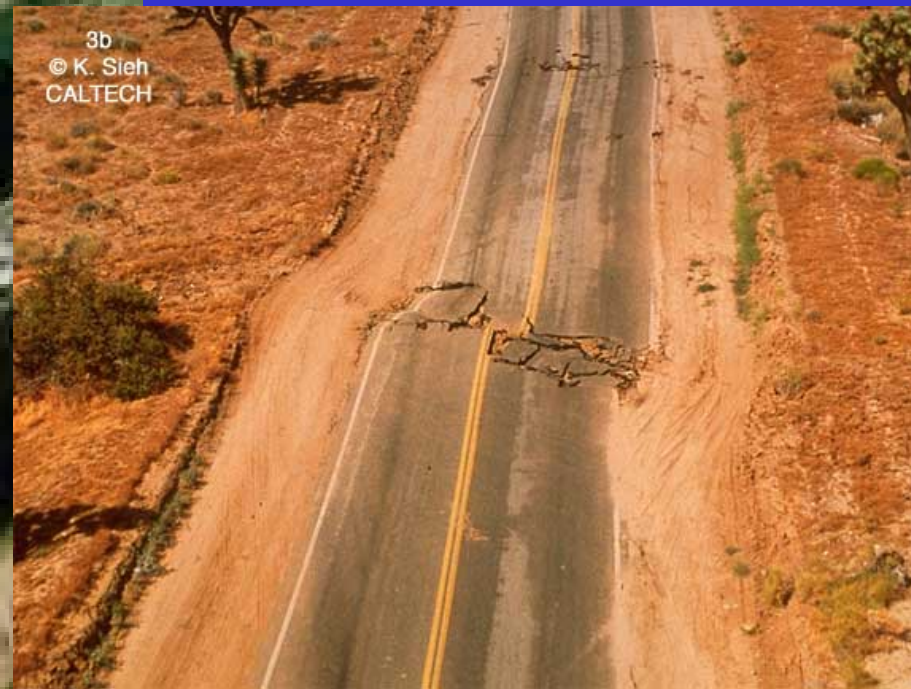


SISMICIDAD Y ESTRUCTURA

INTERNA DE LA TIERRA

- LOS SISMOS, MAS QUE OTROS PROCESOS GEOLÓGICOS, DEMUESTRAN QUE LA TIERRA CONTINÚA SIENDO UN PLANETA DINÁMICO, QUE CAMBIA CADA DÍA POR LAS FUERZAS TECTÓNICAS INTERNAS.
- EL TÉRMINO SISMO, DEL GRIEGO “*SEISMOS*” = AGITACIÓN, Y TERREMOTO, DE LOS VOCABLOS LATINOS “*TERRA*” Y “*MOTUS*” = MOVIMIENTO DE TIERRA



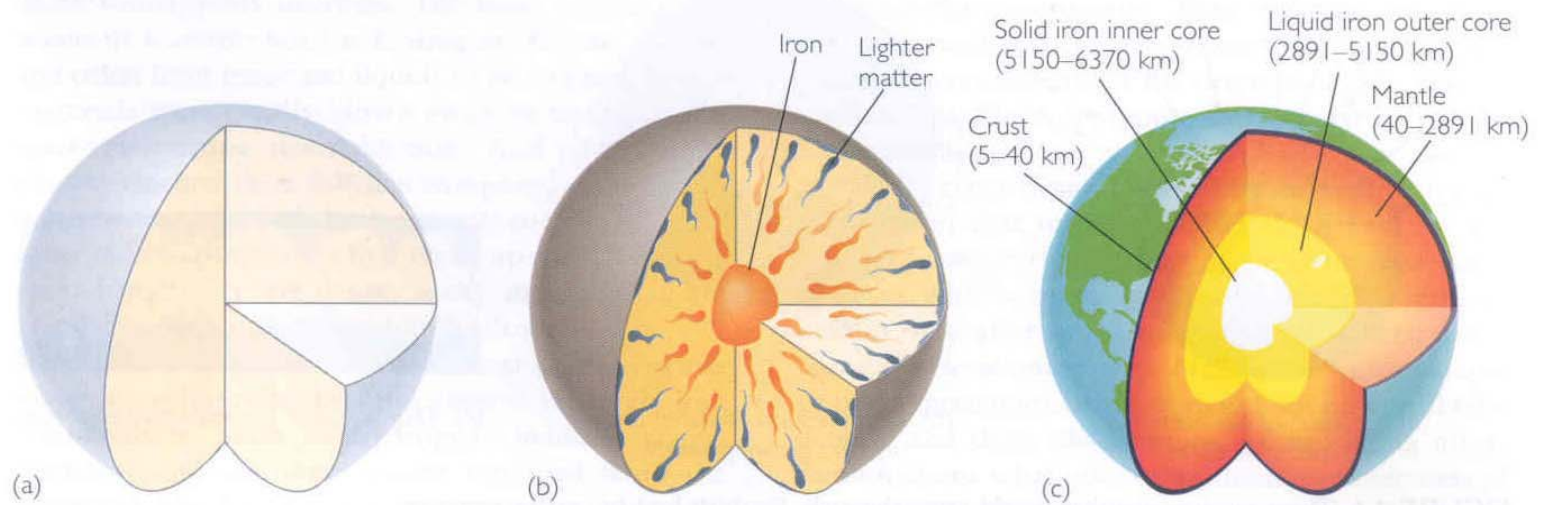


FIGURE 1:7 Early Earth (a) was probably a homogeneous mixture with no continents or oceans. In the process of differentiation, iron sank to the center and light material floated upward to form a crust (b). As a result, Earth is a zoned planet (c) with a dense iron core, a crust of light rock, and a residual mantle between them.

TEORÍA DEL REBOTE ELÁSTICO

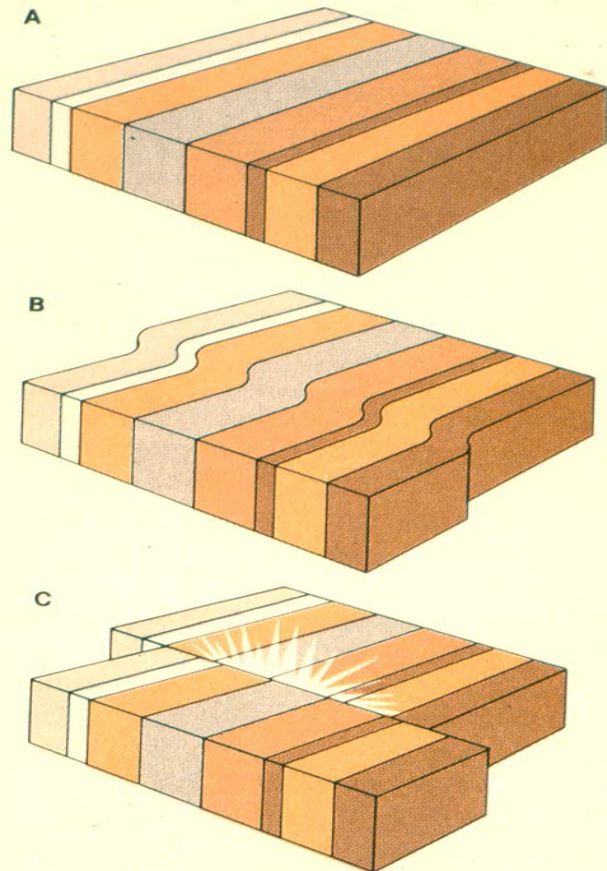


Figure 18.1 Earthquakes originate where rocks are strained beyond their elastic limits and rupture. **(A)** Rocks remain undeformed in seismically inactive areas. **(B)** Strain builds up in rocks in seismically active areas until the rocks rupture or move along preexisting fractures. **(C)** Energy is released when the rocks rupture, and seismic waves move out from the point of rupture.

LOS SISMOS SON VIBRACIONES DE LA TIERRA, CAUSADAS POR EL FRACTURAMIENTO (FALLAMIENTO) EN PROFUNDIDAD DE LAS ROCAS, SOMETIDAS A PERMANENTES Y CONTINUOS ESFUERZOS, QUE SE ACUMULAN MAS ALLÁ DE SU LÍMITE ELÁSTICO, HASTA ROMPERSE Y CAUSAR UN DESPLAZAMIENTO SÚBITO DE LA ROCA.

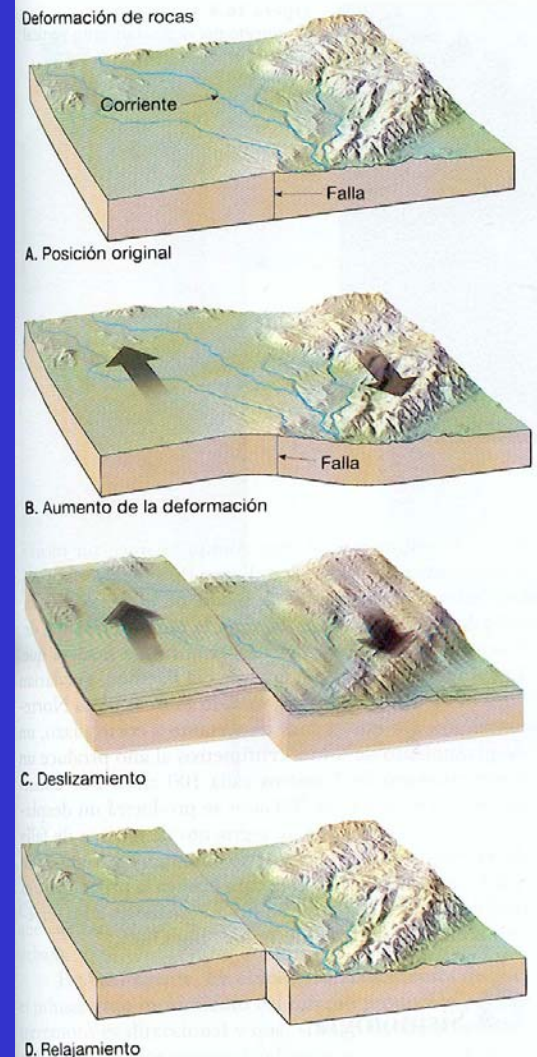


Figura 16.3 Rebote elástico. A medida que la roca se deforma, se dobla, almacenando energía elástica. Cuando se ha deformado más allá de su punto de ruptura, la roca se rompe, liberando la energía almacenada en forma de ondas sísmicas.

ALGUNOS CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA

HIPOCENTRO

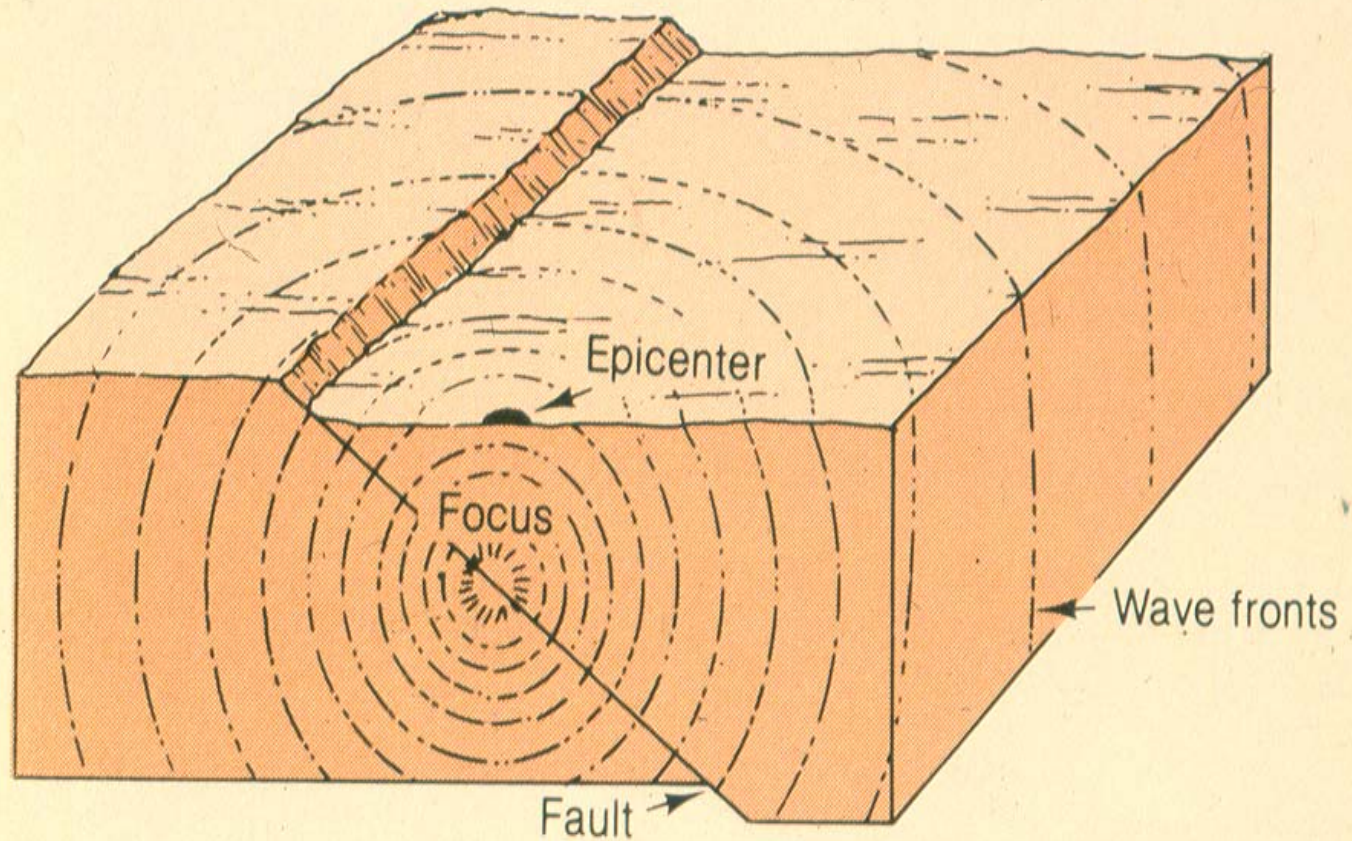
EPICENTRO

INTENSIDAD

MAGNITUD

DISTRIBUCION SISMICIDAD

EL PUNTO DÓNDE
SE INICIA LA
RUPTURA Y
DESPLAZAMIENTO
SE DENOMINA
FOCO O
HIPOCENTRO



EL PUNTO EN LA SUPERFICIE TERRESTRE,
DIRECTAMENTE ENCIMA DEL FOCO, ES EL
EPICENTRO DEL SISMO.

EL “GOLPE”
TERRESTRE,
PROVOCADO
POR LA
RUPTURA Y
MOVIMIENTO
SÚBITO DE
LAS ROCAS,
GENERA
ONDAS
SÍSMICAS EN
TODAS
DIRECCIONES,
QUE
TRANSMITEN
EL
MOVIMIENTO
O TEMBLOR
DE TIERRA

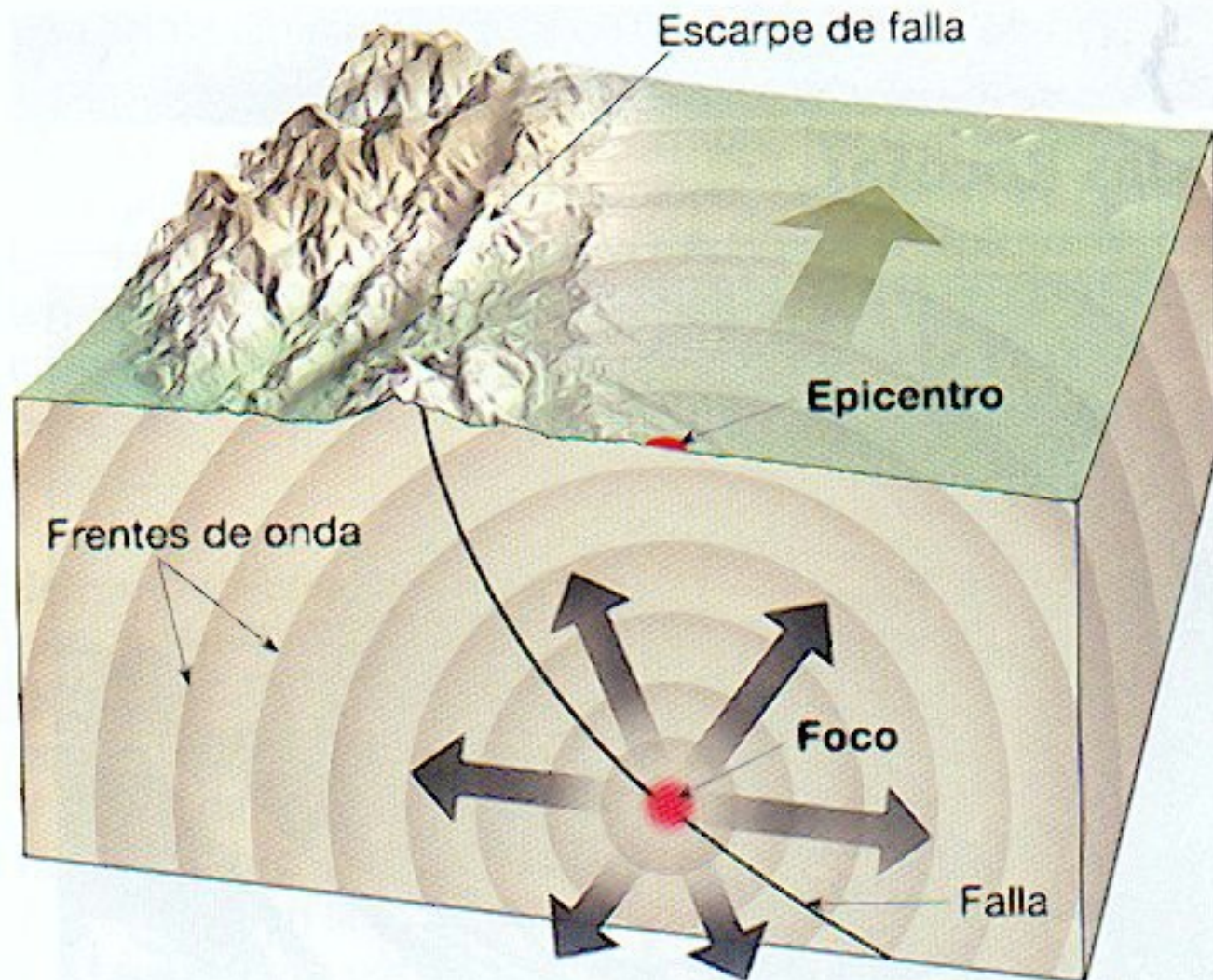


Figura 16.1 Foco y epicentro de un terremoto. El foco es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El epicentro es la localización superficial que está directamente encima del foco.

DE ACUERDO A LA PROFUNDIDAD EN QUE OCURREN LOS SISMOS, ÉSTOS SE PUEDEN AGRUPAR EN:

SISMOS SUPERFICIALES, ENTRE LA SUPERFICIE TERRESTRE Y LOS 70 km DE PROFUNDIDAD,

SISMOS DE FOCO INTERMEDIO, ENTRE LOS 70 Y 300 km DE PROFUNDIDAD, Y

SISMOS DE FOCO PROFUNDO, ENTRE 300 Y 700 km DE PROFUNDIDAD.

SISMOS MAS PROFUNDOS NO SE HAN DETECTADO

Distribución y profundidad de sismos en zona de subducción

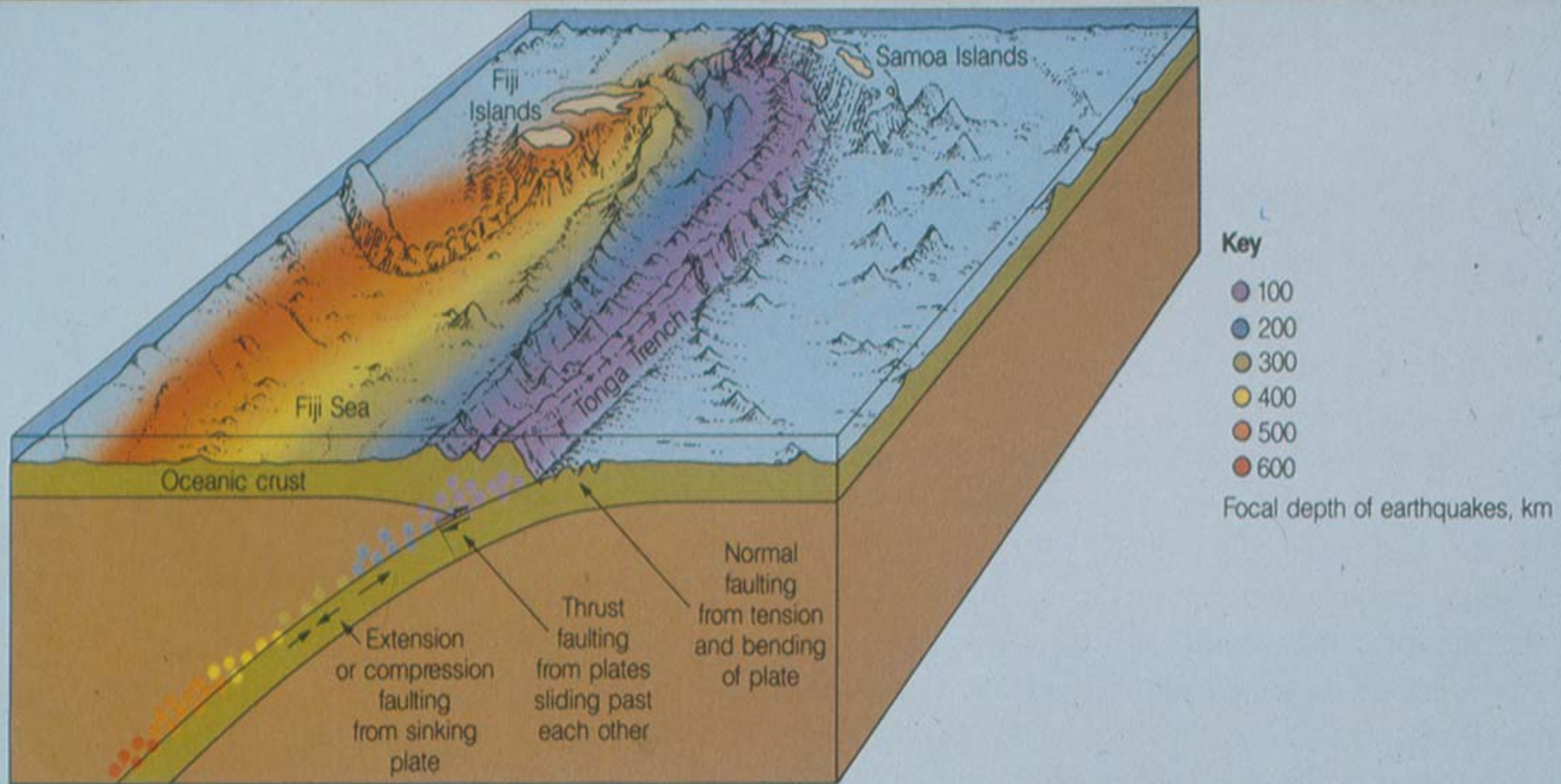


FIGURE 19.9

Earthquake foci in the Tonga region of the South Pacific occur in a zone inclined from the Tonga Trench toward the Fiji Islands. The top of the diagram shows the aerial distribution of foci, with focal depths represented by different-colored dots. The cross section on the front of the diagram shows how the seismic zone is inclined away from the trench. This seismic zone accurately marks the boundary of the descending plate in the subduction zone.

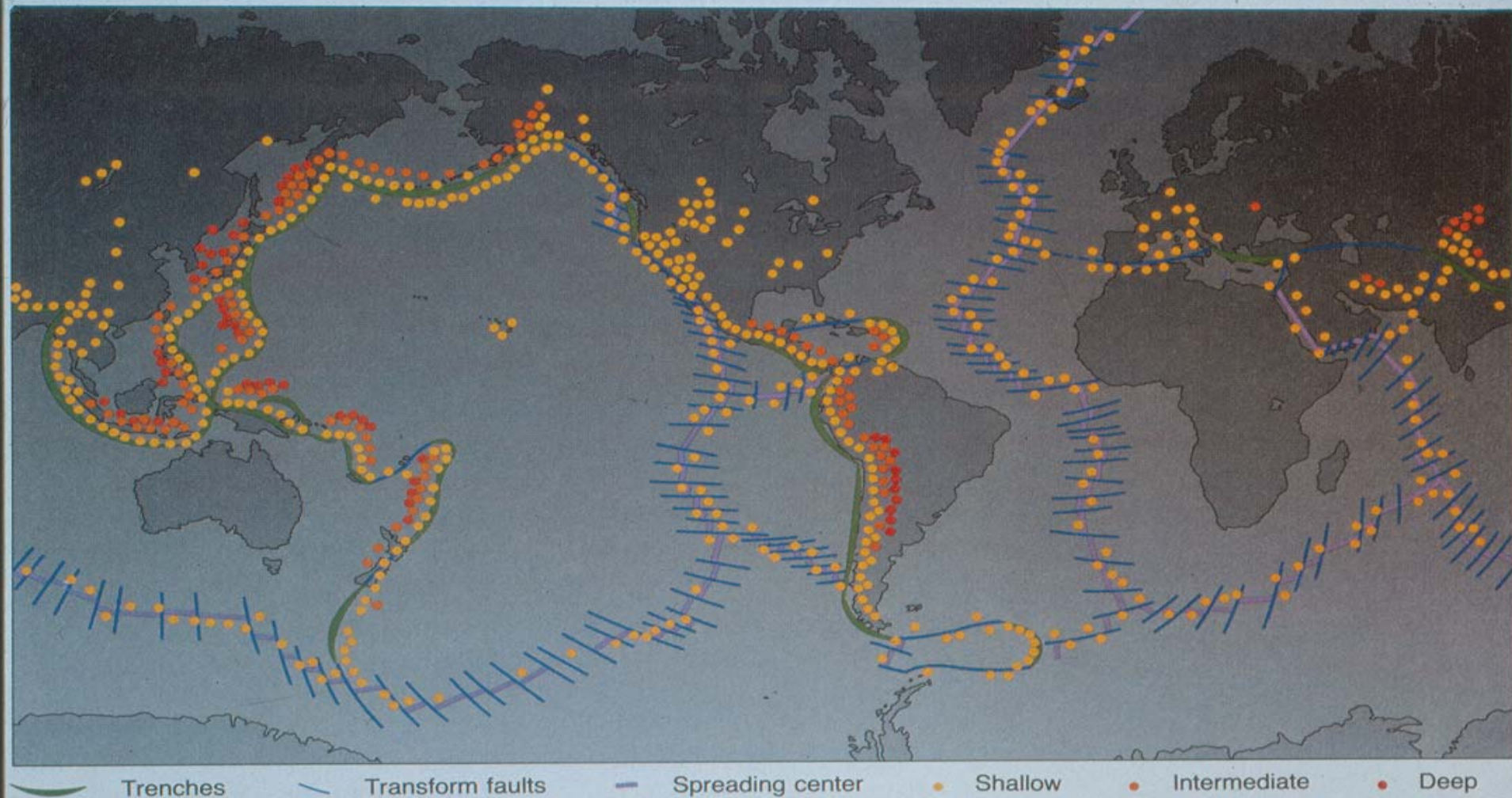


FIGURE 19.7

Earth's seismicity is clearly related to plate margins. This map shows the locations of tens of thousands of earthquakes that occurred during a five-year period. Shallow-focus earthquakes occur at both divergent and convergent plate margins, whereas intermediate-focus and deep-focus earthquakes are restricted to the subduction zones of converging plates.

TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS

LAS ONDAS SÍSMICAS SON DE TRES TIPOS:

- (1) ONDAS PRIMARIAS O LONGITUDINALES (ONDAS “P”)
- (2) ONDAS SECUNDARIAS O TRANSVERSALES (ONDAS “S”)
- (3) ONDAS SUPERFICIALES O LARGAS (ONDAS “L”)

LOS TRES TIPOS DE ONDAS SÍSMICAS VIAJAN A VELOCIDADES DIFERENTES, INCLUSO EN EL MISMO MEDIO. LAS MAS VELOCES EN PROPAGARSE SON LAS ONDAS LONGITUDINALES, Y LAS MAS LENTAS SON LAS ONDAS SUPERFICIALES.

Tipos de ondas

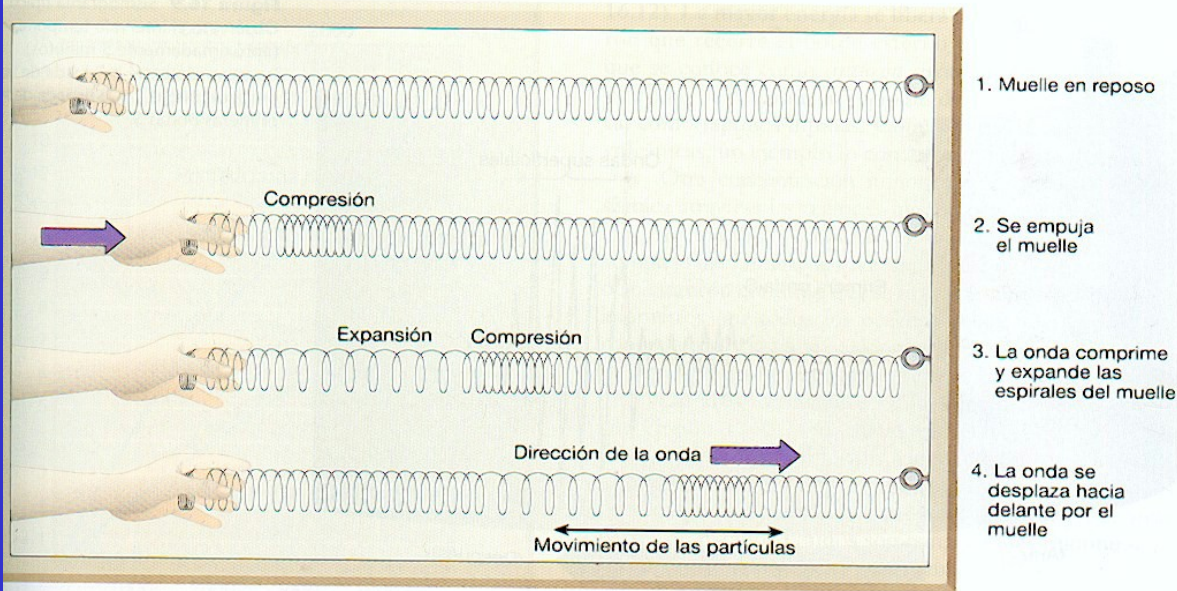


Figura 16.7 Se utiliza un muelle para ilustrar la naturaleza de las ondas P. Las ondas P, o primarias, son compresivas. A medida que se desplazan, comprimen y expanden el material haciendo que vibre hacia atrás y hacia delante en una dirección paralela al movimiento de la onda.

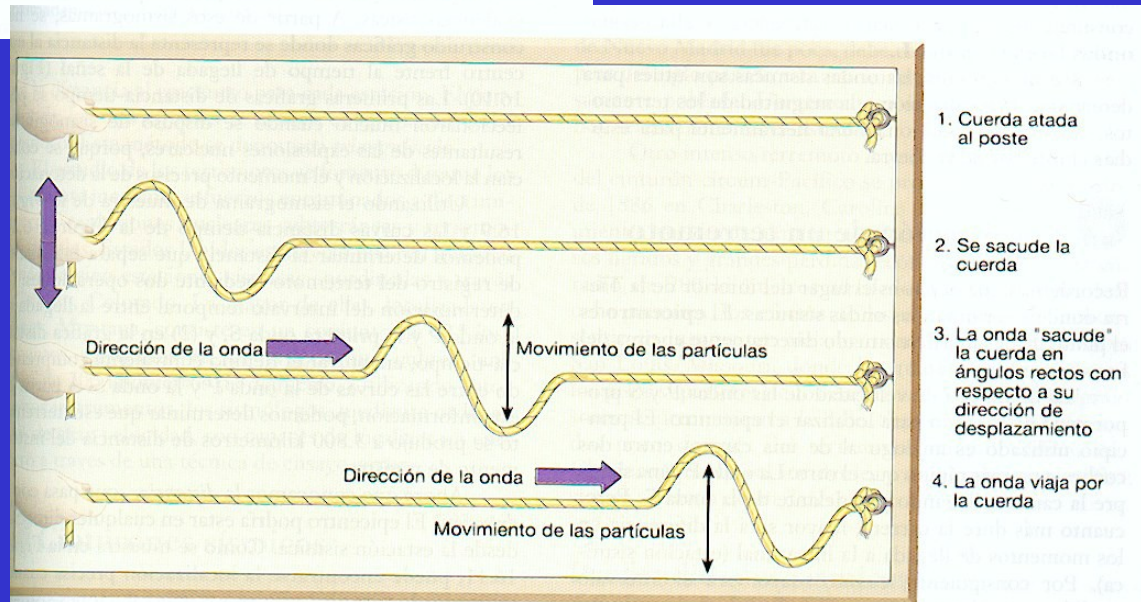


Figura 16.8 Se utiliza una cuerda para ilustrar la naturaleza de las ondas S. Las ondas S, o secundarias, son ondas de cizalla que hacen que las partículas vibren en ángulos rectos con respecto a la dirección de movimiento de la onda.

Tipos de ondas

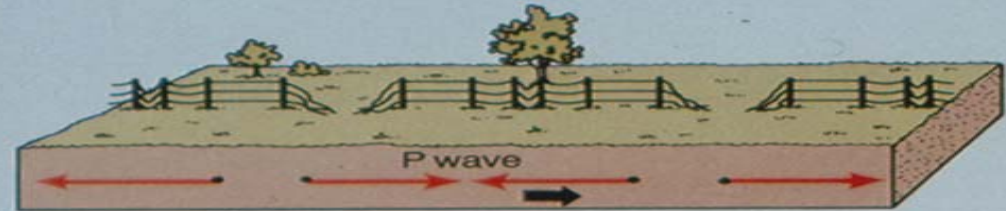
ONDAS “P”

ONDAS “S”

ONDAS “L”



(A) Prior to seismic disturbance. A straight fence line provides a good reference marker for future movement.



(B) Motion produced by a P wave. Particles are compressed and then are expanded in the line of wave progression. P waves can travel through any Earth material.



(C) Motion produced by an S wave. Particles move back and forth at right angles to the line of wave progression. S waves travel only through solids.



(D) Motion produced by a surface wave. Particles move in a circular path at the surface. The motion diminishes with depth, like that produced by surface waves in the ocean (see Figure 16.3).

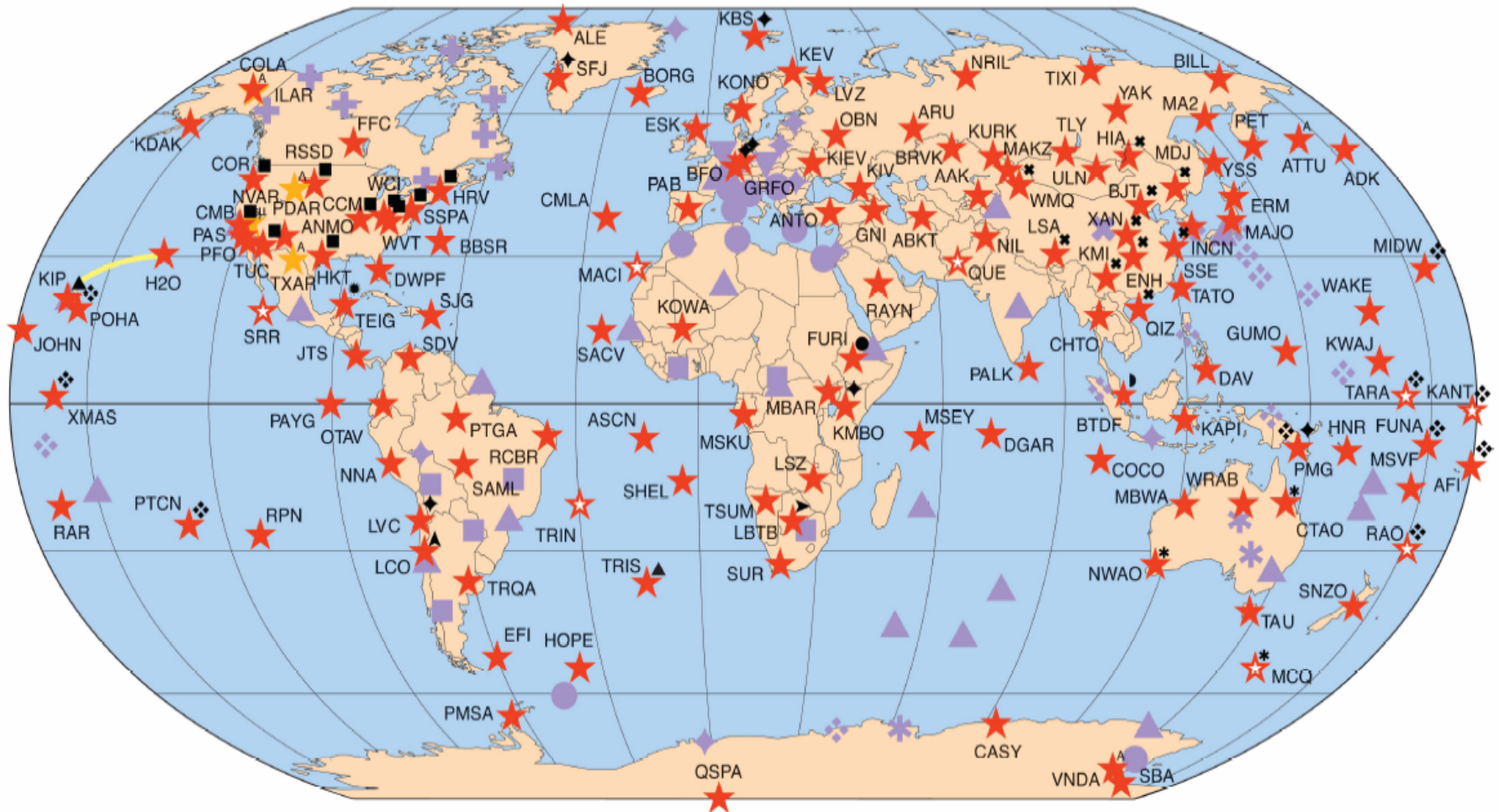
FIGURE 19.3

Motion produced by the various types of seismic waves can be illustrated by the distortions they produce in a straight fence line.

LOS DISTINTOS GRUPOS DE *ONDAS*
DE UN SISMO DETERMINADO, SON
CAPTADAS POR LOS INSTRUMENTOS
SÍSMICOS DE LAS NUMEROSAS
ESTACIONES SISMOLÓGICAS
DISTRIBUÍDAS POR EL MUNDO.

RED MUNDIAL DE ESTACIONES SISMOLOGICAS DE BANDA ANCHA (STS-1)

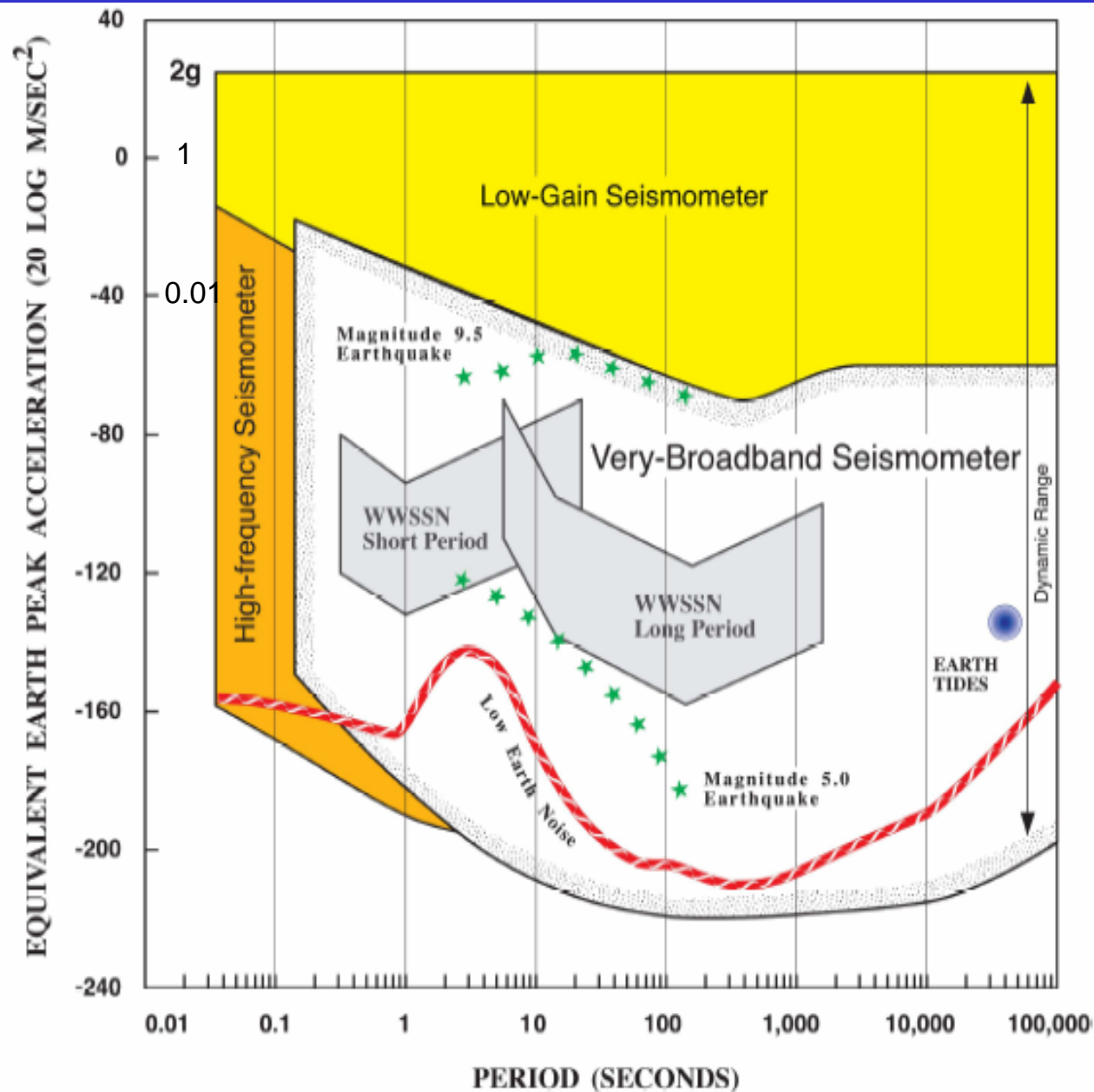
Eos, Vol. 85, No. 23, 8 June 2004



IRIS Affiliate			IRIS International & National Cooperative Sites												
Current	Array	Geoscope	Japan	Mednet	Geofon/AWI/BGR/BFO	China/USGS	Mexico	Singapore	Botswana	Andes	Australia	USNSN	AFTAC	SMU	



Respuesta estandar de instrumentos de la red mundial IRIS



24 bits

SISMÓGRAFOS

Los instrumentos sismológicos que registran el sismo son conocidos genéricamente como *SISMÓGRAFOS* y pueden ser *sismógrafos*, *acelerógrafos* y *GPS*; otros instrumentos son *gravímetros*, *extensómetros*, *inclinómetros*, etc).

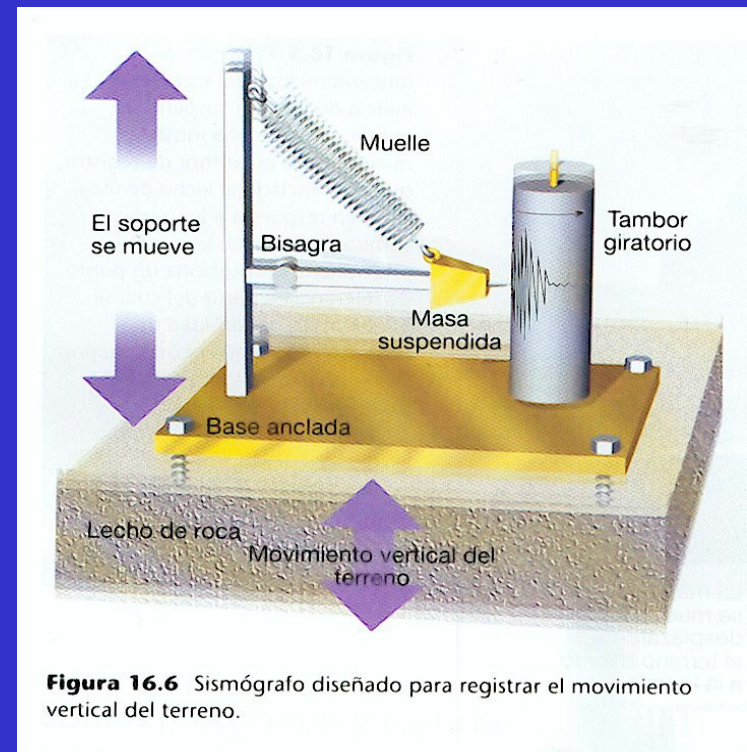
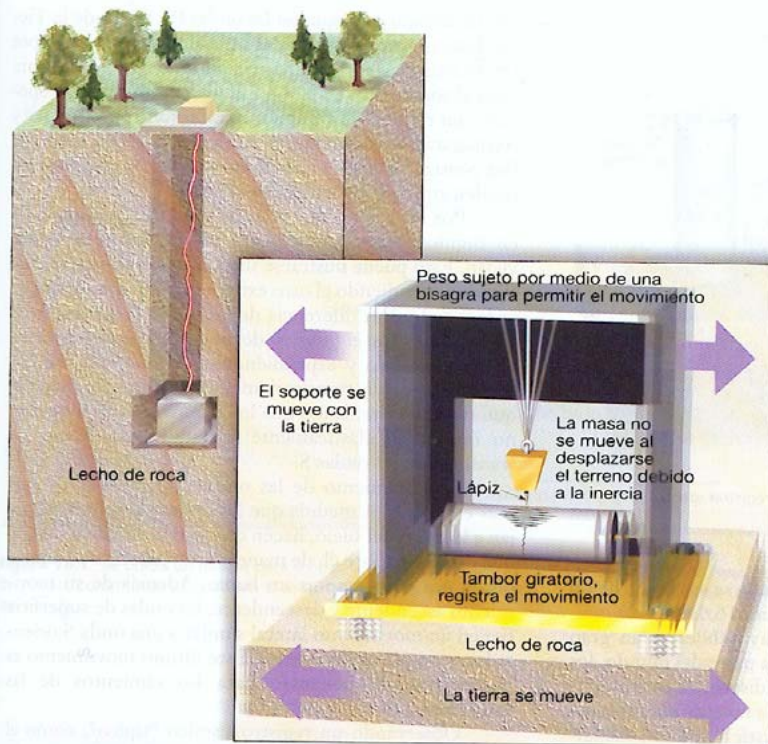


Figura 16.6 Sismógrafo diseñado para registrar el movimiento vertical del terreno.

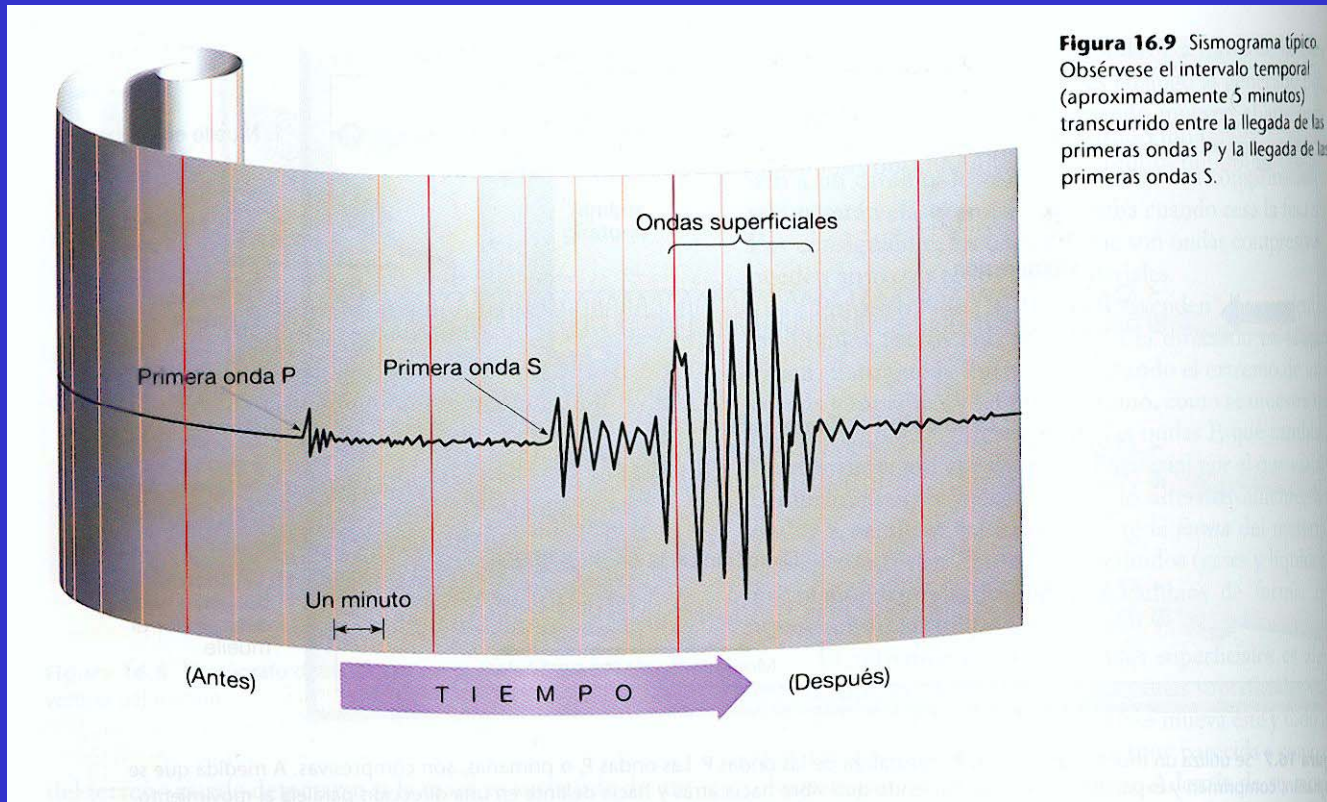
SISMOGRAMAS

Los sismógrafos registran el sismo en un SISMOGRAMA

EL DOCUMENTO QUE REGISTRA E IDENTIFICA LOS MOVIMIENTOS SÍSMICOS (movimiento de partículas, velocidades, aceleración, frecuencia)

EL *SISMOGRAMA* ES EL REGISTRO QUE IDENTIFICA LOS MOVIMIENTOS SÍSMICOS (movimiento de partículas, velocidades, aceleración, frecuencia).

SISMOGRAMA



LOCALIZACIÓN DEL SISMO

EL MÉTODO PARA LA LOCALIZACIÓN DEL EPICENTRO SÍSMICO ES RELATIVAMENTE SIMPLE, VALIÉNDOSE DE LA PROPIEDAD DE LAS ONDAS SISMICAS DE VIAJAR A VELOCIDADES DIFERENTES EN UN MISMO MEDIO

LAS *ONDAS LONGITUDINALES*, QUE SON LAS MAS VELOCES EN PROPAGARSE, LLEGAN PRIMERO A UNA ESTACIÓN SISMOLÓGICA QUE LAS *TRANSVERSALES*, Y EL TIEMPO DE INTERVALO ENTRE LA LLEGADA DE LAS PRIMERAS (P) Y LA LLEGADA DE LAS SEGUNDAS (S), SERÁ EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA ENTRE LA ESTACIÓN Y EL *EPICENTRO*.

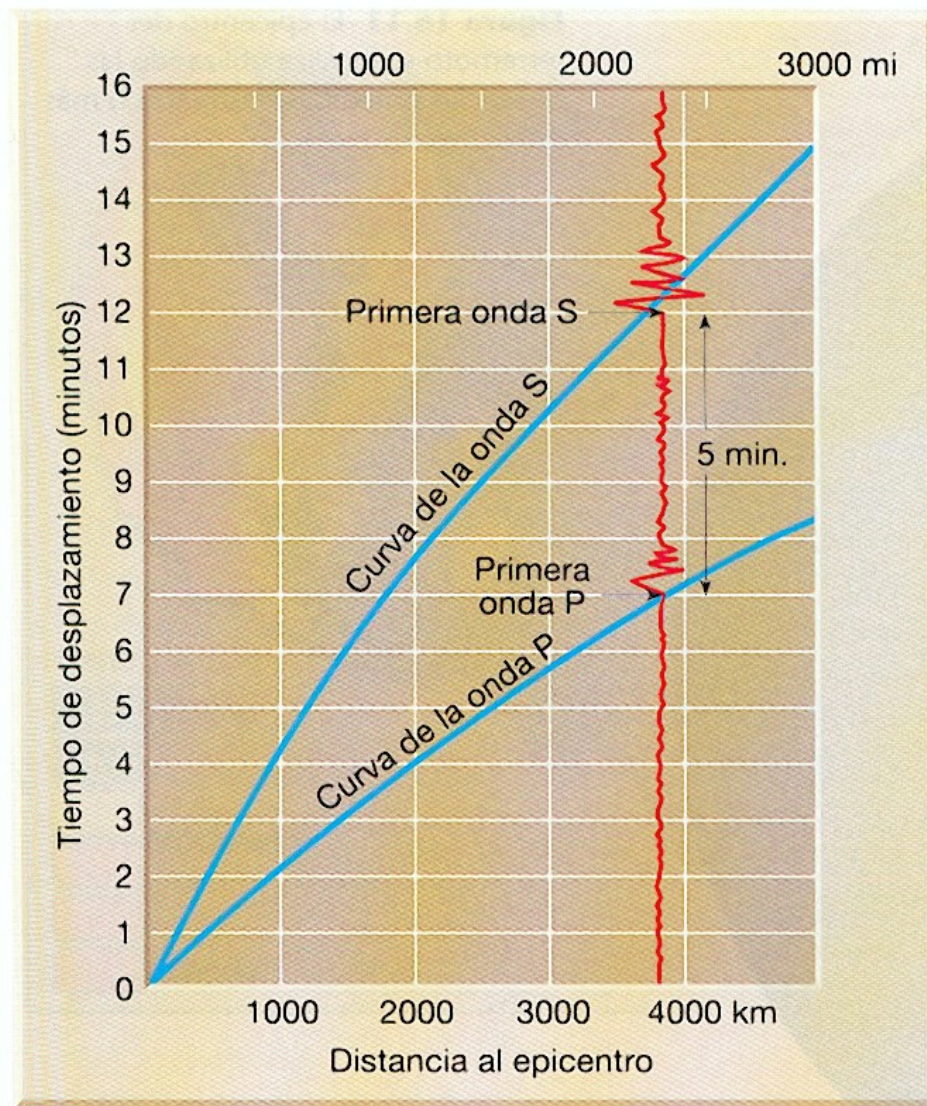


Figura 16.10 La representación distancia-tiempo se utiliza para determinar la distancia al epicentro. La diferencia entre el tiempo de llegada de las primeras ondas P y de las primeras ondas S en el ejemplo es de 5 minutos. Por tanto, el epicentro está aproximadamente a 3.800 kilómetros.

GRÁFICO DE TIEMPO - DISTANCIA

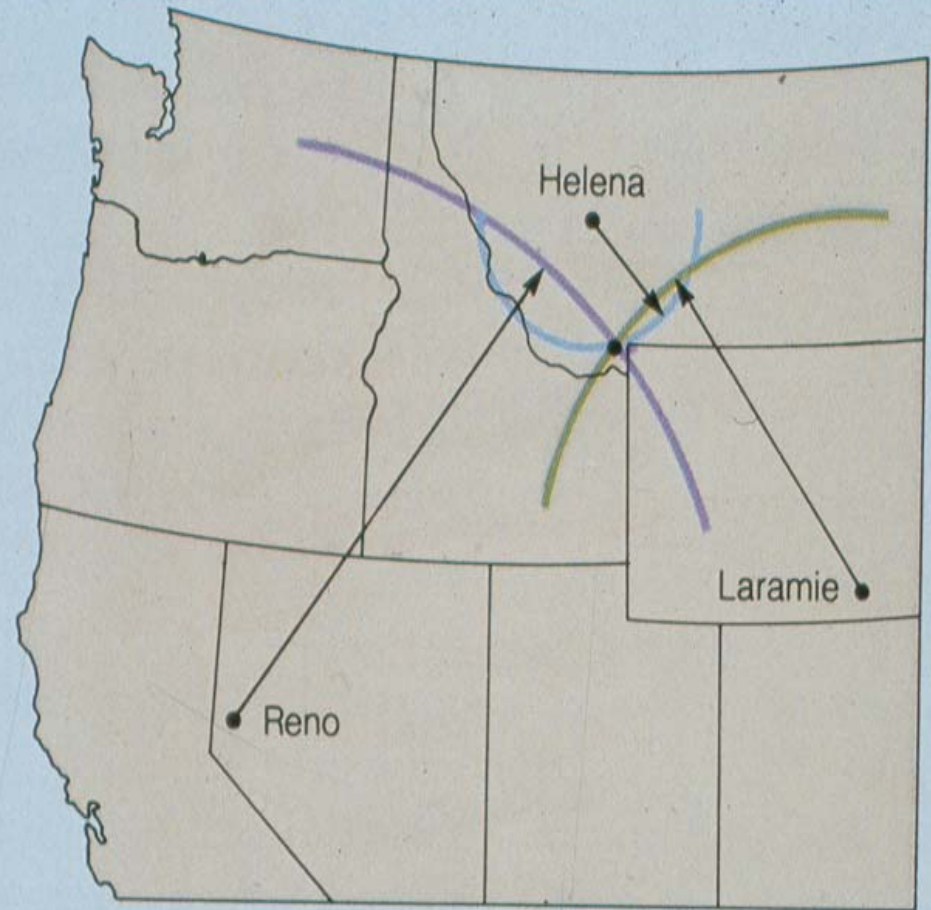
	DISTANCIA EN km DESDE EL ORIGEN SISMO DE Sn. Fco.	TIEMPO DE RECORRIDO		INTERVALO ENTRE	
		ONDAS P (MIN) (SEG)	ONDAS S (MIN)(SEG)	P y S (P - S) (MIN.) (SEG)	
EL PASO	1.600 km	4 22	6 3	2	41
INDIANÁPOLIS	3.200 km	5 56	10 48	4	52
COSTA RICA	4.800 km	8 1	14 28	6	27
?	6.400 km	9 50	17 50	8	00
?	8.000 km	11 26	20 51	9	25
?	9.600 km	12 43	23 27	10	44
103 ° lat	11.200 km	13 50	25 39	11	49

LOS TIEMPOS RECORRIDOS POR LAS *ONDAS P* y *S* SE TABULA Y SE CONSTRUYEN GRÁFICOS DE TIEMPO - DISTANCIA, QUE PUEDEN SER USADOS PARA DETERMINAR LA DISTANCIA DE LA ESTACIÓN AL *EPICENTRO* DE NUEVOS TERREMOTOS

LOCALIZACIÓN DEL SISMO (continuación)

- FINALMENTE, PARA DETERMINAR LA LOCALIZACIÓN EXACTA DEL *EPICENTRO* DEL SISMO, SE REQUIERE DE LA INFORMACIÓN DE TRES ESTACIONES SÍSMICAS QUE HAYAN REGISTRADO ESE SISMO.

Se necesita tres
sismogramas en
puntos diferentes
para localizar el
foco



(C) The direction of the event from any single station is not known, but by simply plotting the intersection of three arcs that have radii the respective distances from the three stations, a common point is found. That point lies at the epicenter of the seismic event.

FIGURE 19.4

Locating the epicenter of an earthquake is accomplished by comparing the arrival times of P waves and S waves at three seismic stations.

¿ COMO IDENTIFICAMOS O DEFINIMOS EL
TAMAÑO DE UN SISMO ?

INTENSIDAD Y MAGNITUD DE UN SISMO

- LA **INTENSIDAD** DE UN SISMO ES LA EVALUACIÓN DE LA SEVERIDAD DEL MOVIMIENTO TERRESTRE EN UNA LOCALIDAD DETERMINADA, O PODER DE DESTRUCCIÓN. SE MIDE EN RELACIÓN A LOS EFECTOS EN LA VIDA HUMANA, Y SE BASA EN LA APRECIACIÓN PERSONAL DEL EVALUADOR; SE DESCRIBE EN TÉRMINOS DEL DAÑO CAUSADO EN LOS EDIFICIOS, REPRESAS, PUENTES, Y OTRAS ESTRUCTURAS, QUE SE PUEDEN REPORTAR RÁPIDAMENTE.

LA INTENSIDAD DE UN SISMO ES, POR LO TANTO, UNA MEDIDA RELATIVA, QUE VARÍA DE UNA LOCALIDAD ESPECÍFICA A OTRA, Y QUE DEPENDERÁ DE VARIOS FACTORES: (1) DEL TOTAL DE LA ENERGÍA LIBERADA, (2) DE LA *DISTANCIA DEL EPICENTRO*, (3) DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS DEL LUGAR (*tipo roca, estructuras, morfología, grado de consolidación del suelo, etc*), Y (4) DEL *TIPO Y CALIDAD DE LA CONSTRUCCIÓN*.

LA INTENSIDAD SE MIDE EN GRADOS, DE ACUERDO A ESCALAS CONVENCIONALES, DÓNDE CADA GRADO REPRESENTA DISTINTAS CONDICIONES DE MOVIMIENTO Y DAÑOS A LA CONSTRUCCIÓN Y OBJETOS. EN CHILE SE USA LA ESCALA INTERNACIONAL MODIFICADA DE MERCALLI, QUE CONTEMPLA 12 GRADOS

INTENSIDAD Y MAGNITUD DE UN SISMO (continuación)

- LA MAGNITUD DE UN SISMO ES UNA MEDIDA FÍSICA INDIRECTA DE LA CANTIDAD DE ENERGÍA LIBERADA EN EL HIPOCENTRO DEL SISMO, Y SE OBTIENE A TRAVÉS DE MEDICIONES INSTRUMENTALES EN LAS ESTACIONES SISMOLÓGICAS. ES UNA MEDIDA MUCHO MAS PRECISA QUE LA INTENSIDAD, QUE ESTÁ BASADA SÓLO EN OBSERVACIONES SUBJETIVAS DE LA DESTRUCCIÓN EN CADA LUGAR.

COMO SE TRATA DE UNA MEDIDA ABSOLUTA, NO DEPENDE DE LA DISTANCIA EN QUE SE ENCUENTRE LA ESTACIÓN. LA TOTALIDAD DE LA ENERGÍA DE UN TERREMOTO PUEDE SER CALCULADA DE LA AMPLITUD DE LAS ONDAS Y DE LA DISTANCIA DEL EPICENTRO.

LA MAGNITUD ES UNA SOLA PARA CADA SISMO, Y SE DETERMINA A PARTIR DE LA MEDICIÓN DIRECTA DE LA AMPLITUD DE LAS ONDAS CON EL PERÍODO, HECHAS EN LOS *SISMÓGRAMAS*.

Escala de Magnitudes

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, \Delta) + C$$

A es la amplitud de la señal

T es el período dominante

F es una corrección para la variación de amplitud con la profundidad y la distancia epicentro-estación.

C es un factor de escala regional

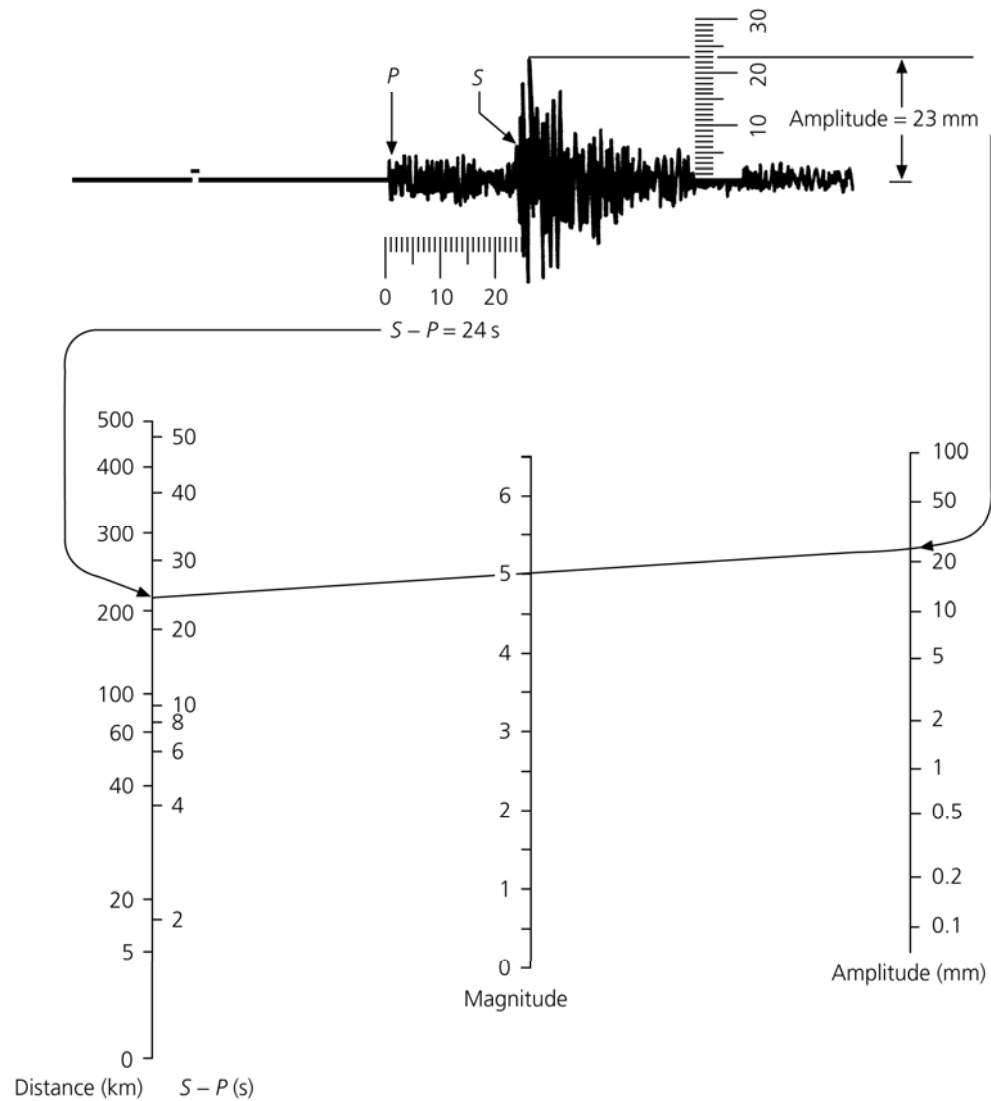
LA MAGNITUD DE UN SISMO SE EXPRESA USANDO LA ESCALA DE RICHTER , QUE ARBITRARIAMENTE ASIGNA GRADO CERO A LOS LÍMITES BAJOS DE DETECCIÓN, Y NO TIENE UN LÍMITE SUPERIOR. CADA GRADO DE LA ESCALA REPRESENTA, RESPECTO AL GRADO QUE LE PRECEDE , UN INCREMENTO EN LA AMPLITUD DE ONDA POR UN FACTOR DE 10.

La escala de Richter (magnitud local) fue introducida por Charles Richter en 1935 para terremotos en el Sur de California medidos por un instrumento específico (Wood-Anderson)

$$M_L = \log(A) + 2.76 \cdot \log(\Delta) - 2.48$$

El instrumento tiene un período de 0.8 s y las constantes fueron estimadas para sismos superficiales. La distancia está en kilómetros.

Figure 4.6-1: Example of the determination of the Richter scale.



Magnitud de Ondas de Volumen:

$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(h, \Delta)$$

A es la amplitud del movimiento del suelo en micrones después que el efecto del sismómetro ha sido removido.

T es el período de la onda en segundos

Q es un término empírico que depende de la distancia y profundidad focal.

Magnitud de Ondas de Superficie:

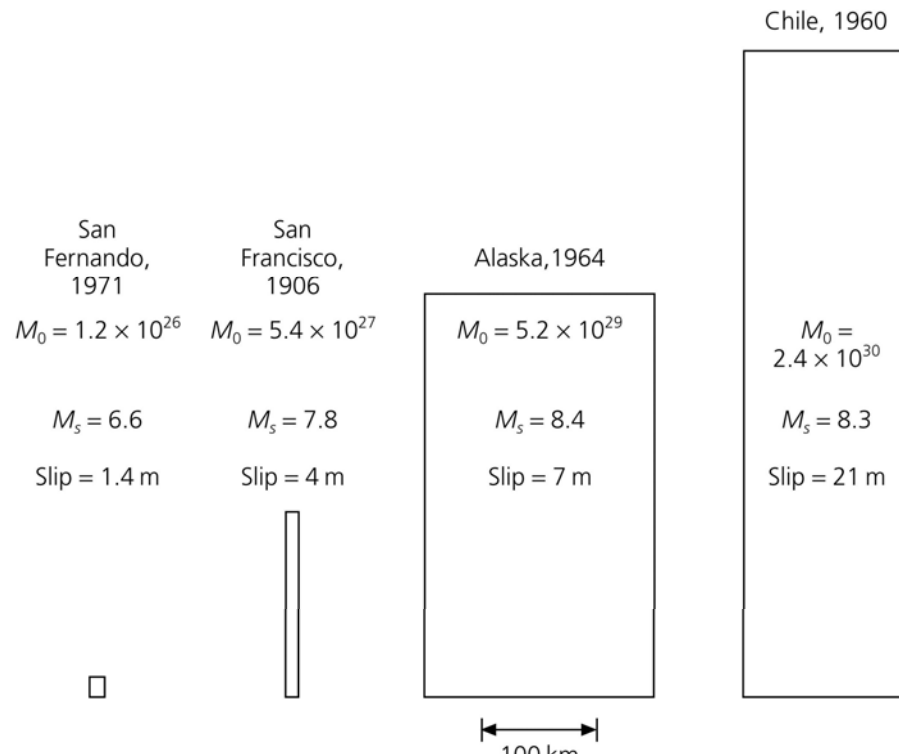
$$M_s = \log(A_{20}) + 1.66 \cdot \log(\Delta) + 2.0 \quad (Rayleigh\ 20s)$$

INTENSIDAD Y MAGNITUD DE UN SISMO (continuación)

EN LA ESCALA RICHTER, LAS VIBRACIONES DE UN SISMO CON *MAGNITUD* 2, ES 10 VECES MAS GRANDE EN AMPLITUD QUE UN SISMO CON MAGNITUD 1; Y LAS VIBRACIONES DE UN SISMO CON MAGNITUD 8, ES UN MILLÓN DE VECES MAS GRANDE EN AMPLITUD QUE UN SISMO DE MAGNITUD 2.

- REFINAMIENTOS RECIENTES EN LA ESCALA DE MAGNITUD DE LOS SISMOS, BUSCAN DISTINGUIR MEJOR LAS DIFERENCIAS ENTRE TERREMOTOS. UNA MODIFICACIÓN, LLAMADA ESCALA DE MAGNITUD MOMENTO , HA SIDO DESARROLLADA CON ESTE PROPÓSITO, Y ES HOY AMPLIAMENTE LA MAS USADA PARA MEDIR LA MAGNITUD DE LOS SISMOS (ELLA REFLEJA LA CANTIDAD DE ENERGÍA LIBERADA POR EL SISMO).
- IGUAL QUE LA *ESCALA RICHTER ESTANDAR*, LAS *MAGNITUDES DE MOMENTO* SON LOGARÍTMICAS Y VAN DE 0 A, MAS O MENOS, 10 GRADOS DE MAGNITUD, PERO EN SU VALOR ABSOLUTO TIENEN UNA DIFERENCIA SÓLO DESPRECIABLE.

Figure 4.6-3: Comparison of the magnitudes of four earthquakes.



Moment magnitude:

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.73$$

(with M_0 in dyn-cm)

Earthquake	Body wave magnitude m_b	Surface wave magnitude M_s	Fault area (km ²) length \times width	Average dislocation (m)	Moment (dyn-cm) M_0	Moment magnitude M_w
Truckee, 1966	5.4	5.9	10 \times 10	0.3	8.3×10^{24}	5.8
San Fernando, 1971	6.2	6.6	20 \times 14	1.4	1.2×10^{26}	6.7
Loma Prieta, 1989	6.2	7.1	40 \times 15	1.7	3.0×10^{26}	6.9
San Francisco, 1906		8.2	320 \times 15	4	6.0×10^{27}	7.8
Alaska, 1964	6.2	8.4	500 \times 300	7	5.2×10^{29}	9.1
Chile, 1960		8.3	800 \times 200	21	2.4×10^{30}	9.5

Así, la energía radiada es del orden de 0.00005 veces el Mo.

$$\log E = 1.5 M_s + 11.8$$

Un incremento de la magnitud en la una unidad (ej. De 5 a 6) incrementa la energía radiada en un factor de $10^{1.5}$ (o 32 veces).

De manera que un sismo de magnitud 7 libera 1000 veces más energía que un sismo de magnitud 5.

Esta relación es válida estrictamente para terremotos con stress-drop constante.

EL MAYOR TERREMOTO REGISTRADO HASTA HOY HA SIDO DE GRADO 9.5, CONSIDERÁNDOSE “NORMALES” LOS DE GRADO 7.5. TERREMOTOS MAYORES ES POCO PROBABLE QUE OCURRAN, DEBIDO A QUE LAS ROCAS NO SON SUFICIENTEMENTE FUERTES PARA ACUMULAR MAS ENERGÍA.

Tabla 16.3 Magnitud del terremoto y equivalencia de energía

Magnitud del terremoto	Energía liberada* (millones de ergios)	Equivalencia de energía aproximada
0	630.000	1/2 kilo de explosivos
1	20.000.000	
2	630.000.000	Energía emitida por un relámpago
3	20.000.000.000	
4	630.000.000.000	500 kilos de explosivos
5	20.000.000.000.000	
6	630.000.000.000.000	Prueba atómica de 1946 en Bikini
7	20.000.000.000.000.000	Terremoto Northridge de 1994
8	630.000.000.000.000.000	Terremoto Loma Prieta de 1989
		Terremoto de San Francisco de 1906
9	20.000.000.000.000.000.000	Erupción del monte Santa Elena de 1980
		Terremoto de Alaska de 1964
		Terremoto chileno de 1960
10	630.000.000.000.000.000.000	Consumo anual de energía en Estados Unidos

*Para cada incremento de unidad en la magnitud, la energía liberada aumenta alrededor de 31,6 veces.

Fuente: U.S. Geological Survey.

Tabla 16.2 Magnitudes de los terremotos e incidencia mundial prevista

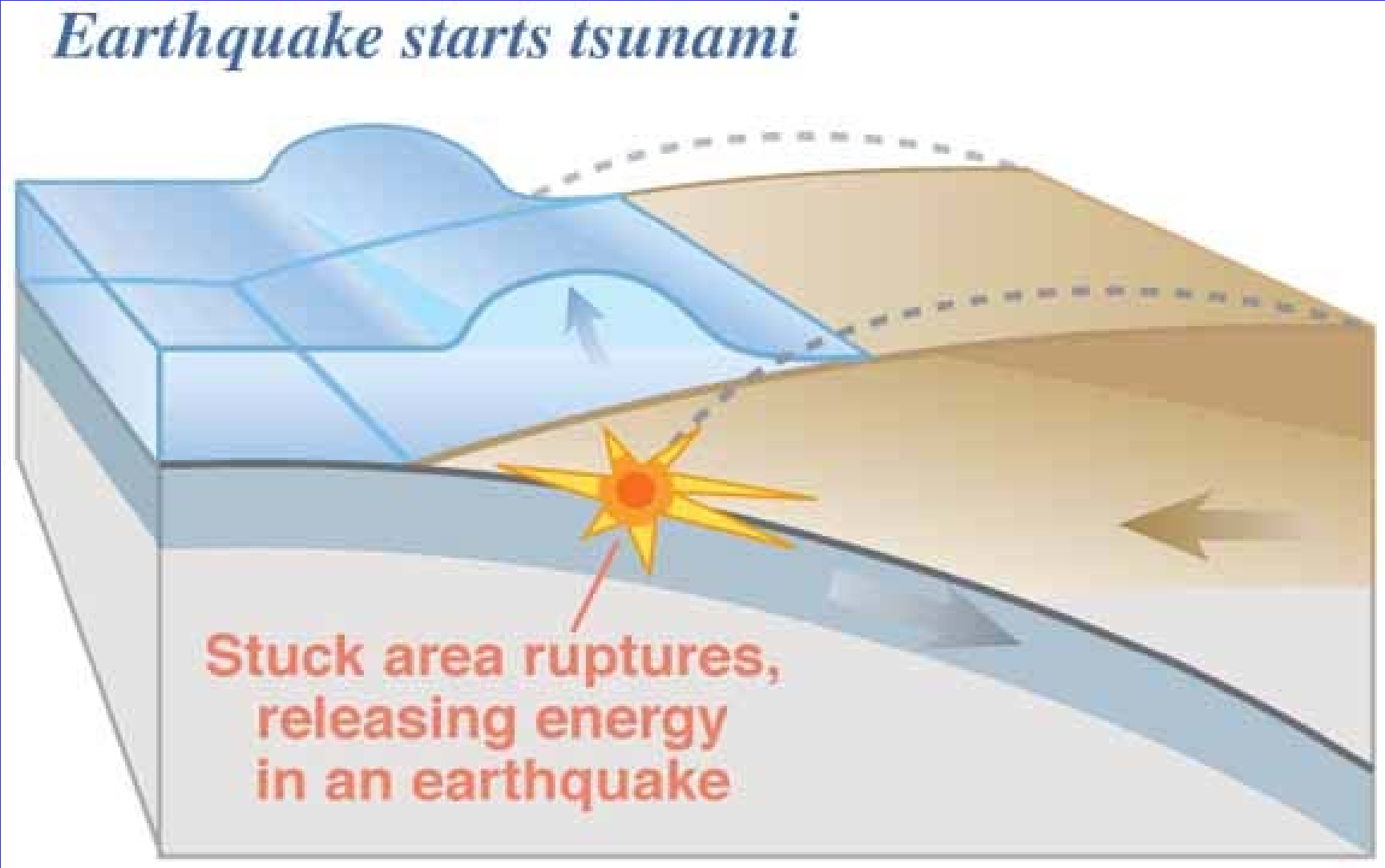
Magnitudes Richter	Efectos cerca del epicentro	Número calculado por año
<2,0	Generalmente no se siente, pero se registra	600.000
2,0-2,9	Potencialmente perceptible	300.000
3,0-3,9	Sentido por algunos	49.000
4,0-4,9	Sentido por la mayoría	6.200
5,0-5,9	Produce daños	800
6,0-6,9	Destrucción en regiones bastante pobladas	266
7,0-7,9	Terremotos importantes. Infligen graves daños	18
≥8,0	Grandes terremotos. Causan destrucción extensa en las comunidades próximas al epicentro	1,4

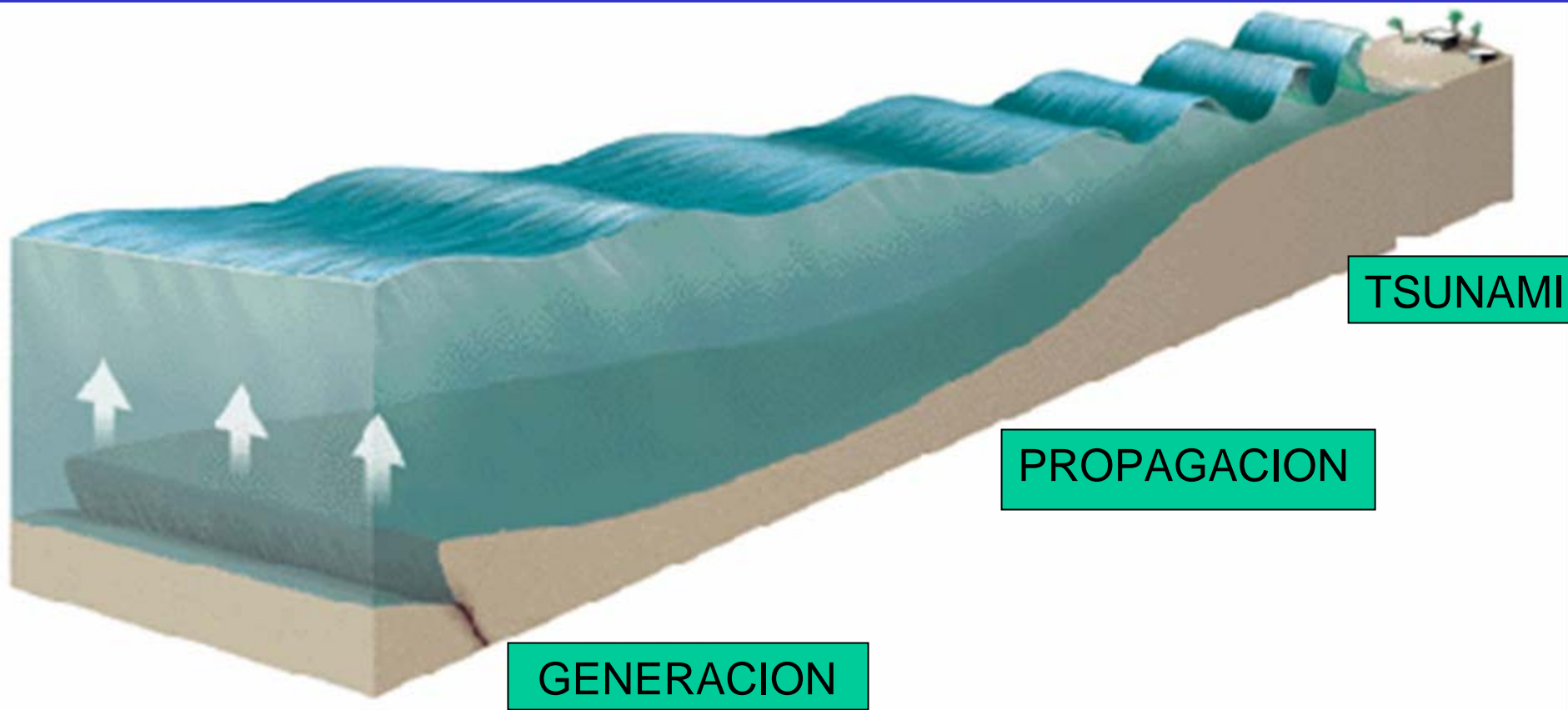
RIESGO SÍSMICO

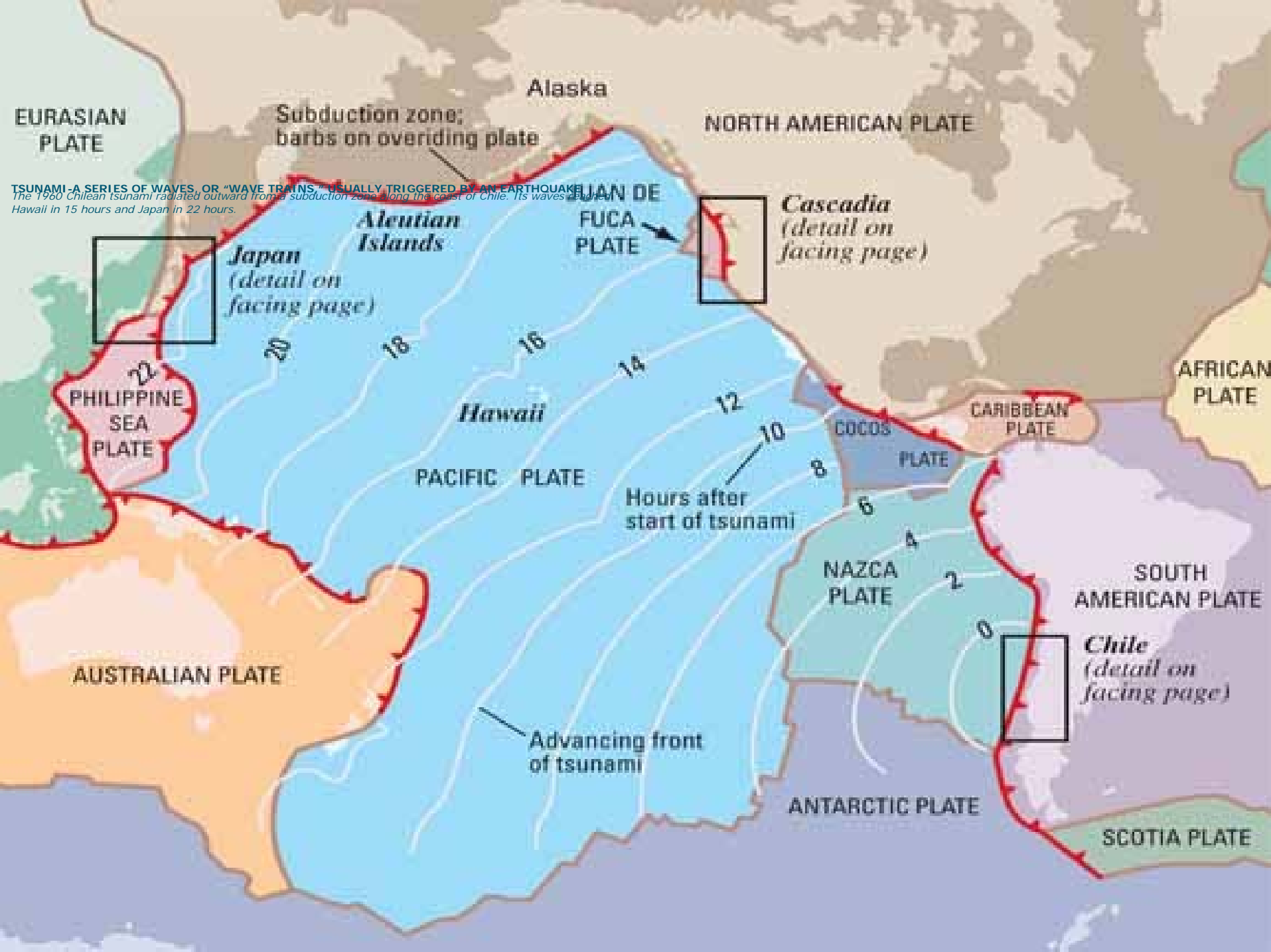
- EL PRIMER EFECTO DEL TERREMOTO ES EL MOVIMIENTO DEL SUELO Y EVENTUAL OCURRENCIAS DE FALLAS SUPERFICIALES.
- ADICIONALMENTE, LOS RIESGOS SÍSMICOS INCLUYEN *DESLIZAMIENTOS DE TIERRA*, *STUNAMIS*, *LIQUEFACCIÓN*., Y *SOLEVANTAMIENTOS Y SUBSIDENCIAS*., TANTO LOCALES COMO REGIONALES. ADEMÁS, OTROS *EFECTOS SECUNDARIOS* IMPORTANTES SON LOS *INCENDIOS Y AVALANCHAS*, PROVOCADAS POR ROTURAS DE LAS REDES DE AGUAS, O *SURGENCIAS* ESPONTÁNEAS DE NAPAS SUBTERRÁNEAS, O POR FALLAS EN LAS REPRESAS.

B. During an Earthquake

An earthquake along a subduction zone happens when the leading edge of the overriding plate breaks free and springs seaward, raising the sea floor and the water above it. This uplift starts a tsunami. Meanwhile, the bulge behind the leading edge collapses, thinning the plate and lowering coastal areas.

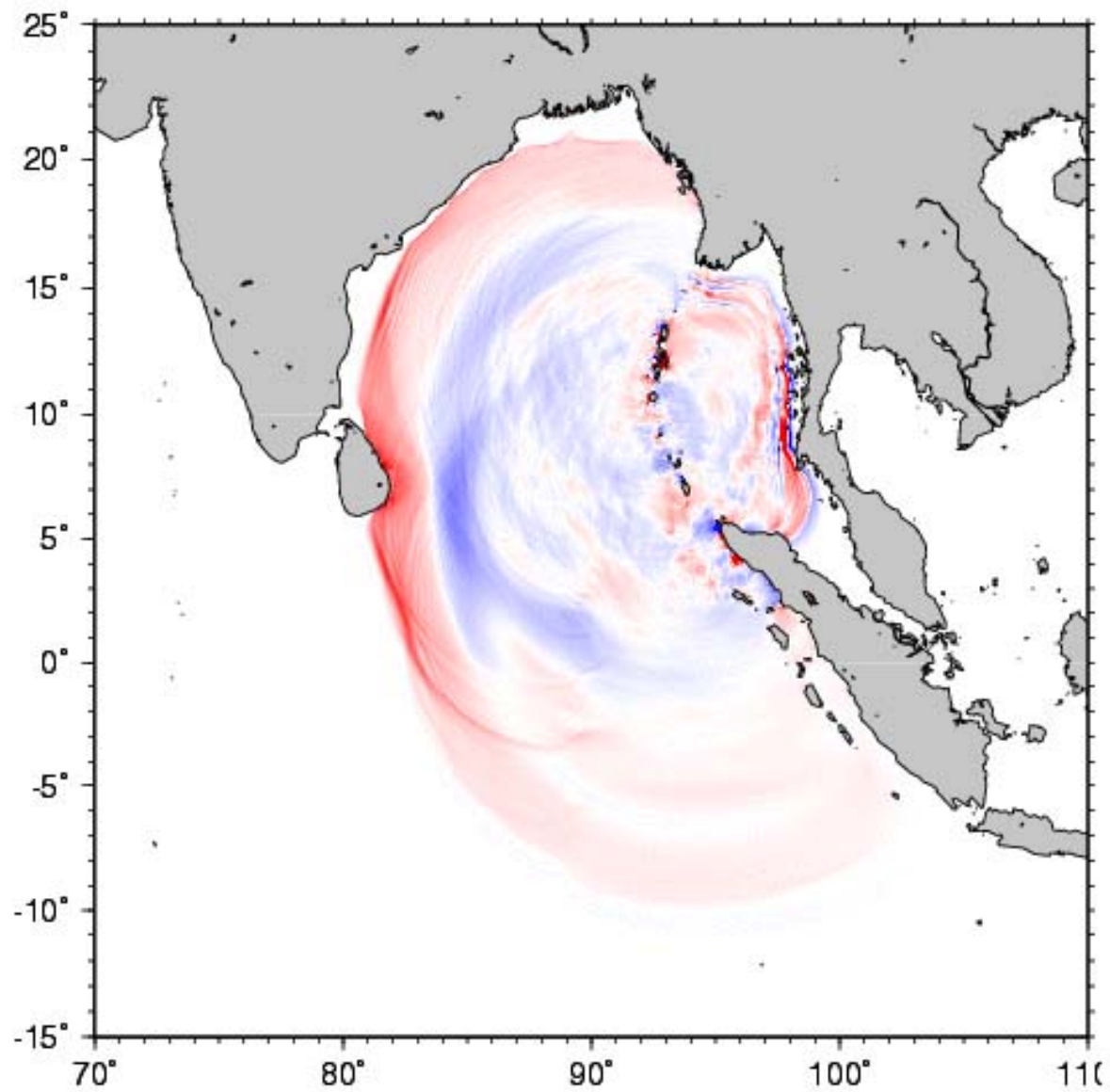




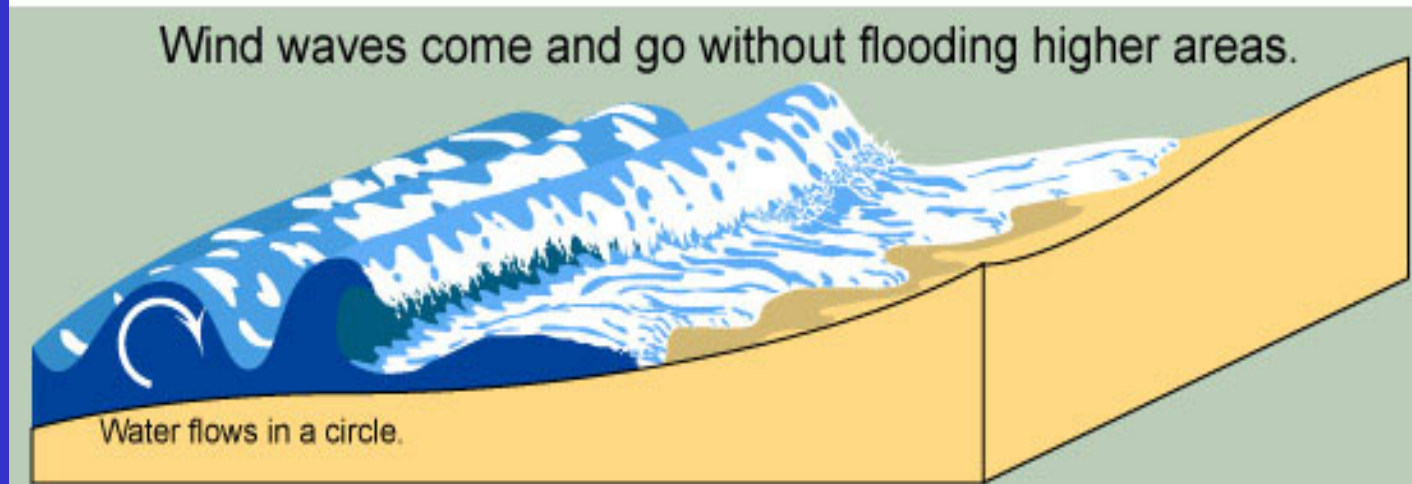


Tsunami - A series of waves, or "wave trains," usually triggered by an earthquake. The 1960 Chilean tsunami radiated outward from a subduction zone along the coast of Chile. Its waves reached Hawaii in 15 hours and Japan in 22 hours.

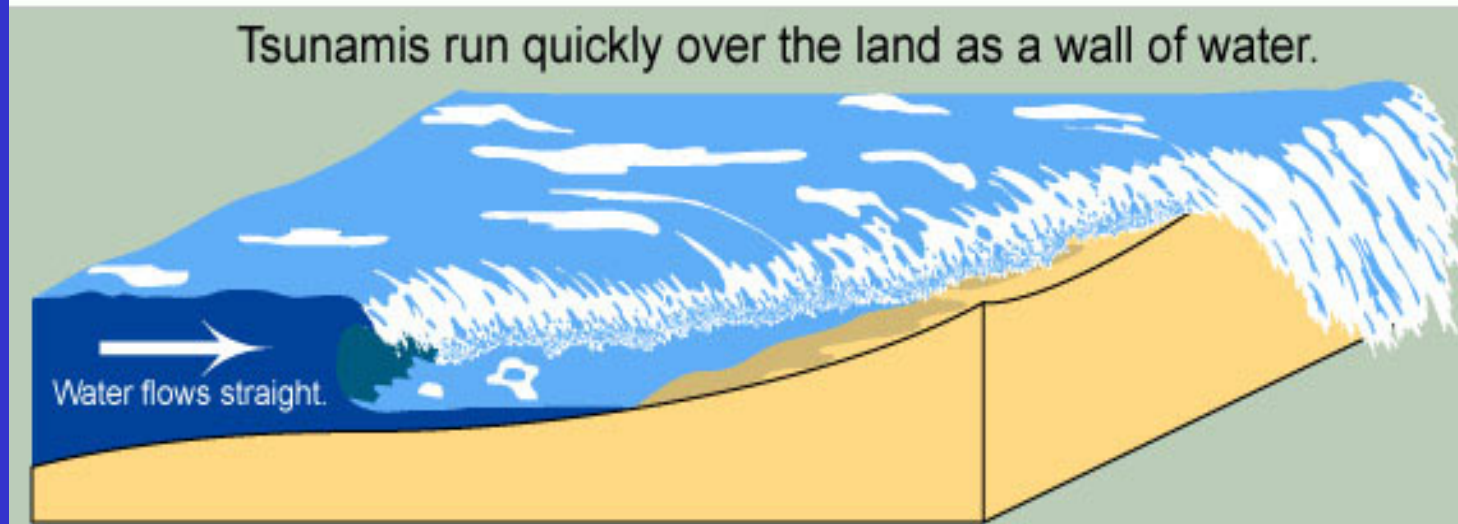
2004 Sumatra Earthquake 110 min



**Wind waves
are tall and
short
wavelength**



**Tsunamis
often are no
taller than
wind
waves, but
involve
much more
water due
to long
wavelength**



El tsunami de Chile en 1960





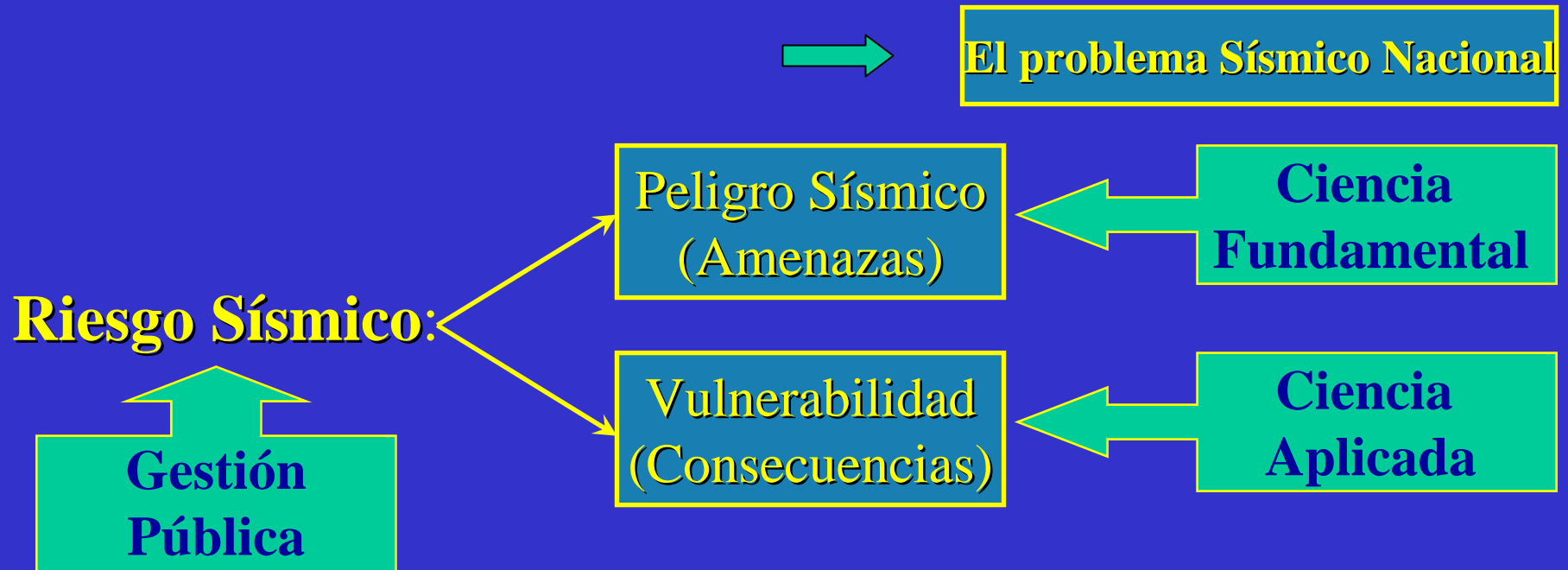
Usual water level

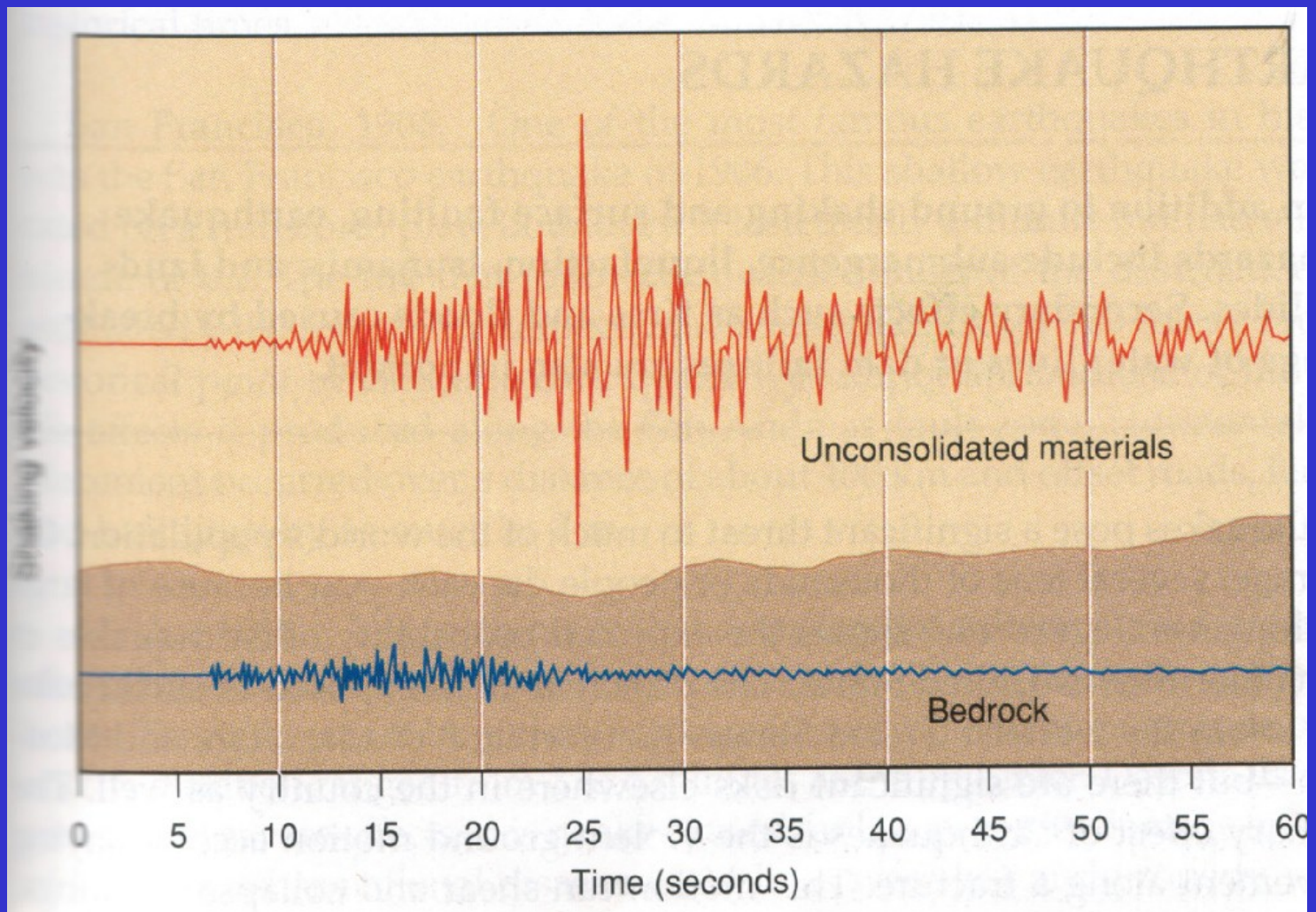
Low Water Preceding Tsunami Wave in Sri Lanka

PRESENTACION

Evaluación de la Amenaza sísmica:

- ¿Cuántificación Sísmica? ¿Porqué? ¿Dónde ocurren los sismos?
- ¿Con qué frecuencia? ¿Características de la fuente?
- ¿Qué tipo de sismos? ¿Tamaños posibles?
- ¿Cuál es el impacto en el país?





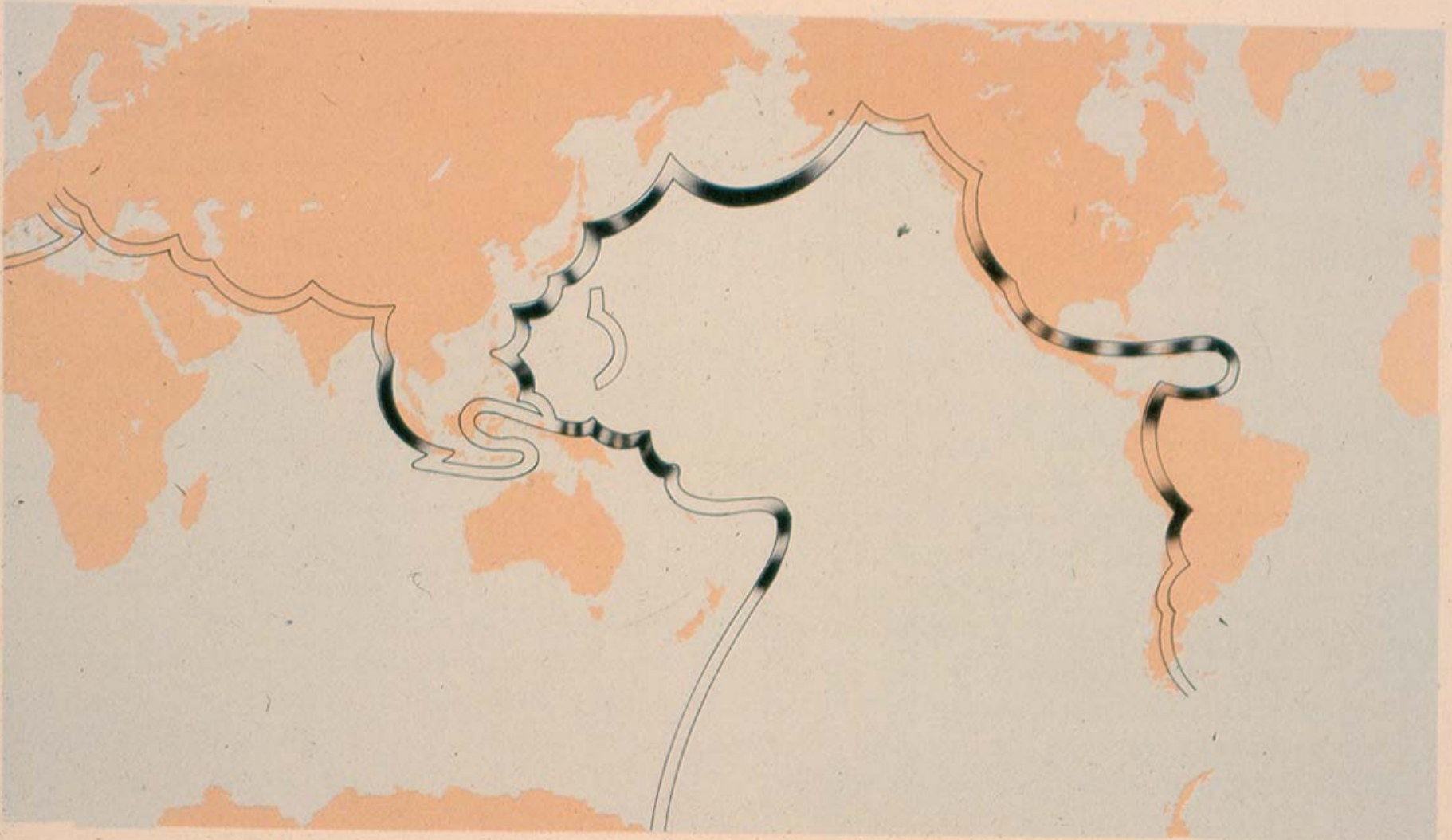
PREDICCIÓN SÍSMICA

- PREDECIR UN SISMO INVOLUCRA 3 PARÁMETROS BIÉN CONDICIONADOS (1) EL LUGAR DONDE OCURRIRÁ EL PRÓXIMO SISMO, (2) EL MOMENTO (FECHA Y HORA), Y (3) LA MAGNITUD.
- EN GENERAL, LA LOCALIZACIÓN Y EL MOMENTO EN QUE OCURRIRÁ UN SISMO, NO PUEDEN SER PREDECIDOS CON EXACTITUD; TAMPOCO SU MAGNITUD.
- SIN EMBARGO, EL *RIESGO SÍSMICO* PUEDE SER AVALUADO, A PARTIR DE DATOS HISTÓRICOS Y MEDICIONES INSTRUMENTALES, Y ESTABLECER *ZONAS SÍSMICAS DE ALTO RIESGO*, PREPARÁNDOLAS PARA ENFRENTAR FUTUROS TERREMOTOS, Y MINIMIZAR ASÍ LOS EVENTUALES EFECTOS EN LAS CONSTRUCCIONES Y LA POBLACIÓN.

Brechas o ventanas sísmicas

Figure 18.5 Seismic gaps are important in earthquake forecasting. Areas along plate margins that are not seismically active are believed to be building up

stress and may be sites of significant seismic activity in the future.



- CONOCIENDO BIÉN LA HISTORIA SÍSMICA DE UNA REGIÓN, CON CIERTOS PARÁMETROS GEOFÍSICOS SE PUEDE ESTIMAR EL *TIEMPO DE RECURRENCIA* (T_R) DE UN SISMO MAYOR, CON MAS O MENOS UN 25 % DE ERROR.
- DESPUÉS DE UN SISMO MAYOR, EL NÚMERO DE EVENTOS Y LA ENERGÍA DISMINUYEN CON EL TIEMPO, HASTA ALCANZAR UN PERÍODO DE QUIETUD, QUE COMÚNMENTE SE ALTERA PREVIO A LA *RECURRENCIA* DEL SISMO MAYOR; *LAS RÉPLICAS* SON ACOMODAMIENTOS BIÉN CONOCIDOS EN LA ZONA DE UN TEMBLOR, PERO, PARA DETERMINAR EL CARÁCTER DE *PRECURSOR*, HAY QUE COMPARAR CON REGISTROS SÍSMICOS ANTERIORES

PREDICCIÓN (continuación)

- LA PREDICCIÓN ES UN ASUNTO DIFÍCIL. NO OBSTANTE, ALGUNOS ESTUDIOS EXITOSOS EN ESTA MATERIA SE HAN LOGRADO EN CHINA Y EN LOS ESTADOS UNIDOS.

EN CHINA, LOS ACIERTOS (15 en total) HAN ESTADO BASADOS FUNDAMENTALMENTE EN OBSERVACIONES DEL COMPORTAMIENTO DE ANIMALES Y EN CAMBIOS PRODUCIDOS EN LOS NIVELES FRÁCTICOS. (SE LE PRESTA MUCHA ATENCIÓN AL PERÍODO DE BAJA, CUANDO EL TIEMPO DE RECURRENCIA HA SIDO LARGO. LA POBLACIÓN COMPLETA ESTÁ ORGANIZADA EN TORNO AL PROCESO DE LA PREDICCIÓN).

EN ESTADOS UNIDOS, LOS ESTUDIOS SE HAN BASADO EN LA *TEORÍA DE LA DILATACIÓN* O DEFORMACIÓN PREVIA A QUE ES SOMETIDA LA ROCA. LA ROCA SE HINCHA ANTES DE ROMPERSE, Y NUMEROSAS MICROFRACTURAS COMIENZAN A PRODUCIRSE EN MEDIO DEL “*STRESS*” DE FRACTURA, GENERÁNDOSE DIFERENCIAS EN ALGUNAS DE LAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS, COMO SER EN LA RESISTENCIA ELÉCTRICA, LA VELOCIDAD DE LAS ONDAS SÍSMICAS, EL GAS RADÓN, Y OTRO.