



Efectos del terremoto de Anchorage, Alaska, 1964 (foto Britannica)

**“Ferne Kunde bringt  
Dir der zitternde Fels  
- deute die Zeichen!”**

[“Lejanas noticias te traen las rocas  
temblorosas. ¡Interpreta las  
señales!”]

Emil Wiechert (1902)

## SISMOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA GEÓSFERA

Emil nació en 1861 en Tilsit (un poblado por entonces poco mayor que la actual Rada Tilly) en Prusia Oriental (territorio teutón durante siglos que criminalmente usurpó Rusia desde 1945 como *oblast*). Su padre murió siendo él pequeño (e hijo único) y entonces se mudó con su madre a unos 100 km de allí, a Königsberg (actual Kaliningrado), donde habría de hacer el colegio secundario y la carrera universitaria en física. (En dicha Casa estudiaron **David Hilbert**, **Gustav Kirchhoff**, **Arnold Sommerfeld**, **Immanuel Kant** y **Lorand Eötvös**, entre tantísimos otros grandes eruditos). Emil hizo investigaciones sobre rayos X y rayos catódicos, hasta que se interesó en la naciente sismología. En 1898 se mudó a trabajar a la Universidad de Göttingen y allí fundó el primer instituto de geofísica, creó la primera cátedra sobre la física de la Tierra y, obvio, fue el primer profe del mundo en agobiar alumnos con estos temas. Pero a algunos estudiantes les llegó a gustar y hasta devinieron eminencias, como **Karl Zoeppritz**, **Beno Gutenberg** y **Ludger Mintrop**, quienes a su vez habrían de agobiar a nuevas generaciones de infortunados alumnos...



Albertus-Universität Königsberg, arrasada en 1945 (postal)

Casado, sin hijos, **Emil Wiechert** hizo estudios sobre la propagación de las ondas sísmicas, manufacturó un sismógrafo mejorado –el primer aparato moderno había sido pergeñado en Japón pocos años antes–, promovió la instalación de una estación sismológica al otro lado del mundo (el archipiélago polinesio de Samoa), teorizó sobre la estructura en capas concéntricas y la presencia de un núcleo metálico en la Tierra, y fue el primero en comenzar a experimentar con pequeños sismos artificiales previendo posibles fines prospectivos. También tuvo inquietudes sobre física teórica básica y estuvo varias veces en contacto con **Max Planck**, **Albert Einstein** y otros investigadores prominentes.

Si de interpretar se trata –tal lo solicitado por Weichert– sabemos que en las antiguas culturas de todo el mundo los terremotos, como los volcanes y casi todos los fenómenos naturales, fueron atribuidos a causas divinas, por ejemplo la ira de algún dios-padre debido a la desobediencia de sus hijos pecadores. O podía tratarse de un ser mítico enterrado con vida que pataleaba cada tanto, como *Raumoko* en la cultura Maorí, el hijo de *Ranginui* (el Cielo) y *Papatuanuku* (la Tierra): es que *Ruaumoko* todavía era bebé de pecho cuando cayó al inframundo, pero al menos lo dejaron en el sector de calderas del edificio donde el magma lo mantenía calentito. O más cerca, en la tradición Mapuche, el zarandeo era provocado por la cólera de las serpientes *Trentren* y *Caicai* que respectivamente causaban terremotos y maremotos. O el caso de la cultura Incaica, donde la ira de *Pachakámaq*

(el creador de la Tierra) era causante del temblor de la *Pachamama*, la madre Tierra, que quizá temía violencia de género... Y en la antigua China muchos emperadores creían que los terremotos preanunciaban cambios de gobierno, por lo cual tuvieron buenos motivos para promover el desarrollo de un completo sistema de información sísmica (y encarcelar a todo sospechoso de instigar movimientos telúricos)... Allí en el 132 **Zhang Heng** inventó el primer sismoscopio (ilustración en página 299).

Causalmente más atinado, en la antigua Grecia, hacia el 550 a.C. **Anaxímenes de Mileto** propuso el derrumbe de cavernas profundas como causa de los sismos. Otros filósofos griegos propusieron la salida brusca de aire caliente como explicación alternativa, entre ellos **Aristóteles de Estagira** hacia el 340 a.C. Y muchas otras ideas naturales fueron propuestas por romanos, árabes, etc. Pero fue el gran geógrafo alemán **Alexander Von Humboldt**, que había experimentado el gran terremoto de Cumaná (Venezuela) de 1799 y otros en sus



Acrópolis de Atenas (foto Alexander Popkov)



Tiwanaku, Bolivia (foto Pavel Špindler)

larguísimos periplos por el mundo, quien pioneramente planteó asociar los fenómenos sísmicos con fallas tectónicas y con la actividad volcánica, que refirió en *Kosmos*, monumental obra que publicó ya anciano, 45 años más tarde. (Hoy ninguno puede demorar ni 4 años).

## ZARANDEO Y ZAPATEO

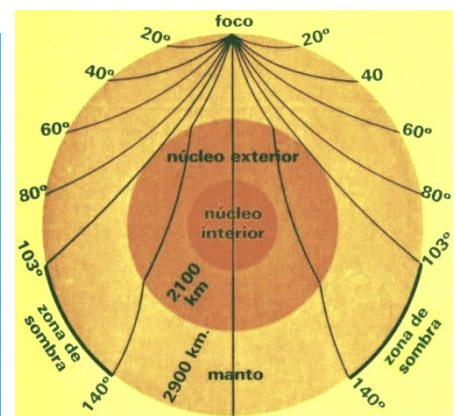
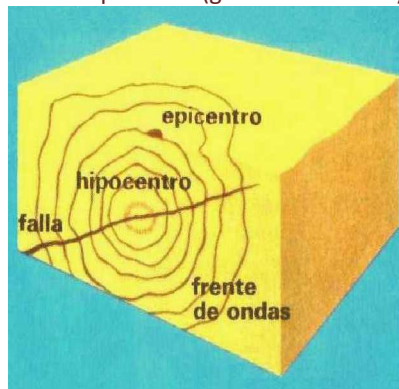
En un medio elástico la deformación desaparece cuando se le quita la fuerza que la produce. El hecho de que la Tierra se comporte como un medio elástico para la propagación de las ondas sísmicas fue observado por vez primera por el inglés **Williams Hopkins** en 1847. Esto sucede debido al rango de amplitudes y frecuencias involucrado, con altas velocidades y relativamente corta longitud de onda.

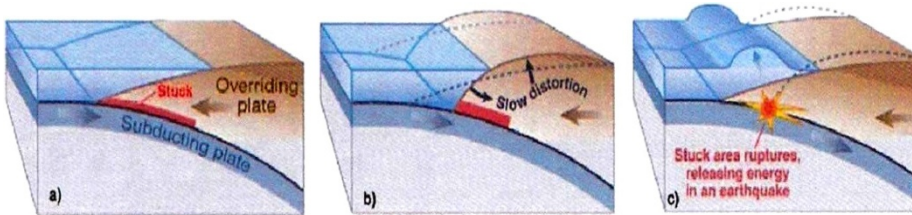
Pasaron décadas hasta que el japonés **Bunjiro Koto** por primera vez documentase inequívocos desplazamientos horizontales y verticales de varios metros durante el potente terremoto de Honshu de 1891. Y años después los estadounidenses **Harry Reid** y **Andrew Lawson** propusieron el modelo de rebote elástico debido a una relajación brusca de la deformación acumulada en las zonas de falla para así explicar el gran terremoto de San Francisco de 1906 que, como otros en viejas épocas, devastó en mayor medida por el incendio causado.

Las ondas sísmicas –del griego *σεισμός* (seismós), sacudida– son perturbaciones elásticas que se propagan de un punto a otro a través de un medio. La mayoría se originan naturalmente por la liberación de energía provocada por los desplazamientos bruscos sobre superficies de falla causados por la movilidad de la corteza y manto superior de la Tierra, mucho más frecuentes en límites corticales entre placas tectónicas –principalmente si éstos son convergentes o transcurrentes–. También generan sismicidad los movimientos de magma (intrusivos o extrusivos), deslizamientos superficiales, impactos de meteoritos o cometas, movimientos de grandes masas de agua, abruptos cambios de fase, vientos potentes y diversas causas humanas, como los derrumbes de minas. Esta liberación de energía es el **sismo** o **terremoto** (del latín, movimiento de tierra; inglés, *earthquake*). Si son

sismos volcánicos también se los suele llamar temores (*tremors*). El lugar donde se inicia en subsuelo se llama **hipocentro** (*hypocenter*) o **foco** y su proyección hacia la superficie constituye el **epicentro** (*epicenter*). La energía elástica se desplaza en forma de frentes de onda (ver figura) aunque por practicidad suelen graficarse los rayos sísmicos, es decir, las infinitas trayectorias virtuales normales a los frentes de onda, como se esquematiza.

Foco o hipocentro (gráficos Salvat GT)





Esquema que muestra la preparación y ruptura de la zona de contacto entre las placas de Nazca (subductante) y Sudamericana (cabalgante). En la zona de contacto, mostrada por la línea roja en (a) y (b), ambas placas no permiten el desplazamiento regular de manera que se deforman, más la cabalgante, dando origen a un sismo una vez que la energía elástica no puede seguir acumulándose.

(modificado de Barrientos, 2010)

Partiendo desde el hipocentro, el desplazamiento se extiende hacia uno y otro lado de la falla a razón de unos 3 km/s, reduciéndose gradualmente en magnitud hasta hacerse nulo a distancias de pocos o de cientos de kilómetros, según cuál haya sido la magnitud del terremoto, esto es, la tensión previamente acumulada (pueden verse las etapas en la figura). En el caso

de sismos no tan potentes, el proceso es esencialmente similar, aunque a una escala no tan regional sino mucho más local y no necesariamente en el límite entre placas tectónicas. Aunque muy raro, hasta ocurren en cratones estables, siempre a **niveles sismogénicos**, vale decir profundidades rocosas proclives a ceder a los esfuerzos.

Los sismos fuertes van seguidos de **réplicas** (*aftershocks*), sismos menores cuya intensidad y frecuencia van reduciéndose a lo largo de semanas y meses. Son causados por movimientos de ajuste sobre fallas del subsuelo en la zona involucrada por el terremoto principal, debido a las perturbaciones causadas por éste.

En el caso de grandes movidas telúricas suele haber algún sismo **precursor** (*foreshock*) de menor magnitud con horas, días o semanas de anticipación, o sea un desplazamiento previo en una zona muy cercana que contribuye a crear las condiciones de inestabilidad para que se desate el movimiento mayor. Pero no siempre esto acaece.

Un gran terremoto bajo el mar puede promover un **maremoto** o **tsunami** (en japonés tsunami, 津, puerto; nami, 波, ola), o sea grandes olas capaces de entrar en la calma portuaria, causadas por el desplazamiento de una enorme masa de agua cuando el movimiento del fondo marino es vertical y muy grande.

La palabra **sismología** refiere tanto al **estudio de los sismos naturales** como a los **fundamentos físicos de todo sismo**, sea éste natural o artificial. Las ondas pueden generarse artificialmente, lo cual es rutina en la **prospección sísmica**.



Línea de costa antes y después del tsunami de Banda Aceh –Sumatra, Indonesia– que en 2004 dejó cerca de 250.000 muertos en las zonas costeras asiáticas y africanas del océano Índico (imágenes NASA)

## MAGNITUDES ELÁSTICAS

Para formular la teoría de propagación de ondas en un medio fue imprescindible antes formular la relación entre esfuerzo **F** y deformación **D**. Para pequeñas deformaciones, la ley del inglés **Robert Hooke** (1660) planteó que la deformación es linealmente proporcional al esfuerzo:  $F = E \cdot D$  (siendo E la constante de proporcionalidad)

Hooke fue un gran científico en diversas disciplinas, descubrió y bautizó la célula al ver una lámina de corcho al microscopio, estudió fósiles, fue arquitecto, perfeccionó la bomba de vacío junto a su profesor **Robert Boyle** (el de la **ley Boyle-Mariotte** de temperatura-presión de los gases), descubrió el primer sistema estelar doble y, siguiendo órbitas cometarias, realizó importantes estudios de gravitación (polemizando con Newton).

**Las constantes elásticas dependen del tipo de roca, fluidos, presión y temperatura.** Se las llama módulos (*modulus* es el diminutivo del latín *modus*, medida, de donde modo, moda, etc.) y los más importantes son:

**1-Módulo de Thomas Young** (físico y médico inglés, 1807), es la constante de la ley de Hooke, la que vincula el esfuerzo y la deformación:  $E = (\Delta F/A) / (\Delta L/L_0)$

(donde  $\Delta F/A$  es la fuerza por unidad de área,  $\Delta L$  el cambio de longitud del cuerpo y  $L_0$  la longitud original)

El físico y matemático suizo **Leonhard Euler** fue quien en 1727 desarrolló el concepto de este módulo y el italiano **Giordano Riccati** fue el primero en hacer, en 1782, el tipo de experimentos que después replicó y publicó el inglés **Thomas Young** en 1807. (Éste en 1801 había hecho el experimento de la doble rendija con el que demostró la naturaleza ondulatoria de la luz, también supo explicar el astigmatismo visual, y además estudió muchas lenguas antiguas y fue el primero en descifrar jeroglíficos egipcios a partir de su análisis de la piedra

Rosetta: granodiorita grabada en Menfis en el 196 a.C. en escritura jeroglífica, demótica y griega).

**2 - Módulo de Simeon Poisson** (físico francés, 1831), es la relación entre la deformación transversal  $\Delta W/W_0$  y la longitudinal  $\Delta L/L_0$ :

$$\sigma = -(\Delta W/W_0)/(\Delta L/L_0)$$

**3 - Módulo de Gabriel Lamé** (matemático y físico francés, 1850), de

**corte, cizalla o rigidez** (*shear modulus*), es la

resistencia al cambio de forma sin cambio de

volumen:  $\mu = (\Delta F/A)/\vartheta$

(donde  $\Delta F/A$  es la fuerza tangencial por unidad de área y  $\vartheta$  es la tangente del ángulo de desplazamiento)

**4 - Módulo de compresibilidad o volumétrico** (*bulk modulus*), es la resistencia al cambio de volumen sin alterar la forma:  $K = \Delta P/(\Delta V/V_0)$  ( $\Delta P$  es el cambio de presión,  $\Delta V$  el cambio de volumen y  $V_0$  el volumen inicial)

Para un medio isotrópico (aquel donde las propiedades físicas son las mismas medidas en cualquier dirección) **hay solamente dos constantes elásticas independientes**: la de Lamé y la de compresibilidad.

**CUANDO LA PACHAMAMA SE SACUDE**

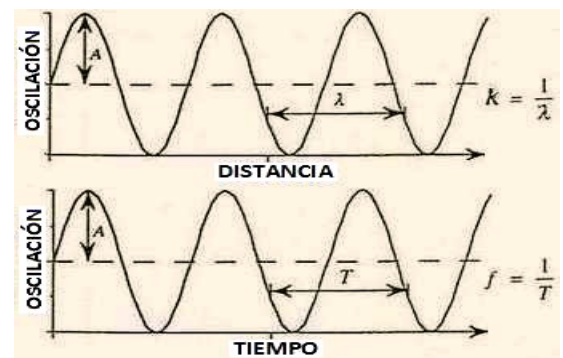
Habría sido mejor si se bailaba un *taki*, así fuese un *taki onqoy* en partitura pentatónica con las *huacas* ¡y todos poseídos de bronca contra los conquistadores! Pero no; parece que la madre Tierra vibraba por culpa de *Pachakámaq*...

Sabemos que la amplitud  $A$ , la fase  $\phi$ , el período  $T$  (o su inversa, la frecuencia  $f$ ) y la longitud de onda  $\lambda$  (o su inversa, el número de onda  $k$ ) son elementos esenciales de toda forma ondulatoria. La amplitud de una onda seno en un punto  $i$  es:

$$A_i = A_0 \text{sen}(\omega \cdot t - K \cdot x)$$

(con amplitud original  $A_0$ , pulsación o  $f$  angular  $\omega = 2\pi \cdot f$

y constante de propagación o  $k$  angular  $K = 2\pi/\lambda$ )



Conceptos fundamentales de ondas.

Otra importante relación física es:  $V = \lambda/T = \lambda \cdot f$   
Existen dos grupos de ondas sísmicas, cada uno con distintos tipos básicos de ondas según el modo de vibración.

**1) Ondas Internas o de cuerpo** (*body o bulk waves*):

Generadas en el hipocentro, se propagan a través del interior del planeta. Su existencia fue predicha matemáticamente por **Simeon Poisson** en 1831 en conjunto con su **teoría fundamental sobre ondas elásticas**. Fueron confirmadas por el inglés **Richard Oldham** en 1897, quien además propuso la existencia del núcleo terrestre. Al expandirse se atenúan según  $1/r^2$ , siendo  $r$  la distancia al foco.

Las ondas internas pueden ser de dos clases, según su modo de vibración:

- **Longitudinales, primarias o compresionales** (*push-pull waves* u ondas P): el movimiento de las partículas está en la misma dirección que la propagación de la onda; producen zapateo. Poseen altas velocidades y son las más utilizadas en prospección sísmica. Típicamente transitan de 400 a 900 m/s en la capa meteorizada, de 1.800 a 4.500 m/s a en cuencas sedimentarias, 5.000 o más en rocas ígneas poco profundas, 1.500 en el agua y 331,6 m/s en el aire (velocidad del sonido o Mach 1, por **Ernst Mach** que la estudió en Austria hacia 1880).

Su velocidad es:  $V_p = \sqrt{[K+(4/3)\mu]/\delta}$  ( $\delta$  es la densidad)

Dentro de un medio poroso la onda P disipa una parte menor de su energía al convertirse en onda P más lenta, con su movimiento a través del sólido y del fluido de manera desfasada (en el fluido  $\mu=0$  y  $V_p$  resulta menor).

- **Transversales, secundarias, de corte o cizalla** (*shear waves* u ondas S): zarandean; las partículas oscilan de forma ortogonal al sentido de propagación de la onda.  $V_s \approx 0,7 V_p$  (proporcionalidad que varía según el material)

El cálculo preciso es:  $V_s = \sqrt{\mu/\delta}$

**Las ondas de cizalla no se propagan en los fluidos** (agua, aire, etc.) donde  $\mu = 0$  porque, al no haber ninguna resistencia, no tienen dónde apoyarse para seguir su camino y la energía se refleja vibrando ahora como onda P.

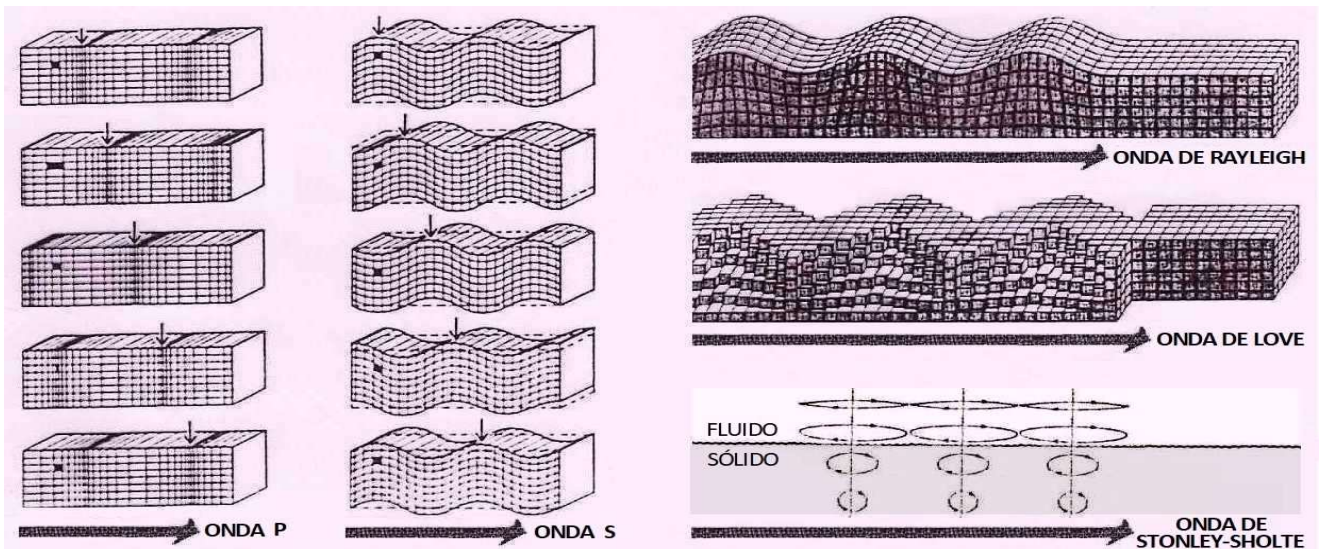
**Pero sí se propagan en medios porosos** cuyos fluidos están en una matriz sólida, porque la vibración es amplia y se sustenta en el conjunto, si bien su velocidad será menor que en rocas secas, y más lenta si hay gas poral.

(En rigor, los fluidos viscosos tienen alguna resistencia al corte, pero no para las vibraciones sísmicas).

**Las ondas S tienen una amplitud mucho mayor que las P**, lo cual obedece a la física de las rocas –lo bueno en física es que las leyes se obedecen, algo que tan difícil resulta con nuestras leyes, incluso aunque no seamos empresarios ni jueces ni políticos–. La tabla contigua da cuenta de que las rocas resisten mucho más al esfuerzo de compresión que al de corte –compactar un cascote es más difícil que partirlo– y por eso la amplitud de las ondas compresionales es mucho menor. Pero viajan más rápido porque la misma incompresibilidad hace que la energía se transmita en forma inmediata, mientras que la oscilación de corte ralentiza a las S.

	Límites de resistencia de rocas en kg/cm <sup>2</sup>		
	compresión	tracción	cizalla
Granito	1200-1800	90-140	160-210
Arenisca	800-1500	70-110	80-150
Esquisto	300-600	30-60	70-120

Una paradoja que surge de las fórmulas de  $V_p$  y  $V_s$  es que, comparando distintos materiales sólidos, puede creerse que el aumento de densidad provoca una disminución de velocidad, lo cual no es así porque **en la física real el incremento de  $\delta$  conlleva un aumento todavía mayor de los coeficientes elásticos  $K$  y/o  $\mu$ .**



Tipos de ondas sísmicas (modificado del diseño de Luke Triton)

2) **Ondas Superficiales** (*surface waves*):

Se generan al llegar las ondas P y S a la superficie por la que son guiadas. Su amplitud es aún mayor que la de las ondas S, debido a que se atenúan en razón de  $1/\sqrt{r}$  dado que se mueven prácticamente en un plano, aunque pueden percibirse (progresivamente débiles) hasta unos 100 metros de profundidad. Por estas características son las más destructivas en sitios más allá del epicentro de un terremoto. Hay varias de ellas:

- **Rayleigh** (por el Lord Rayleigh, llamado **John Strutt**, físico inglés que las predijo en 1885) o **ground roll** (en la jerga sísmica, balanceo del suelo, como *rock and roll* es mecer y balancear, en ese caso más divertido): polarizadas verticalmente, poseen un movimiento elíptico y retrogrado. Nacen del acoplamiento de ondas P con ondas S polarizadas verticalmente (que vibran arriba-abajo) y su velocidad promedio 0,90 de  $V_s$ .

Eventos subsuperficiales (paso de un subte, colapso de caverna, explosión nuclear norcoreana, etc.) producen onda de Rayleigh de corto período y gran amplitud, distinguible de eventos geológicos profundos.

(Strutt también descubrió la dispersión Rayleigh en las ondas de luz visible, cuya frecuencia de vibración en aire y polvo nos regala cielos azules o auroras y ocasos en una paleta con toda la gama de colores cálidos).

- **Love** (predichas por el matemático inglés **Augustus Love** en 1911): vibran transversalmente, polarizadas en modo horizontal. Surgen de la interferencia constructiva de ondas S polarizadas en sentido horizontal. Dada su oscilación de corte, no se propagan en superficies fluidas, por ejemplo sobre ríos o lagos. Viajan a 0,92  $V_s$ .

- **Stonley** (halladas por el sismólogo inglés **Robert Stonley** en 1924): se propagan en el límite entre dos medios de muy diferente densidad, que pueden ser ambos sólidos pero sobre todo en el contacto sólido-fluido (en cuyo caso más apropiadamente se las llama **ondas de Scholte** (el físico holandés **J.G. Scholte** obtuvo su ecuación de onda en 1947). Tienen movimiento elíptico retrógrado parecido al de las ondas Rayleigh, son detectables en el fondo de cuerpos de agua (mares, lagos, ríos) y muy típicas en pozos petroleros (**ondas-tubo**, *tube-waves*). Su velocidad es del orden de 0,8  $V_s$ , pero varía mucho según sea el grado de compactación de las rocas.

- También debemos citar a las **ondas de Lamb**, cuyo análisis fue publicado por el físico inglés **Horace Lamb** en 1917, tratándose de ondas acústicas (en general de alta frecuencia) que hacen oscilar una placa de modo **extensional** o **flexural** (ortogonal a la dirección de propagación). Carecen de importancia en sísmica (es decir, a

relativamente bajas frecuencias) pero sí la tienen en instrumentos musicales, pruebas ultrasónicas industriales, etc. Y nos referiremos a la variante flexural en acústica de pozo.

- **Oscilaciones libres:** resultan de la interferencia de ondas superficiales que vienen viajando desde direcciones opuestas, lo cual sucede cuando ocurren potentísimos terremotos. De hecho, se las detectó por primera vez tras el gran sismo (y tsunami) chileno de 1960. La interferencia entre ondas Rayleigh genera una oscilación esferoidal mientras que para el caso de las ondas Love la oscilación producida es toroidal. En ambos casos se trata de ondas estacionarias. Ejemplos de oscilaciones esferoidales son el modo “respiración” (*breathing*) que implica una (relativamente leve) contracción de todo el planeta y tiene un período de unos 20 minutos y el modo “rugby” que involucra expansiones en dos direcciones alternantes y cuyo período es de unos 54 minutos.



**Reformulación de los módulos elásticos:** a partir de  $V_p$  y  $V_s$  obtenemos,

$$\text{Volumétrico: } K = \delta(V_p^2 - 4/3 V_s^2) \quad \text{Poisson: } \sigma = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 2}$$

$$\text{Young: } E = 3K \cdot \mu / (3K + \mu) = 2\mu(1 + \sigma) \quad \text{Lamé: } \mu = \delta \cdot V_s^2$$

A continuación se presentan tablas de valores representativos de módulos elásticos y velocidades sísmicas.

**Coefficientes elásticos y velocidades sísmicas de algunas rocas comunes**

Roca	Densidad $\delta$	Módulo de Young $E$	Módulo de Poisson $\mu$	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$V_p/V_s$	$V_s$ como % de $V_p$
Lutita	2.67	0.120	0.040	2124	1470	1.44	69.22%
Limolita	2.50	0.130	0.120	2319	1524	1.52	65.71%
Caliza	2.44	0.170	0.180	2750	1718	1.60	62.47%
Cuarcita	2.66	0.636	0.115	4965	3274	1.52	65.96%
Arenisca	2.28	0.140	0.060	2488	1702	1.46	68.42%
Esquistos	2.70	0.680	0.200	5290	3239	1.63	61.24%
Gneis	2.64	0.255	0.146	3189	2053	1.55	64.38%
Mármol	2.71	0.343	0.141	3643	2355	1.55	64.65%
Granito	2.66	0.416	0.055	3967	2722	1.46	68.62%
Gabro	3.05	0.727	0.162	5043	3203	1.57	63.51%
Diabasa	2.96	1.020	0.271	6569	3682	1.78	56.05%
Basalto	2.74	0.630	0.220	5124	3070	1.67	59.91%
Andesita	2.57	0.540	0.180	4776	2984	1.60	62.47%
Toba	1.45	0.014	0.110	996	659	1.51	66.20%

$V_s = 0.6 V_p$  en rocas cristalinas  
 $V_s = 0.5 V_p$  en rocas sedimentarias  
 $V_s = 0.4 V_p$  en suelos inconsolidados  
 $V_R = 0.9 V_s$

**Velocidades representativas de ondas P (m/s)**

Materiales inconsolidados		Otros
Capa meteorizada	300-900	Agua 1400-1600
Suelo	250-600	Aire 331.5
Sedimento aluvional	500-2000	
Arcilla	100-2500	
Arena insaturada	200-1000	
" saturada	800-2200	
Grava insaturada	400-600	
" saturada	600-1500	módulo de Young en
Till insaturado	400-1000	(N/m <sup>2</sup> ) × 10 <sup>11</sup>
" saturado	800-1700	

(tablas modificadas de Burger, 1992)

## LEYES DE TRÁNSITO DE LAS ONDAS

Las siguientes son las leyes fundamentales a las que deben atenerse las ondas sísmicas durante sus viajes.

- **Principio de Pierre Fermat** (matemático y físico francés, 1670): *todo rayo en un medio transitará siguiendo la ruta por la que invierta menor tiempo.*

- **Principio de Christiaan Huygens** (físico y astrónomo holandés, 1670): *cada punto de un frente de ondas se convierte en emisor de un nuevo frente de onda en todas direcciones.* Todos los nuevos frentes se integran en uno único si el medio de propagación es homogéneo. En un medio isótropo el frente de onda es esférico. Si el medio es anisótropo el frente de onda se deforma. Y si encuentra heterogeneidades laterales genera difracciones.

- **Ley de Snell** (por Willebrord Snel van Royen, matemático y astrónomo holandés, 1621): los rayos incidente y refractado y la normal a la superficie en el punto de incidencia estarán en un mismo plano. La relación entre los senos de los ángulos incidente ( $i$ ) y de refracción ( $r$ ) medidos entre los rayos y la normal es constante entre dos medios e igual a la relación de velocidades de la onda entre uno y otro medio, constante conocida como índice de refracción  $n$ : 
$$n = \frac{\text{sen } i}{\text{sen } r} \quad \text{sen } i / \text{sen } r = V_1 / V_2$$

Es una ley esencial: los métodos sísmicos se basan en que *la velocidad de propagación de las ondas elásticas la mayoría de las veces –pero no siempre– es diferente para rocas diferentes.* Ya la había hallado en 980 circa el persa **Ibn Sahl**, predecesor de **Ibn Al-Haytham** (o **Alhacén**) que la publicó en su libro de óptica en 1015-1021.

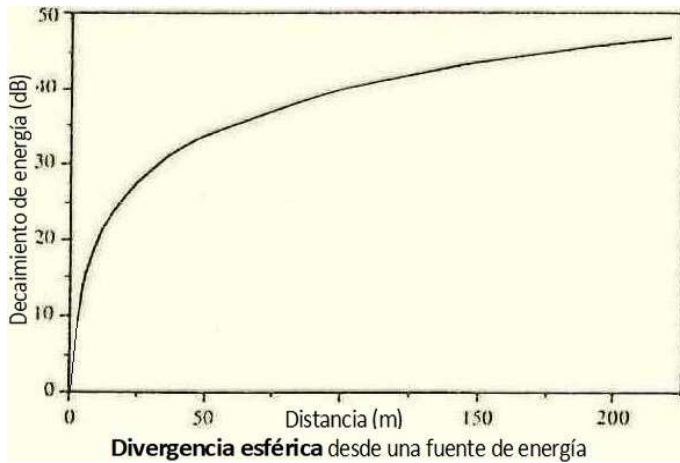
## FACTORES QUE AFECTAN LA PROPAGACIÓN ELÁSTICA

Los principales fenómenos físicos que afectan la propagación de las ondas sísmicas en un medio son:

- **Absorción o Atenuación inelástica:** Es la pérdida de energía de la onda debida a la fricción entre granos de la roca, la cual es convertida en calor. Está en relación directa con la compactación y resulta:  $A_i = A_o \cdot e^{-q \cdot r}$

(siendo  $A_o$  la amplitud o intensidad inicial,  $r$  la distancia recorrida y  $q$  el coeficiente de absorción, en dB/ $\lambda$ )

Típicamente  $q$  vale entre 0,2 y 0,5 dB/ $\lambda$ . (Recuérdese que  $\lambda$  depende de la frecuencia según  $\lambda = V/f$ )



(figuras modificadas de Burger, 1992)

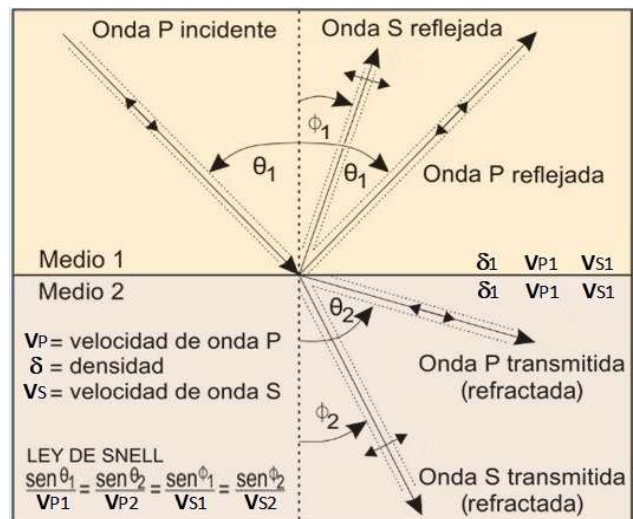
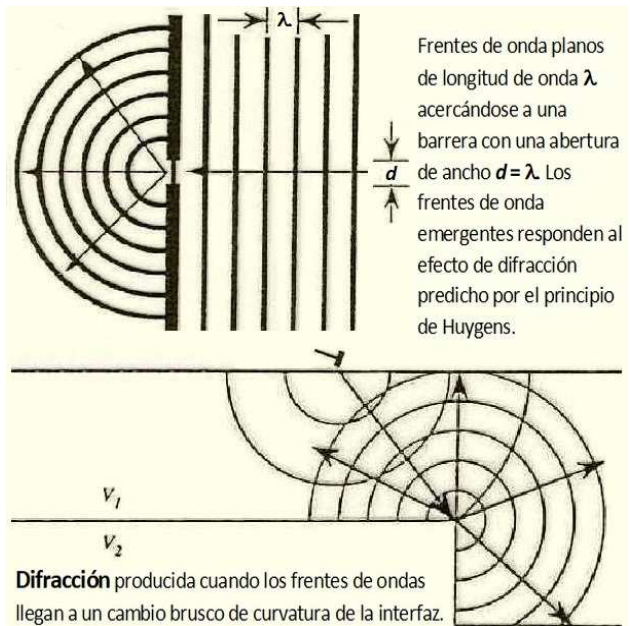
- **Divergencia esférica:** es la distribución de la energía inicial focal, teóricamente puntual, pero no tan así en ciertas fuentes artificiales ni en los planos de falla, etc. cuya área es grande. Da una superficie cuasiesférica que va creciendo, con una reducción exponencial (figura arriba) del cociente energía/área 3D según  $1/r^2$  para un medio homogéneo, siendo  $r$  la distancia desde el foco hasta un sitio dado. Las ondas superficiales (viaje planar, 2D) disminuyen  $1/\sqrt{r}$ .

- **Difracciones:** análogamente a los fenómenos ópticos, son consecuencia del principio de Huygens y ocurren por heterogeneidades geológicas en sentido lateral: fallas, cambios bruscos de inclinación, terminaciones subhorizontales, etc., denunciando la discontinuidad de una superficie plana entre dos medios (ver figuras arriba a la derecha).

- **Dispersión:** los cambios en la frecuencia producen variaciones en la velocidad de las ondas ya que hay una dependencia física. Una gran disminución de frecuencia produce una pequeña reducción de la velocidad. (Es el mismo efecto que sufre la luz cuando separa sus colores en un prisma: para cada frecuencia corresponde una distinta velocidad y consecuentemente es distinto el ángulo de refracción o transmisión –sinónimos– según la ley de Snell).

- **Desperdigamiento (scattering):** es la dispersión irregular y difusa de las ondas a causa de heterogeneidades de los medios a través de los cuales se propagan. Ocurre si el radio de curvatura de una superficie es menor que la longitud de la ondulación incidente –en la reflexión es al revés y en la difracción son aproximadamente iguales–.

- **Conversión de modo de las ondas:** cuando una onda P que viaja a través de un medio llega a una interfaz con un ángulo de incidencia menor que  $90^\circ$ , parte de su energía resulta reflejada, parte es transmitida y otra parte se convierte en ondas S. La ley de Snell determina los ángulos con que habrá de viajar cada rayo de onda P y S reflejada y transmitida (ver figura acá arriba). **Para una onda S incidente también hay conversión.**



Conversión de modo a partir de onda P; análogo desde S.

## IMPEDANCIA ACÚSTICA, COEFICIENTES Y ENERGÍAS

El físico y matemático escocés **Cargill Knott** en 1899 desarrolló la teoría sobre reflexión y refracción sísmica. La **impedancia acústica Z** es la dificultad que opone un medio al paso de las ondas sísmicas y resulta del producto entre la velocidad de propagación de la onda y la densidad del medio:  $Z = V \cdot \delta$

Es la presión dividida por la velocidad de vibración de las partículas; en el S.I.:  $(m/s) \cdot (kg/m^3) = kg/s \cdot m^2 = Pa/(m/s)$ . Recuérdese que **la densidad de las rocas varía mucho menos que su velocidad** (parámetro más importante).

La magnitud de los contrastes de impedancia entre dos medios adyacentes se mide en términos de **coeficientes de propagación:** reflexión y refracción (o transmisión). Éstos dan información de las interfaces del subsuelo.

- El **coeficiente de reflexión** con incidencia vertical de onda P en una interfaz es:  $CR_{i+1} = (Z_{i+1} - Z_i) / (Z_{i+1} + Z_i)$

- El **coeficiente de transmisión o refracción** vertical para onda P está dado por:  $CT_{i+1} = 1 - CR_{i+1} = 2Z_i / (Z_{i+1} + Z_i)$

Las ondas S se reflejan como S y P al llegar a un medio fluido (cuya Z vale 0). CR en ese caso resulta igual a 1 (amplitud 100% reflejada).

Pueden calcularse los coeficientes de reflexión para **casos no verticales** con la ecuación aproximada del estadounidense **Fred Hilterman** (1990):

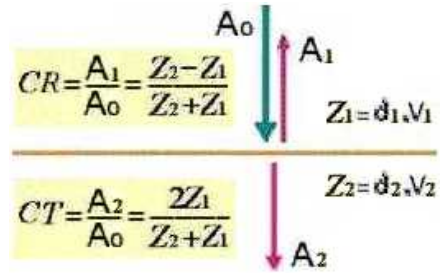
$$CR = [(Z_{i+1} - Z_i) / (Z_{i+1} + Z_i)] \cos 2\theta + 2,25 \Delta \sigma \cdot \text{sen} 2\theta$$

(donde  $\theta$  es el ángulo de incidencia y  $\sigma$  el módulo de Poisson)

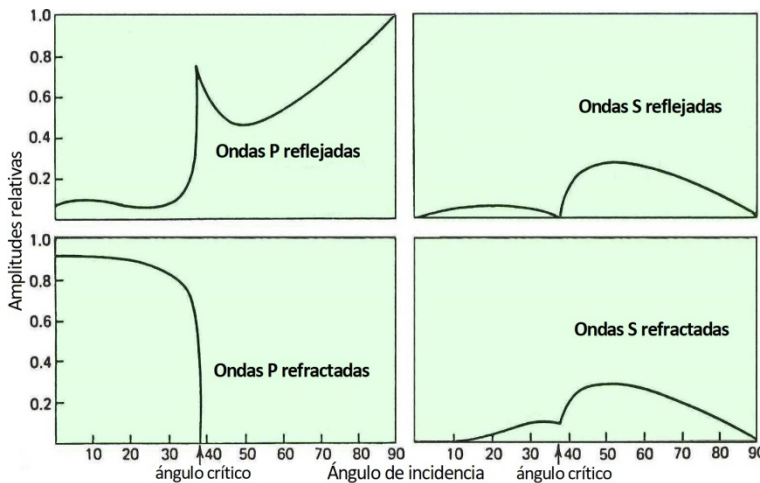
Pero el abordaje riguroso de todos los casos posibles, partiendo de los cálculos de **Cargill Knott**, fue desarrollado desde 1907 por **Emil Wiechert** en Alemania, con ecuaciones a las que el también alemán **Karl Zoeppritz** dio forma definitiva en 1909, siendo las más generalmente empleadas para expresar las relaciones entre las energías reflejadas y refractadas cuando ocurre la partición de la energía involucrando ondas P y S. Son las siguientes:

( $A_{p1} - 1$ )  $\text{sen} 2\theta_{p1} + (V_{p1}/V_{s1}) A_{s1} \cdot \cos 2\theta_{s1} = -(\delta_2 V_{s2}^2 V_{p1} / \delta_1 V_{s1}^2 V_{p2}) A_{p2} \cdot \text{sen} 2\theta_{p2} + (\delta_2 V_{s2} V_{p1} / \delta_1 V_{s1}^2) A_{s2} \cdot \cos 2\theta_{s2}$   
 ( $A_{p1} + 1$ )  $\cos 2\theta_{s1} - (V_{s1}/V_{p1}) A_{s1} \cdot \text{sen} 2\theta_{s1} = (\delta_2 V_{p2} / \delta_1 V_{p1}) A_{p2} \cdot \text{sen} 2\theta_{s2} + (\delta_2 V_{s2} / \delta_1 V_{p1}) A_{s2} \cdot \text{sen} 2\theta_{s2}$

(donde A son las amplitudes,  $\theta$  los ángulos de emergencia y V las velocidades para las ondas p y s en los medios 1 –reflexiones– y 2 –refracciones–, y  $\delta$  las densidades en los medios 1 y 2)



Amplitudes incidente  $A_0$ , reflejada  $A_1$  y transmitida o refractada  $A_2$



Amplitud vs ángulo de incidencia  $\delta_1=2,40 \text{ g/cm}^3$   $VP1=12800 \text{ pies/s}$   $VS1=8000 \text{ pies/s}$   
 $\delta_2=2,65 \text{ g/cm}^3$   $VP2=21000 \text{ pies/s}$   $VS2=12000 \text{ pies/s}$   
 (modificado de Dobrin, 1976)

Efectos de las ondas del terremoto de 1995 en Kobe: tarea para los nipones de vialidad... (foto geologyin.com)



El gráfico adyacente indica los resultados de la partición de energía con distintos ángulos de onda P incidente dada una cierta relación de impedancias en la interfaz entre dos medios en contacto. Será distinto con otros valores de Z.

El CR es positivo cuando  $Z_1 < Z_2$ . Negativo si la desigualdad es al verres. Pero CT tiene siempre signo positivo y, cosa paradójica, puede resultar mayor que 1. Un resultado superior a 1 para el CT puede ser correcto porque sólo representa la amplitud. Lo que ocurre en ese caso, que corresponde a la inversión de impedancias ( $Z_2 < Z_1$ ) es que la reflexión retorna con un valor negativo (ejemplo -0,25) porque eso indica que la onda se da vuelta (invierte su forma, lo que es pico pasa a ser valle y viceversa) y tiene amplitud negativa (en este ejemplo de una cuarta parte respecto de la incidente, pero mirando para el otro lado). Y la parte transmitida de la vibración sí realmente tiene una amplitud positiva (siempre mira para el mismo lado) y puede ser mayor que 1. Si se hace la cuenta se ve que para este caso es de 1,25 y si a este valor positivo se le suma algebraicamente -0,25 el resultado es 1, el 100% de la amplitud originalmente incidente en la interfaz entre  $Z_1$  y  $Z_2$ .

La amplitud de la onda guarda una relación de proporcionalidad directa pero no es numéricamente igual que la cantidad porcentual de **energía rebotada o transmitida**. Ésta resulta de las siguientes fórmulas (para incidencia casi vertical de onda P) que siempre resultan positivas y que sumadas dan 1:  $ER = CR^2$  y  $ET = (Z_2/Z_1) \cdot CT^2$  Para el ejemplo presentado antes, los resultados son:  $ER=0,063$  y  $ET=0,937$  (6,3% y 94,7%, respectivamente).

## REGISTRO DE LOS SISMOS

### Sismógrafos, sismómetros y acelerógrafos

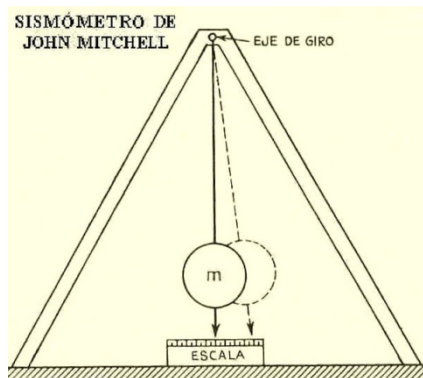
Los sismógrafos son instrumentos ideados para graficar sismos y así poder evaluar su intensidad, duración, características de las ondas, distancia de origen, etc. En rigor, se llama **sismógrafo** a la parte graficadora del aparato y **sismómetro** al mecanismo que se mueve en relación al suelo durante un temblor en proporción a su

magnitud. Pero el primer aparato referido en la historia fue un **sismoscopio** (no graficaba ni mensuraba el sismo, sólo daba la dirección del movimiento) y fue ideado en China por **Zhang Heng** en el año 132. Como se ve a la derecha, el mecanismo era tal que una bola caía desde la boca de uno de los dragones hacia la de alguno de los ocho sapos distribuidos alrededor de la vasija.

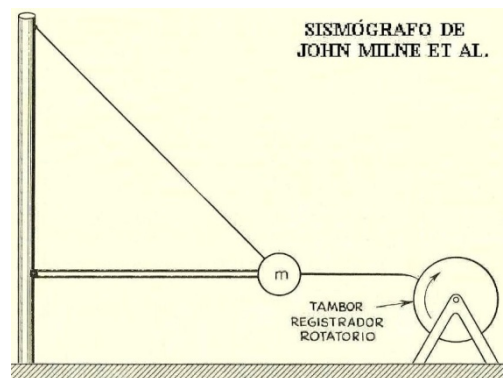
Mucho más tarde, hacia el siglo XVII, en Europa se aplicó esta idea oriental, pero con menos arte, más pragmática: recipientes con canaletitas conteniendo mercurio hacían de sismoscopios.

El primer prototipo de sismómetro lo debemos al francés **Jean de Hautefeuille**, en 1703. Y en 1751 el italiano **Andrea Bina** ideó un aparato de péndulo, base del sistema moderno, que fue replicado con mejoras por el inglés **John Mitchell** hacia 1760.

Luego, en 1855, **Luigi Palmieri** en Italia concibió una variante que incorporaba un sistema eléctrico y un reloj que permitían conocer el instante inicial y el tiempo total de un sismo. Y en 1875 fue otro italiano, **Filippo Cecchi**, quien construyó el primer sismómetro con dos péndulos (uno N-S y otro E-O), buena estrategia que se siguió aplicando desde entonces.



(gráfico de Wang Zhenduo)



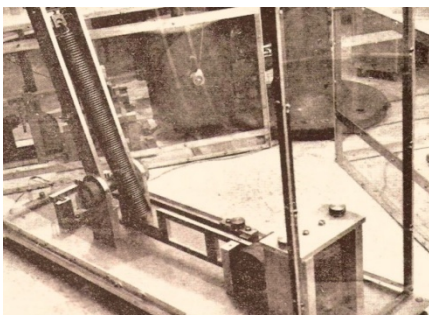
(esquemas modificados de Howell, 1962)

Paralelamente, en 1876 el estadounidense **Thomas Edison** inventó el fonógrafo, en cuyo cilindro hizo el primer registro de voz, la cancioncita *Mary had a little lamb*. Y en 1892 el inglés **John Milne**, sus conciudadanos **James Ewing** y **Thomas Gray** y el japonés **Fusakichi Omori** desarrollaron en Japón el primer sismómetro vinculado a un sistema de graficación tipo tambor (figura a la derecha), que constituyó el modelo base de todos los **sismógrafos modernos**, capaces de grabar los retumbos acaso no tan armoniosos de la madre Tierra.

En 1906 el ruso **Boris Galitzin** incorporó un sistema de registro galvanométrico en papel fotosensible. En 1925 **Harry Wood** y **John Anderson** desarrollaron en California un sismógrafo (figura en la página siguiente) cuyo sismómetro funcionaba con un sistema de torsión. Nuevos avances técnicos fueron produciéndose en los años sucesivos, en especial desde el advenimiento de los registros digitales.

Un **acelerómetro** es un dispositivo que mide aceleración con fines diversos, como **g** en un gradiómetro (Tema03 pág.54). O para soltar el *airbag*. Lo que acelera acá es el terreno. Funciona según un principio electromecánico o piezoeléctrico y, a diferencia de un sismómetro, se dispara a partir de un umbral de aceleración preestablecido.

Un **acelerógrafo** es un arreglo de tres acelerómetros orientados en *x, y, z* (análogo al gradiómetro para gravedad). En este caso para medir las tres componentes espaciales de la vibración sísmica, información que puede grabarse en una memoria propia del sistema y también ser enviada digitalmente a un observatorio sismológico. Los acelerógrafos se utilizan para monitorear la respuesta de las edificaciones frente a los sismos. También para poder calcular parámetros de desplazamiento del terreno en áreas epicentrales, por lo cual suelen estar ubicados de manera permanente en cercanías de grandes fallas activas, en un pequeño hueco en el terreno.



Sismómetro antiguo (foto Lamont Lab.)



Acelerógrafo.

Estación sismológica Don Carmelo, San Juan, a 3133 msnm (fotos CONICET)

**Escalas de medición**

“Warning, seismic alert ongoing!”

“Attenzione, allerta sismica in corso!”

Voces pregrabadas que suelen oírse en los observatorios actuales al superarse un dado umbral. Hay escalas de China, Rusia, etc. Vamos a referir las más empleadas internacionalmente.

- **Escala de Giuseppe Mercalli** (italiano, 1885): se basa en las escalas previas del también italiano **Michele de Rossi** y del suizo **François Forel** y da una magnitud que varía para un mismo terremoto en función de cómo se lo percibe, menor más lejos del epicentro; va de 1 a 12.

Para la escala actualmente empleada de Mercalli Modificada (MM) grado 1 es casi imperceptible (menos de 1 gal de aceleración de la gravedad), en grado 2 oscila la araña y se inquieta el perro... (hasta 2 gal) y luego hasta 5 (grado 3), después 10, 20, 35, 60, 100, 250, 500, 1000 gal y más (grado 12, destrucción total, no se salva ni el loro).

- **Escala de Charles Richter** (estadounidense, 1935, quien la desarrolló con la colaboración del alemán **Beno Gutenberg** sobre el modelo de sismógrafo de **Wood y Anderson**; figura arriba): da una **Magnitud Local ML** que es función de la energía liberada en el foco del terremoto. Cada punto o grado es  $10^{1.5}$  (31,6 veces) mayor al anterior en la escala logarítmica, que resulta de:  $ML = \log A + 3 \log (8\Delta t) - C$

(A –en mm– es la amplitud máxima de la onda S,  $\Delta t$  –en s– es la diferencia de tiempo entre el primer arribo de las ondas S y el primero de las ondas P, y  $C \approx 2,92$  es una constante de ajuste para cada tipo de sismógrafo)

Gutenberg estableció la relación entre  $ML$  y la energía E (en ergios):  $\log E = 11,8 + 1,5 M$

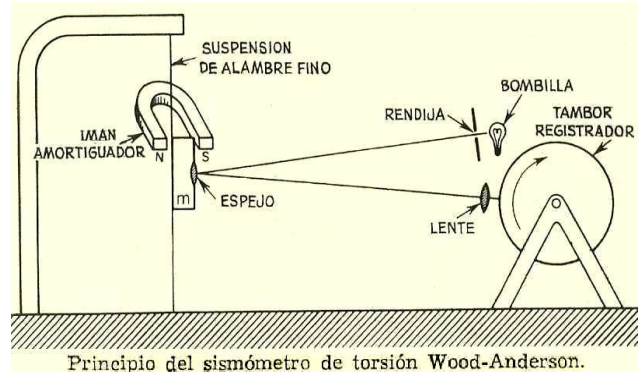
A veces se mide la **Magnitud de las ondas superficiales** (Rayleigh)  $M_s$ , que suele dar un valor parecido a  $ML$ . Se han usado también variantes empleando arribos de ondas de cuerpo (*body*): escalas  $m_B$ ,  $mb_Lg$ , etc.

- **Escala de magnitud de momentos sísmicos  $M_w$**  (introducida en 1979 por el japonés **Hiroo Kanamori** y el estadounidense **Thomas Hanks**): resulta de calcular los **momentos escalares  $M_0$**  (energía liberada) a partir de mensurar parámetros propios de la ruptura durante el evento (el módulo  $\mu$  de cizalla de las rocas afectadas –en unidades de 30 GPa, o sea  $3 \cdot 10^7$  N/m<sup>2</sup>–, el área A de ruptura a lo largo del plano de falla –en m<sup>2</sup>– y el desplazamiento  $v$  a lo largo de A –en m–) según:  $M_0 = \mu \cdot v \cdot A$  y  $M_w = 2/3 [\log (M_0 / N.m) - 9,1]$

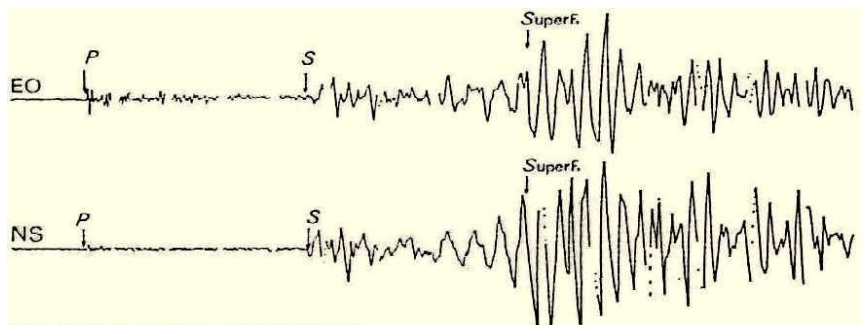
Como referencia, las bombas atómicas corresponden a valores entre 4,3 y 8,3  $M_w$ . El resultado de la  $M_w$  se acerca a la  $ML$  de Richter para grados menores a 6,5, pero difieren bastante si son mayores, dando error la  $ML$ . No olvidemos que *las vibraciones sísmicas ponen en juego aceleraciones del campo gravitatorio terrestre.*

**ANÁLISIS DE SISMOS TECTÓNICOS**

Para calcular la distancia desde un observatorio hasta el foco de una movida sísmica, se parte de medir los tiempos  $t$  de arribo de las primeras ondas P y S, que resultan iguales al cociente entre la distancia  $r$  y la velocidad  $V$ :  $t_P = r/V_P$  y  $t_S = r/V_S$  por lo que:  $t_S - t_P = r/V_P - r/V_S$



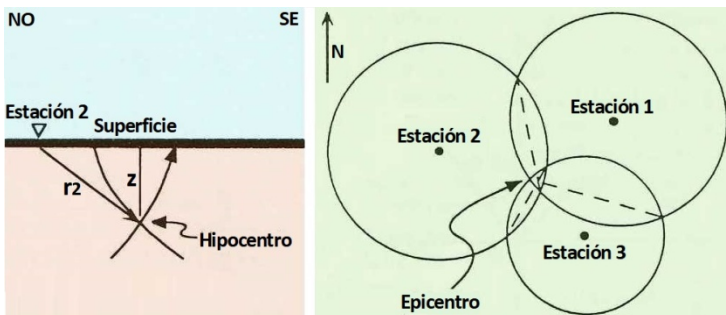
Principio del sismómetro de torsión Wood-Anderson. (modificado de Howell, 1962)



Sismogramas típicos registrados en un observatorio sísmológico: arribo sucesivo de ondas P, S y Superficiales.

y entonces:  $r = (t_S - t_P) / (1/V_S - 1/V_P)$

A lo que sigue un cálculo análogo al de los radios esféricos del *Global Positioning System*.



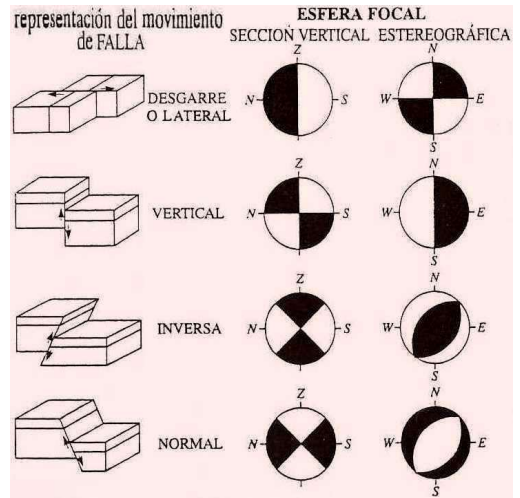
Sección y planta esquemáticos ilustrando la determinación geográfica de un epicentro y su correspondiente hipocentro a partir de distancias calculadas desde los sismogramas registrados en tres observatorios sísmológicos lejanos (figuras modificadas de Howell, 1962)

El comportamiento mecánico de las rocas cambia con la profundidad a causa del aumento de presión (gradiente geobárico) y de temperatura (geoterma propia de cada región), así como la particular presencia de fluidos y el régimen tectónico, existiendo un dominio frágil somero de espesor variable donde ocurre la mayor parte de los terremotos. A menor flujo térmico, mayor espesor frágil.

A la derecha, nomenclatura gráfica para los desplazamientos de distintos tipos de plano de falla.

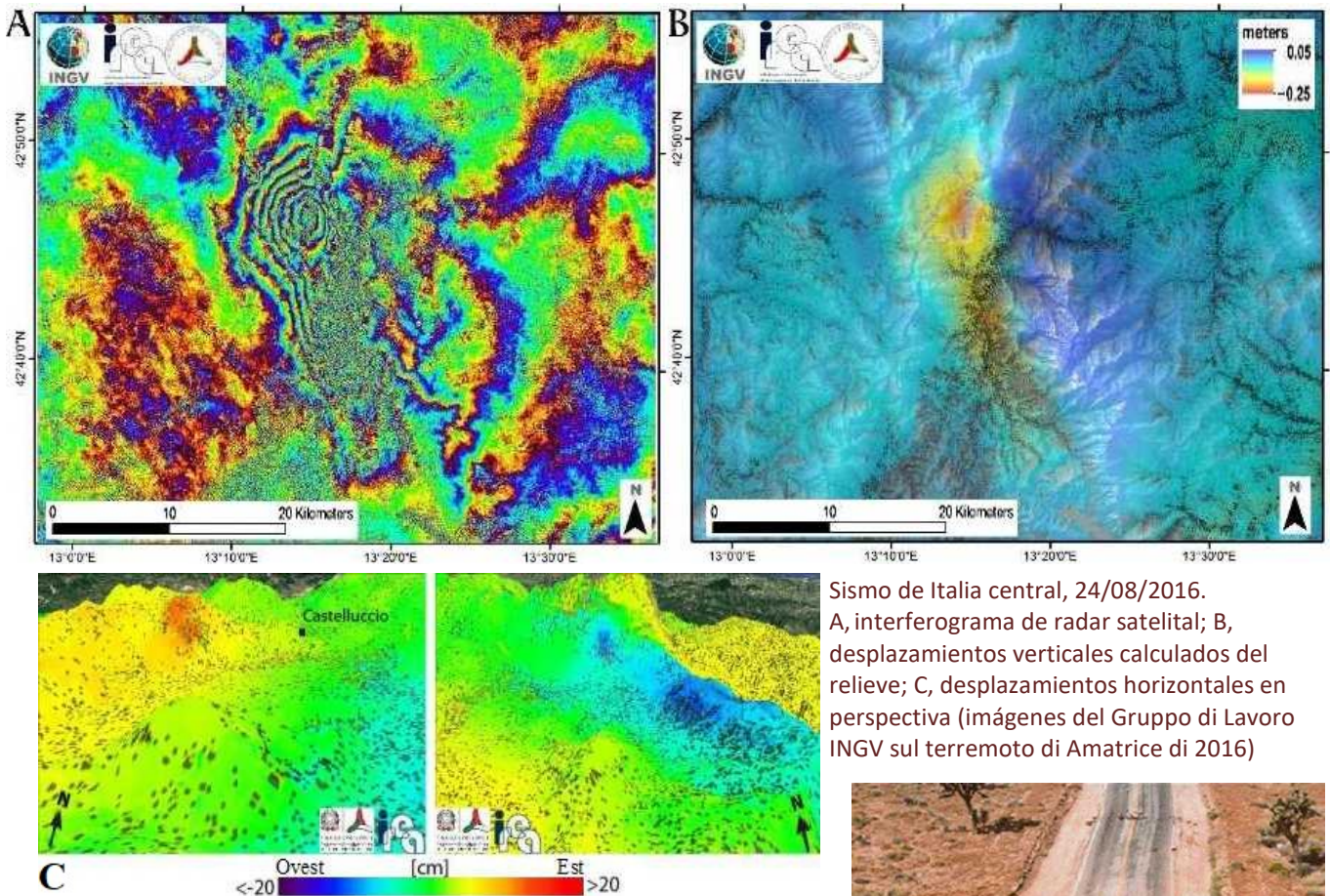
Se adjuntan guarismos de profundidad de falla (h) con distintos ángulos ( $\delta$ ) para dos elegidas magnitudes (M), desplazamientos (v) y longitud de falla (L), con módulo de corte  $\mu$  de  $3 \cdot 10^{10}$  N/m<sup>2</sup>.

Magnitud (M)	h (km) Falla		
	inversa ( $\delta=30^\circ$ )	normal ( $\delta=60^\circ$ )	transcorriente ( $\delta=90^\circ$ )
5.5 (v=0.12 m, L=7.3 km)	3.4	5.9	6.8
7.0 (v=1.07 m, L=48.9 km)	10.1	17.4	20.1



(modificado de Udías & Mezcua, 1997)

Vemos que la magnitud del desplazamiento que un terremoto puede producir a lo largo y/o alto de un plano de falla es muy variable (máximo de 0,12 y 1,07 m para los parámetros considerados). En el terremoto de San Francisco (California) de 1906 (magnitud 7,8) la falla de San Andrés registró un corrimiento lateral máximo de 6 m.



Sismo de Italia central, 24/08/2016. A, interferograma de radar satelital; B, desplazamientos verticales calculados del relieve; C, desplazamientos horizontales en perspectiva (imágenes del Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice di 2016)

Una técnica moderna de estudio de la deformación superficial emplea un par de imágenes de radar registradas desde la misma posición satelital (antes y después de un evento sísmico) para poder producir un *interferograma* (figura A). Éste consiste en un mapa de desplazamientos en términos de diferencia de fase entre las dos imágenes de la *señal EM* (emitida, reflejada y recibida) expresada



California, evidencia del terremoto del 28/06/1992 (foto SCEDC)

en ciclos cromáticos, donde cada uno indica media longitud de onda de la señal emitida. Esta información, combinada con datos de una red de estaciones GPS de alta precisión, permite modelar el o los planos de falla que se movieron en un terremoto singular o en una serie o enjambre de eventos sísmicos.

## TECTÓNICA DE PLACAS

En 1915 el meteorólogo alemán **Alfred Wegener** publicó *Die entstehung der kontinente und ozeane*. Su teoría sobre la deriva continental (inspirada en los témpanos de Groenlandia, donde falleció durante su cuarta expedición) fue documentada desde 1927 por el sudafricano **Alexander Du Toit** y el inglés **Arthur Holmes**. En base a esto más el mapeo de los fondos oceánicos impulsado por la Guerra Fría –la estadounidense **Marie Tharp** en 1957 hizo la primera carta del fondo del Atlántico Norte– en 1960 en los Estados Unidos **Robert Dietz**, **Bruce Heezen**, **Harry Hess**, **Tuzo Wilson** y **Maurice Ewing** (el de la sonda geotérmica) propusieron la Tectónica de Placas, concepto medular de la moderna comprensión geocientífica de la corteza y el manto.

Las placas tectónicas quedan definidas por la fragmentación de la **litósfera** (*λίθος*, litos: piedra), espesor sumado de la corteza y la capa externa del manto, que es rígida en su conjunto, en total unos 6 a 120 km de grosor bajo corteza oceánica (colores cálidos en el mapa al lado) y 80 a 250 km debajo de corteza continental (en colores fríos). Los movimientos entre las placas pueden ser de tres tipos:

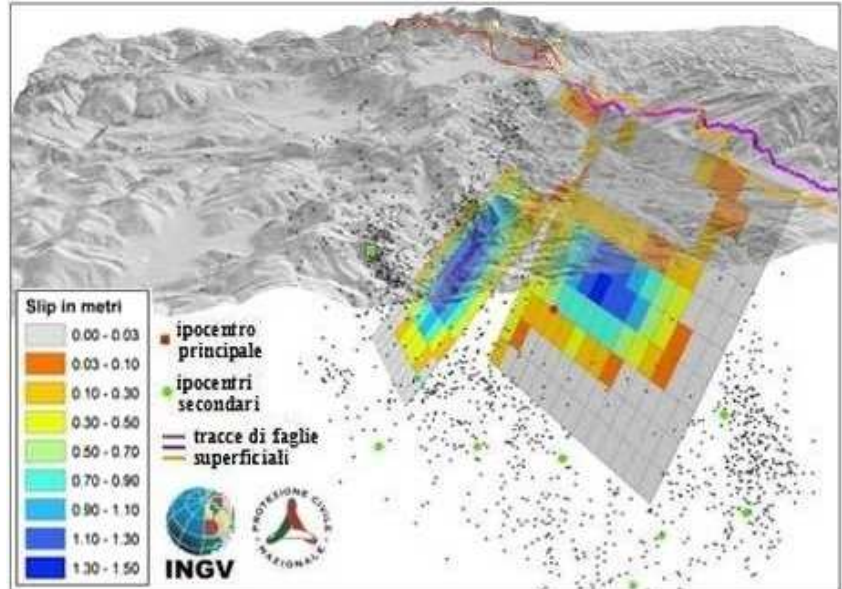
- Divergencia, desde el eje de una dorsal (*ridge*) oceánica o bien hacia ambos flancos de los valles de ruptura continental (*rift*, como el caso de Africa oriental), donde el magma del manto asciende para crear nueva corteza basáltica.

- Convergencia, donde bajo una placa hay subducción de otra, que si es basáltica se hunde en una fosa o trinchera (*trench*) para acabar reabsorbiéndose en el manto, y si en cambio tiene corteza granítica su proa se clava bajo la proa de la otra balsa sin reabsorción mantélica (caso del Himalaya entre India y Eurasia o Zagros entre Arabia y Eurasia) con incremento del espesor cortical y tendiendo a soldar las placas en colisión.

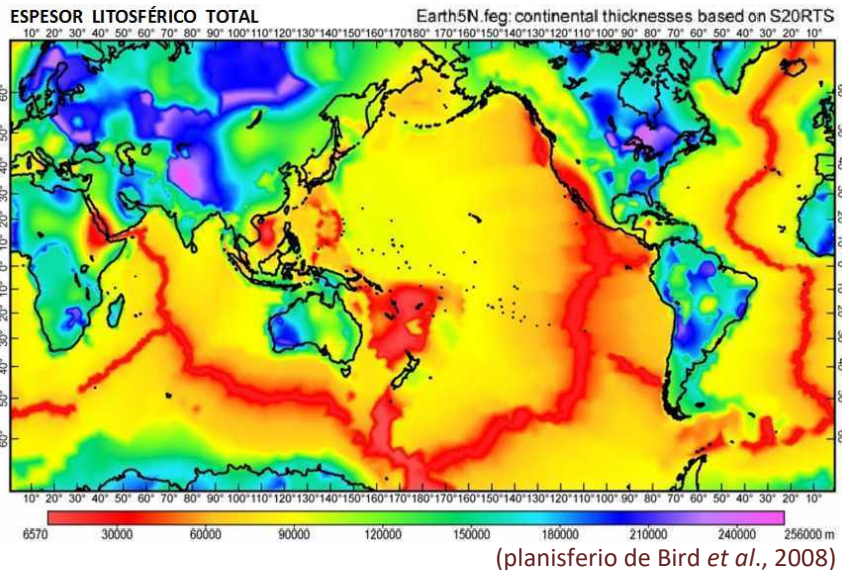
- Transcurrencia (*strike-slip*), fallas de desplazamiento lateral como San Andrés (California), Magallanes-Fagnano (Tierra del Fuego) o las innumerables fallas transformantes que separan segmentos de las dorsales oceánicas.

Debajo de la litósfera, a partir de la isoterma de 1.000°C (inicio de la deformación del olivino) se pasa al dominio plástico de la **asténósfera** (*ἄσθενός*, astenós: sin fuerza; hasta unos 250 km bajo el nivel del mar). La ductilidad ahí impide la generación de sismos, salvo en las alas rígidas de la corteza oceánica subducida, que incluso se sumerge en la capa transicional infrayacente hasta los 670 km (base del manto superior, isoterma de 1.400°C).

La corteza queda sismológicamente determinada con velocidades para ondas P < 6,8 km/s y para S < 4,3 km/s. **Moho** es el apodo confianzudo de la discontinuidad de **Andrija Mohorovičić** que la separa de la litósfera mantélica, de rocas básicas y mayor velocidad. La delgada corteza oceánica (6 a 12 km) cubre el 58,8% de

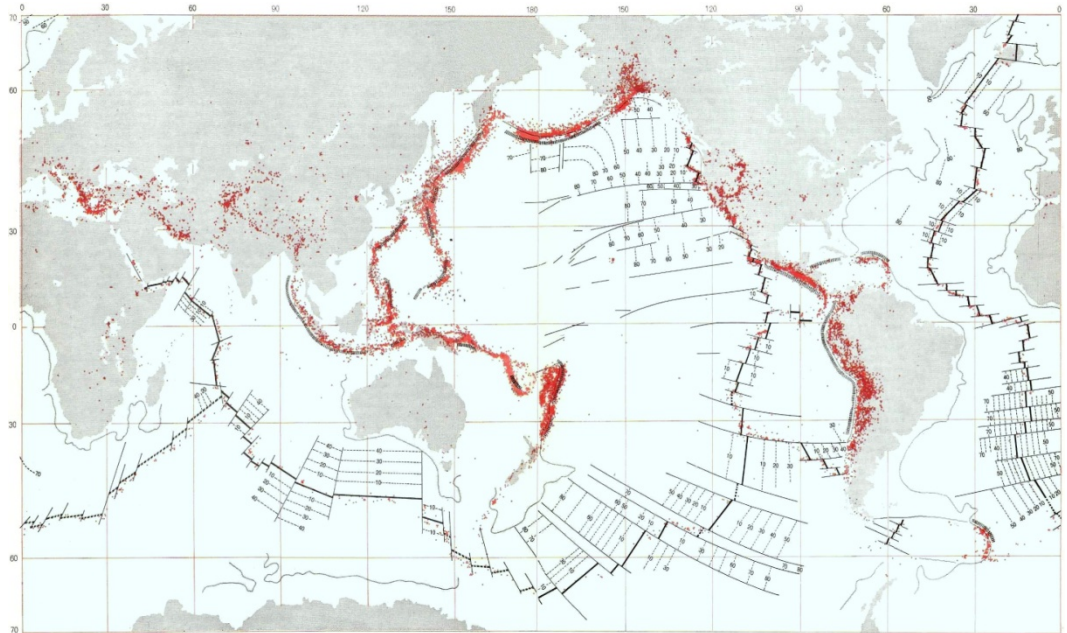


Modelado de planos de falla para un enjambre de sismos en Italia central (imagen del Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice di 2016)



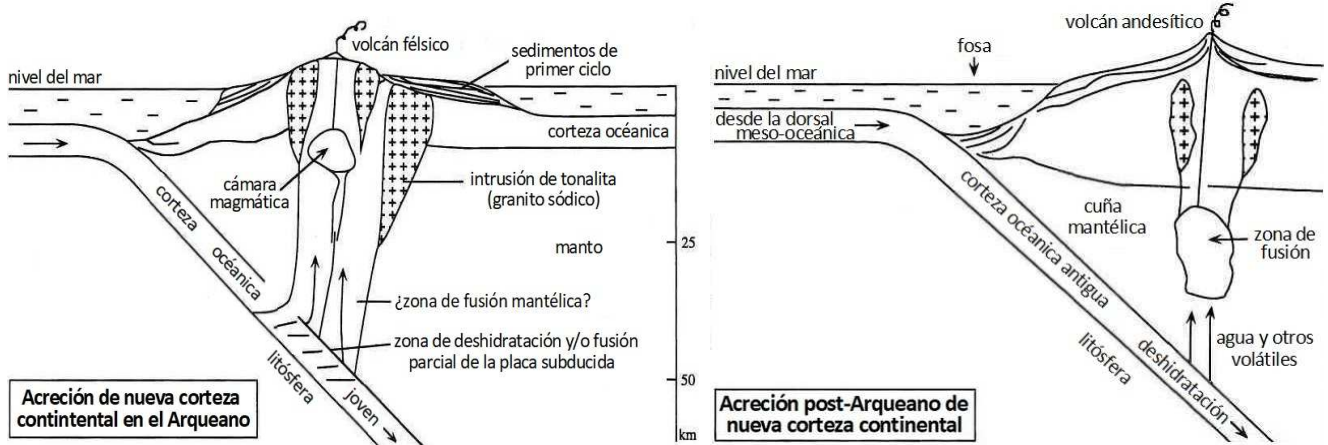
(planisferio de Bird *et al.*, 2008)

Distribución global de sismicidad –puntos rojos–, predominante en los cinturones de convergencia entre las placas tectónicas (modif. de Heirtzler, 1974)



la superficie de la Tierra, se compone de gabros y basaltos y se va renovando continuamente; su expectativa de vida máxima no supera los 200 m.a. La en cambio espesa corteza continental (25 a 70 km, 35 de media) tiene menor

densidad y flota sin reabsorberse en el manto, por lo cual acredita una edad promedio de 2.000 m.a. con sus representantes más ancianos en Canadá y Australia (más de 4.000 m.a.). Llamada en general granítica, esta corteza se compone de una porción superior granítico-gnéisica (félsica), una intermedia diorítica y una inferior probablemente máfica de facies granulíticas metamórficas. (Raramente incluye el emplazamiento de ofiolitas, rocas densas afines a la corteza oceánica resultantes de la obducción –ascenso– por movidas tectónicas complejas en cinturones de convergencia entre placas). Del 41,2% de su área planetaria total, más de dos tercios emergen y algo menos de un tercio está actualmente cubierto por mares someros (plataformas continentales sumergidas), cantidad que varía en el tiempo en función de la dispersión continental y del nivel medio del mar (*ergo*, cuantía de hielo acumulado en las regiones polares; *ergo*, temperatura media global). La corteza continental es única en el sistema Solar, resultante de la tectónica de placas y el agua (que por destilación o fraccionamiento cristal-líquido separa hacia arriba la sílice y otros minerales poco densos) y sigue creciendo lentamente a raíz de los procesos que tienen lugar en los márgenes convergentes, como acá se esquematiza.

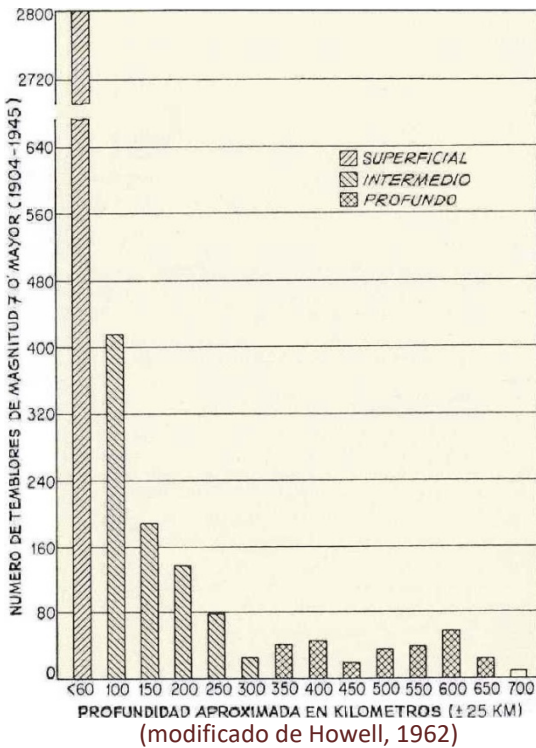


(modificado de Taylor & McLennan, 2001)

### DISCONTINUIDADES INTERNAS DE LA GEÓSFERA

El estudio de los arribos de las ondas a observatorios sismológicos de todo el mundo a lo largo de más de un siglo ha permitido elaborar un modelo bastante preciso del interior de la **geósfera** (la Tierra bajo nuestros pies, o sea sin la hidrósfera ni la atmósfera). Se conviene en hacer la siguiente **clasificación de terremotos**:

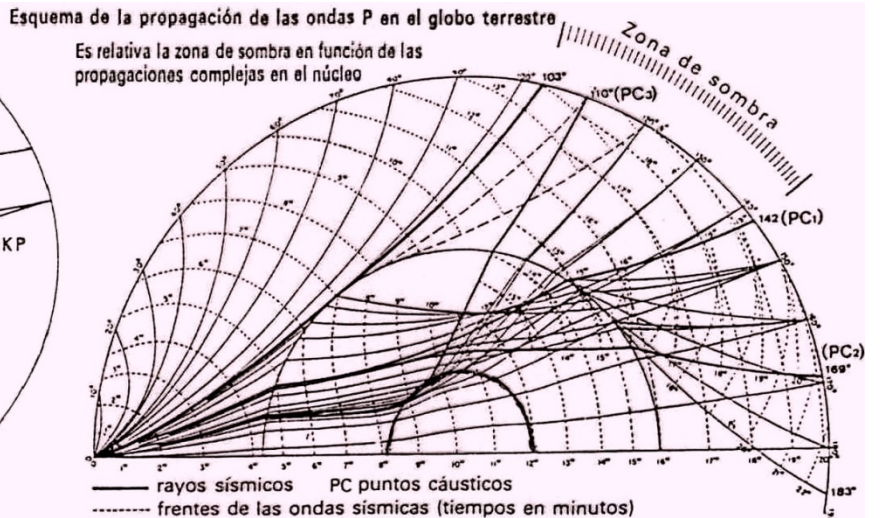
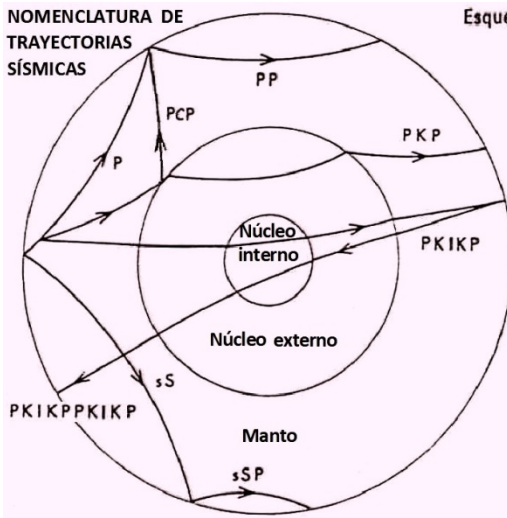
- **de origen superficial**, hasta unos 60 km de profundidad, dentro de la corteza (litósfera superior) y parte de la litósfera correspondiente al manto cuspidal.
- **intermedios**, de 70 a 250 km, en la parte profunda de la litósfera mantélica y la astenósfera (dominio plástico, de menor velocidad, dentro del cual se sumergen las cortezas oceánicas subductadas que siguen conservando un comportamiento frágil).



- **profundos**, de 250 a 670 km, en la zona transicional, donde todavía las placas oceánicas no han sido asimiladas al manto. Por debajo de los 670 km no ocurren más sismos, lo cual se interpreta como un cambio de fase, posiblemente también composicional con enriquecimiento de hierro y sílice. Los restos de las placas subductadas se cree llegan a precipitar hasta la capa D en el manto basal, al menos en parte. De allí resurge la convección ascendente.

Estas categorías representan, respectivamente, el 85, 12 y 3% del total, como se evidencia en el histograma graficado a la izquierda. Los límites entre capas con diferente composición mineralógica o distinto estado fisicoquímico se llaman **discontinuidades**, como las ya citadas corteza, litósfera mantélica, astenósfera y zona transicional, detectadas a partir de la alteración del curso de las ondas sísmicas internas (P y S), tanto por los cambios de velocidad como por la refracción y reflexión que dichos límites ocasionan en los frentes de onda (o su correlativa visualización mediante rayos). En las figuras siguientes se indica la nomenclatura utilizada para las trayectorias sísmicas, así como la formación de zonas de sombra (con pocos arribos sísmicos desde un determinado foco) y de puntos cáusticos (del griego *καυστικός*, causticós: quemar), aquellos donde los rayos se concentran, como la luz a través de una lupa.

(modificado de Gutenberg & Richter, 1965)



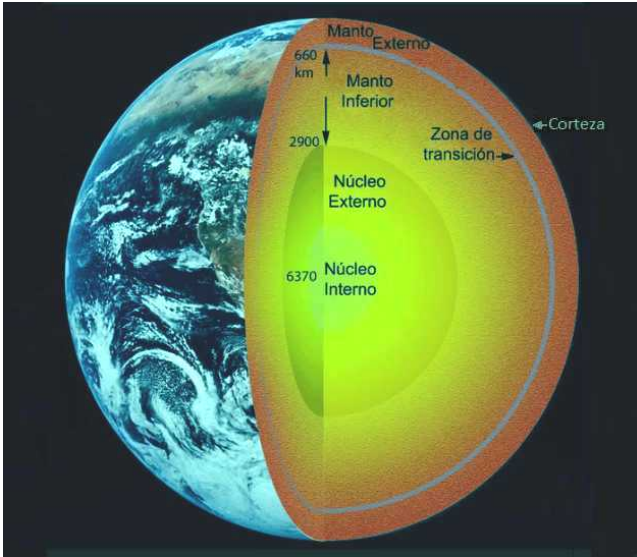
Esta es una brevísima síntesis del hallazgo de las **discontinuidades principales** de la geósfera:

- **Andrija Mohorovičić** (croata, 1909), límite corteza (rocas silíceas)-manto (silíceas más densas, con más Mg, Fe, etc.), a una profundidad desde unos 6 - 12 km (bajo la hidrosfera, en corteza oceánica) hasta unos 25 - 70 km (bajo la atmósfera en corteza continental). Abreviadamente conocida como Moho.
- **Beno Gutenberg** (alemán, 1912, a partir de los estudios del inglés **Richard Oldham** en 1906), límite manto-núcleo (composición metálica, mayoritariamente hierro, con Ni, O, S, etc.), a unos 2.890 km bajo el nivel del mar.
- **Inge Lehman** (danesa, 1936, basada en las investigaciones del alemán **Emil Wiechert**), límite entre los núcleos externo e interno (composición muy similar, en estado fluido y sólido, respectivamente, probablemente el interno con menos oxígeno, etc.), a unos 5.150 km de profundidad bajo la superficie del geode.

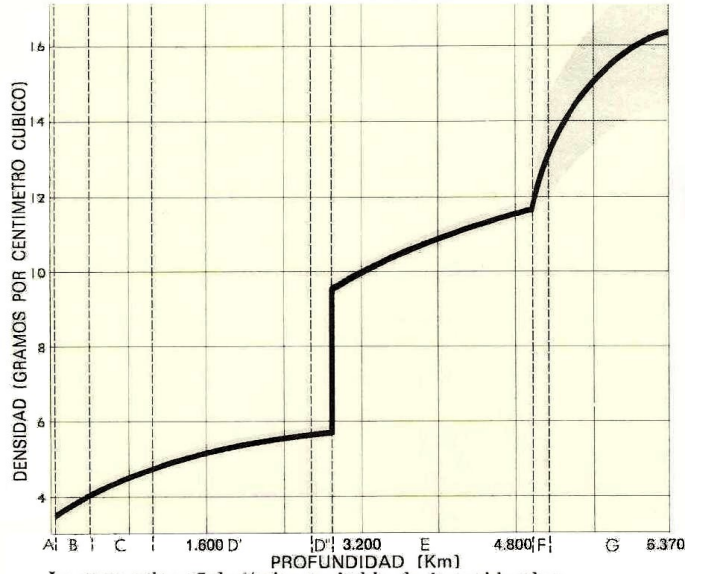
El manto medio-inferior suele también ser llamado **mesósfera** (aunque hay otra mesósfera, entre la estratósfera y la termósfera, 50 a 85 km sobre el nivel del mar o cero geoidal, capa más fría de la atmósfera).

La sismología y otras informaciones geofísicas han permitido construir las gráficas de la página que sigue referidas a magnitudes del interior de nuestro planeta.

Tanto las ondas P como las S incrementan en general su velocidad con la profundidad, y mucho dentro de la litósfera, pero ralentizan al pasar a la astenósfera (a unos 250 km). Luego nuevamente las ondas comienzan a

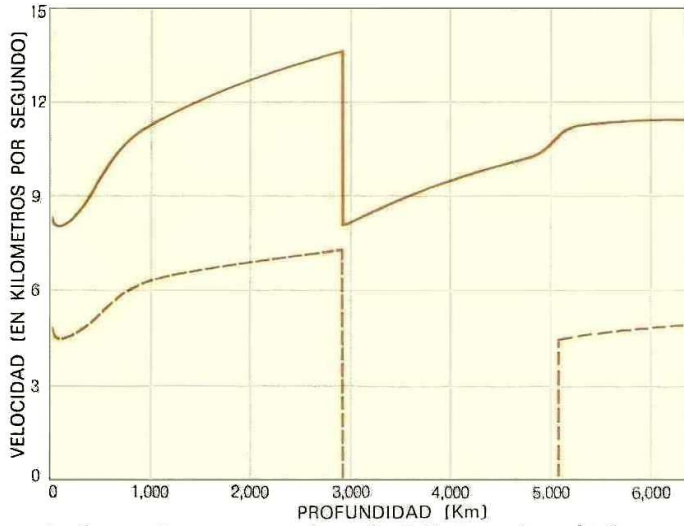


Interior terrestre (modificado de Britannica)



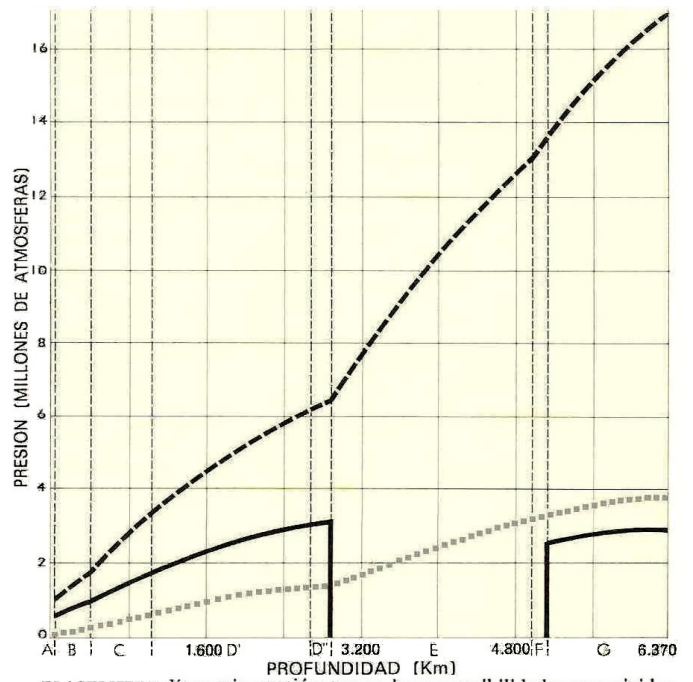
La zona gris señala límite probable de incertidumbre.

(figuras modificadas de Bullen, 1974)



La línea continua representa las ondas P. En trazos las ondas S.

(figuras modificadas de Anderson, 1974 y 1994)



ELASTICIDAD: línea gris, presión; trazos, incompresibilidad; negra, rigidez.

pisar el acelerador para alcanzar su máximo en la base del manto inferior. Ahí las P registran unos 14.600 m/s, pero clavan los frenos al entrar al núcleo exterior, para volver a acelerar de a poco, y más en el interno.

Las ondas S no atraviesan el núcleo y esto sólo puede explicarse por su estado fluido, siendo ésta la principal

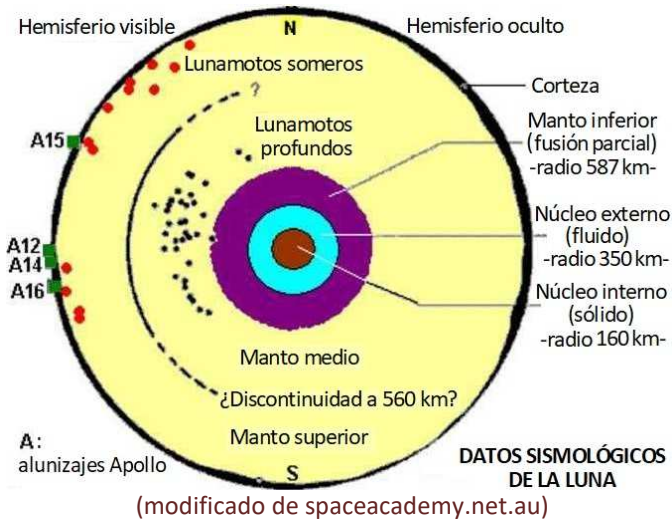
evidencia de la condición física del núcleo exterior. En cambio el núcleo interno es sólido por la enorme presión que soporta y allí seguramente hay ondas S generadas a partir de las P, pero de ahí no pueden salir.

**MUNDOS TEMBLOROSOS**

Los impactos de asteroides, cometas y meteoritos causan temblores, y más en mundos sin atmósfera (el colchón gaseoso de la Tierra amortigua y desintegra, o al menos esmerila bastante, a los diversos proyectiles cósmicos). También eventuales deslizamientos, ciclones, etc. Pero veamos las causales tectónicas y volcánicas.

Empezando por Mercurio, su superficie muestra acantilados geológicamente jóvenes causados por la ya citada gradual contracción del planeta, por lo cual una sismicidad tectónica moderna es altamente probable.

Respecto a Venus, con más de mil centros volcánicos de diámetro mayor a 20 km, de los cuales algunos casi seguramente activos (cómo han mostrado las imágenes térmicas y las fuertes variaciones de concentración de SO<sub>2</sub>), una actividad sísmica actual conexas es absolutamente esperable, amén de posibles movidas tectónicas.



Nuestra Luna evidencia escarpes tectónicos parecidos a los de Mercurio. De ahí se dispone de datos post reportados por los sismómetros llevados en cuatro misiones *Apollo* (figura a la izquierda). De cuyo procesamiento e interpretación surge que existe un pequeño núcleo de hierro de 350 km de radio, sólido en sus dos tercios centrales y líquido en el tercio de afuera, así como expresa fusión parcial la zona basal de su espeso manto rocoso. Las fuerzas de marea todas las semanas causan unos cuatro lunamotos pequeños (hasta grado 2 Mw, con hipocentros entre 600 y 1.000 km de profundidad); además se disparan vibraciones por la expansión-contracción térmica día-noche; hay otros ocasionales sismos a unos 20-30 km de profundidad acaso vinculados a los escarpes; y el cascateo espacial provoca unas cien sacudidas al año,

con hasta grado 5 Mw cuando una vez por año (en promedio) la Luna se lleva puesto un toscón de cerca de una tonelada, sin *airbag* de por medio. Los sismos lunares vibran con frecuencias más altas que los terrestres y duran mucho, los más intensos no menos de 10 minutos, mientras que en la Tierra raramente superan 1 minuto, y la razón es la extrema escasez de agua lunar, ya que por estos pagos terrenales el agua poral actúa como esponja atenuando las vibraciones y evitando el efecto diapasón que ocurre en los mundos resecos.

Marte es otro mundo más seco que la Tierra, pero menos que la Luna, y tuvo intensa actividad tectónica en el pasado remoto. Valles Marineris (integrado por varios cañones o *chasmate*, en singular *chasma*) supera los 4.000 km de largo y alcanza unos 7 km de profundidad máxima, es de origen tectónico y guarda alguna semejanza con el Gran Valle del Rift de África oriental (de mayor longitud total pero mucho menor profundidad). Y hemos ya mencionado la presencia de edificios volcánicos (con el Guinness del Olympus Mons). El sismómetro de la sonda *InSight*, amartizada en 2018, ha detectado cientos de sismos al año con hipocentro entre 30 y 50 km bajo la superficie que se entiende causados por los procesos de enfriamiento del planeta, además del apedreo cósmico y otras causas. Hay martemotos cercanos al grado 4 Mw. Adicionalmente, la morfología de ciertos relieves sería evidencia de tsunamis en los primigenios mares, acaso sufridos por boyantes marcianitos microbios.

No podemos saber aún lo que sucede bajo las espesísimas atmósferas de los cuatro planetas mayores. Pero sí sabemos que algunas de sus lunas experimentan actividad geológica. Hemos referido el vulcanismo sulfuroso de Io, satélite joviano que casi seguramente tiene sismicidad conexas. Y su vecino Europa parece tener una dinámica bastante análoga a la tectónica de placas en su gruesa cubierta de hielo, sobre la cual pueden verse fracturas de hasta 3.000 km de longitud. La infrayacente agua líquida podría convectivamente extraer el calor interno y los desplazamientos sobre las líneas de fractura serían causales de escalofríos y castañeteos varios.

También el saturniano Encélado tiene una cubierta helada, en este caso con criovulcanismo de géiseres y fumarolas, sobre un muy probable océano global atravesado por plumas calóricas de posible fuente hidrotermal. Es decir, otro favorable escenario para ocasionales liberaciones elásticas de energía.

Y también el enorme Sol sufre oscilaciones en sus zonas externas, comprobadas como las de la Luna, aunque en este caso sin necesidad (ni factibilidad) de sismómetros. Básicamente son una suerte de oleajes fotosféricos que parten en círculo desde los focos de fulguraciones, a velocidades del orden de 33.000 m/s (Mach 100) y energías unas mil veces superiores que los más potentes sismos terrestres. La **heliosismología** estudia estos fenómenos cuyo origen es bien distinto que el de la tectónica de lunas y planetas y que permiten mapear capas profundas de la atmósfera solar y deducir su dinámica.

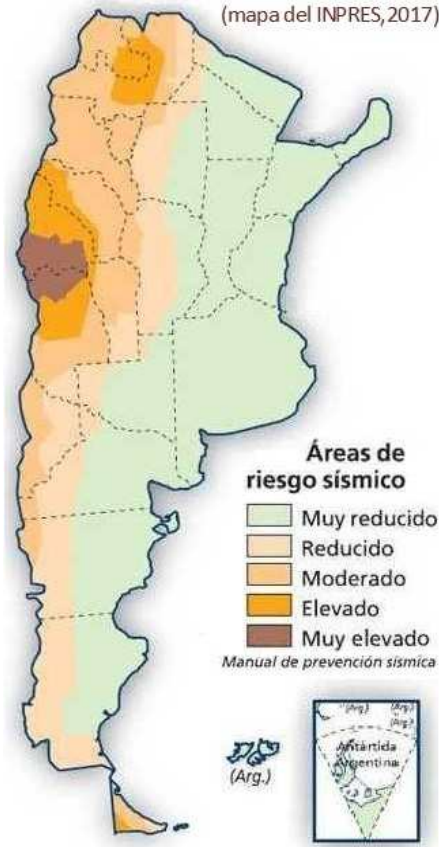
## RIESGO SÍSMICO

La **predicción sísmica** consiste en estimar la probabilidad de ocurrencia de temblores de determinados rangos de intensidad en áreas definidas para ciertos lapsos de tiempo (de años o décadas). No se consiguen mejores pronósticos en el estado actual del conocimiento dada la complejidad de estos procesos. Para los sismos someros un indicio, si bien complejo de monitorear, es que suelen ser precedidos por cambios hidrogeológicos por ascensos profundos, sobre todo enriquecimiento en Rn, As, Bo, Fe, etc. Además, para terremotos de magnitud

mayor a 5°Mw es posible que en algunos casos ocurran destellos atmosféricos de segundos o pocos minutos, alguna hora antes y a veces después del evento, quizá por descargas electrostáticas debidas a la fricción sobre la superficie de la falla que lo dispara. Se trataría de triboluminiscencia (del griego τριβω, tribo, frotar) y en inglés se lo refiere como *EQL* (*EarthQuake Light*), pero todavía no existen certezas científicas y tales luces pueden no tener una causa sísmica.

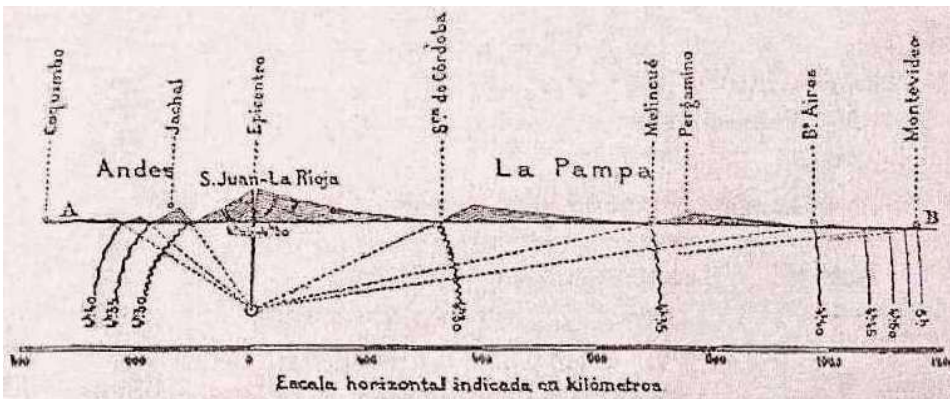
Acá algunos grandes terremotos históricos en escala de momentos sísmicos (entre paréntesis eventos estimados)

- 9,5 Valdivia, Chile, 1960
- 9,2 Anchorage, Alaska, 1964
- 9,1 Banda Aceh, Indonesia, 2004
- 9,0 Kamchatka, Rusia, 1952
- (9,0 Arica, Perú, hoy Chile, 1868)
- 9,0 Sendai, Japón, 2011
- 8,8 Maule, Chile, 2010
- 8,8 Esmeraldas, Ecuador, 1906
- 7,7 Tierra del Fuego, Chile, 1949
- (7,6 Jáchal, SJ, Argentina, 1894)
- 7,4 Caucete, SJ, Argentina, 1977
- 7,4 San Juan, Argentina, 1944
- (7,2 Mendoza, Argentina, 1861)



Ha de tenerse presente que áreas de riesgo mínimo también pueden sufrir terremotos, en general de no excesiva intensidad, como el que ocurrió en 1888 con epicentro en el río de la Plata estimado en 5°Mw, para julepe de bonaerenses y orientales.

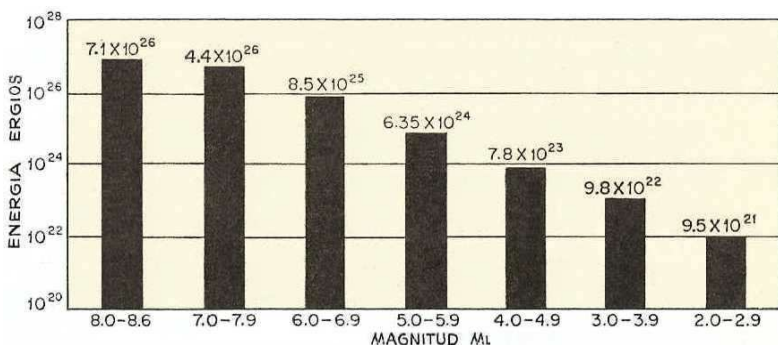
Los sismos más potentes, cercanos a 9°, producen oscilaciones libres, así como cambios en la distribución de masa litosférica a lo largo de fallas de 500 ó más kilómetros. Esto causa corrimientos del eje de rotación terrestre del orden de los 10 cm y cambios en la duración del día de pocos microsegundos, todos los cuales son efectos ínfimos en términos humanos. Asimismo, eventos de 8° ó mayores en algunas ocasiones disparan una o más erupciones volcánicas en las semanas o meses siguientes en el entorno del área interesada por su vasto desplazamiento, debido al eventual efecto desestabilizador sobre las cámaras magmáticas preexistentes.



Curvas horarias y esquema de propagación de las ondas sísmicas en el terremoto de 1894. (gráfico de E. Delechaux, 1894; en Tello & Pérez, 2004)



Tramo de la falla de San Andrés, California (foto Salvat GT)

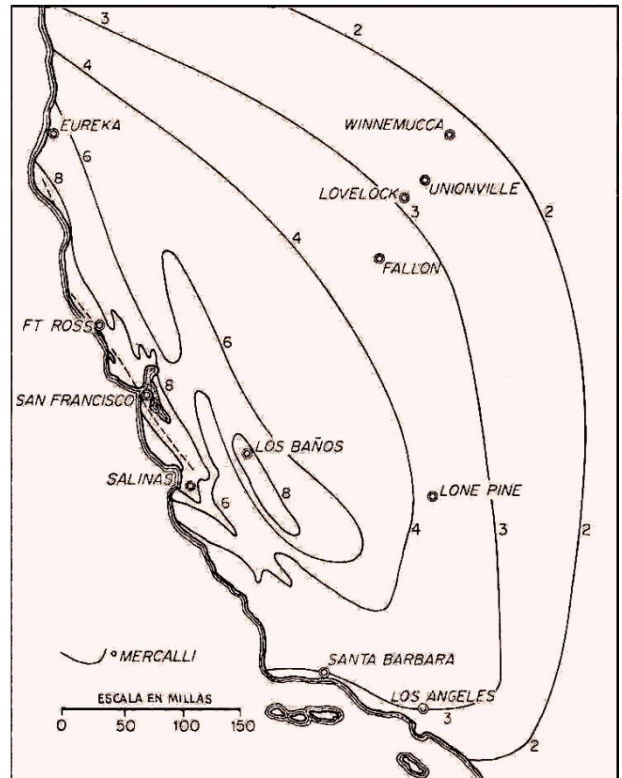


Energía sísmica total anual según orden de ML (modif. de Howell, 1962)

El histograma adyacente muestra la distribución de energía sísmica acumulada cada año según su rango de magnitud. Los sismos de intensidad menor suceden con mucha mayor frecuencia, pero puede verse que no logran sumar tanta energía como aquellos que esporádicamente se disparan con mayores potencias.

Cuando ocurren grandes terremotos (en el orden de Mw ≥ 7) bajo el mar, es necesario articular la **prevención de un tsunami** –aunque pueda no producirse– en un lapso de horas o minutos,

dependiendo de la distancia desde el epicentro a la costa. En el Pacífico existe desde 1949 un sistema de alerta temprana (*Tsunami Warning System*, que fue trágicamente desoído por la Armada de Chile en el sismo de 2010) que desde 2005 se replicó en el Índico y el Caribe. Funciona con boyas, sensores de presión de fondo y antenas comunicadas con satélites. También se están usando los cables submarinos de internet como sensores de presión. Para que suceda un maremoto o tsunami típico –de origen tectónico– **debe haber un desplazamiento vertical en las rocas del fondo marino**, a lo largo de una zona de falla. El consecuente movimiento del volumen ácuo crea varias crestas a unos 200-500 km entre ellas, con velocidades superficiales de 400-900 km/h y altura crestal del orden del metro en mar abierto, que aumenta hasta unos 5 m ó más (con casos muy excepcionales que superan los 30 m) al llegar a la costa, ralentizando hasta unos 40 km/h. Los frentes de onda suelen ser más bien rectos en casi toda su extensión, concentrando la energía a lo largo de estas crestas rectilíneas que se separan. Sólo en los extremos se va diluyendo la energía al curvarse, lo que hace que las zonas situadas justo en la proyección del rumbo de falla sean relativamente poco afectadas, en contraste con las zonas que son barridas de lleno por los sucesivos trenes de olas aunque se sitúen mucho más lejos del epicentro.



Carta isosísmica del terremoto de San Francisco de 1906 (modificado de Howell, 1962)

Al llegar un tsunami suele producirse una retirada del mar antes del arribo de la primera gran ola, que, aunque no fuese de muy notable altura, puede llegar a penetrar mucho debido al enorme volumen de agua que viene empujando tras ella: es una ola de volumen, no de forma como las normales. Naturalmente la pendiente costera es crítica para condicionar la magnitud de penetración de la masa de agua en tierra (que ya no es firme). También pueden ocurrir **tsunamis no tectónicos**, en algunos casos gigantescos (megatsunamis), por desplome de un gran macizo rocoso que mueve un volumen de agua proporcional a su masa. Deslizamientos en taludes bajo el mar a veces también causan maremotos. Esto sucedió en Japón en 2011 cuando el tsunami tectónico fue amplificado por un enorme deslizamiento submarino (causado a su vez por el mismo terremoto que causó el tsunami inicial). Tsunamis o megatsunamis suceden también por caída de meteoritos gigantes y por colapsos volcánicos en el mar. A estos últimos correspondieron los casos de la isla de Krakatoa, entre Sumatra y Java en 1883, y de la isla de Santorini o Thera en el mar Egeo *circa* 1628 a.C. que se estima tuvo una energía igual a 3 veces la de Krakatoa ó 4.000 veces la nuclear de Hiroshima, arrasó la civilización Minoica y casi seguramente dio letra al mito de la Atlántida de **Platón** del siglo V a.C. Estos eventos además producen fuertes sismos.

izquierda, 2004, Banda Aceh, Indonesia, tsunami del océano Índico (foto Assoc.Press). Centro, 2010, efectos del tsunami en la región del Maule, Chile (foto Carolina Inostroza). Derecha, 2011, tras el tsunami en Sendai, Japón (foto Asahi Shimbun)



La predicción es mucho más factible en el caso de los sismos provocados por movimientos magmáticos dentro o debajo de volcanes, llamados **tremores**, en general de intensidades relativamente bajas, que siguen una cierta dinámica secuencial, incluyendo impactos del magma con las paredes o el conducto de salida de la cámara, golpes de bloques sólidos desprendidos de las paredes y arrastrados hacia arriba y explosiones de bolsones de

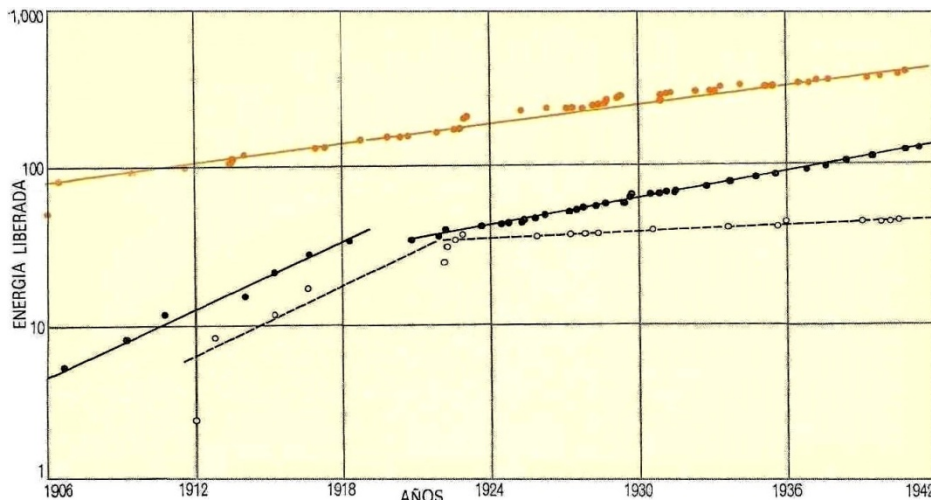
gas. Si estos sismos se registran provenientes de focos cada vez más superficiales y repetidos puede entonces predecirse el momento de la erupción, así como estimarse su magnitud y duración en los días sucesivos, naturalmente siempre con márgenes de error estadístico.

Existen **eventos de largo período** (LP, muchas horas e incluso días) de baja intensidad y baja frecuencia (no más de 5 Hz), resultantes de la superposición de innumerables eventos menores, en ocasiones simultáneos. Son **armónicos** si la intensidad y frecuencia son más o menos constantes y **espasmódicos** si fluctúan mucho. Más

raramente pueden ocurrir los **terremotos volcano-tectónicos** que casi nunca sobrepasan los 4 grados de magnitud, con frecuencias de entre 10 y 30 Hz, a veces conformando **enjambres sísmicos**, esto es, varios sismos consecutivos procedentes de la misma zona epicentral y con magnitudes parecidas.

Para los terremotos puramente tectónicos solamente pueden hacerse seguimientos (como en la figura de la izquierda) y estadísticas con grados de probabilidad muy vagos.

La profundidad del hipocentro y la distancia epicentral son factores críticos en cuanto al riesgo para las personas. Por ejemplo, el último terremoto



SERIE DE TERREMOTOS de la costa oeste de América del Sur. Son tres grupos: los de foco a menos de 70 km de profundidad (puntos y raya coloreada); los comprendidos entre 70 y 300 km (puntos negros y raya negra continua), y los producidos entre 300 y 600 km (círculos y traza discontinua). La escala vertical señala la cantidad de tensión relativa de las vibraciones. Se observa una interrupción en los dos grupos inferiores alrededor de 1921, lo cual nos indica que estos dos grupos están mecánicamente acoplados, pero completamente separados del grupo anterior.

(modificado de Anderson, 1974)

muy destructivo en Argentina ocurrió en 1985 en Mendoza (Ms 5,9 e hipocentro a 12 km bajo la superficie, a unos 30 km de la ciudad) causando 6 víctimas fatales, 230 heridos y dejando un hospital y 12.000 viviendas seriamente afectadas, por su construcción sin las normas básicas. Pobreza e irresponsabilidad estatal. De modo que son también muy determinantes la desigualdad económica y la falta de apego de un pueblo por el respeto de las normas. En Puerto Príncipe (Haití) perecieron en 2010 más de 300.000 personas por un sismo de foco somero y Mw 7,0 que en un país desarrollado habría causado relativamente pocas muertes.

Las normativas para el diseño de **construcciones sismorresistentes**, como las que provee el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica de Argentina), se van actualizando conforme progresan las tecnologías y mejoran los conocimientos sobre resistencia sísmica. Además existen redes nacionales de acelerógrafos que entregan información sobre las aceleraciones que soportan distintos tipos de estructuras ante temblores de variada magnitud. Entre las recomendaciones, en regiones de alto riesgo sísmico es importante consolidar los terrenos propensos a la licuefacción antes de fundar; éste fue un factor clave en los daños muy graves en Ciudad de México en 1985 (más de 10.000 muertes), edificada sobre el relleno del lago de Tenochtitlán.

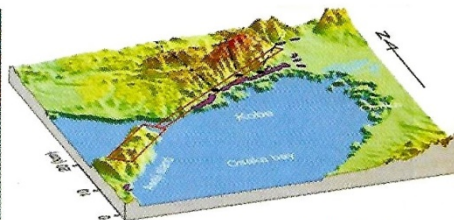
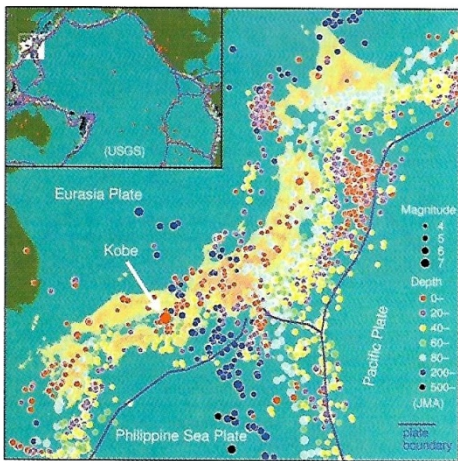
Para aguantar grandes terremotos siempre son preferibles viviendas de madera o materiales sintéticos flexibles con una estructura metálica fuerte pero liviana y aislaciones ignífugas. Las construcciones de mampostería deben poseer enrejados de acero o vigas y columnas de hormigón armado y techos livianos y resistentes a posibles colapsos, y los edificios altos han de tener sistemas de absorción de la vibración para prevenir la ruptura, sobre todo en su base (cilindros de plomo, goma y acero, aisladores elastoméricos u otros). La monumental basílica de Santa Sofía construida entre 532 y 537 en Constantinopolis bajo el mandato de Justiniano (devenida mezquita en 1453 en la desde entonces turca Istanbul) fue preclaramente concebida por **Isidoro de Mileto** y **Antemio de Trales** con plomo bajo las columnas para dar plasticidad de movimiento durante los sismos. Cuando hay que adecuar edificaciones antiguas, efectuarlo suele ser más costoso que demoler y rehacer, pero en muchos casos esto no es sensato debido al valor del patrimonio histórico-cultural (anche turístico). En años recientes se han desarrollado distintos tipos de amortiguadores (viscoelásticos, de masa con resorte, de agua en recipientes especiales) que se instalan en el techo –porque ahí es donde oscila más– y permiten transferir la energía desde la edificación al amortiguador, también la debida a vientos fuertes o tráfico intenso, logrando su disipación por fricción, tanto mayor cuanto más se la consiga sintonizar –las viviendas bajas vibran a una frecuencia mayor y con amplitud menor que los edificios altos–.

La prevención sísmica incluye sistemas de corte eléctrico y válvulas automáticas en la red de gas para evitar incendios, entre otras prevenciones. Las estructuras más seguras deben ser los edificios de bomberos, hospitales, centrales de energía, depósitos radiactivos, diques, etc. Y en segundo lugar las construcciones de uso público como escuelas, estadios, cines, hoteles o puentes de alto tránsito. Y es esencial la preparación y organización de la población con protocolos a cargo de la Defensa Civil para minimizar muertos, mutilados y huérfanos, además de procurar reducir las pérdidas económicas de todo tipo (que redundarán en calidad de vida).

- **Terremotos inducidos:** obedecen a muy variadas causas antrópicas. En la actualidad el 34% se debe a la hidrofracturación en pozos petroleros, 25% a explotaciones mineras, 15% al peso del agua en las represas, 11% a explotación petrolera convencional, 6% a pozos geotérmicos, 4% a repositorios de fluidos residuales, 2% a explosiones nucleares, 1% a pozos acuíferos, 1% por investigación y hay otras menores (por ejemplo la sustracción de CO<sub>2</sub> atmosférico). La magnitud en **operaciones de hidrofracturación y explotación minera** varía entre 1 y 4 Ms y hasta ahora no se han verificado daños relevantes ni heridos (salvo en accidentes de la propia actividad). Tampoco se ha probado que puedan disparar fuertes terremotos; las operaciones hidrocarburi-feras se ejecutan a unos 2 a 4 km de profundidad y sismos inducidos, a lo sumo moderados, pueden ocurrir hasta a 10 km bajo tierra. Pero es evidente que estas operaciones **no deben realizarse muy cerca de un poblado**.

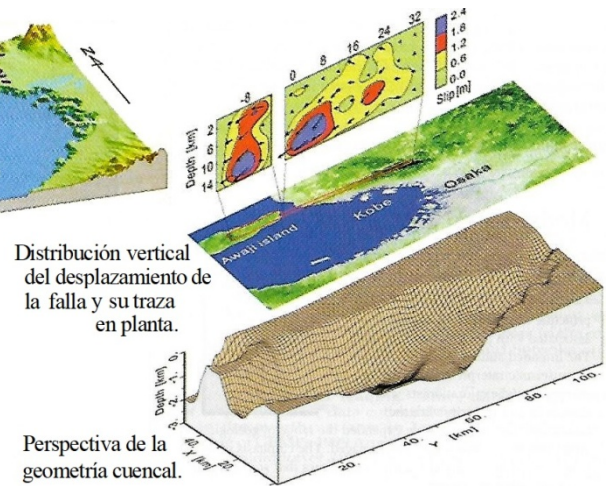
**APLICACIONES DE LA SISMOLOGÍA**

La sismología es la herramienta geofísica que ha permitido acceder a la mayor parte del conocimiento que se dispone sobre el interior del planeta cuya superficie sólida pisamos (y pisoteamos), sea desde sismogramas convencionales, sea a partir de imágenes procesadas de velocidades sismológicas (mapas o cortes) para distintas profundidades mantélicas. Pero también puede dar aplicaciones prácticas de tipo prospectivo. Esto es así en áreas de frecuente sismicidad donde la información que se puede obtener es abundante. En esos casos, si se dispone de una adecuada red de acelerógrafos y/o sismógrafos portátiles y un razonable tiempo de espera para obtener una cantidad crítica de datos, pueden estudiarse los tiempos de arribo, amplitudes, frecuencias y otros parámetros de las ondas. Entonces, a partir de esos estudios, pueden sacarse conclusiones sobre aspectos geológico-económicos del subsuelo.



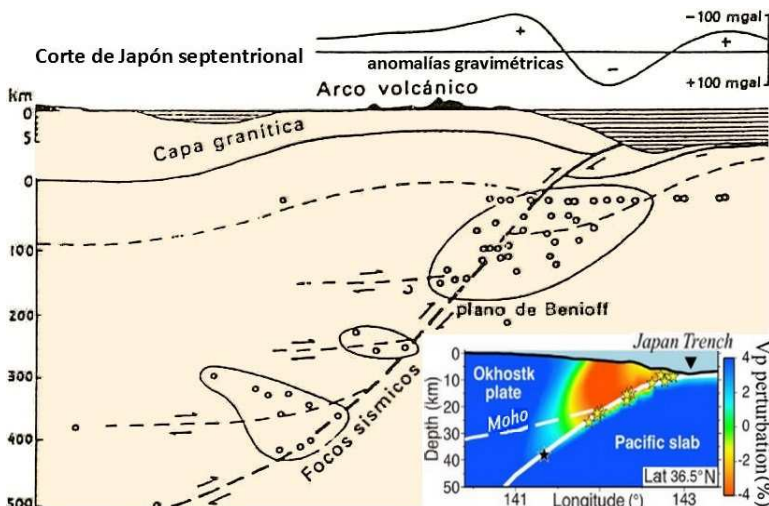
Marco geotectónico con epicentros entre 1989 y 1998.

Terremoto de Kobe del 17/01/1995



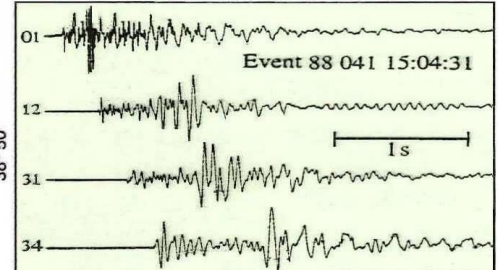
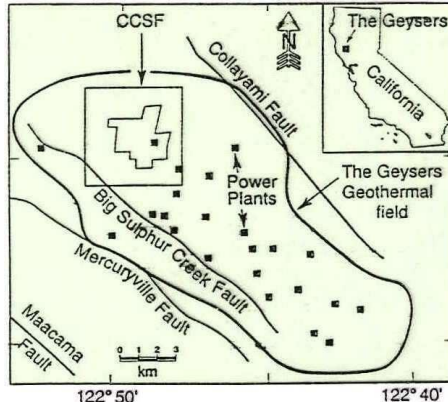
(modificado de Koketsu & Furumura, 1999)

(modificado de Gutenberg & Richter, 1965 y cuadro menor modificado de Zhao, 2019)



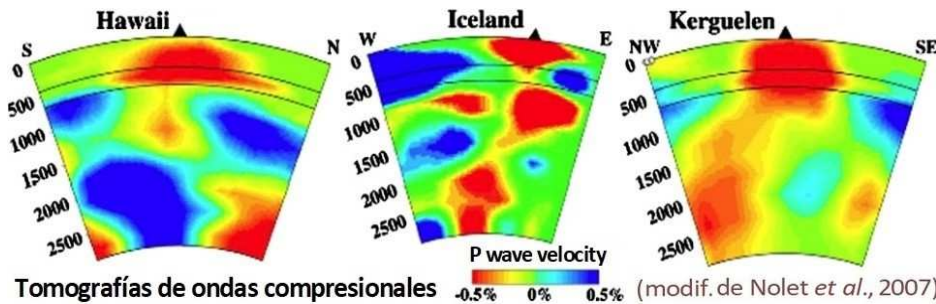
La antes comentada investigación de riesgo sísmico y la eventual predicción estadística de la sismicidad futura constituyen el primer objetivo de los estudios sismológicos, como se ilustra con este ejemplo de modelado de datos en Japón, tras el terremoto de 6,9 Mw en 1995 en Kobe, que causó unas 6.000 víctimas. En otro orden, los datos de sismos naturales aplican también a la **evaluación de áreas de yacimientos de gas o vapor geotérmico** a través de los cuales las ondas compresionales

resultan muy atenuadas, lo que permite hacer un mapeo tridimensional y planificar la estrategia de explotación volumétrica más adecuada. Acá vemos un caso cuyo modelo 3D reprodujimos en el Tema 10, pag.279. (Las ondas de cizalla pasan por la matriz rocosa sin atenuarse porque no “leen” el fluido; lo cual se ve en el Tema 18).



Sismograma de un típico terremoto ocurrido dentro de la región estudiada. El contenido de frecuencias disminuye con el incremento de distancia desde el hipocentro.

Campo geotérmico Geysers, California. (modificado de Romero Jr. et al., 1997)

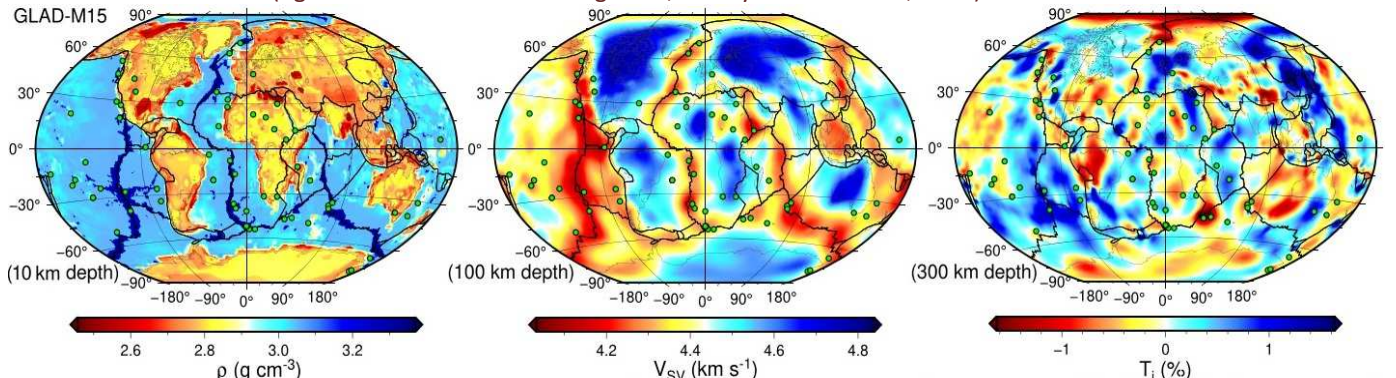


Tomografías de ondas compresionales (modif. de Nolet et al., 2007)

Por último, ejemplos de mapas y cortes a escala global de la variación de las velocidades de las ondas P y S a profundidades crecientes dentro de la corteza y el manto terrestre. Las P son imprescindibles cuando se quiere visualizar el núcleo (figuras en la siguiente página) porque allí no hay matriz, todo es fluido y las ondas S, repetimos, no tienen cómo apoyarse en su oscilación transversal y no pueden pasar, así como el agua no ofrece resistencia a una tijera.

En estas gráficas también hay datos de densidad de la corteza y del cociente entre las velocidades de las ondas de cizalla en el manto según que estén polarizadas en z (Vsv: velocidad S vertical) o en x (Vsh: horizontal), que difieren en función de las anisotropías de los materiales atravesados –son el equivalente de la birrefringencia de las ondas de luz en óptica–. Este tipo de datos resulta indispensable para poder hacer modelados sobre la geodinámica del manto, lo cual permite, a su vez, entender mejor la tectónica de las placas corticales y los fenómenos sísmicos asociados en cada región estudiada.

(figuras modificadas de Bozdağ et al., 2016 y Ciardelli et al., 2022)



en negro límites entre placas tectónicas, en verde puntos calientes (hot spots) compilados por Don Anderson

Planisferios de datos sismológicos a distintas profundidades

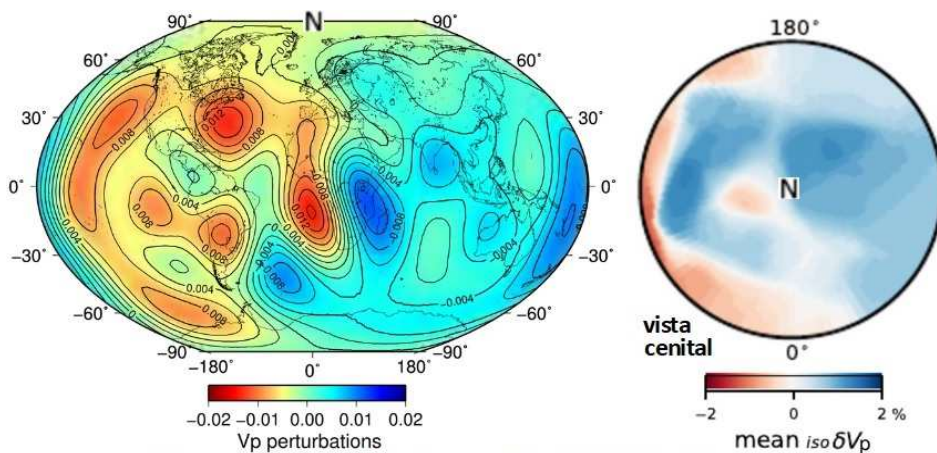
Las cinco figuras precedentes provienen de los modelados GLAD (Global ADjoint tomography) que debemos a la eminente sismóloga computacional turca Ebru Bozdağ y varios colaboradores a partir de disponer de millones de registros de cientos de terremotos, con sus tres componentes espaciales, empleando sismogramas con ondas superficiales. Con una supercomputadora se van procesando simulaciones tridimensionales de la

propagación de ondas sísmicas inelásticas que se adjuntan en progresión, abarcando corteza y manto. Una vez terminado el modelo se lo comprueba con datos de otras decenas de terremotos no utilizados inicialmente.

Trabajos de este tipo están consiguiendo visualizaciones del manto con un grado de definición inexistente hasta hace algunos años, mejorando notablemente la comprensión de las plumas mantélicas y corrientes convectivas, incluso de losas de corteza oceánica desprendidas en el manto, procedentes de alguna subducción ya abortada.

Como otra curiosidad, se ha planteado que formaciones geológicas superficiales de hierro bandeado puedan haberse parcialmente reciclado en el manto contribuyendo a su heterogeneidad. Éstas son mayormente del Proterozoico (de la Gran Oxidación de hace 2.500 m.a. y de otro evento de hace 1.800 m.a. cuando todavía había mucho hierro soluble) y contienen hasta 60% de Fe bajo la forma  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y densidad de  $3,5 \text{ g/cm}^3$ , más que el manto superior. Subductadas hasta alcanzar la base del manto (capa D) podrían haber alimentado plumas mantélicas cuyo ascenso dio origen a grandes provincias ígneas unos 250 m.a. más tarde. En tal hipótesis no sería imprescindible la formación de eclogita (metamorfito máfica de  $3,4 \text{ g/cm}^3$ ) para promover la subducción.

Variaciones de velocidad de las ondas primarias se registran también dentro del núcleo externo, que sabemos posee un comportamiento fluido con corrientes convectivas que transportan el calor proveniente de su región basal sobre el núcleo interno. En cuanto a éste, las ondas confirman su estado sólido y revelan su fuerte anisotropía y sus muy marcadas diferencias en la estructura elástica y atenuación entre ambos hemisferios, con abruptas variaciones laterales



**Mapes de ondas P de la superficie del núcleo interno**

(figuras modificadas de Tkalčić *et al.*, 2024 y de Brett *et al.*, 2022)

de velocidad. El contraste más notable se observa en el hemisferio occidental, principalmente en la mitad norte, con bajas velocidades. También se ha detectado un subnúcleo en la parte más interna, cuyo punto central está desplazado unos 400 km del centro de masa terrestre, hacia el hemisferio oriental, acaso resultante de múltiples etapas de acreción, posiblemente en lenta traslación lateral y cuya composición se especula responda a un cambio de fase de  $\alpha$ -Fe (ferrita, cristalina cúbica centrada en el cuerpo) a su alótropo  $\gamma$ -Fe (austenita, centrada en las caras). Algunos investigadores evalúan también la posibilidad de algún tipo de convección muy lenta para la parte menos profunda del núcleo interno, como mínimo en las decenas de kilómetros de más arriba cuya viscosidad calculada es 2 o 3 órdenes de magnitud menor.

A las 9:40 del sábado 1° de noviembre de 1755 la religiosísima sociedad portuguesa celebraba en Lisboa, capital de un gigantesco imperio esclavista, *o Día de Todos os Santos*. Ese día a *Santa Inquisição* no hacía quemar vivo ningún hereje ni supuesta bruja. Los templos estaban atestados de fieles creyentes. Unos 5 minutos antes, desde la falla transformante dextral que corre desde las islas Azores (sobre la dorsal mesoatlántica) hasta Gibraltar, se había disparado un terremoto de magnitud de momento ( $M_w$ ) estimada en 8,5. Hubo dos réplicas fortísimas en los sucesivos 10 minutos. Las campanas sonaron enloquecidas antes de desplomarse. Cayeron techos y muros de palacios, casas, conventos e iglesias, sepultando cientos de fieles. Unas 400 personas murieron en el hospital. Las candelas encendidas en homenaje a los santos desataron vastos incendios. Muchos sobrevivientes escaparon hacia la costa. En menos de una hora vieron atónitos cómo el mar se retiraba. Era el vientre de la onda de tsunami que se les venía encima con 10 o 15 metros de altura. Cerca de 900 perecieron ahogados. El tsunami llegó con fuerza a todo el norte de África y las islas Británicas, y alcanzó el otro lado del Atlántico. En total se estima que fueron alrededor de 60.000 las víctimas humanas en Lisboa, 5.000 en España, 10.000 en Marruecos y cifras menos dramáticas en otros países.

La catástrofe promovió en toda Europa una mirada más racional del fenómeno, dando inicio a la sismología. Investigaciones como las arriba citadas y tantas otras en curso, junto a las construcciones antisísmicas (si la miseria no las impide), permitirán prevenir este tipo de tragedias ojalá que en un futuro no muy lejano.

Nuevos entusiasmantes hallazgos serán iluminados (no por candelas) en los años por venir.

**CUESTIONARIO BÁSICO**

- ¿Qué diferentes causas puede tener un sismo?
- Citar las tres leyes fundamentales que rigen la propagación de ondas.
- Graficar los tipos de ondas generados cuando una onda P que viaja en un medio de velocidad  $V_1$  incide con un ángulo determinado en una capa de velocidad  $V_2$ .
- Definir los cuatro coeficientes elásticos más importantes.
- ¿Qué factores afectan la propagación de las ondas sísmicas?
- Expresar matemáticamente los coeficientes de reflexión y refracción o transmisión.
- ¿Cómo se registran los terremotos?, ¿qué ondas tienen mayor amplitud?
- ¿Puede un sismo de valor alto en escala de Richter percibirse suavemente?, ¿y si es alto en escala de Mercalli?
- ¿Qué aspectos humanos involucra el análisis del riesgo sísmico?
- ¿Cuáles son las principales discontinuidades de nuestro planeta?, ¿qué evidencian las ondas transversales?
- Mencionar aplicaciones de la sismología.
- ¿Qué utilidad tienen las tomografías de ondas P y S?

**BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA**

- Anderson, D., 1974. La capa plástica del manto terrestre. En *Deriva continental y tectónica de placas* (p 32-40); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Anderson, D., 1992. The Earth's interior. En *Understanding the Earth* (p 45-66); Brown, G., Hawkesworth, C. & Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Banerdt, B., Smrekar, S., Banfield, D., Giardini, D., Golombek, M. *et al.*, 2020. Initial results from the InSight mission on Mars. *Nature Geoscience, Perspective N°02* (14 p). Springer.
- Barrientos, S., 2010. Terremoto ( $M=8.8$ ) del 27 de febrero de 2010 en Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.67 N°3* (p 412-420).
- Bird, P., Liu, Z. & Rucker, W., 2008. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization and error analysis. *Journal of Geophysics Research, V.113* (32 p).
- Brett, H., Hawkins, R., Waszek, L., Lythgoe, K. & Deuss, A., 2022. 3D trans-dimensional seismic tomography of the inner core. *Earth and Planetary Science Letters N°593* (12 p). Elsevier.
- Bullen, K., 1974. El interior de la Tierra. En *Deriva continental y tectónica de placas* (p 24-30); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Burger, H., 1992. *Exploration geophysics of the shallow subsurface* (p 30-41). Prentice-Hall.
- Bozdağ, E., Peter, P., Lefebvre, M., Komatitsch, D., Tromp, J., Hill, J., Podhorszki, N. & Pugmire, D., 2016. Global adjoint tomography: first-generation model. *Geophysical Journal International, N°207* (p 1739-1766).
- Cantos Figuerola, J., 1972. *Tratado de geofísica aplicada* (p 183-203). Librería de Ciencia e Industria.
- Ciardelli, C., Bozdağ, E., Peter, D. & Van der Lee, S., 2022. SphGLLTools: A toolbox for visualization of large seismic model files based on 3D spectral-element meshes. *Computers & Geosciences, V.159* (23 p).
- Dobrin, M., 1976. *Introduction to geophysical prospecting* (p 25-57). McGraw-Hill.
- Douglas, J., Seyedi, D., Ulrich, T., Modaressi, H., Foerster, E. *et al.*, 2015. Evaluation of seismic hazard for the assessment of historical elements at risk: Description of input and selection of intensity measures. *Bulletin of Earthquake Engineering, V.13 N°1* (p 49-65).
- Fowler, C., 1990. *The solid Earth* (p 4-31, 76-118, 278-418). Cambridge University Press.
- Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto di Amatrice, 2016. *Secondo rapporto di sintesi sul Terremoto di Amatrice ML 6.0 del 24 agosto 2016 (Italia Centrale)* (33 p). Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Gutenberg, B. & Richter, C., 1965. *Seismicity of the Earth and associated phenomena* (310 p). Hafner Publishing.
- Heirtzler, J., 1974. La expansión del suelo oceánico. En *Deriva continental y tectónica de placas* (p 76-87); Freeman, W. & Co. Eds. Scientific American - Editorial Blume.
- Howell, B., 1962. *Introducción a la geofísica* (p 80-213). Ediciones Omega.

- INPRES, 2017. Manual de prevención sísmica (123 p). Instituto Nacional de Prevención Sísmica de Argentina.
- Keller, D., Tassara, S., Robbins, L., Lee, C., Ague, J. & Dasgupta, R., 2023. Links between large igneous province volcanism and subducted iron formations. *Nature Geoscience*, V.16 (p 527-533).
- Koketsu, K. & Furumura, T., 1999. Imaging earthquake fault rupture and simulating seismic ground motion. *The Leading Edge*, V.18 N°12 (p 1414-1416).
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of geophysics* (p 9-28, 83-164, 307-339). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 85-86, 92-98, 120-133, 211-215). Cambridge University Press.
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1985. *An introduction to seismic interpretation* (p 1-7). Gulf Publishing.
- Nolet, G., Allen, R. & Zhao, D., 2007. Mantle plume tomography. *Chemical Geology*, N°241 (p 248-263). Elsevier.
- Poirier, J., 2000. *Introduction to the physics of the Earth interior* (p 11-26, 221-230). Cambridge University Press.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. *Basic exploration geophysics* (p 15-33). John Wiley & Sons.
- Romero Jr., A., McEvelly, T. & Majer, E., 1997. 3-D microearthquake attenuation tomography at the Northwest Geysers geothermal region, California. *Geophysics*, V.62 N°1 (p 149-167).
- Sharma, P., 1976. *Geophysical methods in geology* (p 7-41, 72-85). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics* (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. & Geldart, L., 1995. *Exploration seismology* (p 33-84, 107-127). Cambridge University Press.
- Smith, P., 1975. *Temas de geofísica* (p 103-111, 183-254). Editorial Reverté.
- Taylor, S. & McLennan, S., 2001. Chemical composition and element distribution in the Earth's crust. En *Encyclopedia of Physical Science and Technology* (p 697-719).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. *Applied geophysics* (p 218-260). Cambridge University Press.
- Tello, G. & Pérez, I., 2004. El terremoto de 1894: Investigación histórica. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, N°19 (p 23-40).
- Tkalčić, H., Belonoshko, A., Muir, J., Mattesini, M., Moresi, L. & Waszek, L., 2024. Imaging the top of the Earth's inner core: A present-day flow model. *Scientific Reports* (20 p). Nature.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. *Fundamentos de geofísica* (p 141-270). Alianza Editorial.
- Villanova Silveiro, L., Yokoyama, E. & França, G., 2019. Study of the periodicity of moonquakes and their causalities. 16° International Congress of the Brazilian Geophysical Society (3 p).
- Zaho, D., 2019. Importance of later phases in seismic tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* N°296 (25 p). Elsevier.

**Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.**