia de algunos de estos cambios. Se puede decir que un terremoto es un fenómeno de vibraciones fuertes que ocurre en el subsuelo debido a la liberación de una gran cantidad de energía en un período de tiempo muy corto. También se podría definir un terremoto como la ruptura súbita del equilibrio elástico de una región del interior de la tierra y las vibraciones elásticas que ella produce y que se propagan en todas direcciones. Esta ruptura súbita del equilibrio elástico es

consecuencia de un almacenamiento de energía de deformación elástica, que produce o bien una especie de rotura frágil de un estrato rocoso del interior de la tierra o un deslizamiento repentino entre dos capas después de haber vencido la fuerza de rozamiento entre ellas.

La cantidad de energía liberada en un terremoto de magnitud 8 (no se han registrado terremotos de magnitud mayor que 8.8) es del orden de 5×10^{25} ergios que es aproximadamente la milésima parte de la energía total liberada por la tierra en su superficie en forma de calor durante un año. Para tener una idea de lo que esta energía implica, basta recordar que la energía disipada por la bomba atómica que destruyó la ciudad de Hiroshima, fue del orden de 10^{20} ergios. Esto supone que la energía liberada en un terremoto de magnitud 8 es aproximadamente 500.000 veces mayor que la bomba de Hiroshima o que equivale a 500.000 bombas atómicas iguales a la de Hiroshima. El lugar en el que ocurre el terremoto se llama hipocentro o foco. La proyección del foco desde el centro de la tierra sobre la superficie se llama epicentro. En los terremotos pequeños, las dimensiones del foco pueden despreciarse y se supone que el foco está concentrado en un punto. Se sabe, sin embargo que, en los grandes terremotos, las fracturas pueden tener longitudes de hasta 1000 kilómetros. Independientemente de su tamaño, se llama epicentro al punto en el que comienza la fractura y desde el que se propagan las primeras ondas elásticas.

La distancia entre el epicentro y la estación de observación de las ondas producidas permite clasifi-

car a los terremotos en locales y telesismos, según que esta distancia sea menor o mayor que 1000 km. respectivamente.

Como el hipocentro puede estar situado a diferentes profundidades, el parámetro "h" o distancia del foco o hipocentro a la superficie de la tierra es, también, un factor de clasificación sísmica. De acuerdo a esta distancia "h", los sismos pueden dividirse en superficiales, si la distancia h está comprendida entre 0 y 60 km. ($0 \leq h \leq 60$ km), intermedios, si la distancia "h" está comprendida entre 60 y 300 km. ($60 \leq h \leq 300$ km.) y profundos, si la distancia "h" está comprendida entre los 300 y 700 km. ($300 \leq h \leq 700$ km.). Se considera que el límite máximo de la profundidad del hipocentro es 700 km. Este hecho es explicable, dado que a profundidades superiores a los 700 km., la tierra no tiene suficiente rigidez para producir una relajación súbita de esfuerzo y consecuentemente una liberación de energía detectable en su superficie.

Los terremotos se producen en muchas regiones de la tierra, pero hay dos zonas particularmente expuestas y afectadas por los movimientos sísmicos. La primera es una franja que corre en dirección Este-Oeste y atraviesa el Norte de la India, Pakistán, Afganistán, Irán, Irak, Turquía, Grecia, Yugoslavia e Italia. La segunda es un estrecho cinturón que rodea el Océano Pacífico y es donde se producen el 80 o/o de los terremotos que ocurren. Esta zona incluye la costa occidental de América del Sur, América Central y México, las Costas de California y Alaska, Península de Kamchatka, Islas Kuriles y Aleutianas, Japón y la Costa Oriental de Nueva Zelanda. Se dan también terremotos de efectos destructores en la región Meridional y Oriental de la Unión Soviética, así como en ciertas regiones de China.

Un parámetro importante en el estudio de los terremotos, es el que se usa para determinar su tamaño. Se definen para este efecto dos conceptos, a menudo confundidos, que conviene diferenciar claramente. Estos conceptos son intensidad y magnitud.

Se llama intensidad de un terremoto en un punto de la superficie de la tierra a la fuerza con que se sienten las sacudidas sísmicas en ese punto. El cálculo de la intensidad de un terremoto, resulta problemático. Dada la no homogeneidad de la tierra, para calcular la intensidad de un sismo sería necesario instalar un gran número de acelerómetros en cada punto de la tierra para obtener así datos exactos sobre las aceleraciones en ese punto. Para obviar esta dificultad, el cálculo de la intensidad de un sismo se hace a partir del daño que éste produce en las edifi-

caiones, daño que es una expresión de las aceleraciones. Rossi-Forel, en 1883, establece la primera de estas escalas con una gradación de 1-10.

En 1902 G. Mercalli corrige la escala de Rossi-Forel y establece 12 grados. En 1931 H.O. Wood y F. Neuman introducen ligeros cambios en la escala de Mercalli y crean la escala modificada de Mercalli. Los distintos grados se identifican con los números romanos I-XII. Cada grado lleva una descripción de los daños que produce. La medida de la intensidad en esta escala se basa en la apreciación de una serie de fenómenos y resulta por tanto aproximada. La relación entre I (grados de intensidad del sismo) y la aceleración del suelo viene dada en forma aproximada por la fórmula:

$$\log a = \frac{I}{3} - \frac{1}{2}$$

donde "a" es la aceleración buscada.

Como resultaba difícil el obtener con exactitud una medida de la intensidad de un sismo, debido a que estaba sometida a apreciaciones subjetivas, se buscó una forma más objetiva de indicar el daño causado por un terremoto. Se creó, para este efecto, una escala de magnitud que indicase, de algún modo, la energía disipada en el foco de un terremoto, energía que se transmite transformada en ondas elásticas. Este indicador se basaba en que la energía transmitida por una onda elástica es proporcional al cuadrado de su amplitud. La energía total (energía liberada) es la suma de la energía transmitida más la energía disipada en el foco:

$$E_t = E_s + E_r$$

donde:

E_t es la energía total.
 E_s es la energía transmitida:
 E_r es la energía disipada.

La magnitud se definió originalmente como una medida de la energía transmitida E_s y viene dada por la expresión:

$$M = \log A - \log A_0$$

donde:

A es la amplitud máxima registrada y A_0 es una constante para cada distancia. Aunque no existe un acuerdo total en la forma de medir la magnitud de un sismo se admiten dos escalas de magnitud basadas la primera en amplitudes de ondas internas y la segunda en ondas superficiales.

Para un cálculo de la magnitud a partir de ondas internas, se usa la expresión:

$$m = \log \left(\frac{A}{T} \right) + G(\Delta)$$

donde:

A, es la medida de la amplitud reducida al movimiento del suelo en micrones de la onda P, en la componente vertical del sismograma de período corto, T es el período de la onda medida, G(Δ) es una función de calibración que depende de la distancia.

La magnitud a partir de las ondas superficiales viene dada por:

$$M_s = \log \left(\frac{A}{T} \right) - 1.66 \log \Delta - 3.3.$$

En la que A es la amplitud en la onda del suelo en micrones de la onda superficial de mayor amplitud en la componente vertical de sismógrafos de período largo, T es el período y Δ es la distancia epicentral en grados.

La relación entre m y M_s viene dada por:

$$m = 2.5 + 0.63 M_s$$

La magnitud de un sismo y la energía disipada por él en forma de ondas elásticas están relacionadas por la expresión:

$$\log E = 5.8 + 2.4 m$$

En la que E es la energía en ergios m es la magnitud calculada a partir de las ondas internas.

Las estadísticas sobre terremotos en el mundo demuestran que existe una relación inversa entre magnitud y frecuencia. Sin embargo cada año se producen en todo el mundo del orden de 1500 terremotos con magnitudes superiores a 5.5—límite inferior de consecuencias fatales— con una distribución que, de acuerdo a datos estadísticos, oscila entre: 1400 terremotos con magnitudes comprendidas entre 5 y 6; 160 con magnitudes entre 6 y 7; 18 con magnitudes entre 7 y 8 y sólo dos que sobrepasan el límite superior de 8. Como referencia es bueno recordar que el terremoto de Managua fue de magnitud 6.2 y el de Guatemala de magnitud 7.5.



II. Algunos terremotos importantes

Resultaría muy difícil hacer una enumeración completa de los terremotos más importantes, ya que habría que establecer con anterioridad la norma que se va a usar para calificar como importante a un terremoto. Sin embargo se pueden enumerar algunos de los terremotos que, por consenso universal, se consideran como muy importantes.

Uno de los primeros terremotos sobre el que existen datos y descripciones detalladas de su magnitud y sus efectos, es el que asoló a la ciudad de Lisboa el 10. de Noviembre de 1775. La magnitud de este sismo es una de las mayores que se han registrado (se calcula que fue de 8.7) y sus efectos sobre la ciudad de Lisboa fueron devastadores. Unas 20.000 casas quedaron totalmente destruidas y se calcula que el número de muertos fue de 50.000. El maremoto que siguió al sismo, con olas en el puerto de hasta 30 mts. de altura, contribuyó a la catástrofe. Los efectos de este terremoto se sintieron en muchos lugares de Europa y Africa. La ciudad de Fez, en el norte de Africa y las ciudades de Sevilla y Cádiz en España, sufrieron daños considerables. Se sintió el terremoto con fuerza en las Islas Británicas y en el Norte de Alemania. Se calcula que el epicentro estuvo situado en el Océano Atlántico, a unos 100 km. al Oeste de Lisboa.

El 12 de Junio de 1897, tuvo lugar otro gran terremoto en la Zona Norte del Golfo de Bengala y que se conoce por el nombre de Terremoto de Assam. Se calcula que la magnitud de este terremoto fue de 8.7. La destrucción causada por este sismo cubrió un área de 350.000 km² (aproximadamente una superficie 16.5 veces mayor que la de El Salvador) y en un área de 25.000 Km² el suelo quedó fuertemente deformado. Se alteraron los cursos de los ríos y a lo largo de diversas fracturas se produjeron desplazamientos hasta de 2 mt.

El terremoto de San Francisco, el 18 de Abril de 1906, de magnitud 8.3, tuvo como característica más importante el desplazamiento horizontal producido a lo largo de la falla de San Andreas. El deslizamiento se puede observar a lo largo de una distancia de unos 300 km. El bloque al Oeste de la falla se movió hacia el Norte y los desplazamientos relativos fueron, en algunos lugares, de 5 mt.

El 16 de Diciembre de 1920 China sufrió uno de los terremotos más grandes que se conocen en términos de extensión, ya que una región de casi un millón de km² (47.17 veces mayor que la superficie de El Salvador) en las provincias de Kansu y Chansi fue totalmente asolada. El número de víctimas se ha calculado que fue de 100.000, la mayor parte de ellas enterradas en los valles profundos del Huang-Ho y sus afluentes, sepultadas por los corrientes de tierra que produjo el terremoto. Un número de víctimas igual al del terremoto de China produjo el terremoto de Kwanto, Japón, el 10. de Septiembre de 1923. En este sismo se produjeron, en la costa, desplazamientos verticales de hasta 2 mt.

El 21 de Marzo de 1960 el Sur de Chile sufre una serie de terremotos, el mayor de magnitud 7.5 que culminó, al día siguiente, con uno de magnitud 8.4. Durante dos días se registraron 5 terremotos de magnitud superior a 7.0 y la actividad sísmica continuó por más de un año. El área cubierta por los sismos forma un cuadrilátero de 1000 km. de largo y 350 km. de ancho.

El terremoto de Alaska de 1964 es otro ejemplo digno de mención, ya que la zona sacudida con intensidad destructiva fue de 400,000 km² (18.87 veces la superficie de El Salvador). Los sismógrafos de todo el mundo registraron las ondas sísmicas radiadas hacia la periferia. Los pueblos de las tierras costeras se vieron afectados por una gigantesca ola sísmica, que, unida al movimiento de la tierra, produjo daños valorados en 350 millones de dólares en una región muy poco poblada. En una zona de 400 km. de largo y 200 km. de ancho se produjeron levantamientos y hundimientos considerables, siendo el mayor el que ocurrió en la Isla de Montagua con un levantamiento de 8 mt.

En los años 70 cabe mencionar el terremoto del 19 de Mayo de 1970 en la Costa Peruana, que arrojó el trágico balance de 20.000 muertos, 50.000 desaparecidos y más de 500.000 familias sin hogar.

América Central, ha sufrido también durante los años 70 dos fuertes terremotos. El 23 de Diciembre de 1972 un terremoto de magnitud 6.2 destruyó la ciudad de Managua, Nicaragua y el 4 de Febrero de 1976, un sismo de magnitud 7.5 asoló la Repúbli-

ca de Guatemala, dejando este último más de 23,000 víctimas, 74,000 heridos y casi 1 millón de personas sin hogar.

Finalmente la ciudad industrial de Tangshan, a 150 km. al Sudeste de Pekin en China Continental, parece haber sufrido, en el mes de Julio de 1976, uno de los terremotos más grandes de la historia. El gobierno de China ha manifestado recientemente que el sismo "niveló" 200 millas cuadradas y que ha sido el terremoto más grande que ha habido en China desde 1556. En aquel año se dice que el número de víctimas fue de 830.000. Aunque las autoridades de China no han dado ningún número oficial, no han negado noticias extraoficiales que apuntan a 655.000 víctimas en este último terremoto.

III. Causas de los terremotos

No todos los terremotos son debidos a las mismas causas. De acuerdo a su origen, los terremotos se pueden clasificar en volcánicos y tectónicos. Los terremotos volcánicos son, por lo general, de pequeña intensidad y pueden ser de dos tipos principales. El primero es el debido a la explosión de los gases arrojados durante las erupciones, explosiones que se producen bien en la chimenea del volcán o en el cráter del mismo. El segundo, caracterizado por ser de pequeña profundidad, está asociado a procesos volcánicos o movimientos magmáticos aún en períodos de inactividad de los volcanes. Los incrementos en la frecuencia de estos pequeños sismos, unidos a un ascenso en la posición del foco, son indicativos de una posible inminente erupción del volcán. Este tipo de estudios permite tomar medidas preventivas que impidan posibles catástrofes ulteriores.

Los conceptos más aceptados hoy día, con relación a los terremotos de origen tectónico, son los basados en las teorías de deformación progresiva de la corteza terrestre que ha dado origen a la formación de continentes y montañas.

Para explicar las teorías sobre terremotos de origen tectónico, conviene hablar brevemente de la estructura de la tierra, su formación y composición así como sobre las teorías de migración de los continentes.

1. Estructura de la tierra

La tierra es un cuerpo esférico de 6400 km. de radio. Existen diversas teorías sobre la formación de la tierra. Una de ellas dice que la tierra comenzó como un cuerpo caliente que está en proceso de enfriamiento y consecuentemente de contracción. La primera capa que se enfría es la corteza, que queda co-

mo una capa rígida. El proceso de enfriamiento, que aún continúa, hace que exista un cambio de volumen que causa presiones en la corteza y da origen a fallas invertidas.

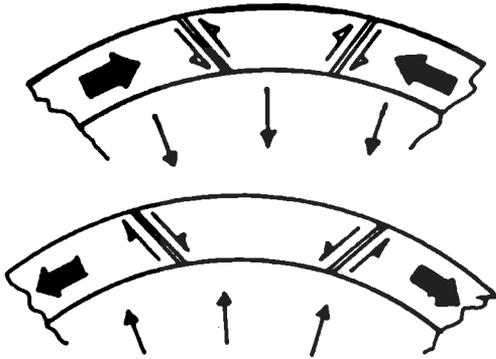


Fig. 1.- Teorías de formación de la tierra.

Una segunda teoría, opuesta a la anterior, habla de un proceso de expansión de la tierra, ya que ésta comenzó con un núcleo frío que va calentándose y consecuentemente aumentando de volumen. La corteza rígida se acomoda a este proceso de expansión por medio de fallas normales.

Cualquiera de estas dos teorías parece hoy inaceptable, ya que favorecen las fallas verticales, pero no tienen cabida en ellas las fallas de movimiento horizontal. Además se requieren cambios de volumen de la tierra que no son compatibles con los materiales que se sabe que la componen.

La estructura interna de la tierra se ha deducido comparando las vibraciones que se recogen en diferentes puntos de su superficie en el instante en que se produce un terremoto.

En el foco de un terremoto se producen dos tipos de ondas: las ondas primarias, conocidas como ondas P y las ondas secundarias, más lentas que las ondas P, que se conocen con el nombre de ondas S. Las ondas P son ondas de compresión cuyo movimiento y transmisión de energía está en la misma dirección del rayo, mientras que las ondas S —ondas de cizalla— se mueven y transmiten su energía en planos normales al rayo. Las ondas P se transmiten a través de sólidos y líquidos, mientras que las ondas S necesitan un medio rígido, capaz de soportar esfuerzos cortantes, es decir, materiales que puedan deformarse o doblarse.

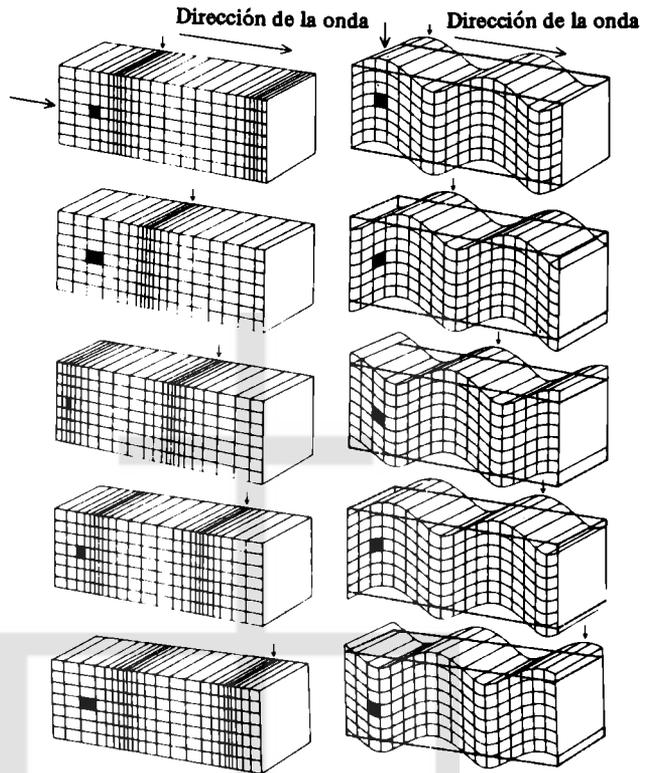


Fig. 2. Ondas sísmicas.

Si la tierra estuviese formada por un material con propiedades uniformes, las ondas de un sismo seguirían, en su propagación, líneas rectas y cada tipo de onda tendría una velocidad constante. Conociendo el tiempo que la onda tarda en llegar desde el foco hasta una de las estaciones de registro, situada a una distancia determinada del foco, se podría calcular la velocidad de la onda. Sin embargo, los resultados obtenidos y registrados en muchos terremotos prueban que las ondas viajan, en el interior de la tierra, a una velocidad mayor que la que se podría predecir de sus velocidades de propagación conocidas en capas de rocas superficiales. De estos resultados concluyen los sismólogos que la velocidad de propagación de las ondas de un sismo aumenta progresivamente con la profundidad.

Se sabe también que las ondas sísmicas, dentro del interior de la tierra, están sujetas a fenómenos de reflexión y refracción. El fenómeno de refracción hace que las ondas sigan caminos cóncavos, con la concavidad abierta hacia la superficie de la tierra. El fenómeno de reflexión ocurre en aquellos lugares en los que las ondas encuentran en su camino capas formadas por materiales de distintas propiedades. Este fenómeno se da en las fronteras de las diversas zonas que componen el interior de la tierra.

Los estudios hechos en base a los datos de ondas sísmicas, muestran que la tierra está formada

por tres capas concéntricas de diferentes naturaleza. Además se ha encontrado que, a ciertas profundidades dentro del interior de la tierra, se dan reflexiones, refracciones y cambios de velocidad en las ondas P y S. Los límites de estas zonas, definidos básicamente por las reflexiones y cambios de velocidad de las ondas sísmicas, reciben el nombre de discontinuidades.

Existen dos discontinuidades mayores que dividen al interior de la tierra en tres zonas claramente diferenciadas. La primera es la discontinuidad de Mohorovičić o simplemente Moho; está situada aproximadamente a 35 km. de profundidad y separa la corteza del manto.

La segunda es la discontinuidad de Guttenberg Wiechert, situada a una profundidad aproximada de 3000 km., separa el manto del núcleo. El volumen de cada una de las zonas del interior de la tierra, dado en forma porcentual, es 1.5 o/o para la corteza o capa externa, 82.3 o/o para el manto o capa intermedia y 16.2 o/o para el núcleo o zona interna.

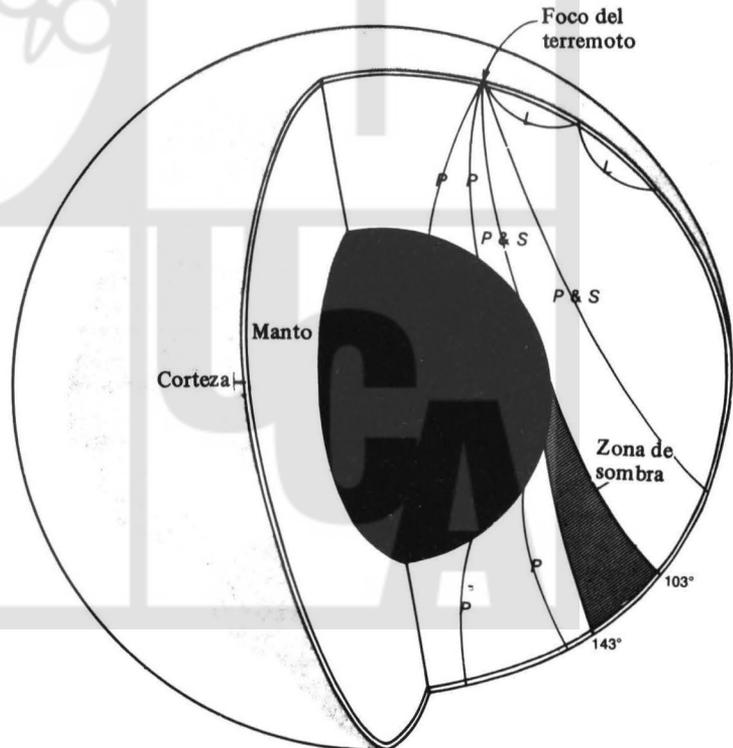
2. EL NUCLEO

La teoría de la existencia del núcleo se debe a Oldham que, en 1906, mostró claramente su existencia mediante evidencias sismológicas.

La prueba de la existencia del núcleo y su tamaño se basa en la zona de sombra que existe entre los 103° y 143° (11000 a 16000 km.), ya que entre estas dos distancias no se observa la onda P, onda que vuelve a aparecer con grandes amplitudes a partir de los 143° . La zona de sombra tiene aproximadamente 4300 km. de ancho. A partir de los 103° , la onda S no vuelve a aparecer, hecho que lleva a concluir que el material del núcleo no es lo suficientemente rígido como para que se transmitan las ondas S en su interior.

El hecho de que la velocidad de las ondas P disminuya en el núcleo hasta valores de aproximadamente 8 km/h y desaparezcan las ondas S, que sólo se transmiten en medios rígidos, hace pensar que la parte superior del núcleo es líquida. Existe también una discontinuidad dentro del núcleo a una profundidad de aproximadamente 5100 km., en la que las ondas P vuelven a aumentar de velocidad, indicando que el centro del núcleo es sólido. La parte líquida del núcleo se supone que es una mezcla fundida de níquel y hierro. El núcleo interno, de acuerdo a todas las evidencias existentes, es sólido. Su composición está sujeta a estudio, discusión e investigación. Se calcula que la densidad es de 13 gramos por centímetro cúbico y la presión sobrepasa valores de 215.000 kg/cm².

Fig. 3.- Constitución Interna de la tierra y Fenómenos de Reflexión y Refracción de ondas sísmicas.



3. EL MANTO DE LA TIERRA

El manto de la tierra es una concha sólida formada por rocas ígneas que separan la corteza del núcleo metálico fundido. Su longitud radial constituye la casi totalidad del radio de la tierra. Su volumen y masa son aproximadamente el 85 o/o y el 67 o/o del volumen y masa total de la tierra. Es, pues, comprensible que, para entender la estructura y comportamiento dinámico de la tierra, es necesario tener un buen conocimiento del manto.

Esta zona está compuesta por minerales silíceos, ricos en magnesio y hierro, con una composición media que corresponde a la de la peridotita. En su parte superior, en aproximadamente 150 km., se cree que las rocas están parcialmente fundidas. Esta primera parte del manto es una zona de baja velocidad de las ondas sísmicas.

Los límites del manto son la discontinuidad de Mohorovičić y la de Gutenberg -Wiechert. En

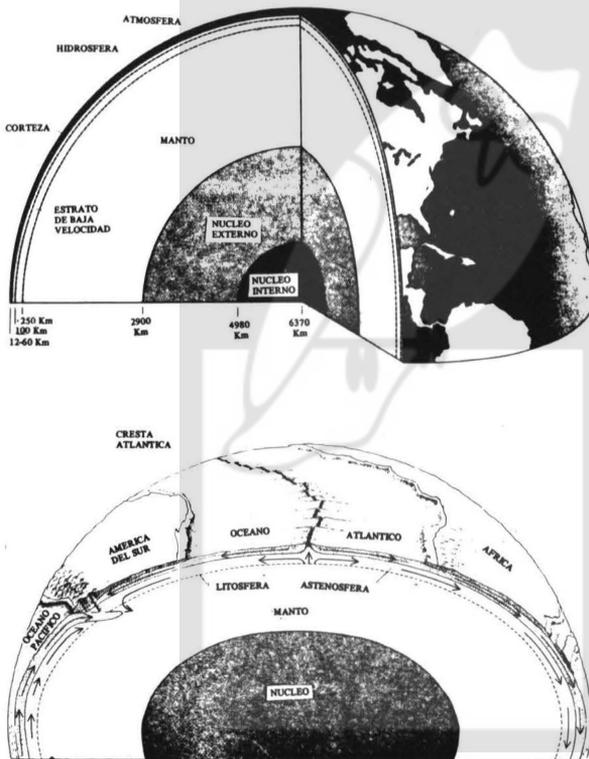


Fig. 4.- Configuración interna de la tierra y distancias entre las diversas capas.

las proximidades de la discontinuidad de Moho se da un aumento súbito de las velocidades de las ondas sísmicas.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas P en el manto es de aproximadamente 8 km/seg. Se pueden notar dentro del manto pequeños cambios en la velocidad de las ondas P. Estos cambios de velocidad de las ondas dentro del manto hacen pensar en tres zonas: manto superior, medio e inferior. El manto superior es una capa de un espesor de aproximadamente 50 km., en la que las ondas se transmiten a alta velocidad. En el manto medio o zona media del manto, las ondas se transmiten a baja velocidad. El espesor de esta zona es de aproximadamente 250 km. Finalmente la tercera zona o manto inferior, tiene un espesor de aproximadamente 2500 km.

En el siguiente cuadro y en las figuras 4 y 5 se muestran esquemáticamente algunas características del interior de la tierra:

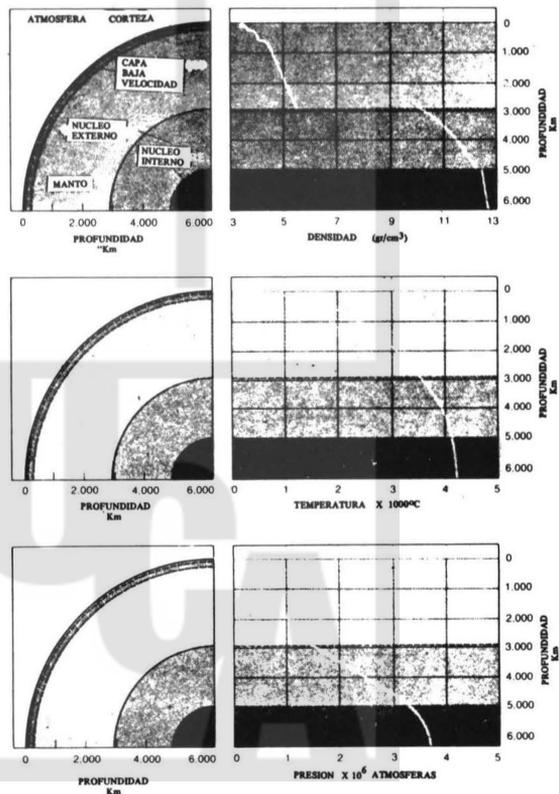


Fig. 5.- Propiedades físicas de las capas del interior de la tierra.

| Capa | Espesor Km | Profundidad Km | Volumen o/o | Velocidad Onda P | Ondas Sísmicas Km/Seg. Onda S | Densidad g / cm ³ |
|----------------|------------|-----------------------------------|-------------------------------------|------------------|-------------------------------|------------------------------|
| Corteza | 32 | 33 | 1.5 | 5.8 - 7.6 | 3.2 - 4.3 | 2.8 (med |
| | | | Discontinuidad de Mohorovičić | | | |
| | | | | 7.9 - 8.2 | 4.3 - 4.6 | 3.3 - 3.4 |
| Manto | 2848 | | 82.3 | 13.6 | 7.3 | 5.5 - 5.8 |
| | | Frontera Núcleo 2898 | Discontinuidad Gutenberg - Wiechert | | | |
| | | | | 8.1 | --- | 9.4 - 10 |
| Núcleo Externo | 2208 | | 15.4 | 10.4 | --- | 10 - 11 |
| | | | | | | 12 (?) |
| | | Frontera núcleo externo - interno | | | | |
| Núcleo Interno | 1243 | 6371 | 0.8 | 11.1 | --- | 13.3 - 13.7 |
| | | | | 11.3 | | |

(Tabla tomada de Geology, The Science of a Changing Earth, Ira S. Allison, Robert F. Black and others, Mc Grawth II)

Los datos que aparecen en la tabla anterior, son el resultado de un estudio hecho en 1969 por medio de computadoras. El estudio generó 5 millones de modelos de la constitución del interior de la tierra, de las velocidades de las ondas sísmicas y densidad de la tierra. Seis de los cinco millones de modelos encajaban y eran consistentes con datos conocidos y solamente tres eran posibles.

4. La corteza terrestre

La capa externa que rodea la tierra recibe el nombre de corteza y su límite inferior es la llamada discontinuidad de Mohorovicic, descubierta en 1910. Sismológicamente se pueden distinguir dentro de la corteza terrestre tres capas: la sedimentaria, la granítica y la basáltica, que están definidas por las velocidades de las ondas P y S. Desde un punto de vista mecánico -resistencia del material que forma la corteza terrestre- se pueden distinguir dos zonas: la litosfera o capa superior con una tenacidad media de 10⁹ dinas/cm² y la astenosfera o capa inferior que, debido a su resistencia menor, permite la relajación de pequeños esfuerzos en forma de flujo plástico o viscoso.

La corteza terrestre varía entre las zonas continental y oceánica, siendo la oceánica más delgada, más homogénea y carente de la capa granítica. El espesor de la corteza terrestre no es uniforme y la superficie de discontinuidad entre corteza y manto tiene una topografía más o menos acentuada, siendo necesario notar que, en zonas montañosas, la discontinuidad de Mohorovičić puede estar situada a profundidades superiores a los 60 km. (fenómenos asociados con las llamadas raíces de las montañas).

La determinación de velocidades y espesores de la corteza terrestre se hace por medio de los perfiles sísmicos, donde las ondas sísmicas producidas por explosiones se detectan en diversos puntos y distancias, obteniéndose datos que permiten determinar las velocidades de las ondas sísmicas y las profundidades de las diversas capas que forman la corteza de la tierra.

IV. Tectónica de Placas

1. Teoría de traslación de los continentes

El explorador alemán Alfred Wegener creyó encontrar, en 1912, una teoría que pudiese dar razón de hechos tan aparentemente absurdos como la presencia de arrecifes de coral de agua caliente en las costas de Groenlandia, o que en las montañas de la Antártica más próximas del Polo Sur se hayan encontrado fósiles de árboles de gran tamaño, que hace presumir que este continente, hoy día bajo nieve y hielo, estuvo cubierto de bosques hace millones de años.

La tesis de Wegener fue la primera que presentaba una teoría general de separación progresiva de los continentes. Con anterioridad, E. Suess propuso que América del Sur, Africa, Australia y la India, habían formado originalmente un sólo continente, al que bautizó con el nombre de Gondwanaland.

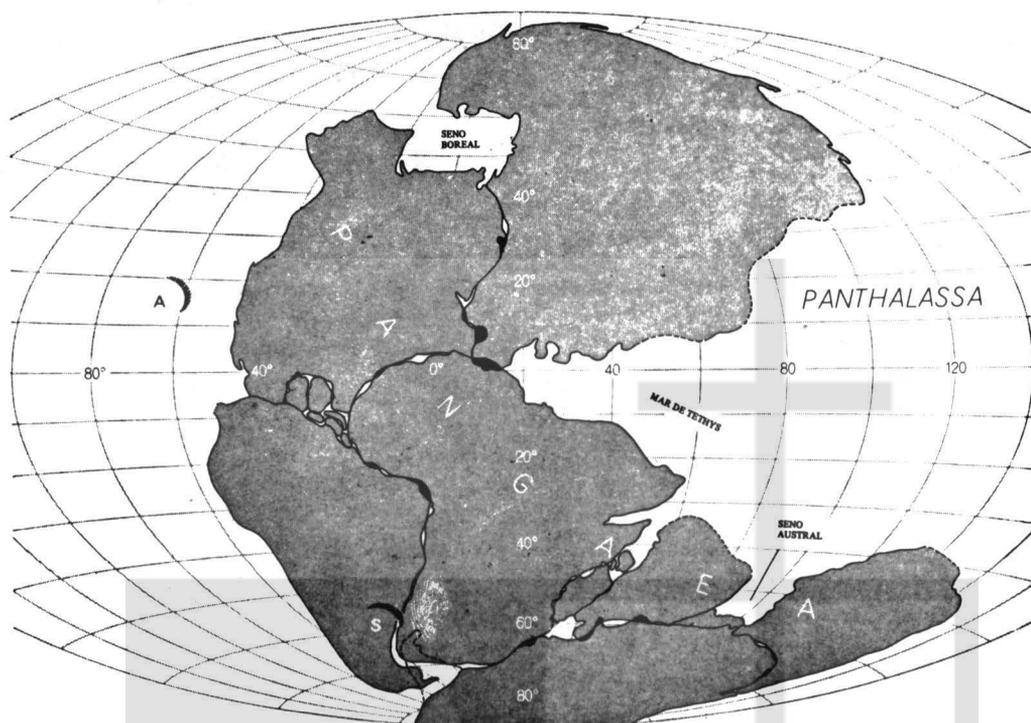


Fig. 6.- Posición General de los continentes antes de su separación.

Wegener encontró que podía ensamblar todos los continentes, como piezas de un puzzle, hasta formar un supercontinente que él llamó Pangaea. Hace aproximadamente 200 millones de años, a partir del Mesozoico, en un primer proceso de rompimiento de Pangaea, debido a movimientos laterales de la corteza terrestre, se separaron Antártica, Australia, India y Africa. Posteriormente Africa y América del Sur se dividieron, hasta formar en su separación y alejamiento posterior el Océano Atlántico.

La primera reacción ante estas hipótesis fue de alguna manera semejante a la que provocó la teoría de Galileo Galilei. El cúmulo de evidencia que se ha encontrado desde 1912 indica, sin embargo, que los continentes sí se separaron. El modelo de separación y cambio encontrado y propuesto por los científicos modernos es mucho más grandioso que el propuesto por Wegener. A Wegener le resultó difícil encontrar un mecanismo que explicase el desplazamiento de los continentes. Es cierto que la idea de bloques del llamado Sial flotando sobre el Sima era sugerente, pero no resistía un análisis mecánico de la viscosidad del manto para producir traslaciones de miles de ki-

lómetros. De forma semejante la fuerza de rotación de la tierra es incapaz de separar los continentes como quiso en algún momento probarlo la teoría de Wegener.

Hoy día parece claro que virtualmente toda el área de los océanos se ha formado durante los 200 últimos millones de años por un ensanchamiento del fondo marino, debido a las corrientes de convección del manto. Como confirmación de esta separación progresiva de los continentes se tienen las variaciones en el magnetismo terrestre que ha cambiado su polaridad repetidas veces en épocas pasadas. Las alineaciones magnéticas de los minerales cristalizados en el fondo del mar sirven como huellas de la posición de los continentes, marcando sus ubicaciones consecutivas antes de llegar al lugar en el que actualmente se encuentran. Así por ejemplo se prueba que, con una tasa de movimiento lenta pero constante, América del Sur ha necesitado 200 millones de años para separarse de Africa y ocupar su posición actual. De igual manera parece que Australia necesitó 40 millones de años para separarse de la Antártica y ocupar el lugar que hoy tiene.

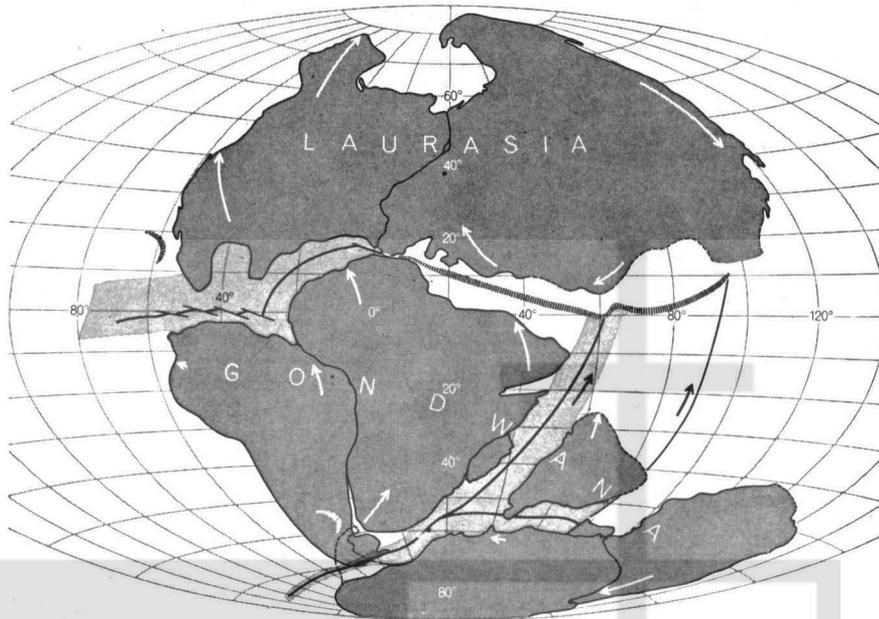


Fig. 7.- Posición de los Continentes después de 20 millones de años

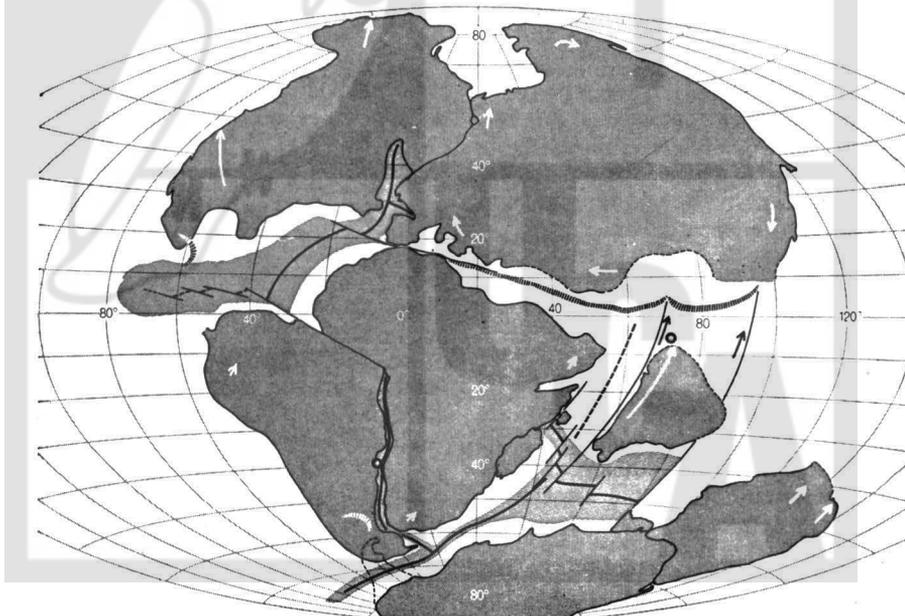


Fig. 7 bis.- Posición de los Continentes después de 65 millones de años

Las diferentes figuras muestran los diversos estados por los que se cree ha pasado la tierra en el continuo migrar de los continentes. La fig. (6) muestra como posiblemente se encontraba Pangaea hace 200 millones de años. Panthalassa correspondería al actual Pacífico, mientras que el actual Mediterráneo serían los restos del mar de Tethys.

La figura (7) muestra la posición de los continentes al final del período Triásico después de 20 millones de años de separarse. Las flechas claras indican movimiento de los continentes mientras que las oscuras indican zonas de deslizamiento a lo largo de las placas.

La figura (8) muestra la posición de los continentes al final del período Jurásico, hace 135 millones de años. Los continentes habían estado alejándose progresivamente durante 65 millones de años. Se calcula que fue durante esta época cuando comenzaron a separarse Africa y América del Sur.

A finales del período Cretáceo Africa y América del Sur se habían separado lo suficiente como para haber formado un gran mar entre ambos continentes que hoy llamamos el Atlántico Sur. La distancia entre ambos continentes era, en esa época, de 3000 km. Se puede calcular que en esta época existió en el Pacífico una gran zanja o trinchera que consumió gran parte de las dos placas que llevaban a América del Norte y a América del Sur.

Finalmente las figuras (9) y (10) muestran los continentes en su posición actual y la que, extrapolando, tendrán los continentes dentro de 50 millones de años.

Se puede concluir que las dos Américas se han movido más de 800 km. hacia el Oeste-Noroeste. Africa posiblemente ha girado más de 20° en sentido contrario al movimiento de las agujas del reloj. El viaje más fascinante lo realizó India, ya que por moverse en una placa ideal, de forma rectangular, se ha movido desde la Antártica, en el Polo Sur, ha cruzado el Ecuador y se ha fijado en su posición actual.

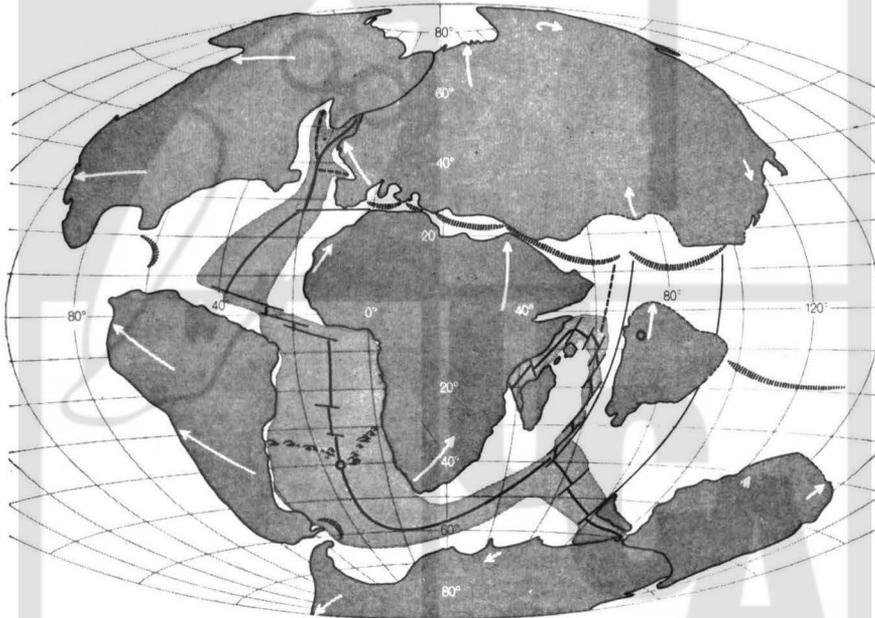


Fig. 8.- Posición de los Continentes después de 135 millones de años.

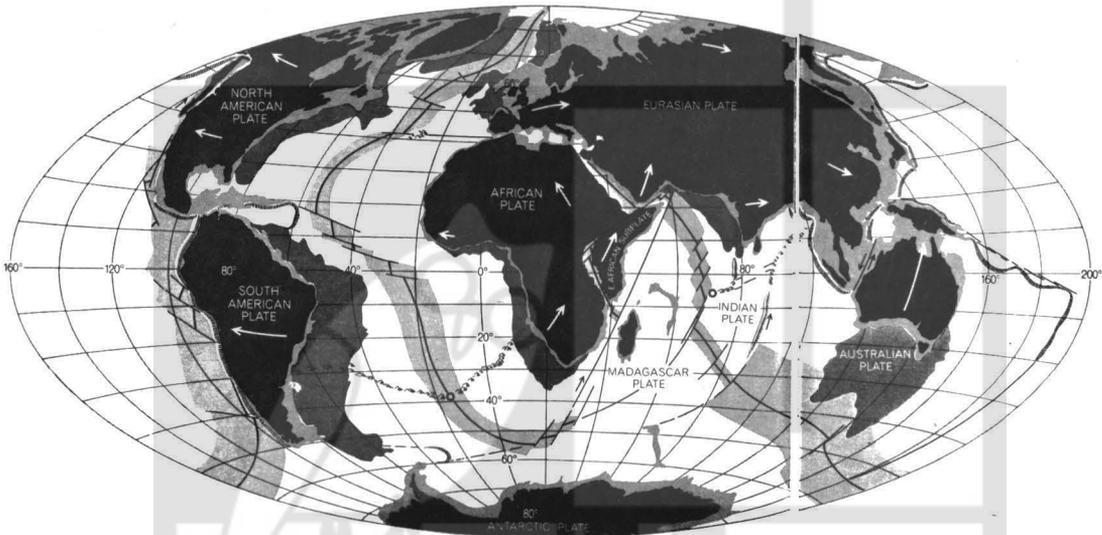
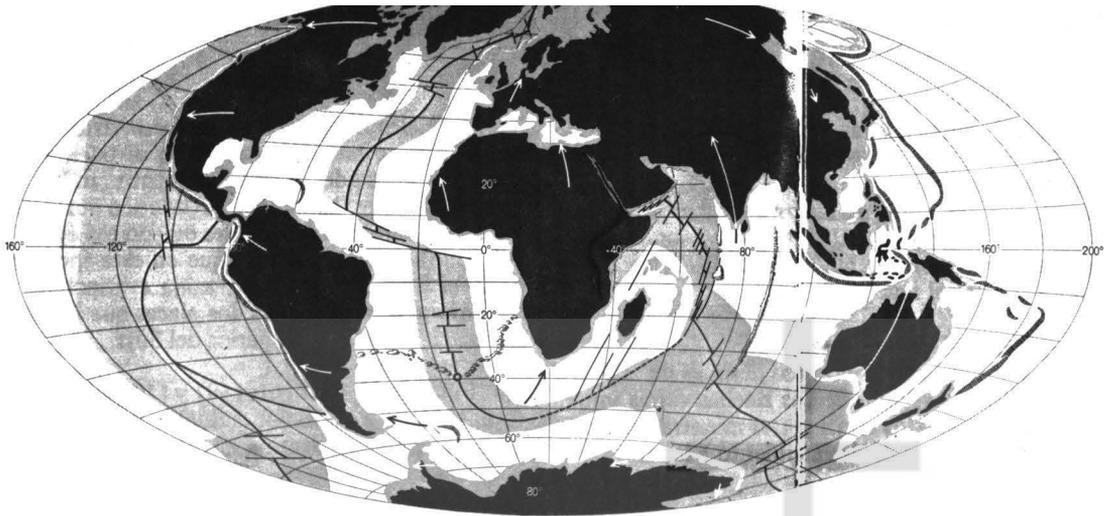


Fig. 9.- Posición actual de los Continentes.

Fig. 10.- Posición de los Continentes dentro de 50 millones de años.

2. Corriente de convección en el manto

Normalmente se ha considerado a la tierra como un todo estático, constante, formada por capas concéntricas de mayor o menor espesor, con propiedades mecánicas distintas en sus diferentes capas. Sin embargo la realidad de la tierra es muy distinta. La teoría de la tectónica de placas modifica completamente la imagen estática de la tierra y presenta una imagen dinámica, con un manto móvil, con placas de litosfera de aproximadamente 100 km. de espesor moviéndose sobre la astenosfera.

Se ha llamado litosfera a la capa superior de la tierra que incluye la corteza y la parte superior del manto, hasta un espesor de aproximadamente 100

km., es decir, todo el material por encima de la capa de baja velocidad de las ondas sísmicas. Se diferencia de la astenosfera, o capa inmediatamente inferior, en que la litosfera, por ser superficial, es una capa más fría y por consiguiente más rígida que la astenosfera. Esta, con su condición de fusión parcial, hace posible el deslizamiento de la capa superior más rígida.

Las corrientes de convección son un fenómeno típico de los fluidos y muchos geólogos y geofísicos se niegan a aceptar —o al menos lo consideran de alta improbabilidad— el que puedan darse corrientes de convección en el manto sólido de la tierra. Teorías contrarias a las de estos grupos de geólogos y geofísicos dicen que las propiedades mecánicas

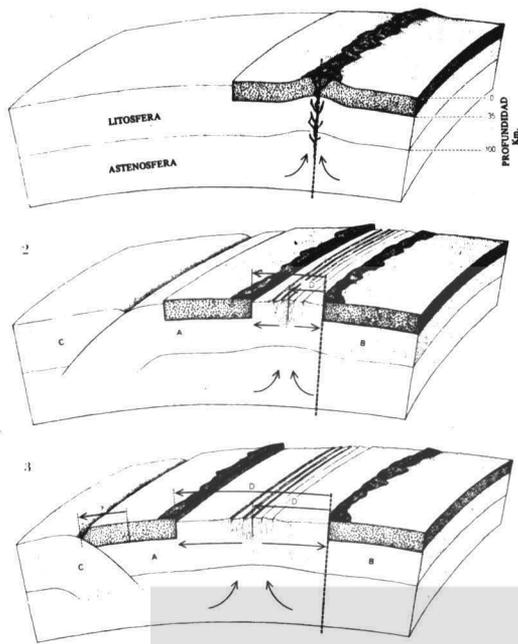


Fig. 11.- Teoría de la tectónica de placas, donde se muestran las corrientes de convección.

típicas de resistencia, rigidez y viscosidad de los sólidos no se aplican a los materiales que integran el manto de la tierra, ya que dadas las altas temperaturas y presiones del manto, existe un fenómeno de fluencia semejante al que ocurre con los materiales elásticos.

Un mecanismo adecuado que contribuye a explicar los movimientos verticales, de distinto signo, al mismo tiempo que movimientos translacionales (en sentido horizontal) de los continentes son las corrientes de convección en el manto. Los nombres asociados con esta teoría son los de A.L. Hales, C. L. Pekeris y F.A. Vening Meinesz. Dicen en su teoría que las corrientes de convección en el manto son producidas por la diferencia térmica entre el núcleo y la corteza. En 1960 Harry Hess, del departamento de Geología de la Universidad de Princeton, propuso una teoría de la tierra en expansión gradual y de separación continua de los continentes basándose en corrientes de convección en el manto.

Harry Hess, Maurice Ewing y otros mantienen que el sistema de cordillera y simas que atraviesan el Atlántico tiene su origen en las corrientes de convección en el manto de la tierra. Mediciones del calor liberado a lo largo de esta hilera de montañas y de grietas indican que la cantidad de calor que se libera en el interior de la tierra tiene un flujo mucho más alto a lo largo de las grietas atlánticas que en el fondo marino o en los continentes.

De acuerdo a estos datos, Hess formuló su teoría en la que sostiene que rocas calientes y semidretidas (en estado viscoso) del manto suben, por corrientes de convección, hasta quedar bajo las fisuras y grietas a lo largo de las cordilleras oceánicas. Debido a las grandes presiones, el material en estado viscoso, impulsado por el movimiento vertical de las corrientes de convección, es forzado a llenar las grietas y hendiduras.

La separación de los continentes se debe a los movimientos horizontales de las corrientes de convección. Este movimiento aporta un material ligero en la parte inferior de los continentes y lo absorbe bajo los océanos o en los bordes de las placas.

Esta teoría no considera para nada los datos paleomagnéticos que indican que, en los últimos millones de años, la tierra ha cambiado su polaridad magnética al menos 16 veces, debido a —según opinión de los estudiosos del tema— cambios en el núcleo líquido de la tierra. Este cambio en la polaridad magnética de la tierra indica cambios en la posición relativa de los continentes.

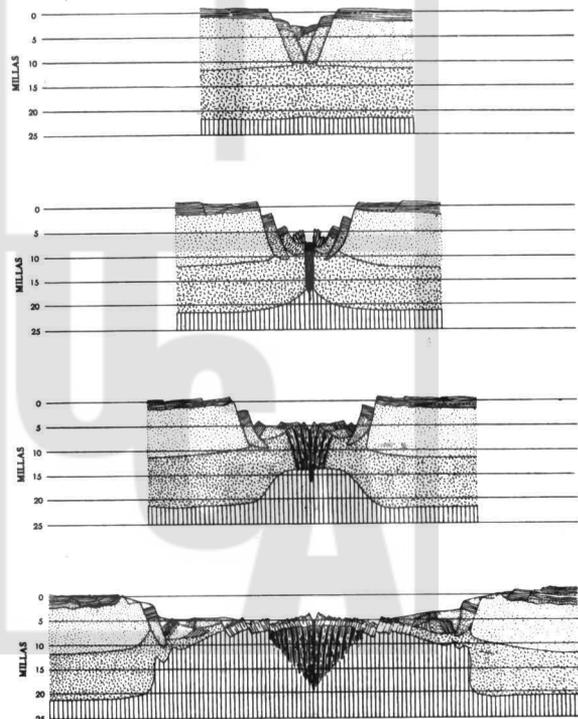


Fig. 12.- Evolución del fondo del mar.

La evidencia del paleomagnetismo y los datos obtenidos de los mecanismos de los terremotos han permitido generalizar la teoría de convección en el manto y las hipótesis de traslación de los continentes se ha convertido en teorías aceptadas por los científicos modernos.

Los continentes comienzan a separarse por la aparición de fracturas y la creación de las zonas de cordilleras oceánicas en donde el manto se transforma en corteza. La aportación de este material empuja a los bloques continentales a una velocidad que se ha calculado varía entre 3 y 5 cm. al año.

Al crearse nueva corteza oceánica, siendo la tierra de superficie prácticamente constante, tienen que existir zonas en las que se consume de alguna manera la corteza producida. Esto sucede en las estructuras de arcos de isla, en los que la corteza oceánica se hunde en el manto por debajo del bloque continental contra el que choca. Los bloques continentales, por otra parte, debido a su menor densidad, no pueden hundirse en el manto. Así cuando los bloques continentales chocan, se produce una serie compleja de fracturas y plegamientos que originan movimientos orogénicos.

La superficie de la tierra, de acuerdo a teorías modernas, está recubierta por una serie de placas de diferentes tamaños que se mueven unas con respecto a las otras. Toda la actividad geológica correspondiente a terremotos y volcanes tiene lugar en los límites o fronteras de estas placas.

IV. Zonas sísmicas y clasificación de los terremotos

La mayor parte de los terremotos ocurre en franjas estrechas de tierra que forman un cinturón continuo que generalmente rodea una región menos activa sísmicamente. De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas, los terremotos únicamente suceden en la litosfera. Se ha visto que hay terremotos cuyo foco está a profundidades muy superiores al espesor de la litosfera. Es pues necesario concluir que los terremotos profundos pertenecen a zonas en las que la litosfera se hunde en el manto.

Los terremotos están localizados en los límites de las placas tectónicas. Mientras los bordes de las placas son sísmicamente activos, las placas mismas son sísmicamente estables. Para una clasificación de los terremotos será necesario fijarse en los tipos de bordes de las placas para poder deducir de ellas las características de los posibles sismos.

De acuerdo a lo mencionado se pueden distinguir 4 zonas sísmicas que engloban 3 posibles tipos de terremotos, dependiendo de las condiciones de borde más fundamentales de las placas. Estas son:

- a) Zonas de cordilleras oceánicas;
- b) Zonas de fracturas;
- c) Zonas de placas buzantes.

La primera zona, a lo largo de las crestas de cordilleras oceánicas donde se produce nueva corteza terrestre, es una zona de actividad volcánica en la que, debido a que la nueva corteza es naturalmente delgada, los focos de los terremotos son poco profundos ($0 \leq h \leq 70$ km).

Por ser una zona de creación de nueva corteza debido a corrientes de convección, la dirección predominante de esfuerzos es de tracción. Estos esfuerzos de tracción producen un estiramiento de la corteza que conlleva el que se produzcan fallas normales con movimiento vertical.

Una segunda zona sísmica es la que se caracteriza por terremotos poco profundos en una región en la que no existe actividad volcánica. Como ejemplo característico puede citarse la costa de California. Este tipo de terremoto puede clasificarse como terremoto de una zona de fractura, correspondiendo a deslizamientos horizontales relativos entre dos placas.

Una tercera zona sísmica se extiende desde Burma al Mediterráneo. Se caracteriza esta zona por extenderse a lo largo de grandes formaciones montañosas. En esta región no existen límites muy definidos y los terremotos son, generalmente, superficiales e intermedios. En las proximidades del Mediterráneo se han registrado sin embargo algunos terremotos profundos. Estos terremotos pueden clasificarse prácticamente en el mismo apartado anterior —deslizamientos horizontales relativos entre dos placas. Su diferencia con los deslizamientos de placas del grupo anterior es que la frontera suele tener un considerable componente vertical de movimientos con deslizamientos de un bloque bajo el otro.

Finalmente la cuarta zona es la que se extiende a lo largo del cinturón que rodea el Pacífico y en general en la zona de placas buzantes, es decir, bajo las estructuras de arcos de islas. Las placas que se comportan como guías de los esfuerzos se comprimen hasta que debido a este proceso, al aumentar su densidad, comienzan a hundirse en el manto. Al inicio del proceso, mientras la placa no se hunde en el manto, los esfuerzos principales y predominantes son de compresión. Una vez iniciado el hundimiento, la diferencia de densidad entre la placa y el mate-

rial que la rodea ejerce un efecto de succión, con lo que los esfuerzos principales y predominantes son de tracción.

A medida que la placa se va hundiendo, al llegar a profundidades de aproximadamente 700 km. el material que compone la astenosfera tiene una densidad mayor que la de la placa que se hunde. Esta diferencia de densidades produce una disminución de la velocidad de hundimiento y finalmente la placa se detiene con lo que el material de la placa se comprime.

Esta zona está íntimamente ligada a zonas de simas profundas, zanjas oceánicas y sistemas volcánicos. Se dan sismos superficiales intermedios y profundos. El sistema de epicentros de los sismos de esta zona define una estructura geológica que se hunde en la tierra, apartándose al hacer lode las zanjas o zonas de hundimiento. Estas partes inclinadas de la litósfera sirven como base a cadenas de volcanes activos y tienen por lo general una compleja variedad de formas. Lo expuesto aparece representado en la figura 13.

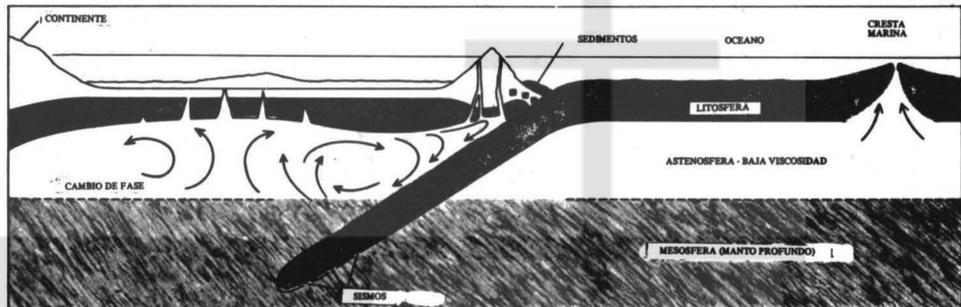


Fig. 13.- Formación y destrucción de litosfera.

La fig. 14 muestra algunas de las placas con sus movimientos más característicos. Como punto de interés conviene mencionar que América Central está situada en la confluencia de 3 placas. Propiamente la placa Nazca afecta principalmente a Ecuador, Perú y Chile y sólo en una pequeña parte a América Central. Sin embargo la placa de Coco a lo

largo de la Costa del Pacífico del Istmo Centroamericano y la placa del Caribe, en la costa Atlántica de América Central, rodean al Istmo Centroamericano y lo someten a fenómenos sísmicos. Es claro que, sísmicamente hablando, toda la región centroamericana es muy activa, pudiéndose dar terremotos superficiales, intermedios y profundos.

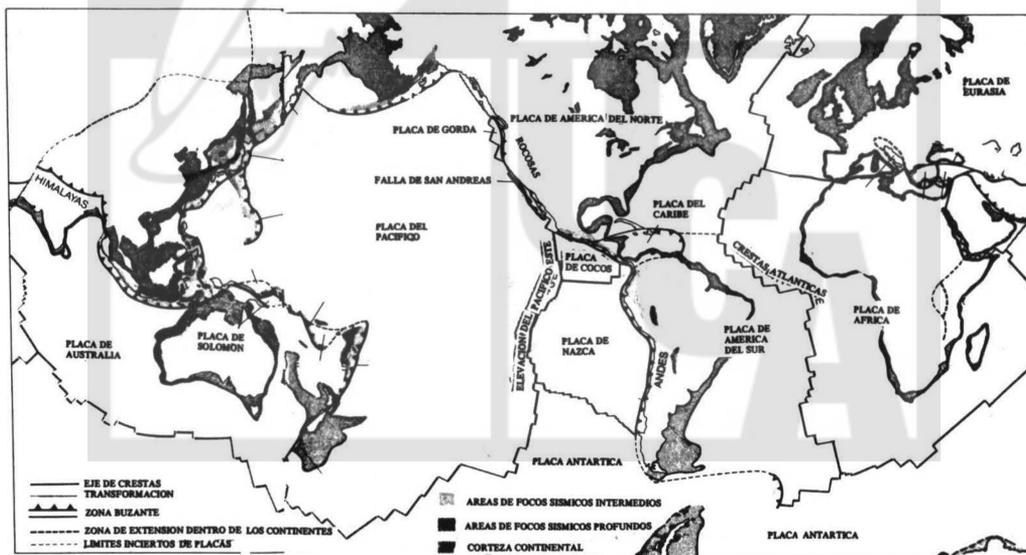


Fig. 14.- Algunas placas y movimientos más característicos. (Scientific American, Mayo, 1972, p. 56-57).

Los dos mapas presentados están tomados de "World Seismicity Maps Compiled from ESSA, CGS epicentro data 1961-1967" BSSA 59.

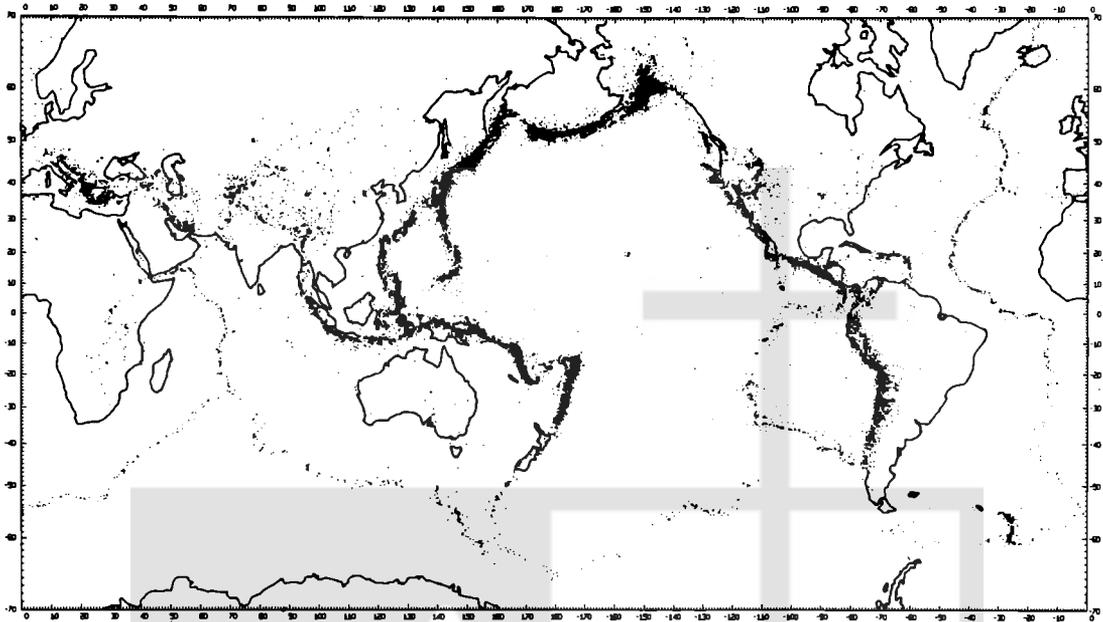


Fig. 15.- Mapa mostrando la sismicidad de la Tierra, focos entre 0 y 100 kilómetros.

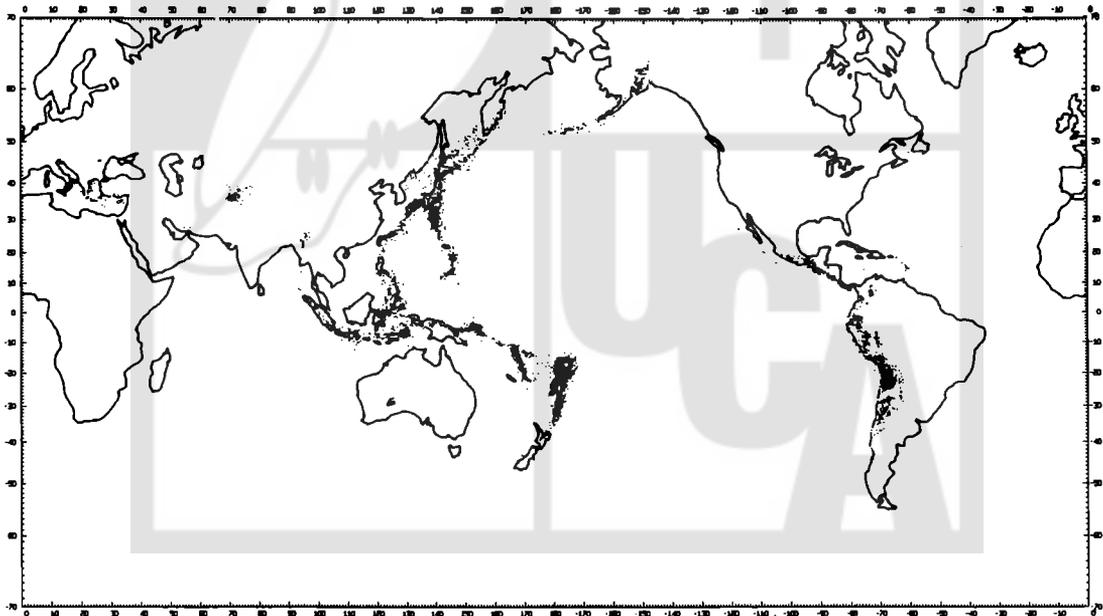


Fig. 16.- Focos entre 100 y 700 kilómetros.

El primero de estos mapas representa los terremotos de profundidad menor de 100 km. La distribución que se nota delimita las zonas sísmicas. Fijándose solamente en el Pacífico, se puede apreciar como zonas más activas la zona de cordilleras oceánicas y las estructuras de arcos de islas, en las que los arcos más salientes son Alaska –Islas Kodiak, Aleutianas, Península de Kamchatka –Islas Kuriles, Japón, Marianas, Salomón, Nueva Hebridas, Fiji, Filipinas, Islas Adamán. Tienen también estructuras de arcos de islas las costas de América Central, Perú y Chile.

Los terremotos más profundos así como los de mayor magnitud ocurren en estas estructuras tectónicas.

La figura (17) muestra epicentros de terremotos con magnitud mayor que 8 ocurridos en el intervalo 1896–1987.

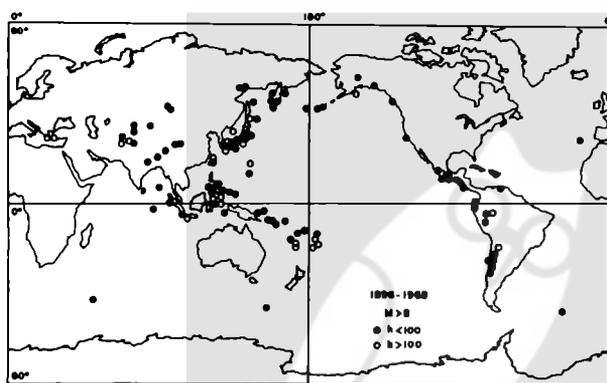


Fig. 17.- Terremotos de magnitud mayor de 8.6 grados, entre 1896-1968.

V. Consideraciones finales:

Hay un total de al menos 45 países que están expuestos a movimientos sísmicos. De este total, hay países densamente poblados o con poblaciones muy grandes como La India, China y la Unión Soviética. Países muy pequeños como Guatemala, Nueva Zelanda y El Salvador. Países muy industrializados, como Estados Unidos y Japón y países en vías de desarrollo como Bolivia, Guatemala y Birmania.

Algunos de estos países han adoptado medidas expeditivas para reducir a un mínimo el peligro y sobre todo las consecuencias de los terremotos. Otros comienzan a comprender que están expuestos a los peligros de los terremotos. Finalmente existen países que aún no han enfrentado el hecho de que pueden y deben tomar medidas serias y concretas para protegerse de los sismos.

La agudización del problema sísmico no se debe a un aumento en el número de los terremotos, sino al aumento de la población con las consecuencias que este aumento implica. La población se concentra en núcleos urbanos cada vez más numerosos y populosos. Existe una expansión necesaria y requerida de instalaciones habitacionales, industriales y comerciales, con lo que aumenta la concentración de personas y bienes materiales sujetos a los estragos de los sismos.

Se está trabajando con muy diversos métodos y de muy diferentes maneras en la predicción de terremotos. Los Estados Unidos y Japón, Rusia y China Continental llevan una serie de años investigando este tema con resultados medianamente aceptables hasta el momento. Aunque existe un gran optimismo entre algunos de los científicos, no se da ninguna garantía de éxito. La predicción de terremotos tiene un futuro incierto. Sin embargo, se pueden crear programas extensos que reduzcan la vulnerabilidad que presentan nuestras ciudades modernas a sismos destructivos. Algunos de estos programas, que además, incluyen progreso en otras áreas, serían por ejemplo, fomentar la ingeniería sísmica, análisis de riesgo sísmico, regulaciones específicas en el uso de tierras para programas habitacionales y de desarrollo industrial, regulaciones en la construcción, estudio de materiales específicos en construcción, y finalmente, en zonas sísmicas, el tener planificadas y preparadas posibles soluciones para momentos de desastres.

La ingeniería sísmica tiene como objeto el diseño y cálculo eficiente y económico de estructuras que deban soportar las sacudidas de un terremoto. Se incluye en este campo la remodelación y cambio necesarios en las estructuras existentes de modo que se mejore su comportamiento anti-sísmico. No solamente habría que estudiar y examinar individualmente grupos habitacionales, viviendas individuales, centros comerciales e industriales, presas, puentes, hospitales etc., sino que hay que tener en cuenta la interacción de todos los elementos enumerados y más que se podrían mencionar en este sistema que llamamos comunidad para establecer prioridades.

Otro punto del que se ocupa la ingeniería sísmica es de la interacción subsuelo-estructura. Experiencias recientes han mostrado que aunque un edificio pueda estar calculado para soportar las sacudidas de un sismo, la estructura ha caído debido a fallos en cimentaciones. Las sacudidas violentas de un sismo pueden hacer que el subsuelo, sobre el que descansa la cimentación, sufra alteraciones que produzcan asentamientos en los apoyos haciendo que la cimentación y el suelo pierdan su capacidad portante.

El tema interacción suelo-estructura, nos trae a un punto de capital importancia cual es la regulación de la edificación en cuanto a altura y en cuanto a posible construcción en una zona, es decir, a la definición de zonas sísmicas.

Algunas regiones están expuestas a la violencia de un sismo con más frecuencia que otras. En otras zonas, debido a un menor amortiguamiento de las ondas sísmicas, éstas pueden producir mayores sacudidas en el suelo. Puede ocurrir que el tipo de suelo propicie un fenómeno de resonancia y consecuentemente amplifique el movimiento de la tierra. Pueden existir zonas dadas a derrumbes o atravesadas por fallas activas y finalmente pueden darse zonas costeras sometidas al peligro de los tsunamis.

Las normas de construcción pueden variar de región a región y se puede decir como regla general que no es bueno adoptar, sin un estudio previo, normas sísmicas constructivas de otros países o lugares. Es necesario combinar todos los factores característicos de un lugar para hacer un estudio del riesgo sísmico que, una vez conocido y sobre todo cuanto mejor sea conocido, puede ayudar en una toma racional de decisiones, en análisis económicos, en planes de desarrollo etc., que van a redundar en beneficio del país. No es necesario esperar a ser golpeados por un sismo para comenzar estos estudios. Recordemos que los estudios de predicción de terremotos los iniciaron China y la Unión Soviética después de haber sido sacudidos y golpeados por grandes sismos.

Es difícil vender una medicina preventiva para una probable enfermedad futura, sobre todo si estamos aquejados de otras dolencias. Sin embargo, es muy importante que los países expuestos a sacudidas sísmicas tomen su medicina preventiva, tomen medidas para enfrentar el problema. Si se hacen grandes construcciones hay que calcularlas con una

resistencia adecuada. La tecnología que se pueda desarrollar en Centros de Investigación sólo servirá si se transfiere del laboratorio a los profesionales regulada estrictamente por los organismos con capacidad para aprobar o sancionar códigos de edificación. De lo contrario las consecuencias pudieran ser funestas.

Es necesario elaborar un código de construcción apropiado para el país y los materiales de construcción disponibles así como hacerlo cumplir en forma estricta. Es necesario estudiar la manera de establecer la frecuencia y la intensidad prevista de los temblores de tierra, instalar equipos de medida adecuados para los movimientos de gran intensidad. Es indispensable desarrollar y fomentar programas continuos de investigación en universidades y laboratorios gubernamentales. Una previsión adecuada puede proporcionar grandes réditos mientras que la falta de previsión puede ser desastrosa. Estamos construyendo ahora las ciudades del futuro. Las estructuras que ahora construimos sólo estarán a salvo si se usa la ingeniería adecuada. Como dice el viejo proverbio "Dios ayuda a quienes se ayudan a sí mismos".

- Allison, Ira S., Black, Robert F., y otros, *Geology The Science of a Changing Earth*, Mc Graw Hill, 1974.
- Bath, Marcus *Introduction to Seismology*, Birkhäuser Verlag, 1973, Basel and Stuttgart.
- Gass, I. G., Smith, R.J., Wilson, R.C.L., (Editores) *Understanding The Earth*, The Open University Press, Readings, 1971.
- Kertz, W. *Einführung in die Geophysics*, Bibliographisches Institut, Mannheim, 1969.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. Keys, P.A., *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 1976.
- Udias Vallina, Agustín, *Introducción a la Sismología y Estructura Interna de la Tierra*, Universidad de Madrid, 1971.