

Universidad de Chile

Departamento de Geofísica

Sismología

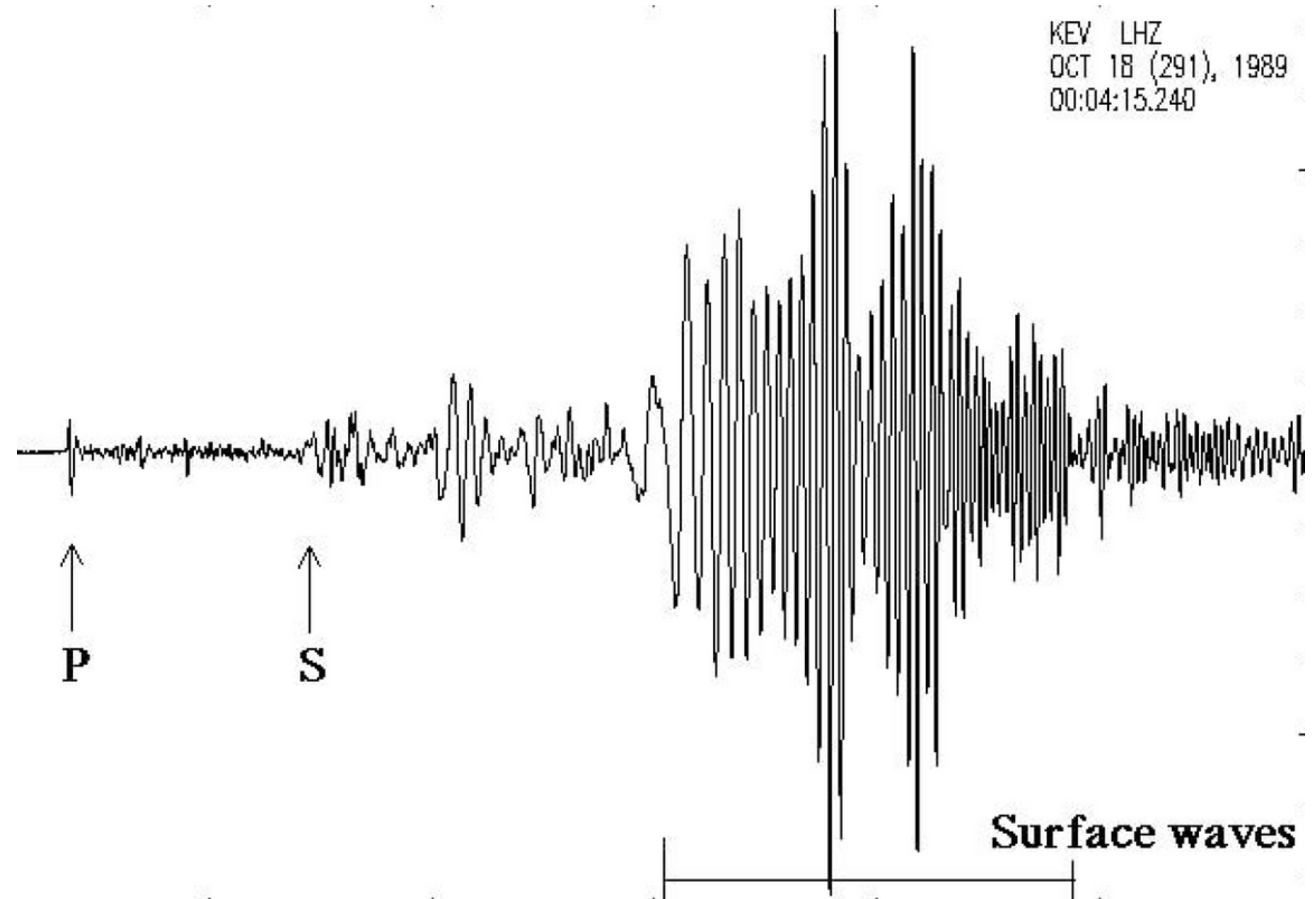
GF 4001-2

Profesor: Sergio Ruíz

Auxiliar 2

Hermann Schwarze

Marzo 2021



CICLO SÍSMICO



CICLO SÍSMICO

El ciclo sísmico no implica periodicidad, a grandes rasgos lo podemos describir como acumulación y liberación de energía, reconocemos 4 etapas:

Pre-sísmico: Se incrementan anomalías en las tendencias medias de los precursores. En las grietas de la corteza se filtran fluidos que por la presión provocan el debilitamiento de ésta. Es una etapa cuya plena comprensión es de particular interés para predicción de terremotos.

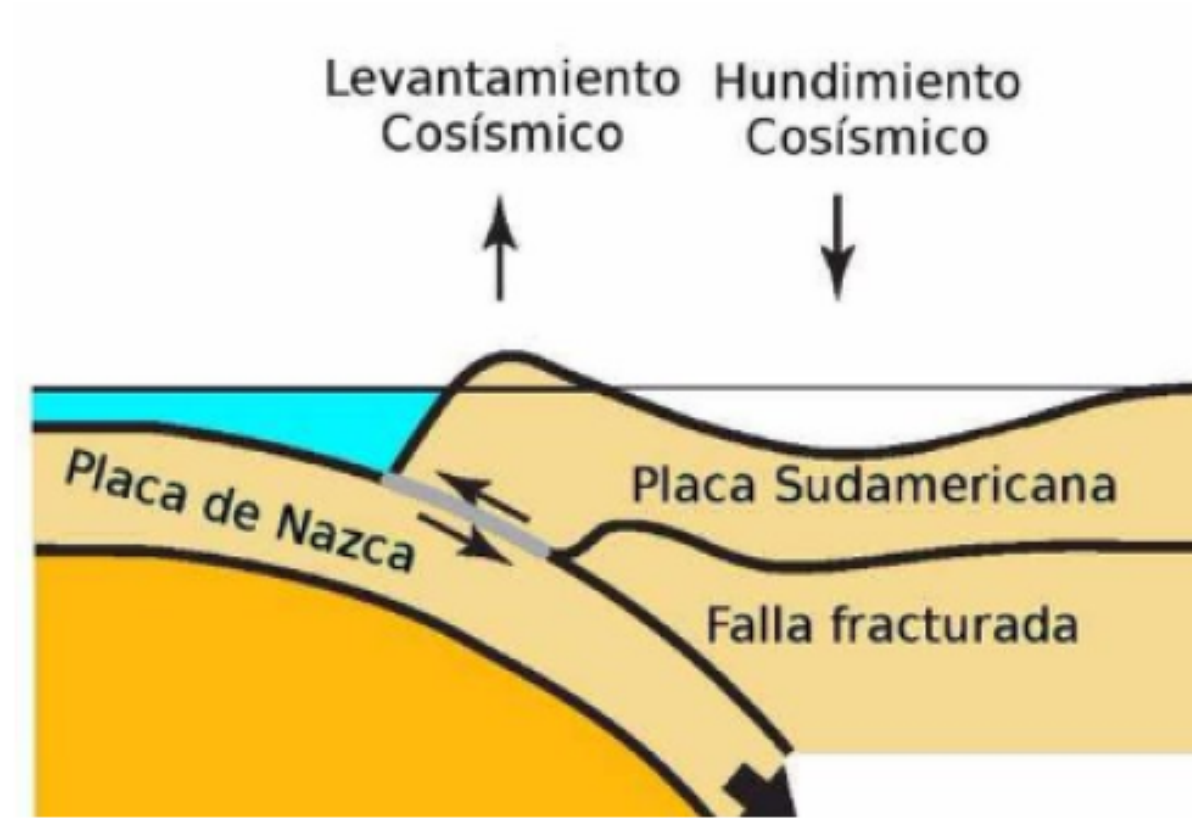
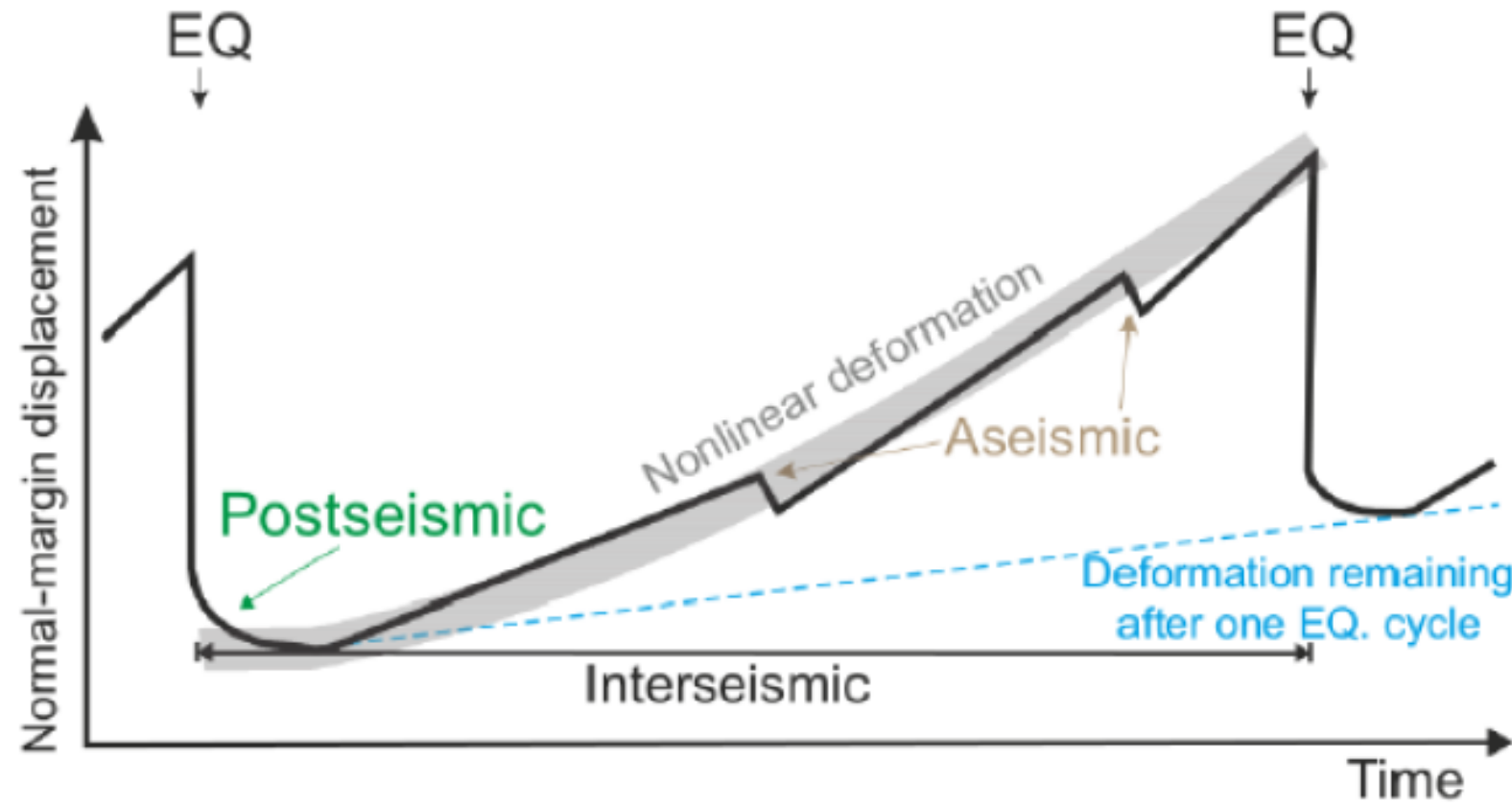
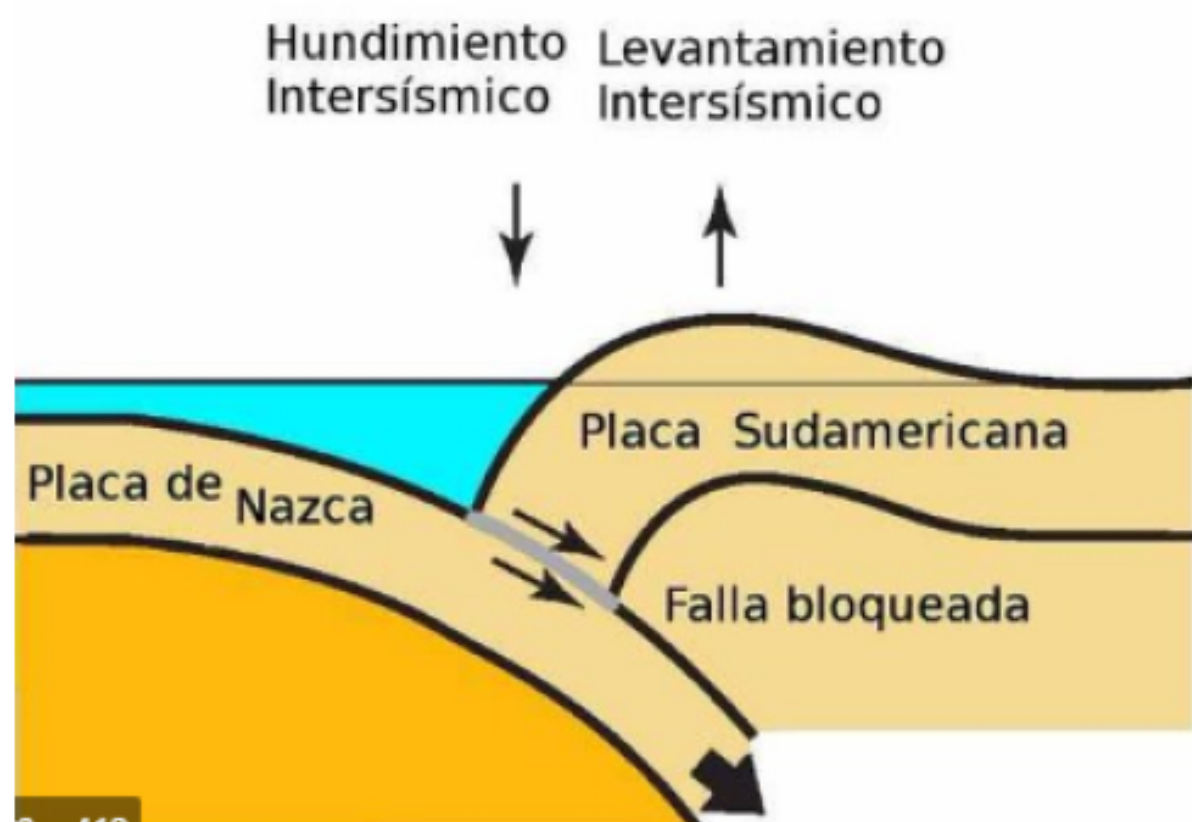
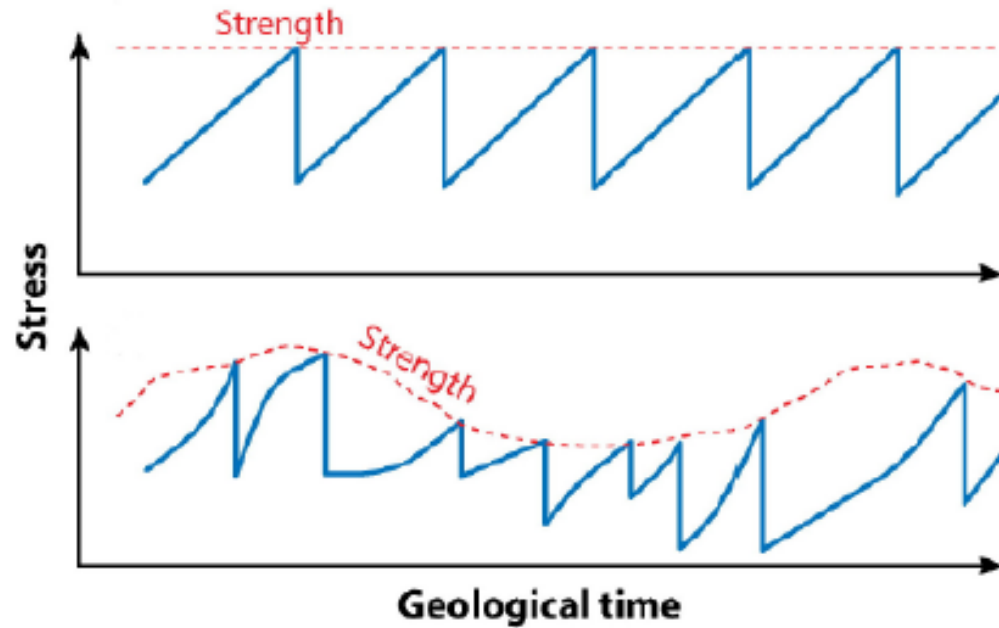
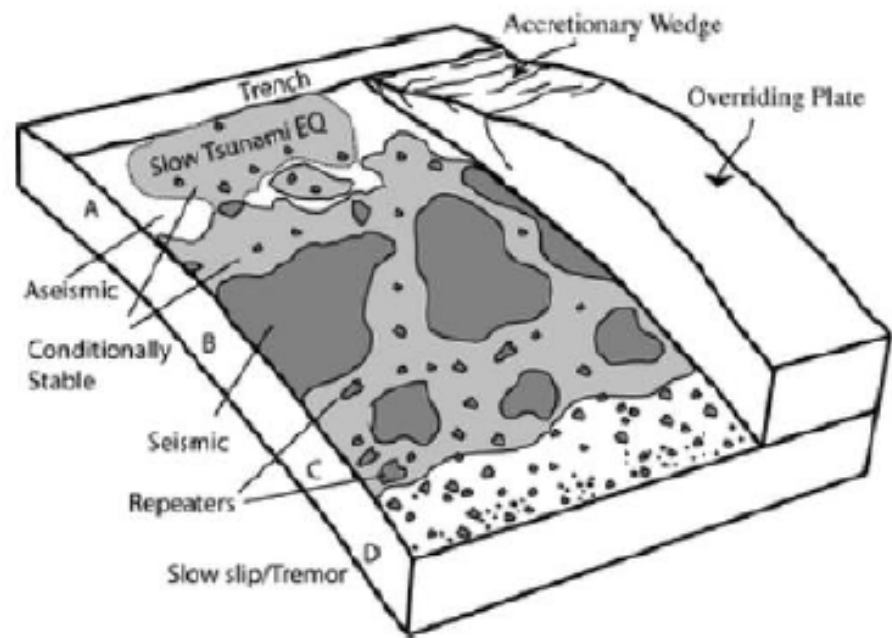
Co-sísmico: Etapa más corta del ciclo, dura del orden de pocos segundos a minutos. Por el debilitamiento de la corteza se produce la liberación de la energía acumulada provocando rupturas y produciendo una rápida liberación de las tensiones en la corteza, es el sismo propiamente tal.

CICLO SÍSMICO

Post-sísmico: Estado de relativa calma, donde los esfuerzos se distribuyen produciendo la consolidación de materiales sueltos y la reactivación de fallas pequeñas generando sismos pequeños (réplicas).

Inter-sísmico: Se inicia con el término de la redistribución de los esfuerzos (réplicas) y el inicio de otra etapa de acumulación (implica la mayor parte del ciclo sísmico). En la parte final de esta etapa, la alta acumulación de energía deforma la parte superior de la corteza causando agrietamientos en ella.

CICLO SÍSMICO

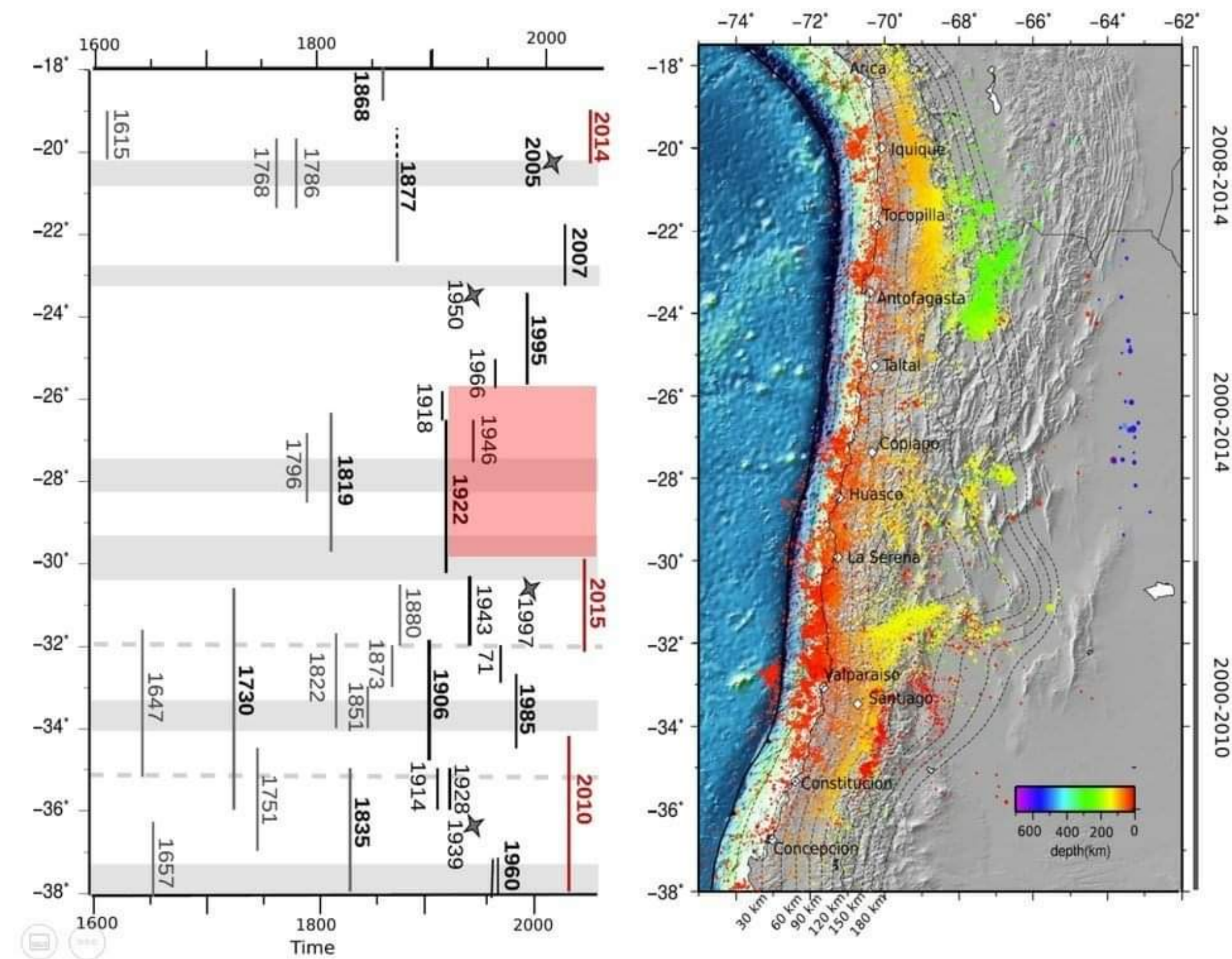


PhD. Thesis
Moreno M.

LAGUNA SISMICA

Una laguna sísmica o brecha sísmica es una región dentro de la zona de contacto de dos bordes convergentes entre placas tectónicas, donde se observa una ausencia de sismicidad, a pesar de contar con un historial de eventos relativamente constantes en el pasado. En Chile se han detectado dos zonas de lagunas sísmicas en el norte del país:

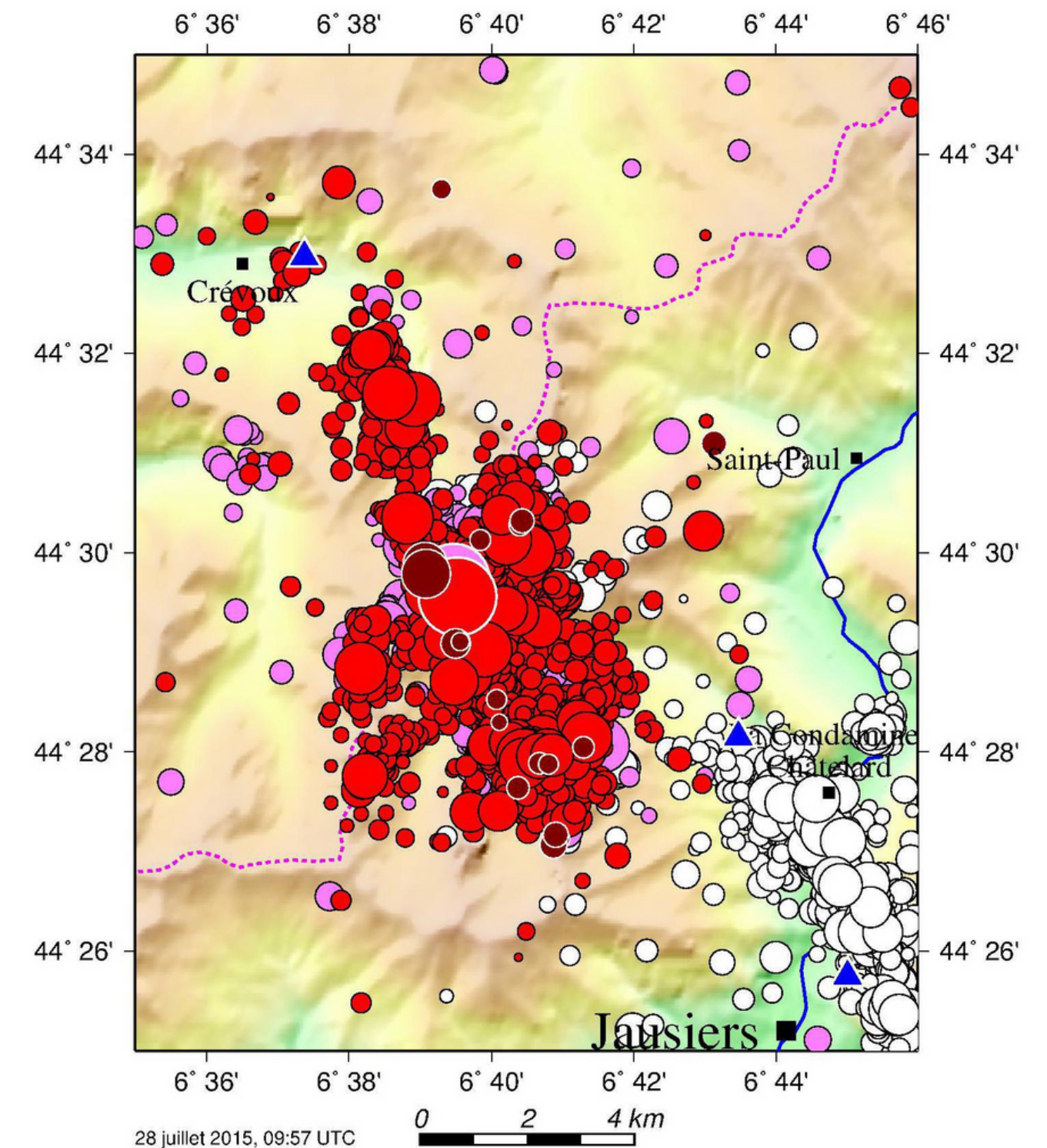
- Brecha de Iquique o brecha del Norte Grande en Chile, entre el extremo sur del Perú y la ciudad de Tocopilla. Aquí no se registraban grandes sismos desde 1877, hasta el Terremoto de Iquique de 2014.
- Brecha del Norte Chico donde, entre el sur de Copiapó y el norte de Valparaíso, no existe actividad sísmica desde 1922.



ENJAMBRE SISMICO

Un enjambre sísmico es una secuencia de terremotos que ocurren en un área localizada dentro de un período de tiempo relativamente corto. No existe un consenso acerca del largo de dicho periodo, pero puede ser del orden de días, meses o incluso años.

Los enjambres se diferencian de las réplicas ya que este tipo de sismicidad no está asociada a ningún evento principal. Por otro lado, se ha observado que algunos enjambres pueden ser precursores de terremotos más grandes. Esto se ha visto en el terremoto de Valparaíso, 1985; Iquique, 2015 y Tohoku, 2011.



Leyes Empíricas

- Ley de Omori
- Ley de Gutenberg-Richter

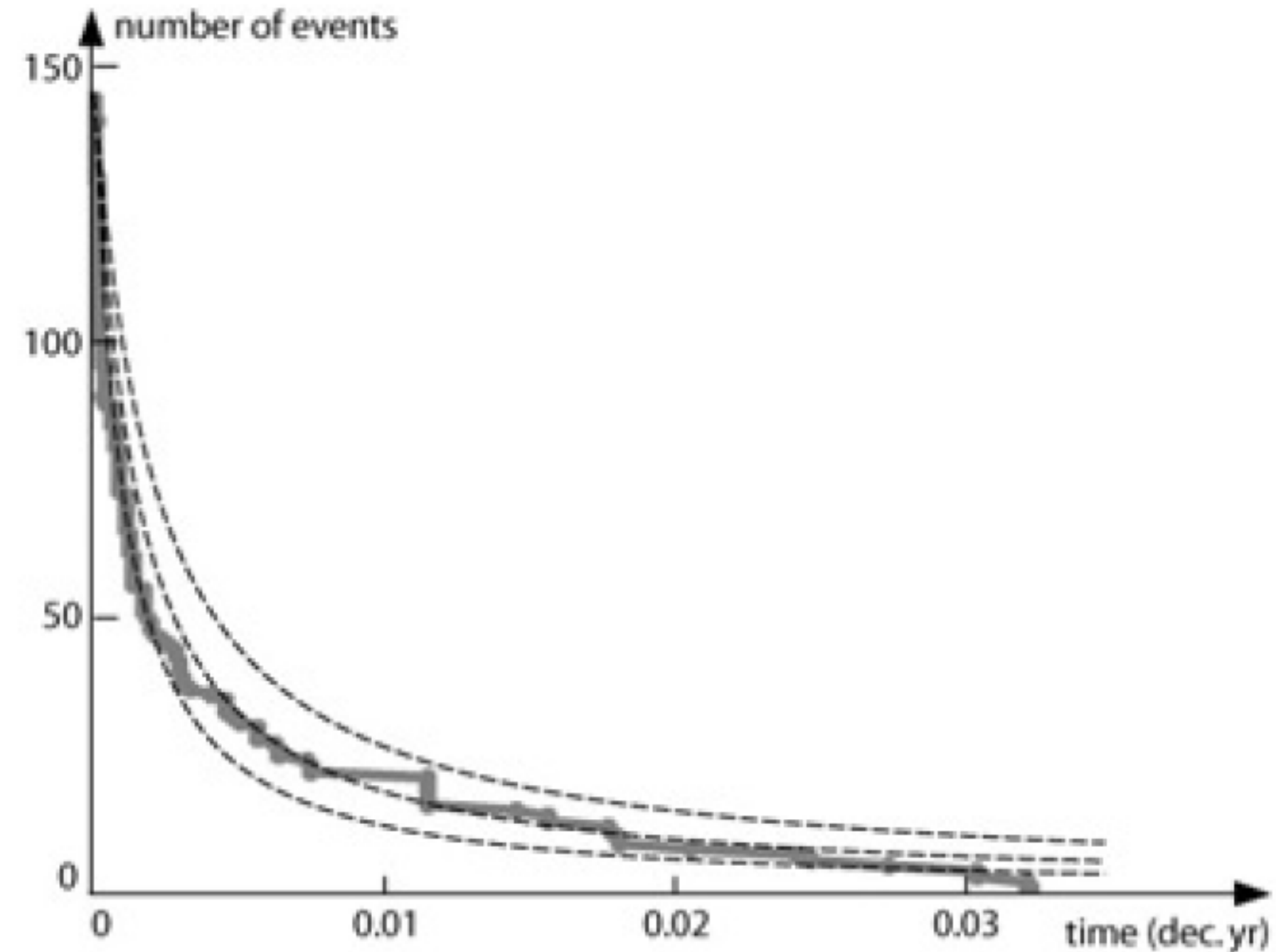
Ley de Omori

$$n(t) = \frac{K}{c + t}$$

$n(t)$: número de eventos en el instante "t"

K, c: Amplitud y parámetro temporal de compensación respectivamente.
Constantes a determinar

t: Unidad de tiempo



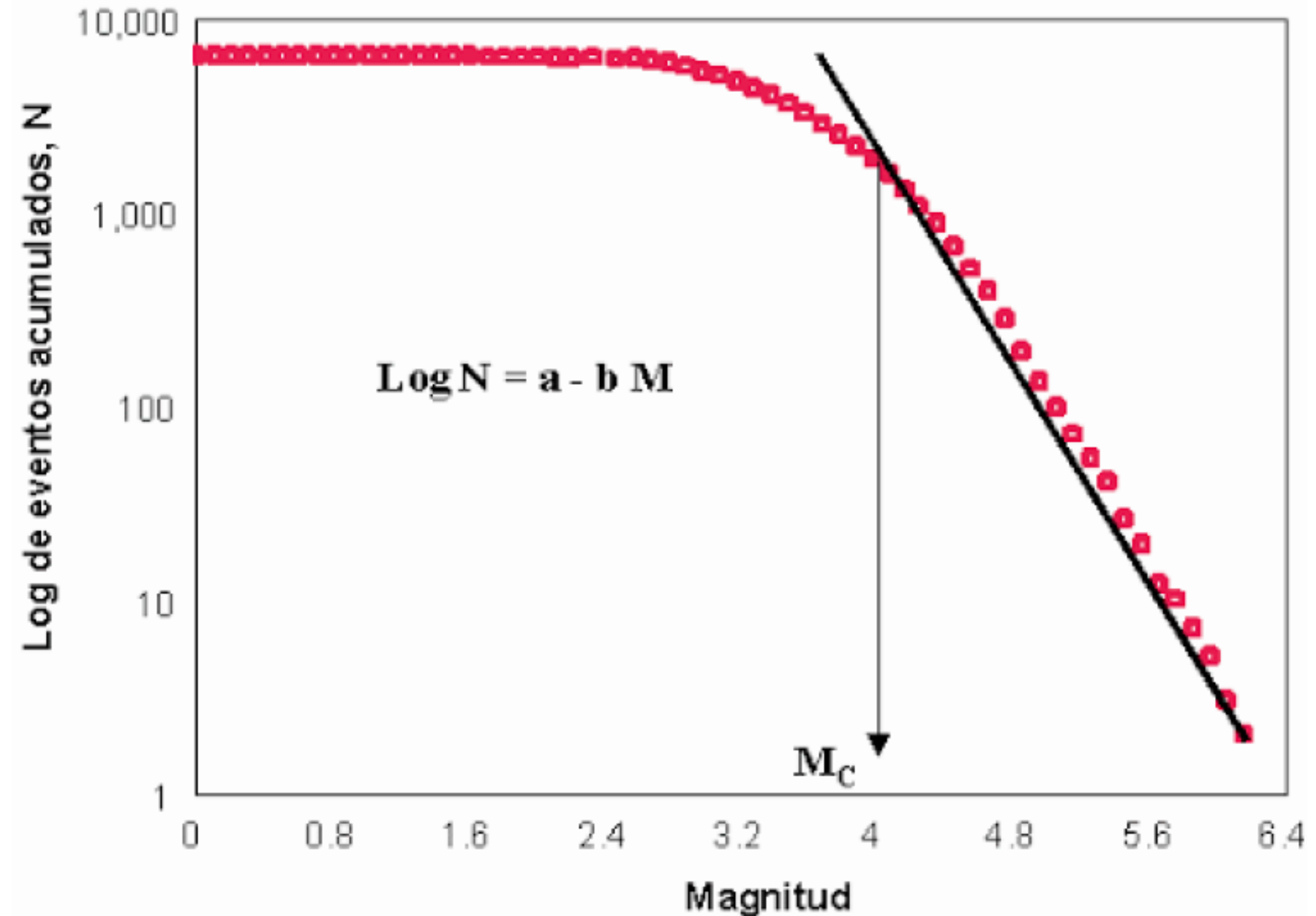
Ley de Gutenberg-Richter

$$\log_{10} N = a - b(M)$$

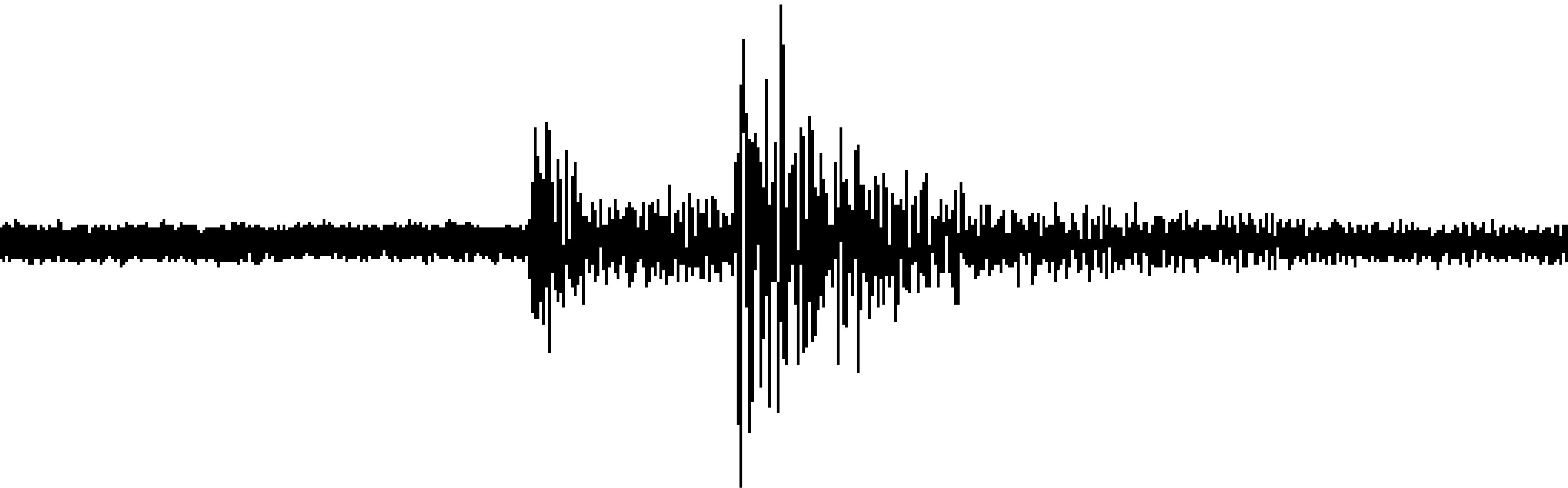
N: Recurrencia sísmica en un periodo determinado de magnitud mayor o igual a M.

a, b: Constantes a determinar

M: Magnitud de sismos



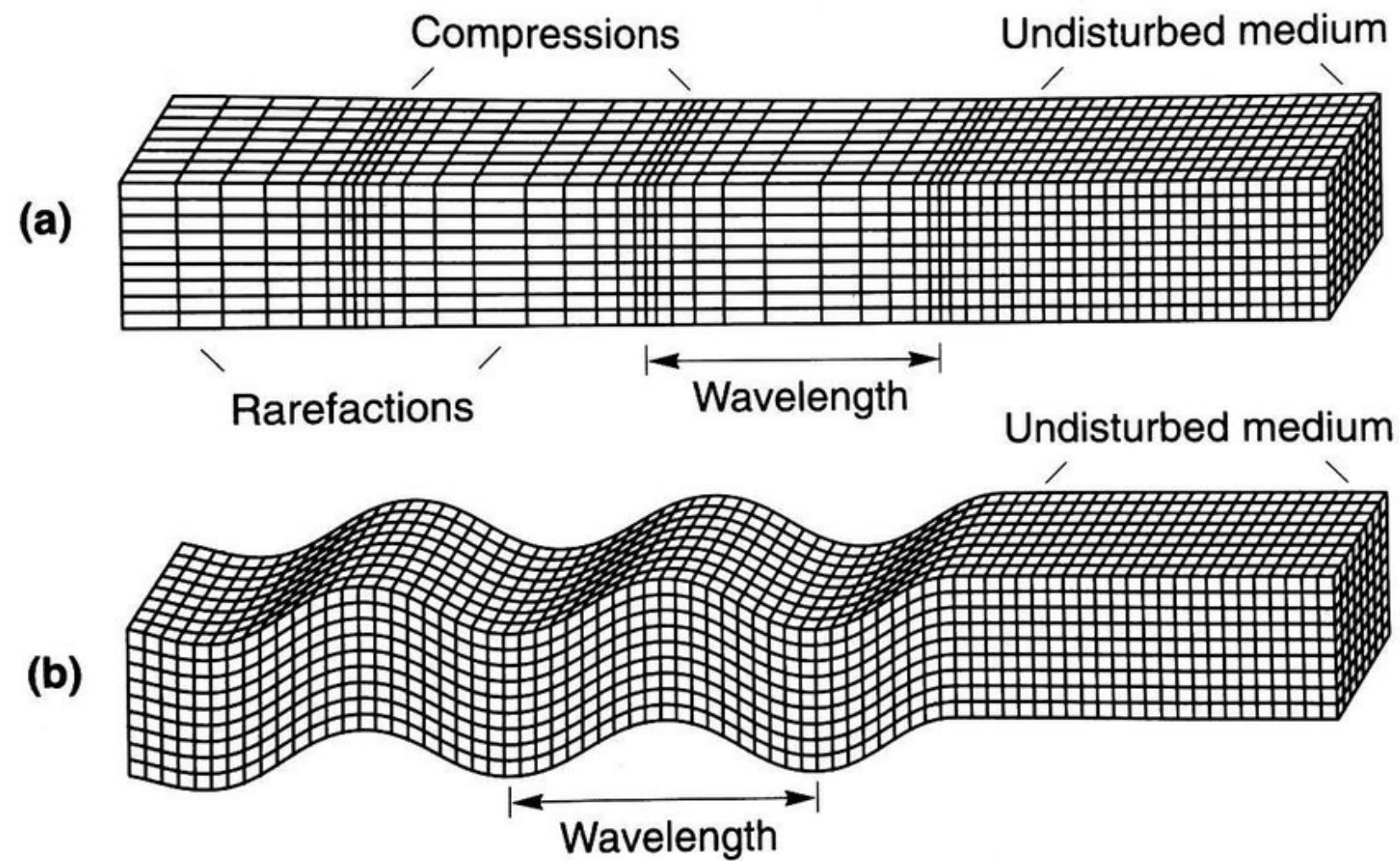
Ondas Sísmicas



ONDAS DE CUERPO

ONDAS P

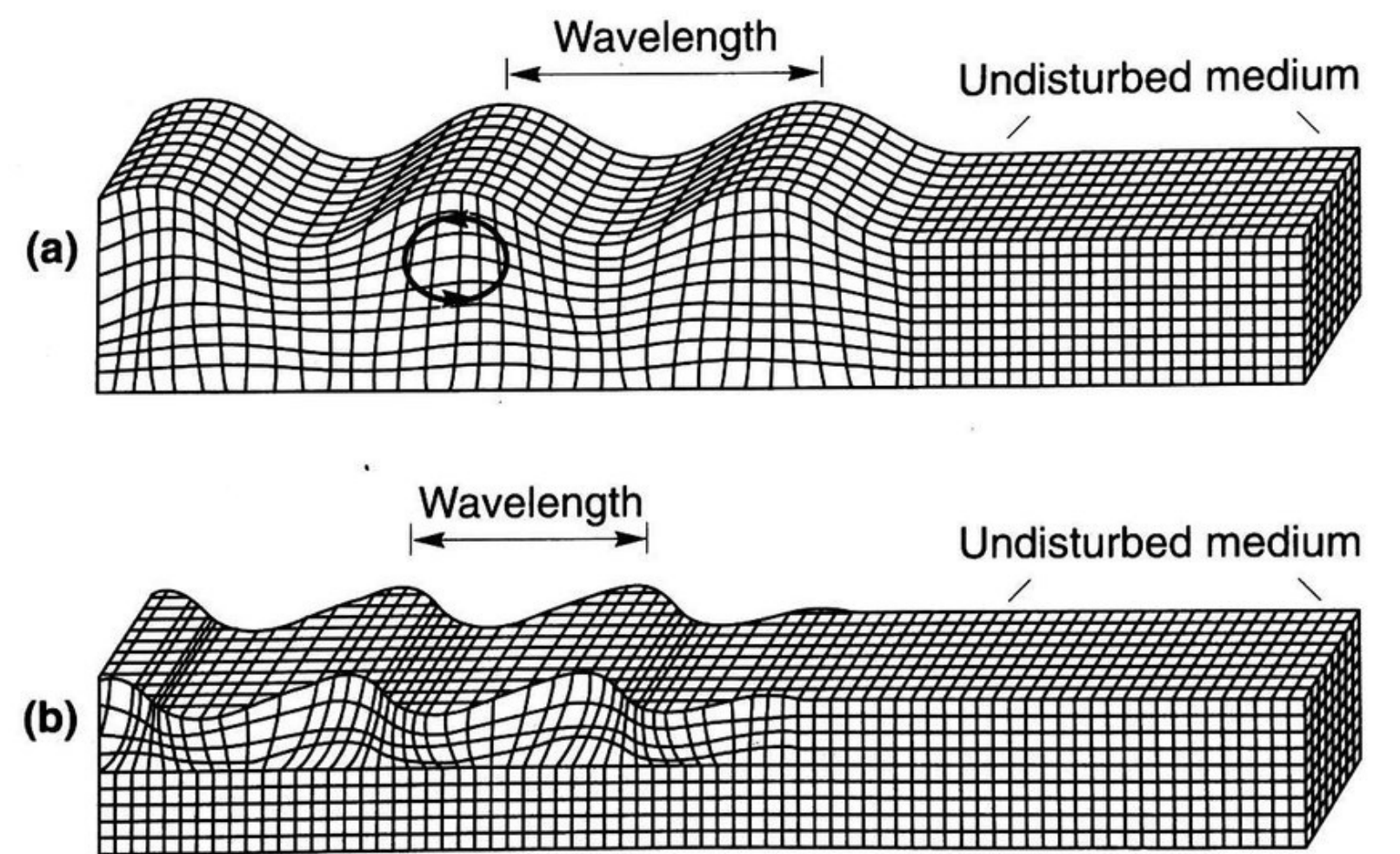
ONDAS S



ONDAS SUPERFICIALES

ONDAS RAYLEIGH

ONDAS LOVE



ONDAS P

Son las ondas primarias (viajan más rápido que ondas S).

Generan un movimiento longitudinal, ya que mueve las partículas en la dirección de propagación del frente de ondas, produciendo dilatación y compresión en el medio (cambio de volumen).

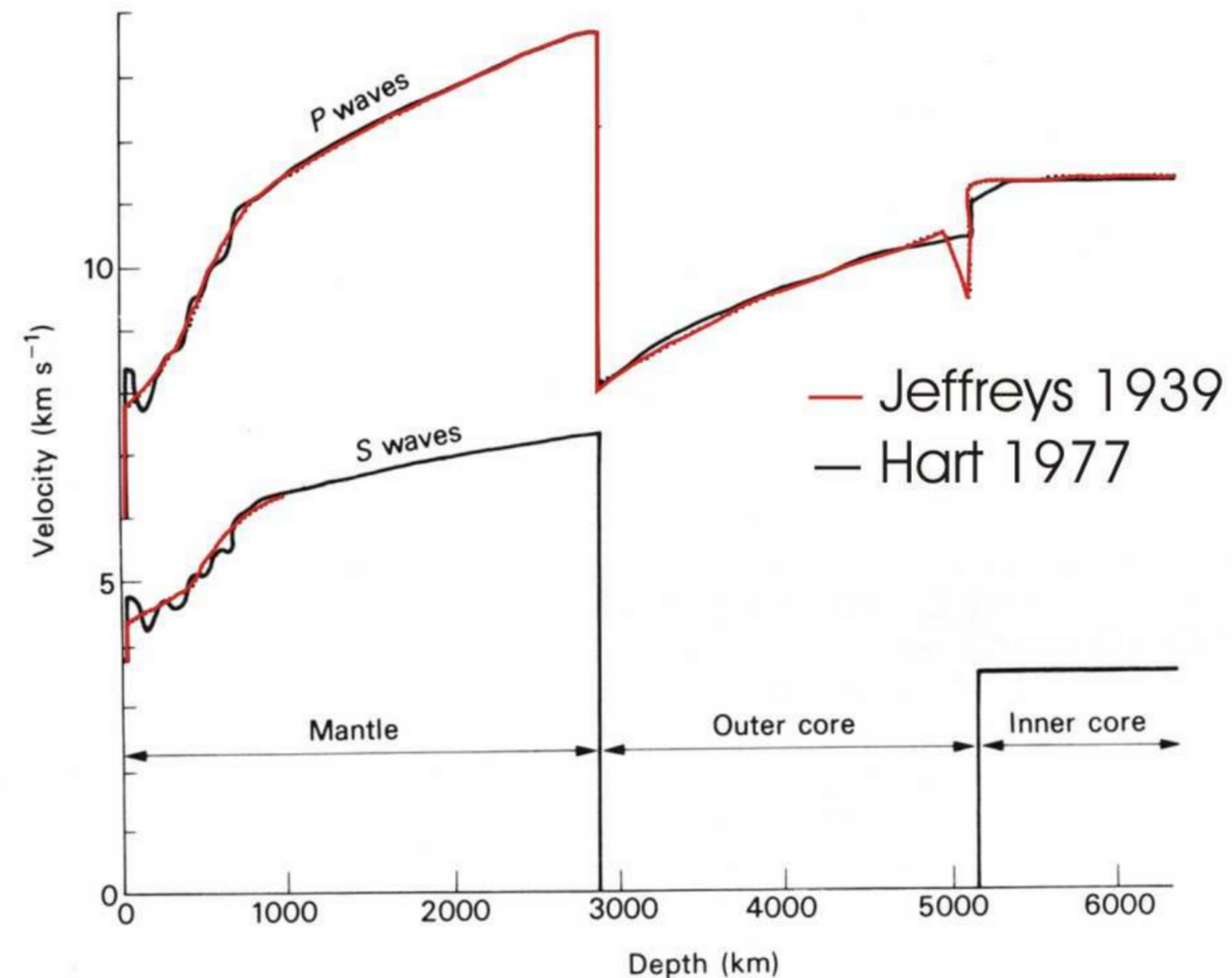
Su movimiento de compresión y dilatación les permite viajar a través de los tres estados de la materia.

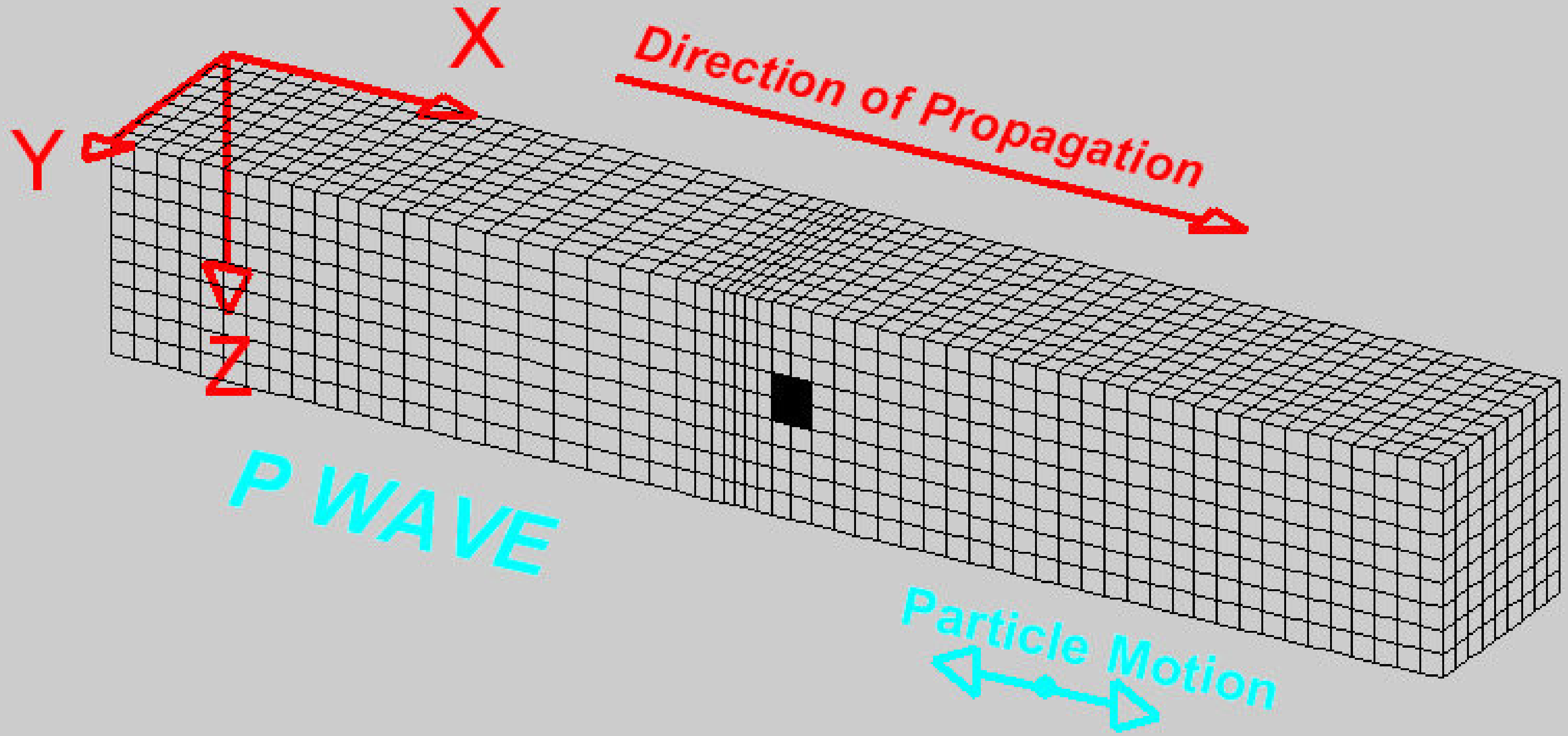
Su velocidad puede escribirse como

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamè, κ es el modulo de incomprensibilidad y ρ es la densidad.

Suelen tener amplitudes inferiores a las de las ondas S.





ONDAS S

Son ondas Secundarias (viajan más lento que ondas P).

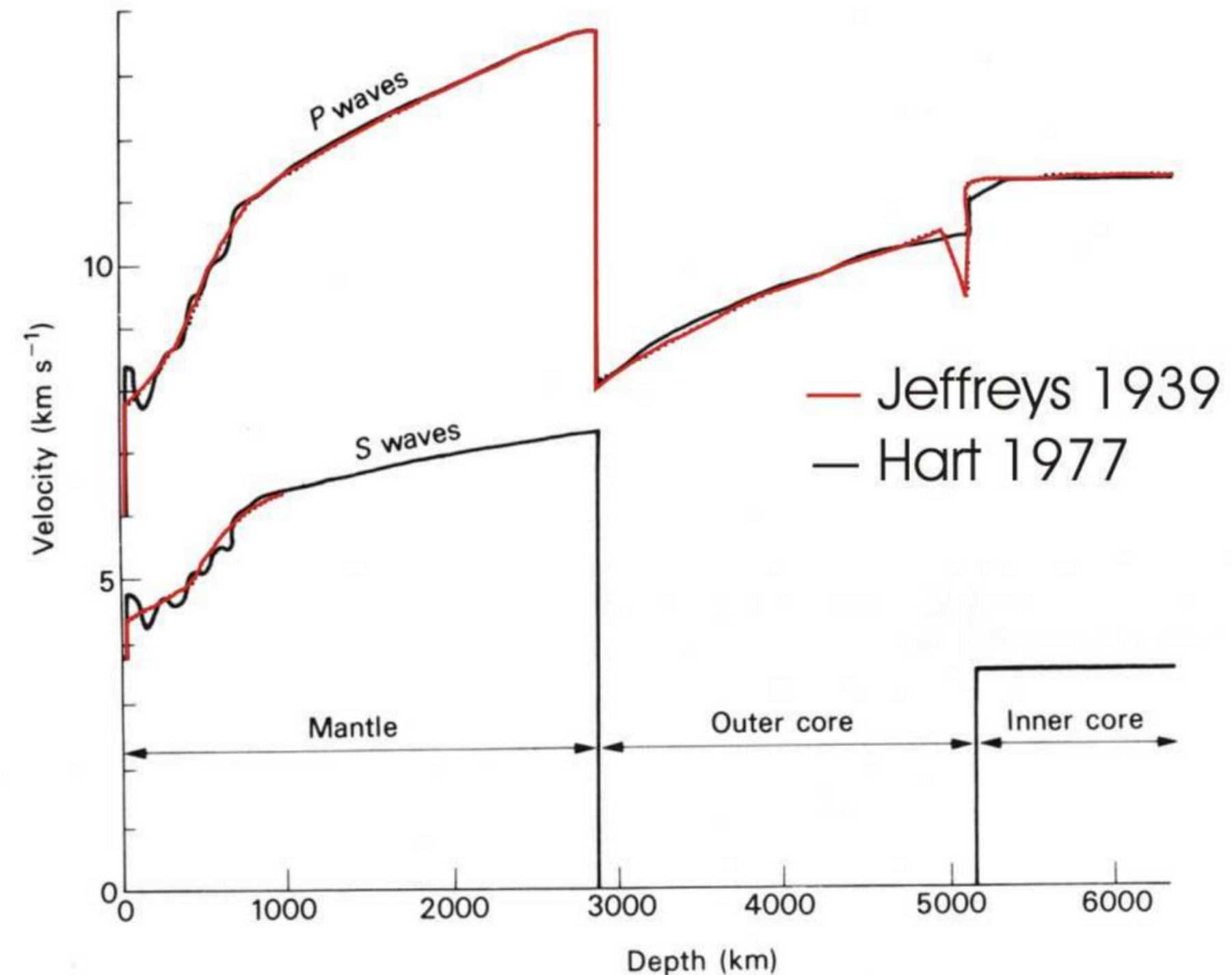
Generan un movimiento transversal, ya que mueven las partículas de forma perpendicular a la dirección de propagación. (movimiento de cizalla).

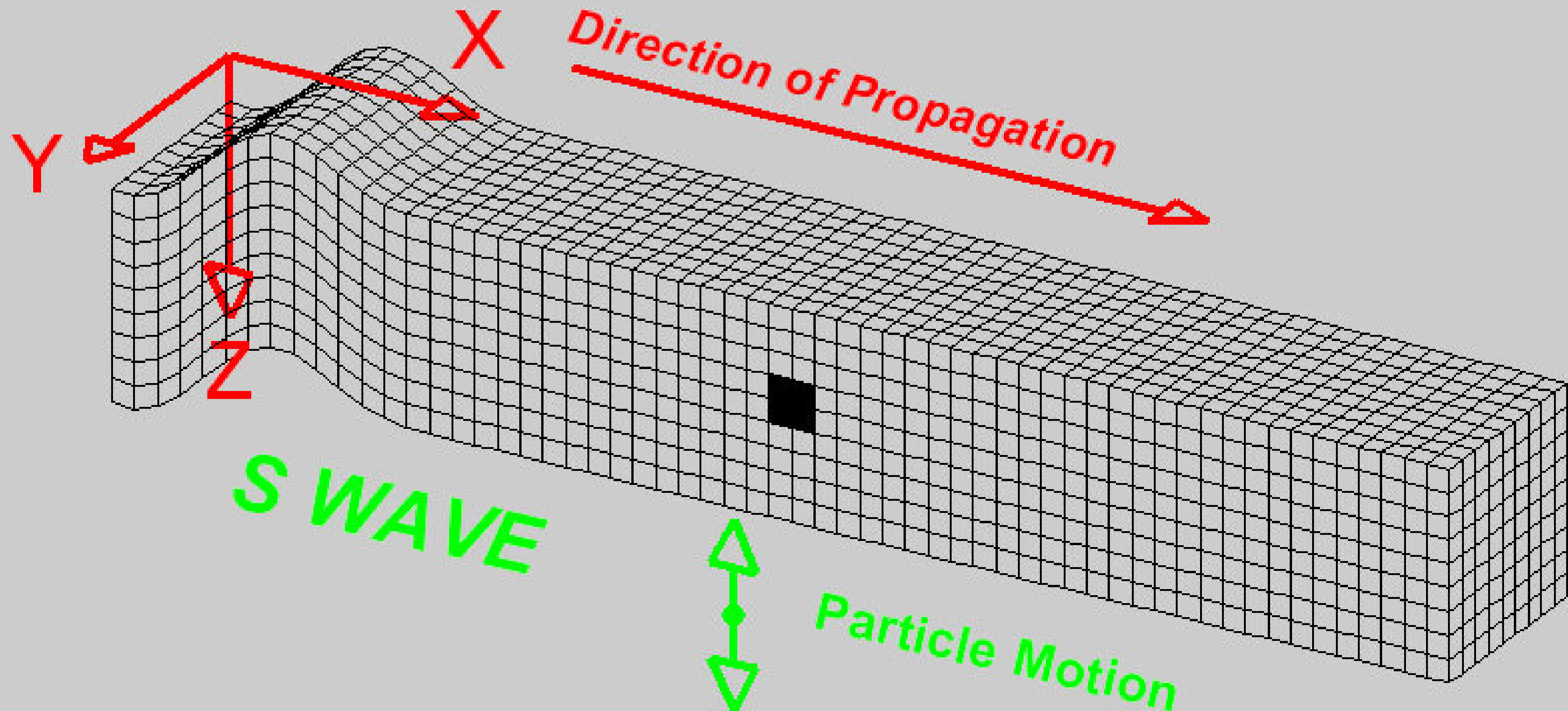
Su fuerza restauradora principal proviene de los esfuerzos de corte, por lo que no pueden propagarse en líquidos ni gases.

Las ondas S se propagan sobre un plano, por lo que podemos descomponerlas en dos ondas con dirección de movimiento ortogonal: Ondas SV y ondas SH.

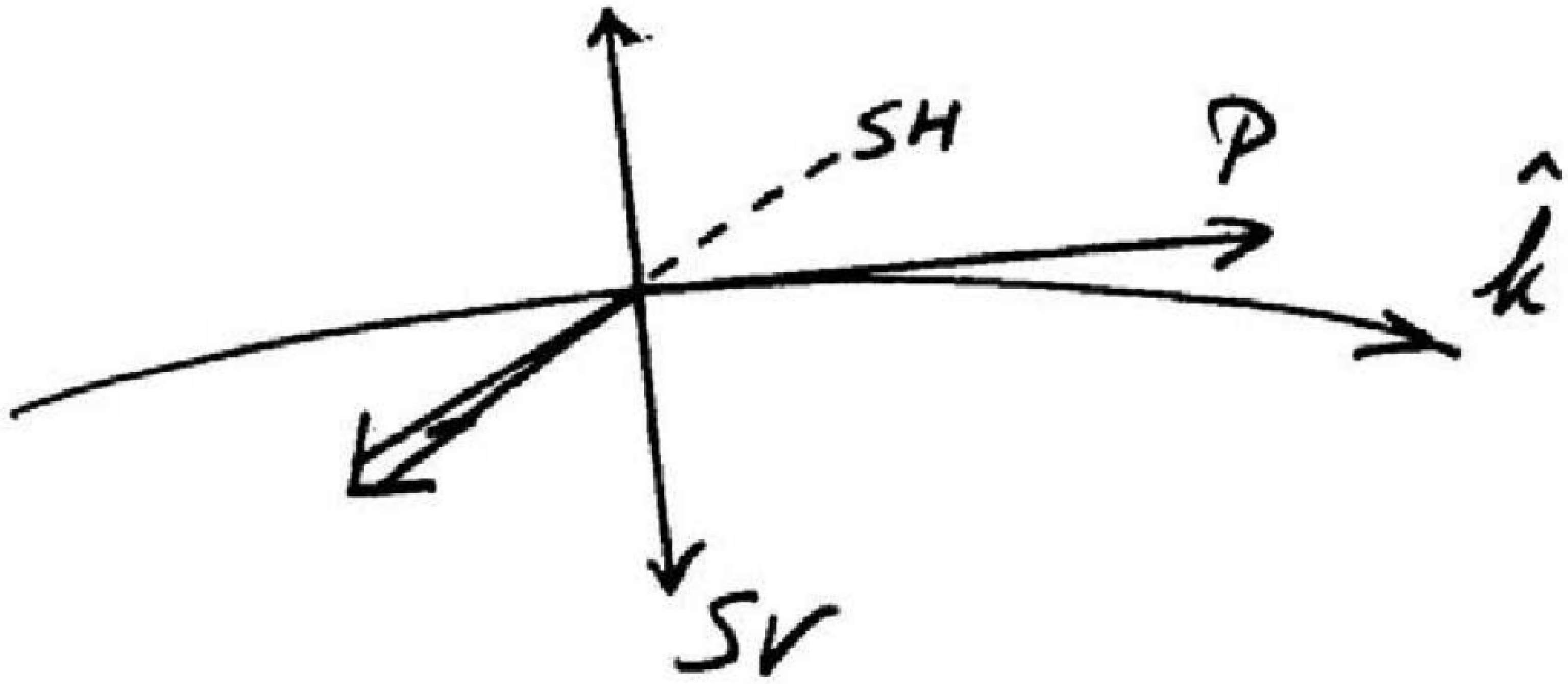
Su velocidad puede escribirse como $\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$

al juntar las dos velocidades $\alpha = \sqrt{3}\beta \Rightarrow \alpha > \beta$



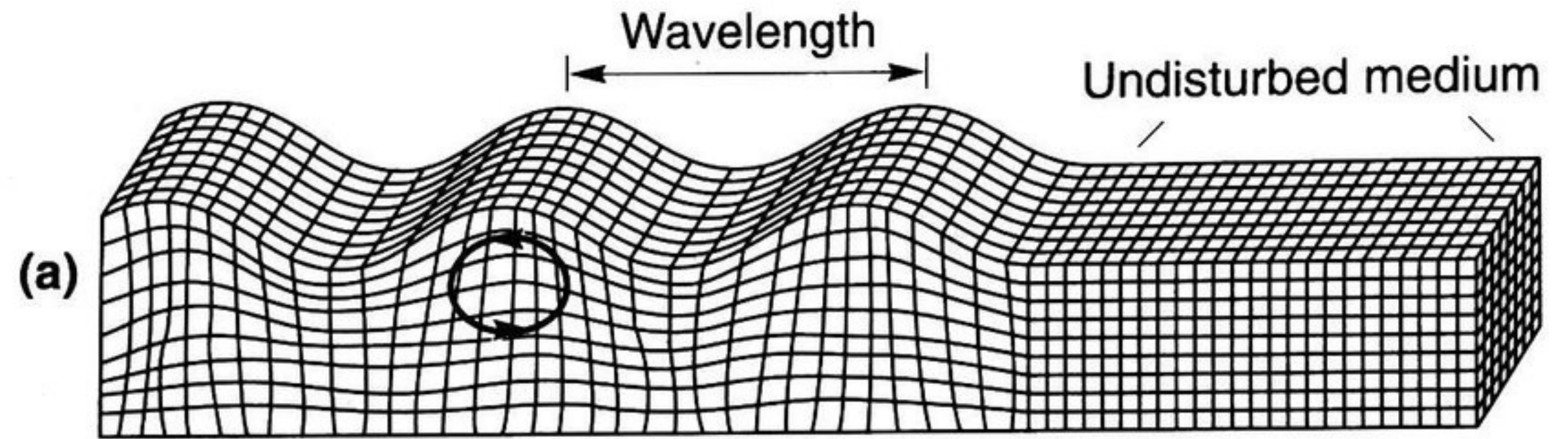


DIRECCIÓN DE MOVIMIENTO DE PARTICULAS

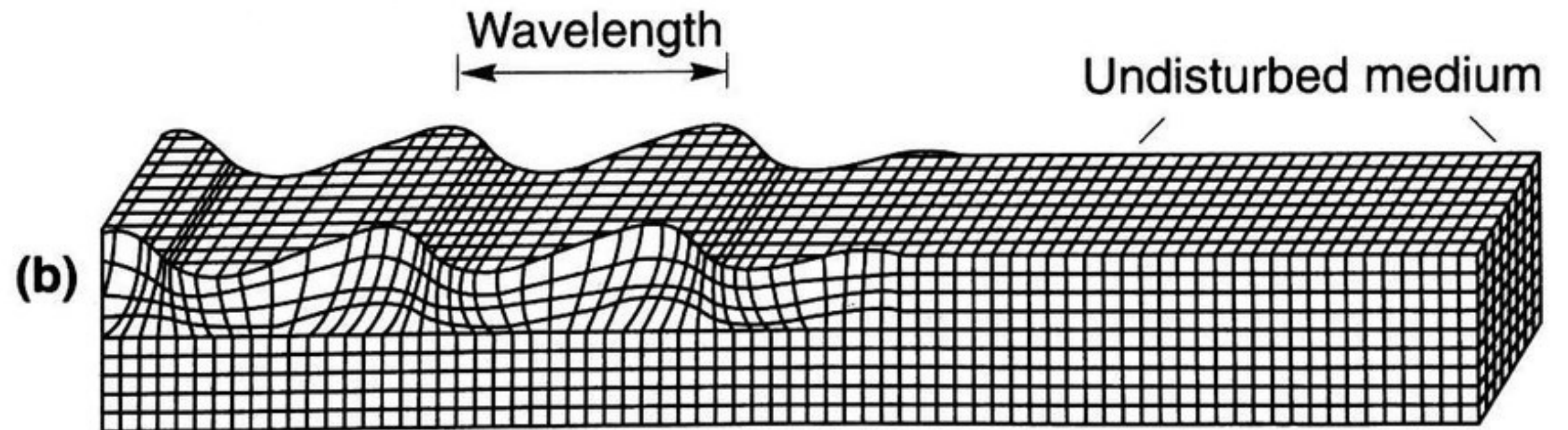


ONDAS SUPERFICIALES

ONDAS RAYLEIGH



ONDAS LOVE



ONDAS SUPERFICIALES

Son causadas por la interacción de las ondas de cuerpo (P,S) con la superficie libre, esto genera una interferencia constructiva, la cual causa ondas que se propagan por la superficie.

Estas ondas se propagan de forma paralela a la interfaz y su amplitud decae con la profundidad.

Hay dos clases de ondas de superficie:

- (a) Ondas Rayleigh, las cuales se generan por interferencia entre las ondas P y SV en la interfaz
- (b) Ondas Love, las cuales se generan por interferencia de ondas SH entre la interfaz y estructuras de capas internas.

Las ondas Rayleigh sólo necesitan de un semi espacio uniforme para existir, mientras que las ondas Love requieren de una estructura estratificada en donde la velocidad del material aumente con la profundidad.

ONDAS SUPERFICIALES

La energía de las ondas decae como $1/r$ donde r es la distancia entre la fuente y el frente de ondas. La amplitud de las ondas está relacionada con la raíz cuadrada de la energía, por lo que esta decae como $1/\sqrt{r}$.

Si lo comparamos con las ondas de cuerpo, vemos que su energía decae como $1/r^2$, por lo que su amplitud decae como $1/r$.

Esto implica que las amplitudes de las ondas de superficie son típicamente mayores a las de las ondas de cuerpo y esta diferencia se nota mejor a grandes distancias.

Las ondas de superficie tienen frecuencias típicas más bajas a las de las ondas de cuerpo, en muchos casos dichas frecuencias se aproximan mucho a las frecuencias de resonancia de las construcciones, cosa que sumado a su mayor amplitud, provoca la mayor parte de la destrucción en los terremotos.

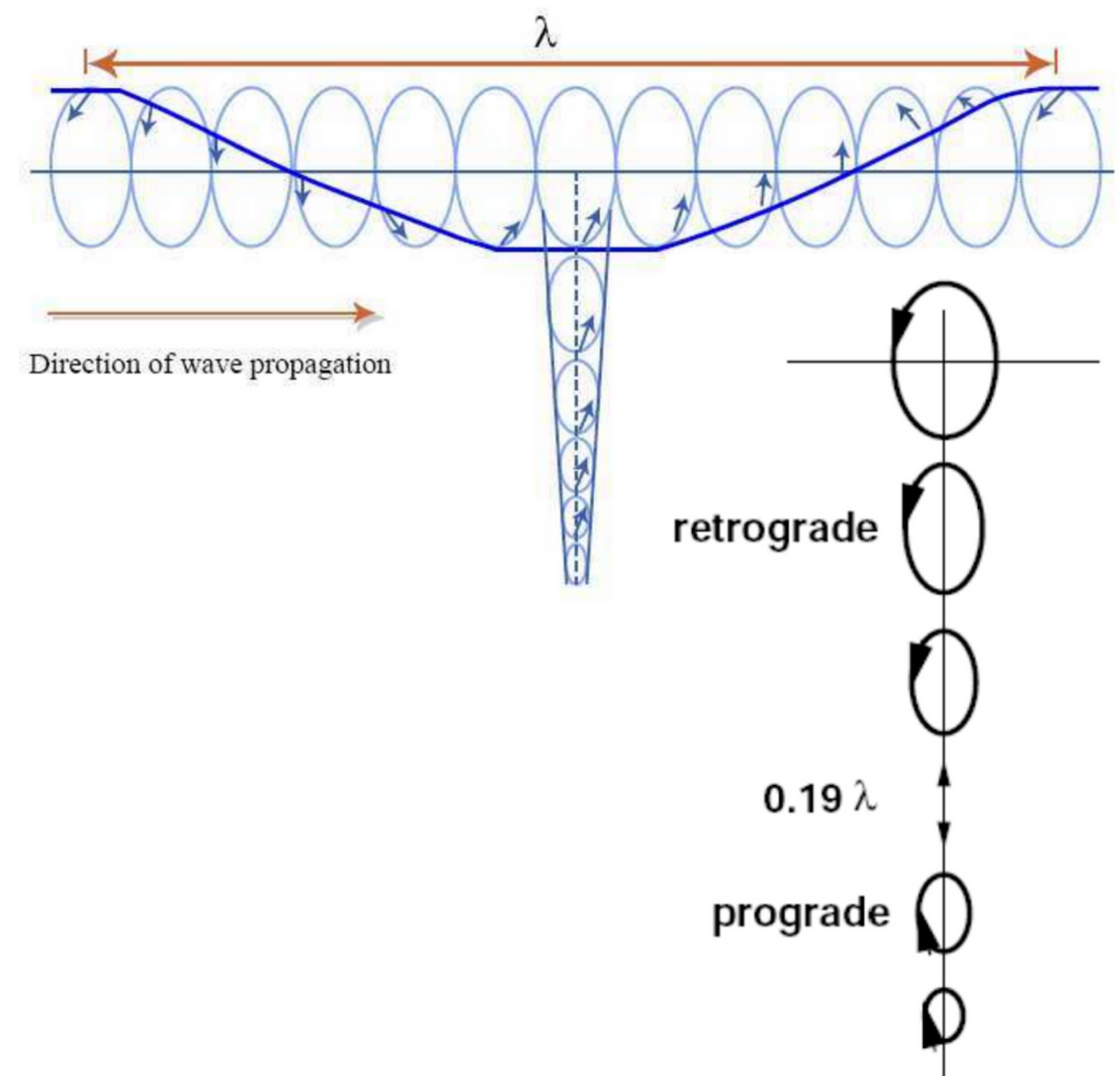
ONDAS RAYLEIGH

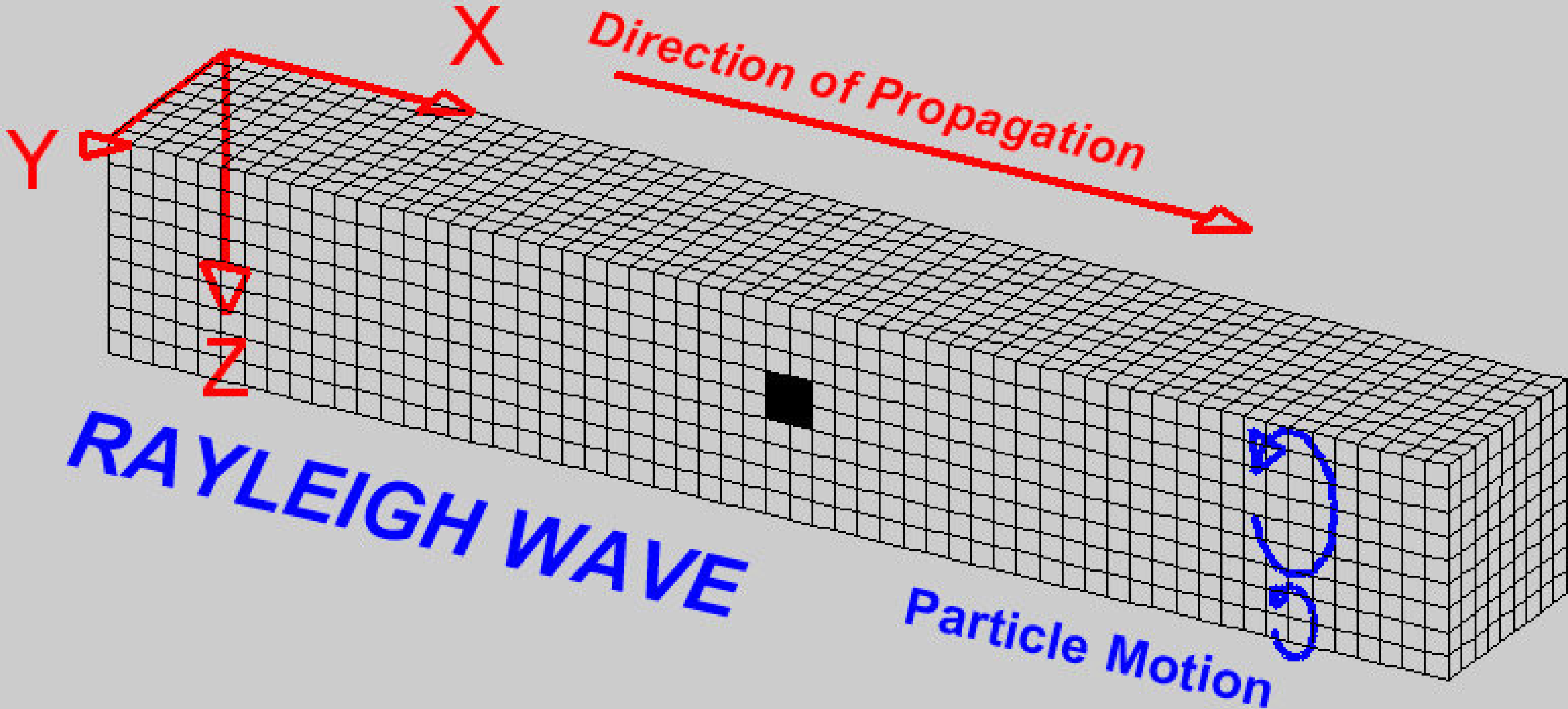
Son causadas por interferencia entre ondas P y SV en la superficie libre.

Debido a esto, son observables en las componentes vertical y radial de los sismogramas. (Dirección entre la fuente y la estación).

El movimiento de las partículas en superficie es retrógrado elíptico y su amplitud decae con la profundidad, por lo que son ondas análogas a las generadas por el viento en alta mar.

Bajo una profundidad igual a 0.19λ el movimiento de las partículas se convierte en progrado elíptico.





ONDAS LOVE

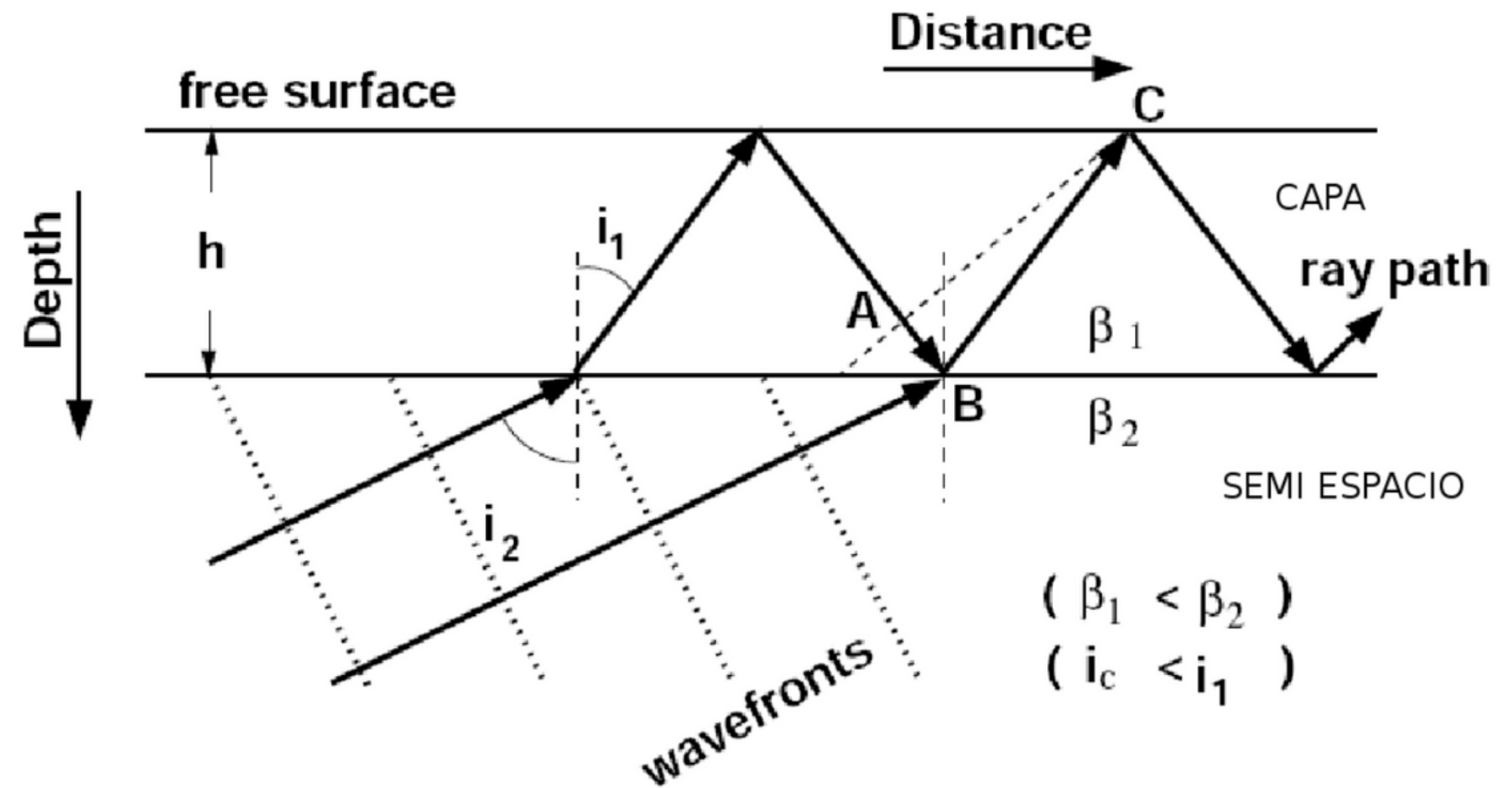
Son generadas por la interacción entre las ondas SH y la superficie libre.

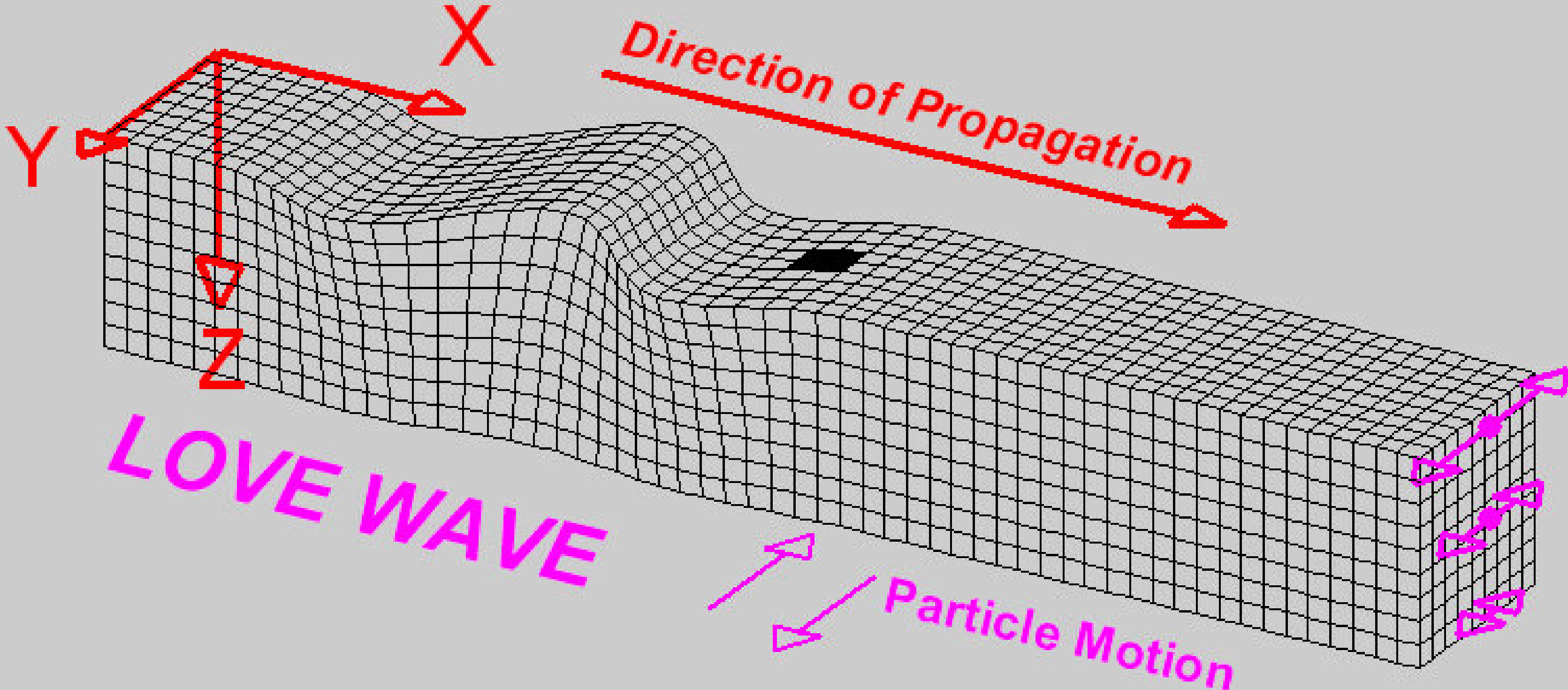
Es necesario que se genere una reflexión total de las ondas dentro de una capa entre el semi espacio y la superficie libre, atrapando la energía de la onda SH dentro de esa capa.

Es necesario que esta capa tenga una velocidad inferior a la del semiespacio.

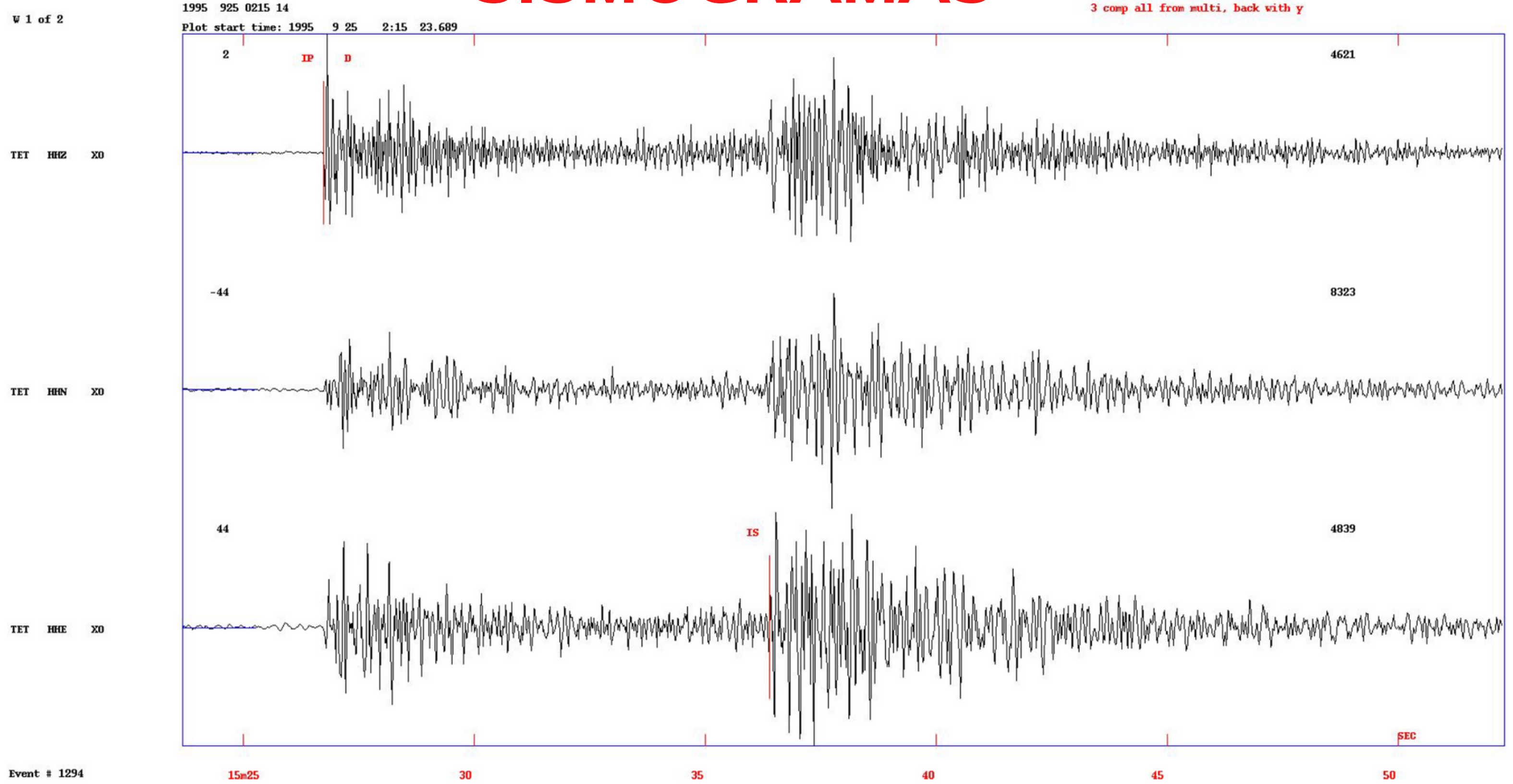
Dado que son generadas por ondas SH, pueden ser observadas en la componente tangencial de un sismograma.

La velocidad de las ondas Love es 0.9 de la velocidad de las ondas S y es ligeramente mayor a la velocidad de las ondas Rayleigh.





IDENTIFICAR ONDAS DE CUERPO EN SISMOGRAMAS



IDENTIFICAR ONDAS DE CUERPO EN SISMOGRAMAS



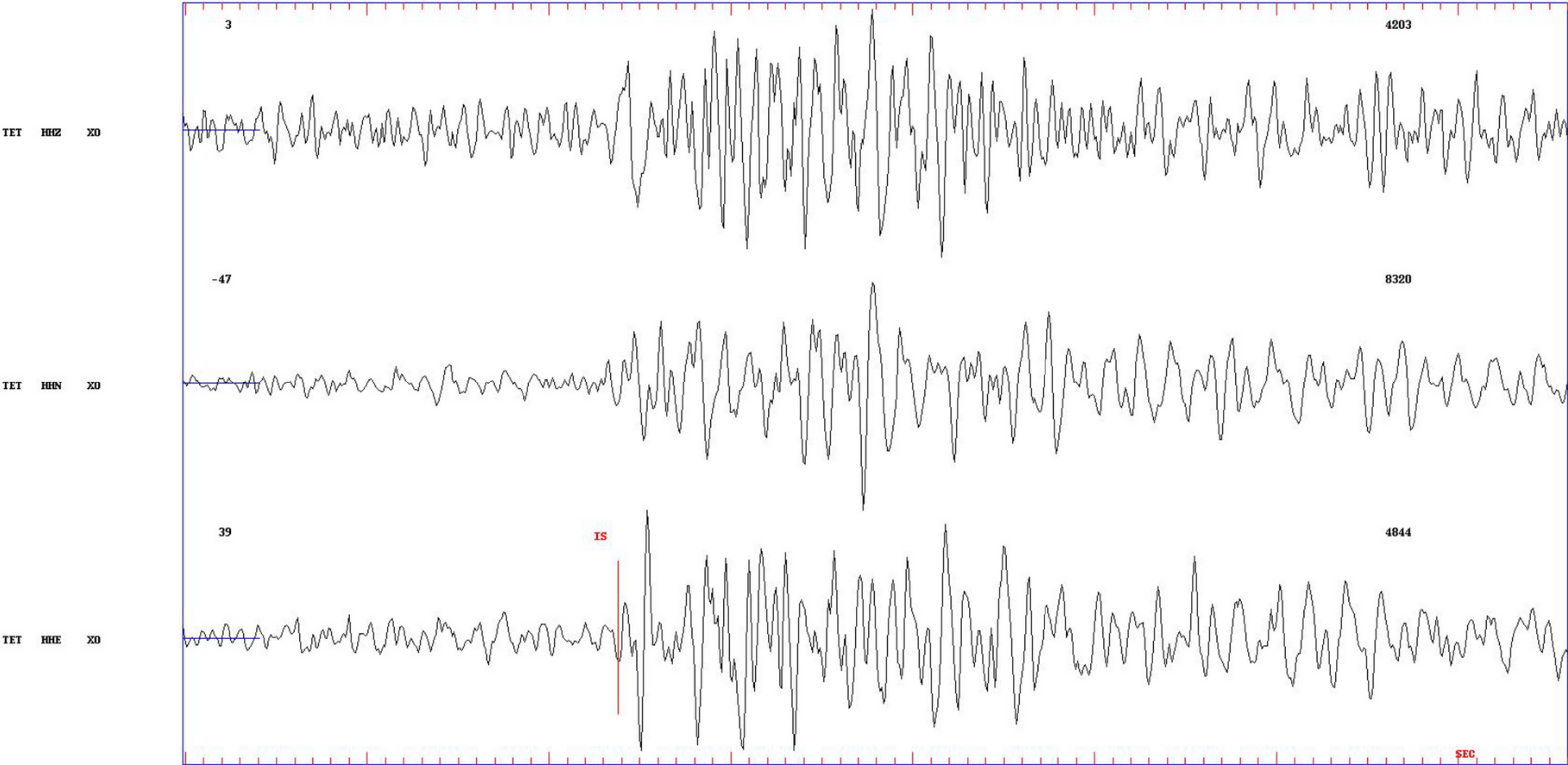
IDENTIFICAR ONDAS DE CUERPO EN SISMOGRAMAS

W 1 of 2

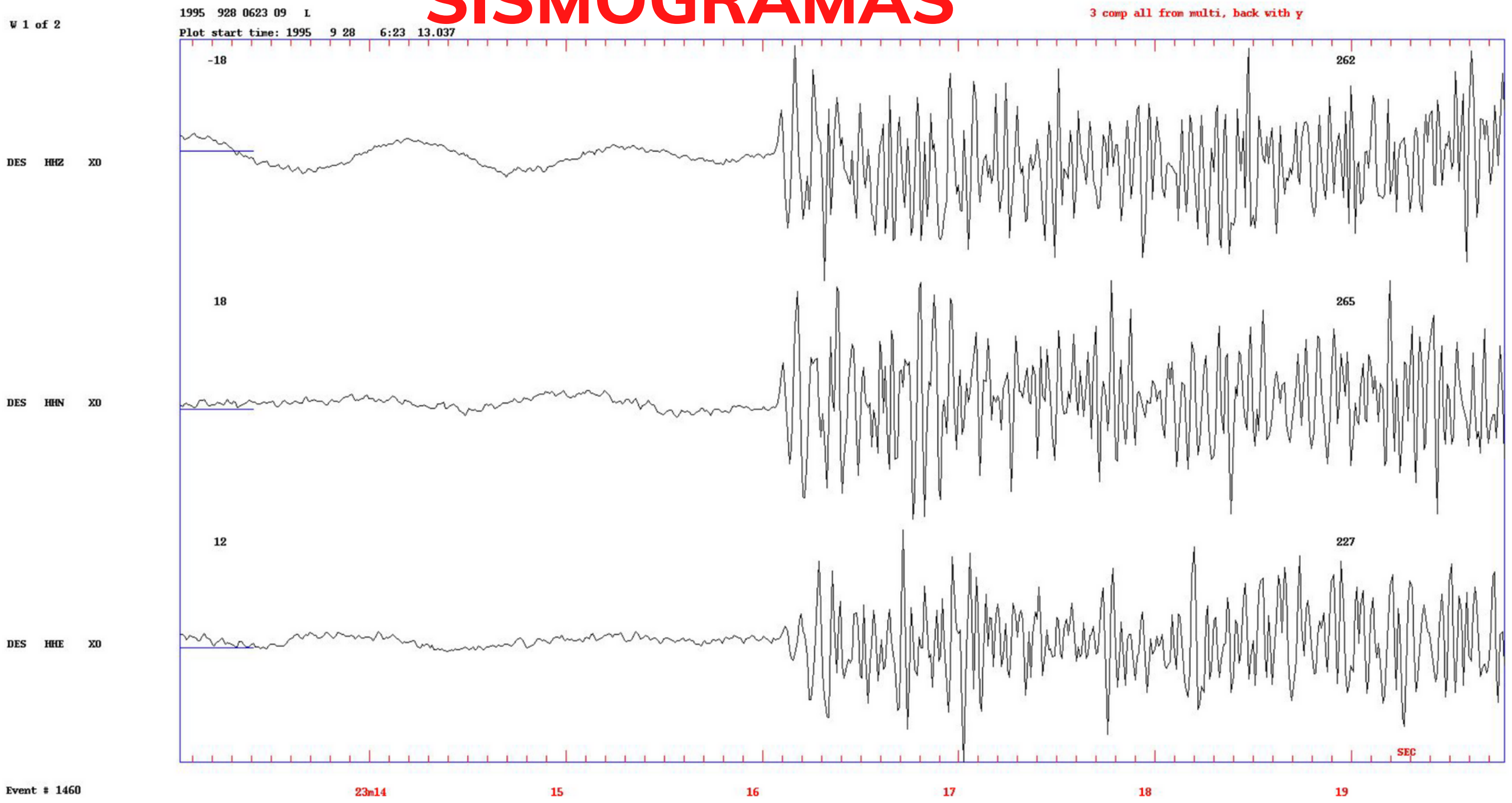
1995 925 0215 14

Plot start time: 1995 9 25 2:15 33.988

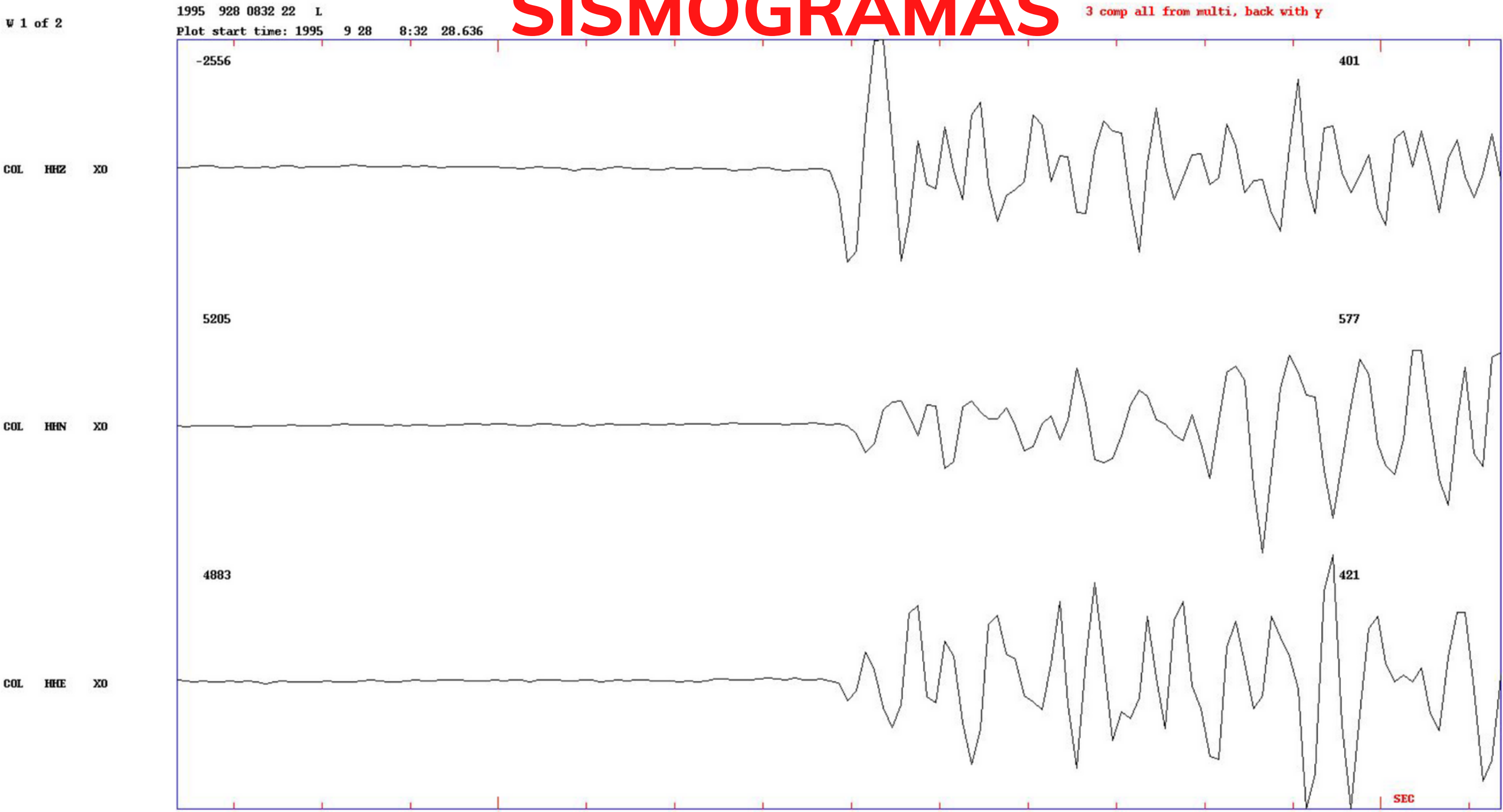
3 comp all from multi, back with y



IDENTIFICAR ONDAS DE CUERPO EN SISMOGRAMAS



IDENTIFICAR ONDAS DE CUERPO EN SISMOGRAMAS



EVENTO REGIONAL

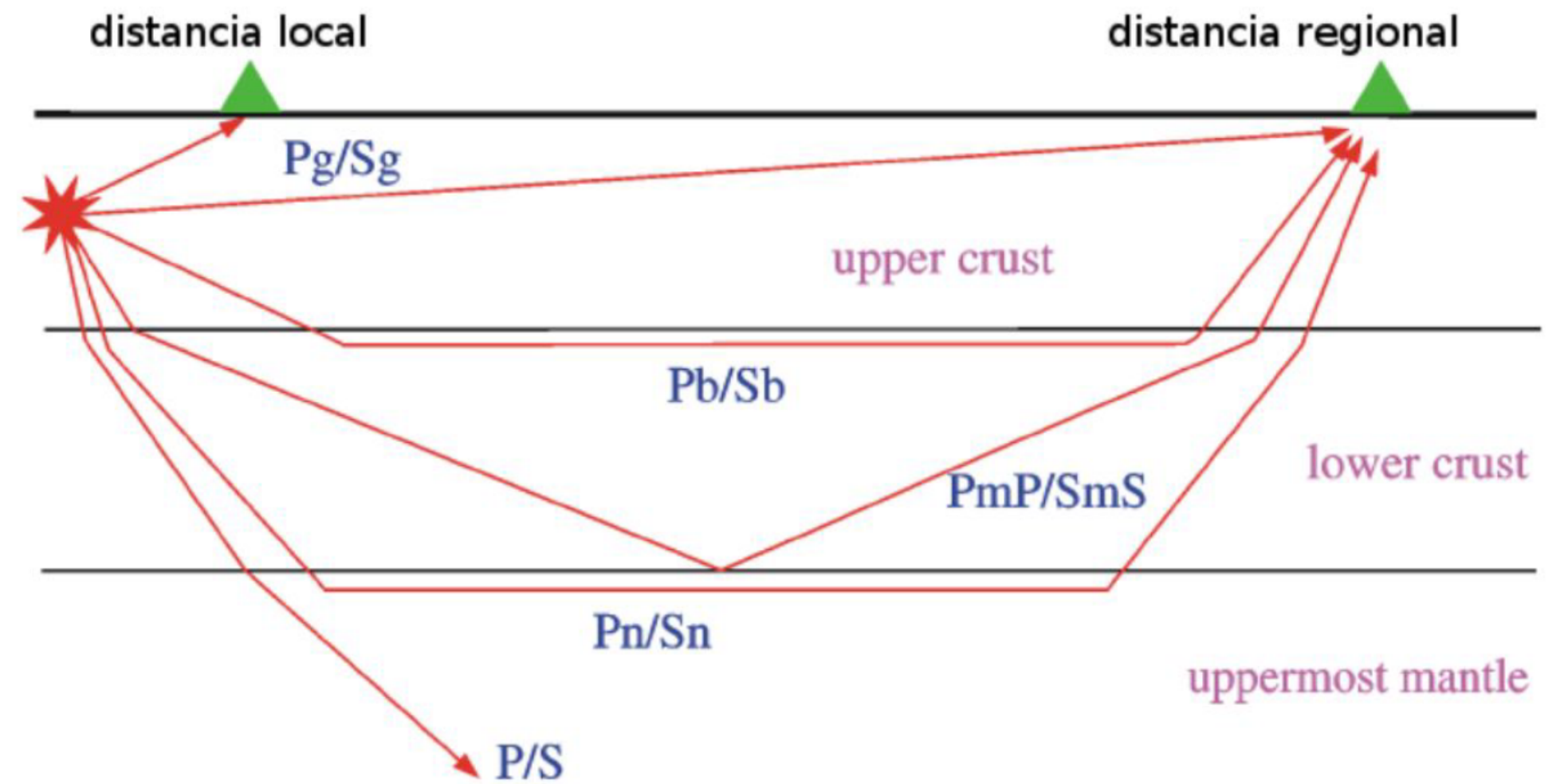
Fases de ondas de cuerpo

Fases de la corteza: Pg, Sg

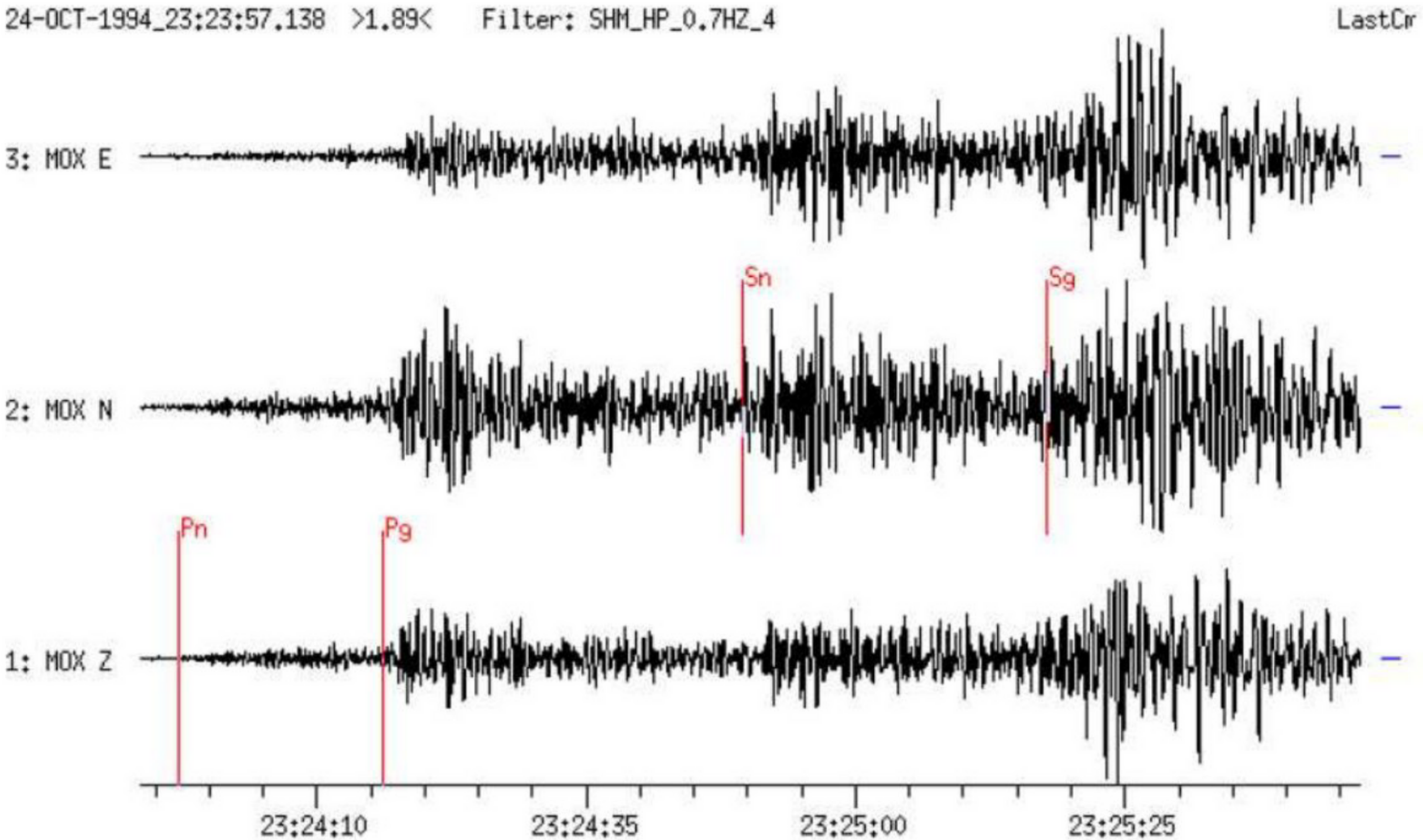
Fases refractadas bajo el Moho: Pn, Sn

Discontinuidades de la corteza: Pb, Sb

Reflexión del Moho: PmP, SmS



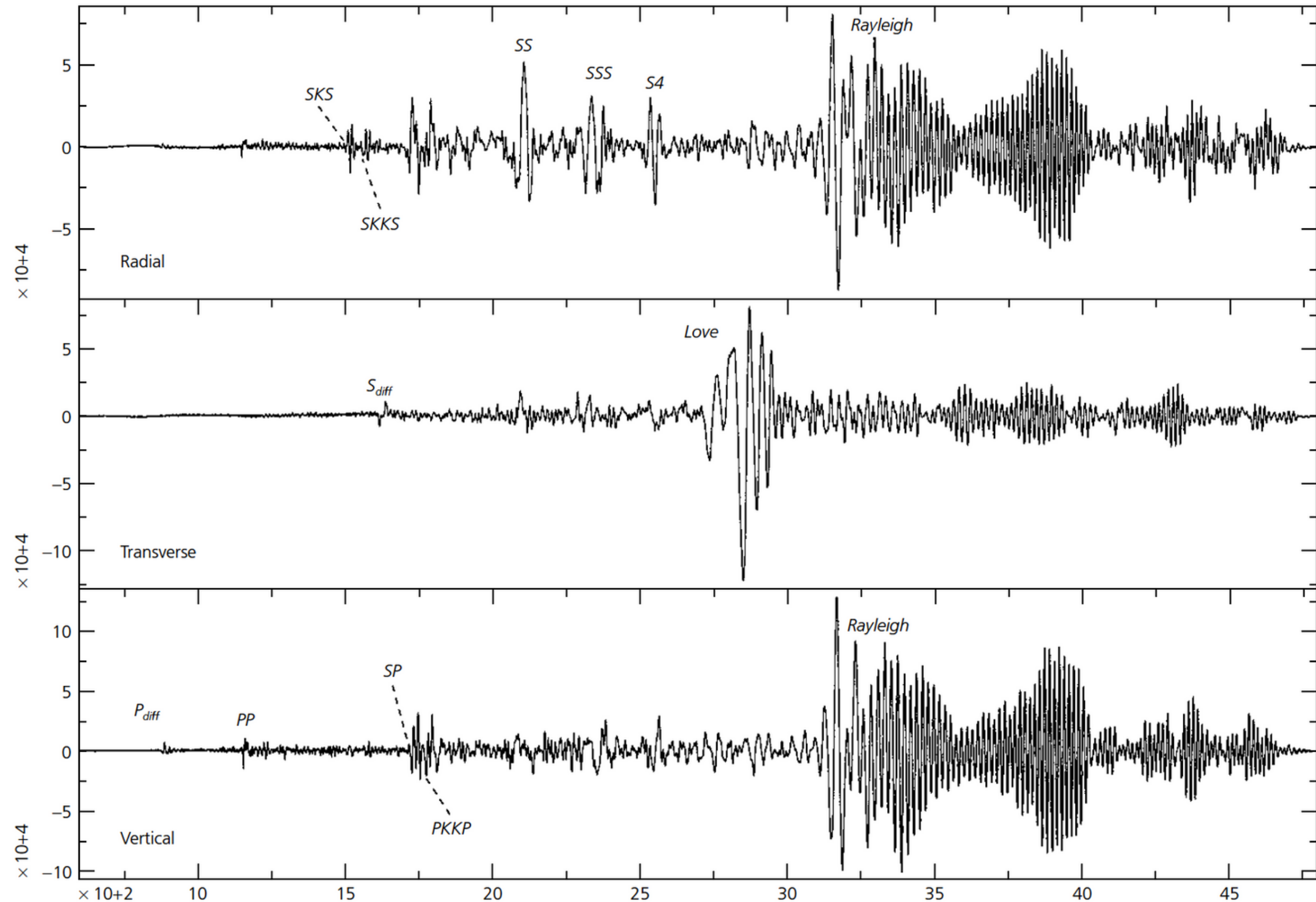
EVENTO REGIONAL



EVENTO TELESÍSMICO

Sobre los 15° es posible observar los eventos telesísmicos.

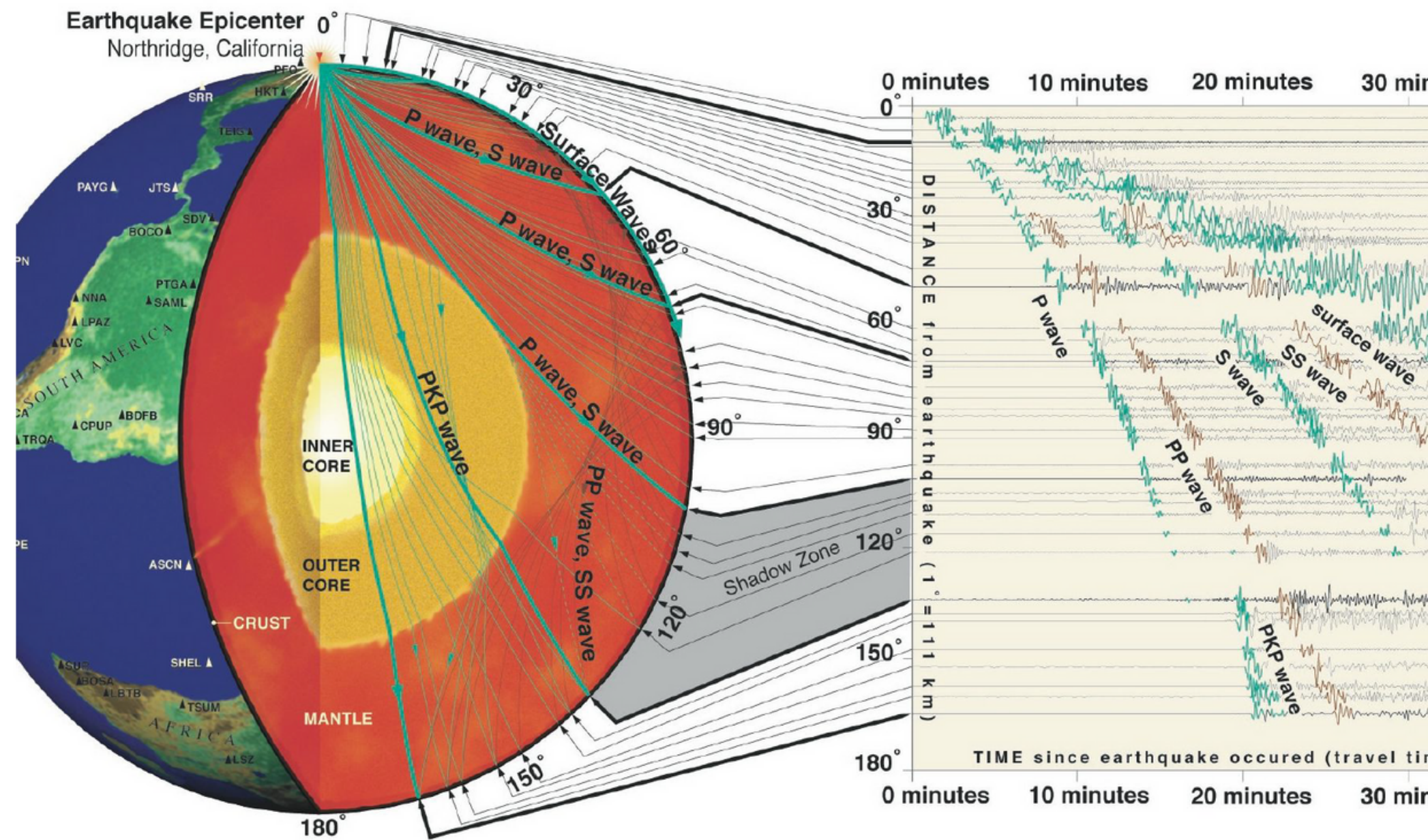
Se pueden observar muchas más fases sísmicas debido a reflexiones y refracciones dentro de la tierra y la interacción de las ondas con la superficie libre.



EVENTO TELESÍSMICO

Hay una zona de sombra para las ondas P entre los 103° y 143°.

A pesar de ello se puede observar llegadas de ondas P en estaciones ubicadas en la zona de sombra, ¿por qué?



EVENTO TELESÍSMICO

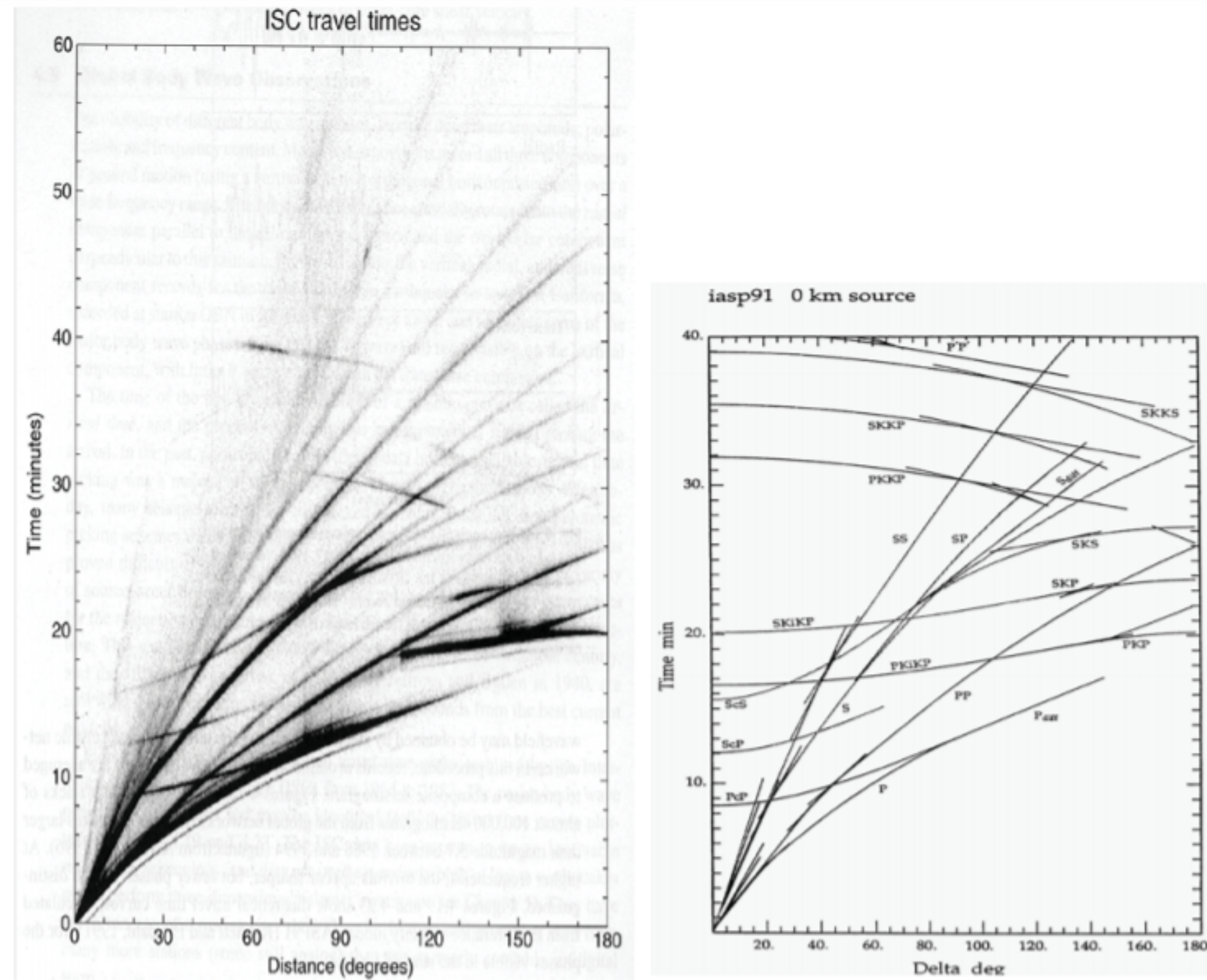
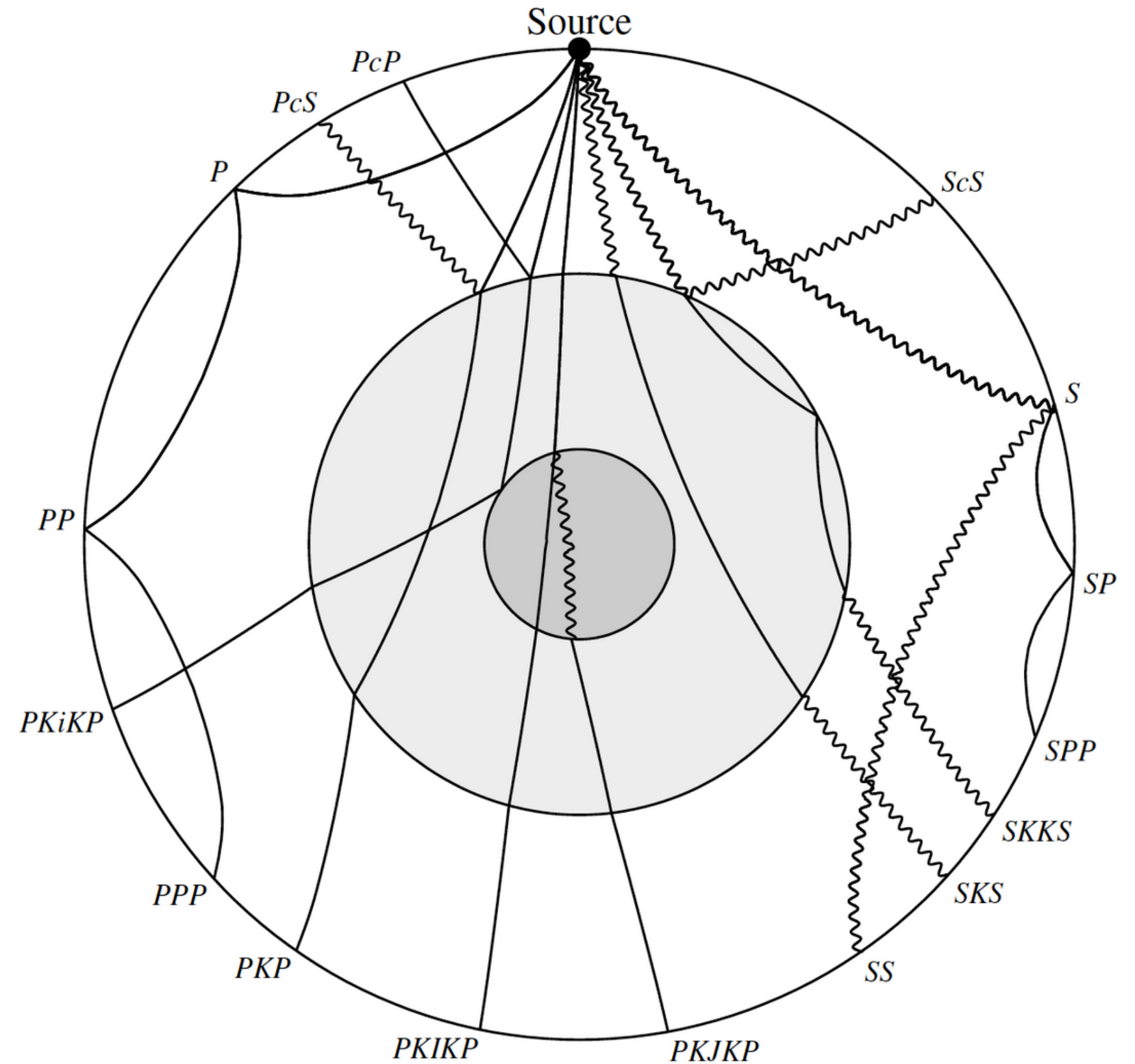


Fig. 2.56 Left: Travel-time picks collected by the ISC between 1964 and 1987 for events shallower than 50 km. (From Shearer, Introduction to Seismology, 1999; © with permission from Cambridge University Press). **Right:** IASP91 travel-time curves for surface focus (from Kennett, 1991).

EVENTO TELESÍSMICO

- K: Onda P en el núcleo externo
- I: Onda P en el núcleo interno
- J: Onda S en el núcleo interno
- c: Una reflexión en el borde núcleo externo-manto
- i: Una reflexión en el borde núcleo interno-núcleo externo



EVENTO TELESÍSMICO

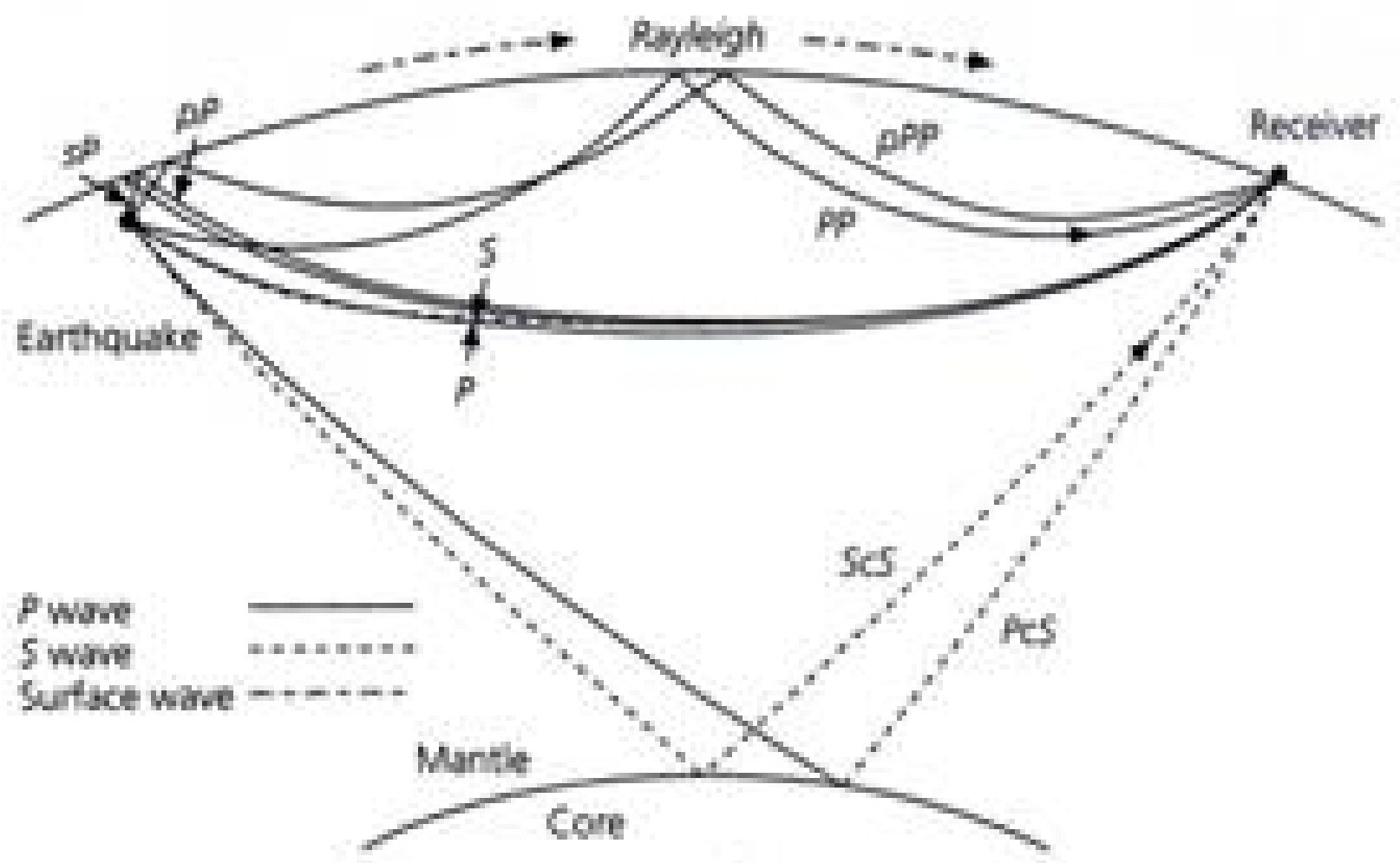
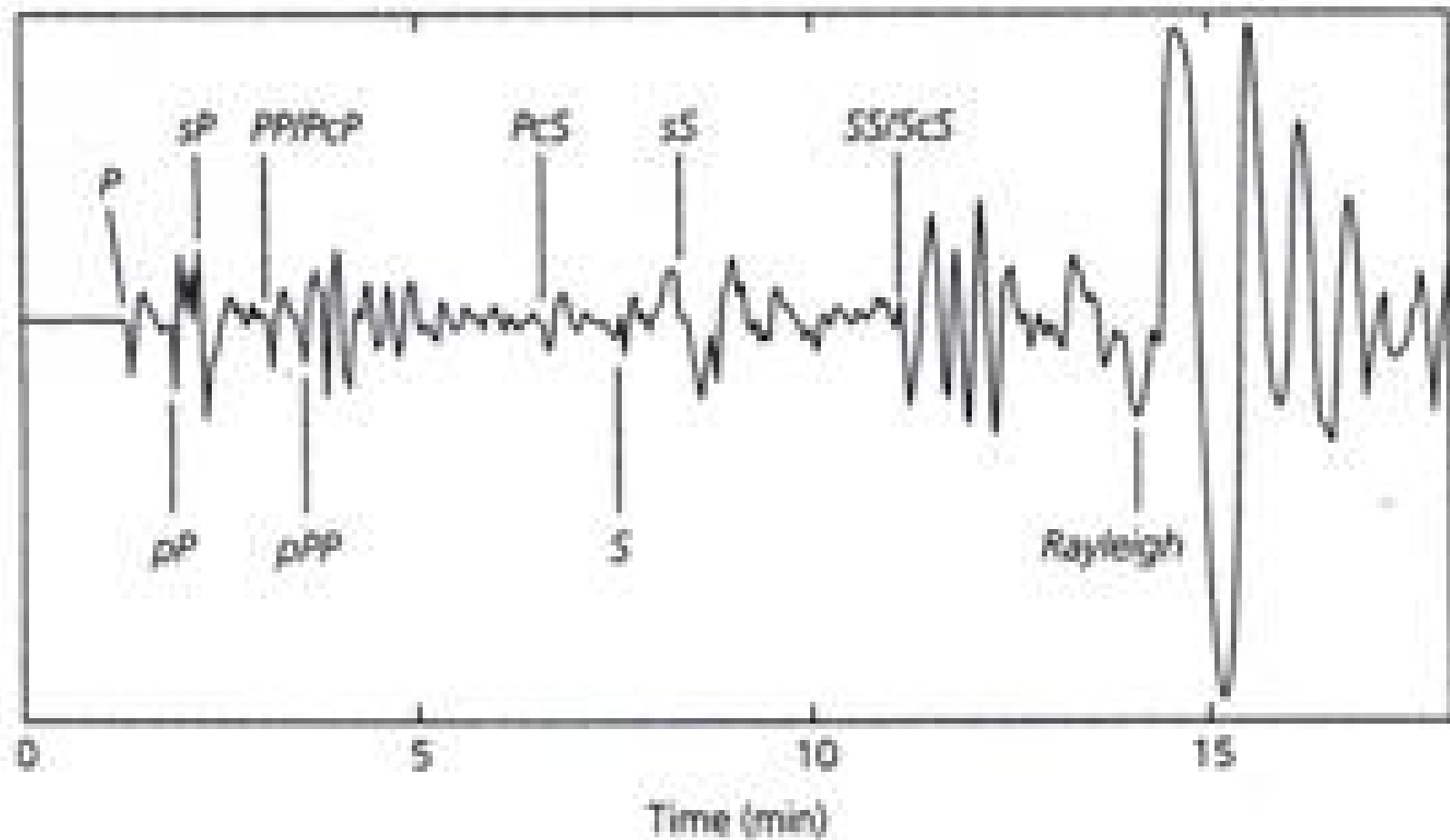


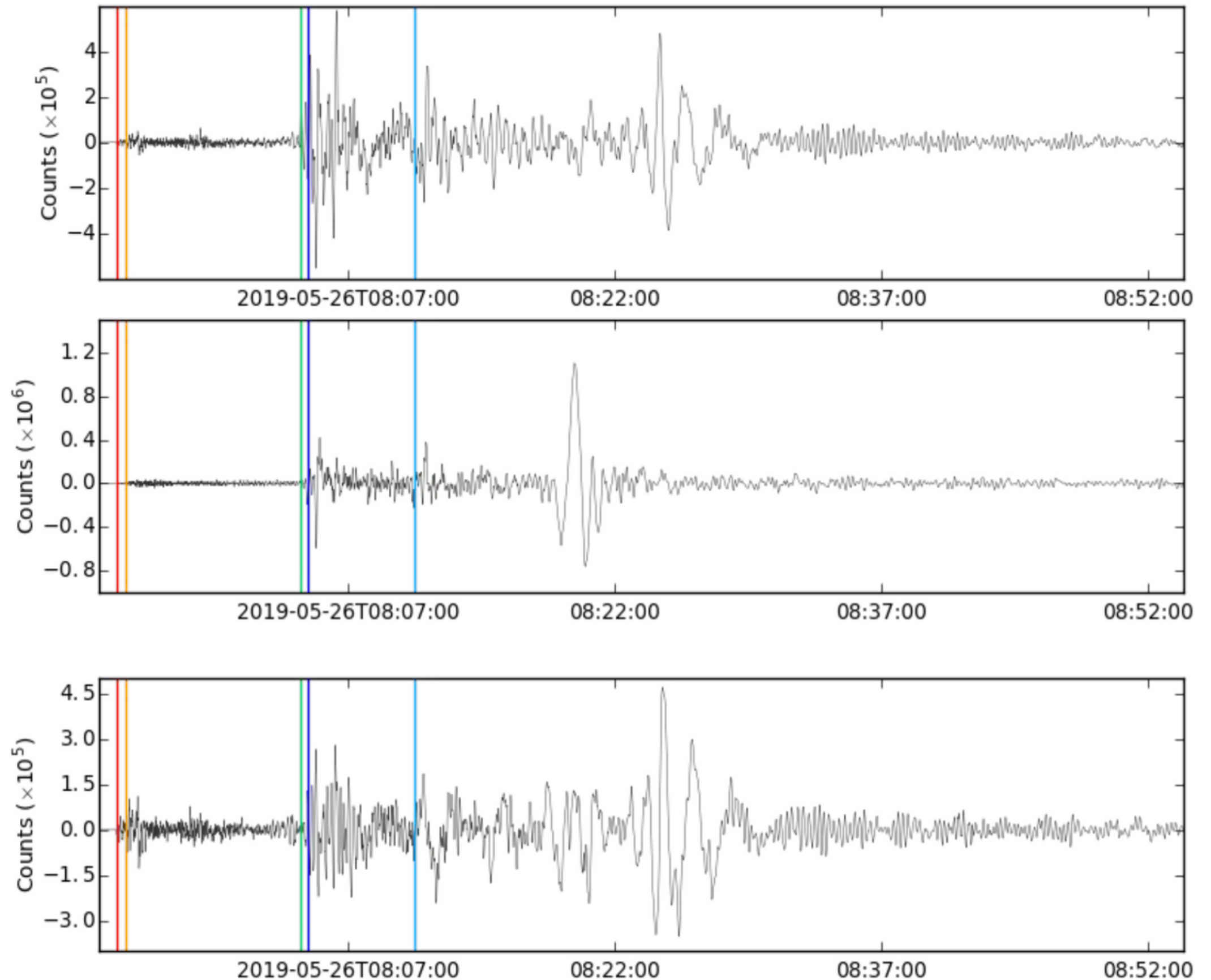
Fig. 1.1-3 Left: Long-period vertical component seismogram at Golden, Colorado, from an earthquake in Colombia (July 29, 1967), showing various seismic phases. The distance from earthquake to station is 44°. Right: Ray paths for the seismic phases labeled on the seismogram.

EVENTO TELESÍSMICO

Registro del terremoto Mw 8.0 al norte de Perú, el pasado 26 de Mayo de 2019, en una estación ubicada en Alemania (90° de distancia).

De acuerdo a lo que observa, Podría señalar cuál es la componente vertical?

Identifique las ondas superficiales. ¿ Se puede ver la onda de Rayleigh y la de Love?



LOCALIZACIÓN USANDO TIEMPOS DE LLEGADA

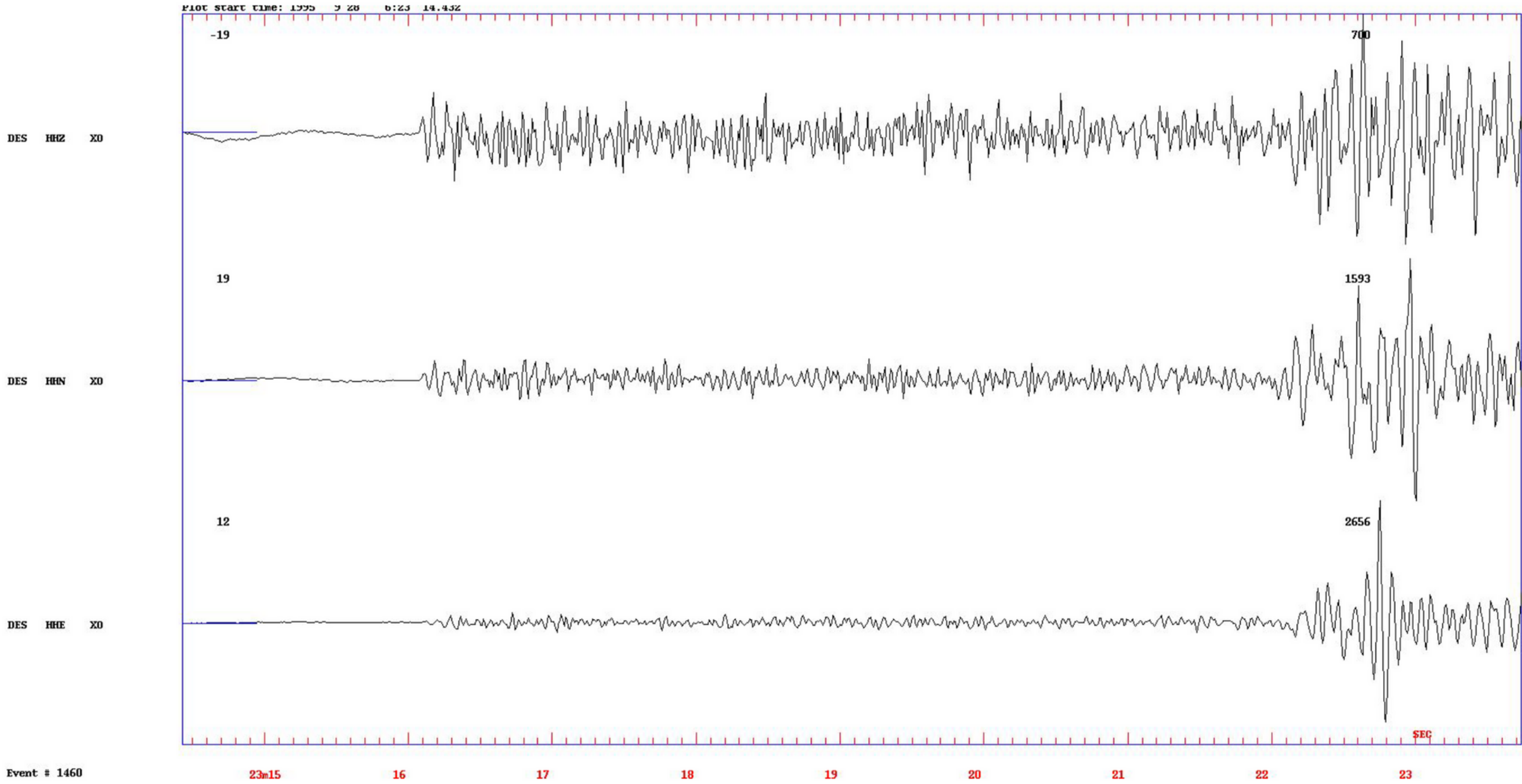
Los sismos locales, a una distancia de aprox. 200 km de la fuente pueden ser localizados utilizando la diferencia en los tiempos de llegada entre las ondas P y S.

Del ejemplo anterior, la diferencia entre la llegada de la onda P y S (S-P) es de aproximadamente 10 s.

Considerando velocidades constantes para la onda P y S de 6 km/s y 3.5 km/s, respectivamente. Se puede calcular la distancia entre el sismo y la estación de la siguiente forma:

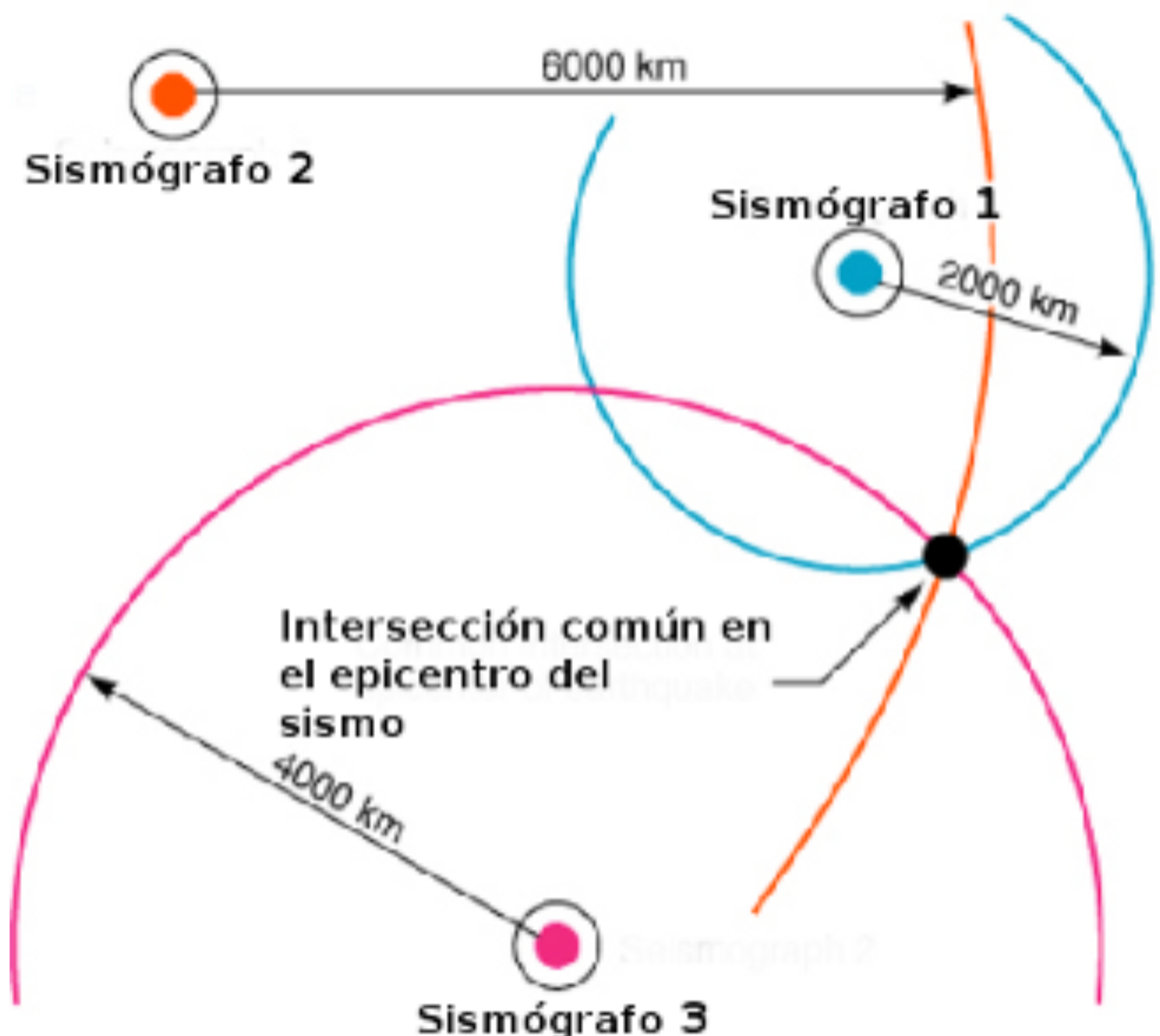
$$\begin{aligned}\text{Tiempo (S-P)} &= \left(\frac{x}{v_s} - t_0 \right) - \left(\frac{x}{v_p} - t_0 \right) \\ \Rightarrow x &= (\text{S-P}) \frac{v_p v_s}{v_p - v_s}\end{aligned}$$

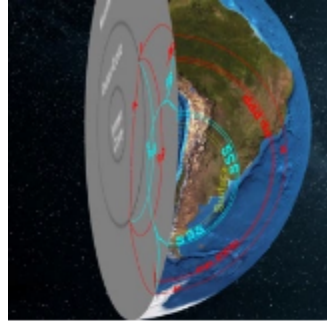
LOCALIZACIÓN USANDO TIEMPOS DE LLEGADA



LOCALIZACIÓN USANDO TIEMPOS DE LLEGADA

**¿CÓMO PODEMOS ENCONTRAR EL EPICENTRO DEL
TERREMOTO?**





Swaves: an Earthquake Simulator page.

An interactive 3D simulation of earthquake waves traveling the surface and interior of Earth. Control rotation, wave speed, choose various famous quake presets.

 iris.edu