



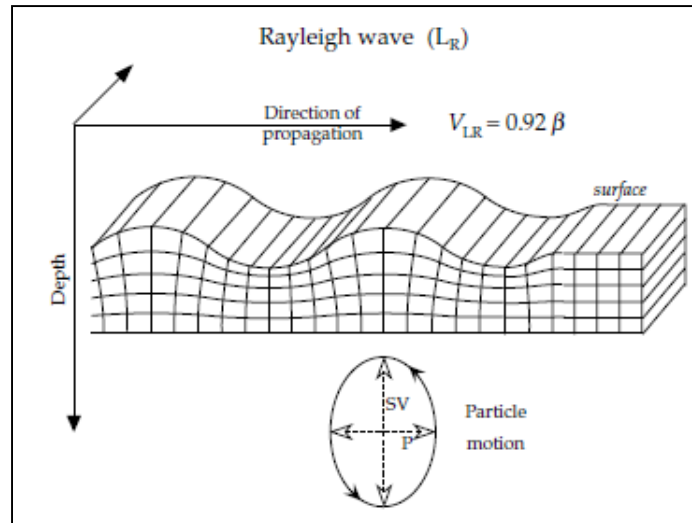
Onde di superficie

- Nelle registrazioni sismiche di terremoti lontani (telesismi), le onde di maggiore ampiezza sono generalmente onde di superficie che hanno seguito la superficie terrestre e non sono penetrate all'interno. Fanno eccezione i sismogrammi di terremoti a focalizzazione profonda, che non sono generatori efficaci di onde di superficie, per cui le onde di corpo sono più prominenti. La dominanza delle onde superficiali nelle registrazioni telesismiche è dovuta all'effetto geometrico della propagazione delle onde.
- Così come le onde sismiche del corpo possono essere classificate come onde P o S, esistono due categorie di onde sismiche di superficie, talvolta note collettivamente come onde L e suddivise in onde di Rayleigh (LR) e onde di Love (LQ), che si distinguono
- Nella descrizione delle onde di corpo, il moto delle particelle nel fronte d'onda è stato risolto in tre componenti ortogonali: una vibrazione longitudinale parallela al percorso della semiretta (il moto dell'onda P), una vibrazione trasversale nel piano verticale che contiene il percorso della semiretta (il taglio verticale o onda SV) e una vibrazione trasversale orizzontale (il taglio orizzontale o onda SH).
- Queste componenti del moto, limitate agli strati superficiali, determinano anche il moto delle particelle e il carattere dei due tipi di onde superficiali.



Rayleigh waves

- Nel 1885 Lord Rayleigh descrisse la propagazione di un'onda superficiale lungo la superficie libera di un semispazio elastico semi-infinito. Le particelle nel fronte d'onda dell'onda di Rayleigh sono polarizzate per vibrare nel piano verticale. Il moto delle particelle risultante può essere considerato come una combinazione delle vibrazioni P e SV.
- Se la direzione di propagazione dell'onda di Rayleigh è a destra dell'osservatore, il moto delle particelle descrive un'ellisse retrograda nel piano verticale con l'asse maggiore verticale e l'asse minore nella direzione di propagazione dell'onda.

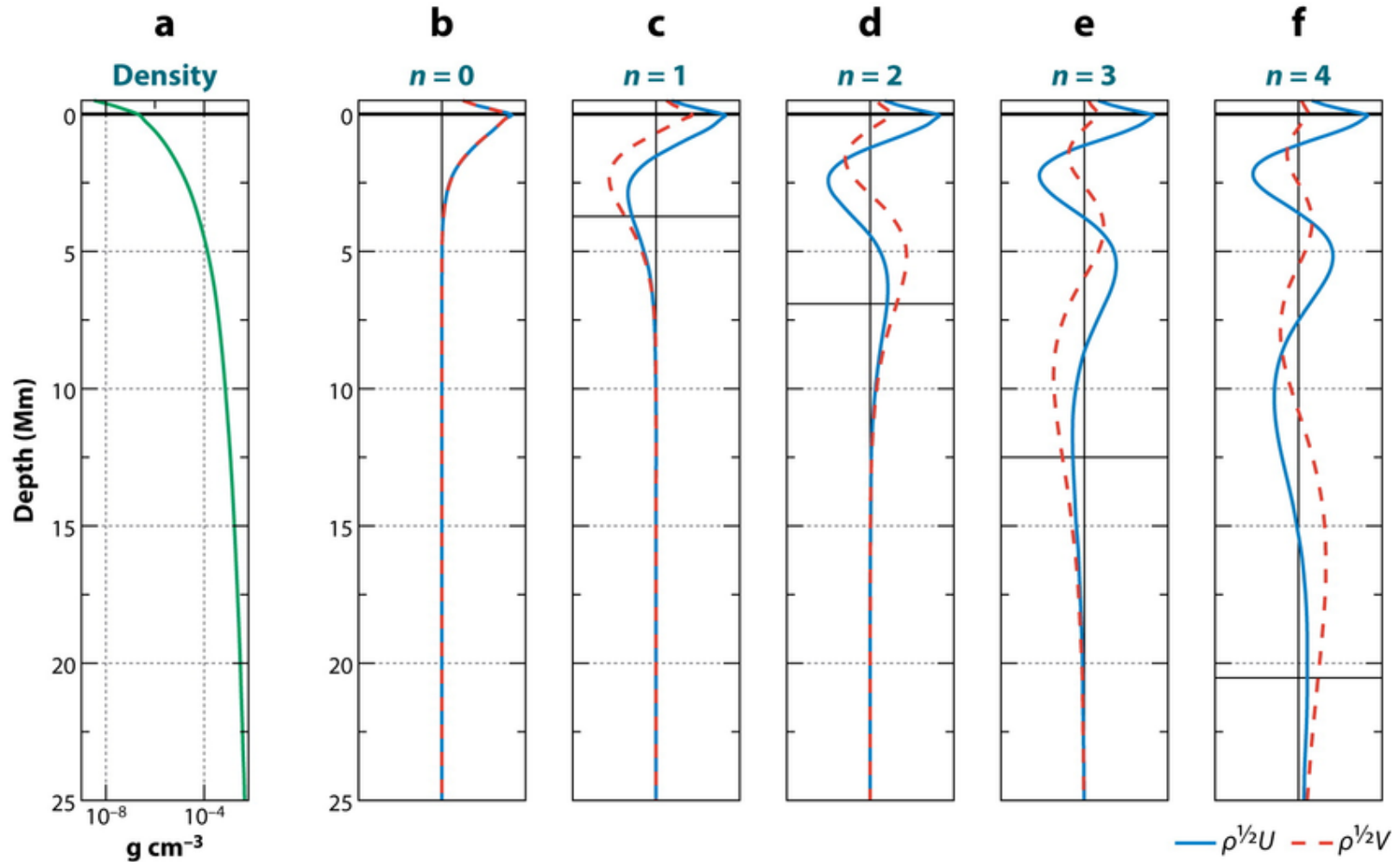


- Se la relazione di Poisson è valida per un solido (cioè, il rapporto di Poisson $\nu = 0,25$), la teoria delle onde di Rayleigh dà una velocità (V_{LR}) pari a 0,9194 della velocità β delle onde S. Questo è approssimativamente il caso della Terra



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

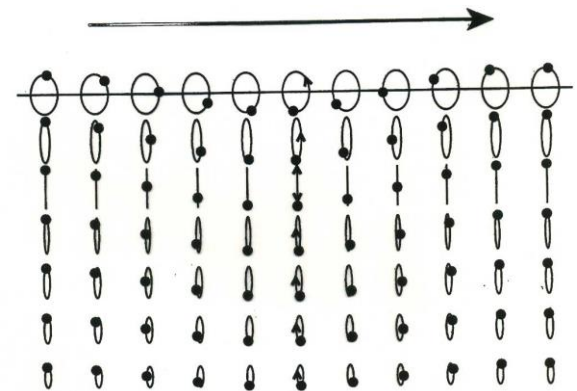
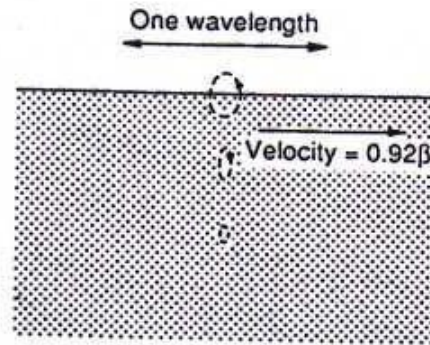
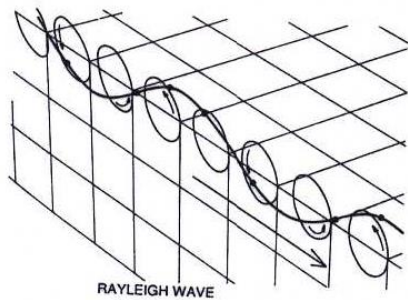
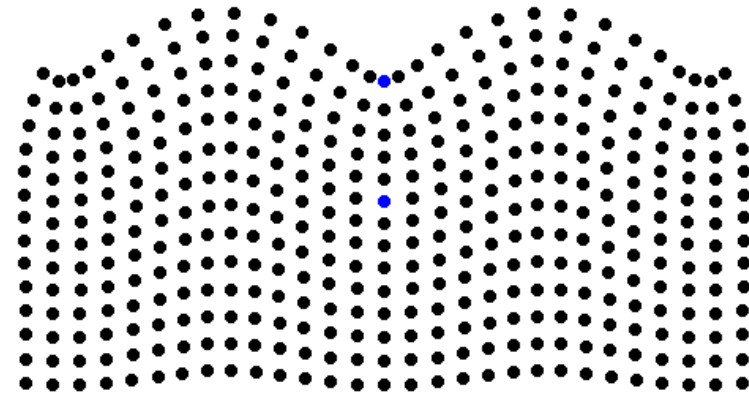
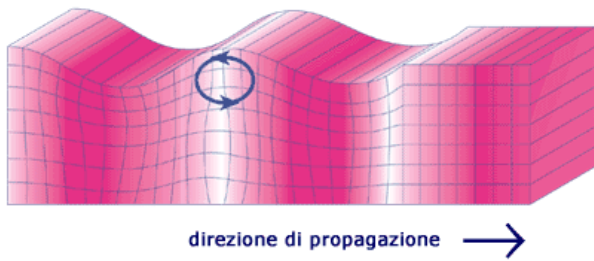




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

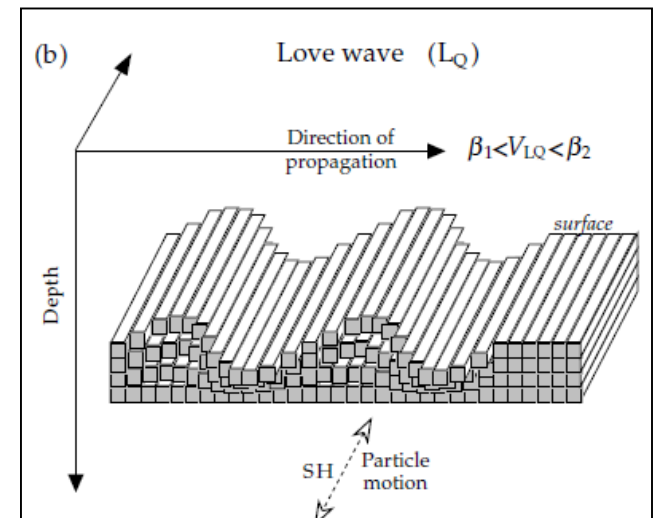
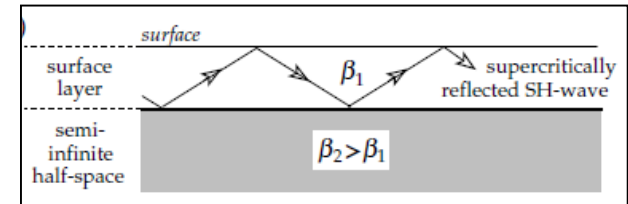
Lo spostamento delle particelle non è confinato interamente alla superficie del mezzo. Anche le particelle al di sotto della superficie libera sono interessate dal passaggio dell'onda di Rayleigh; in un semispazio uniforme l'ampiezza dello spostamento delle particelle diminuisce esponenzialmente con l'aumentare della profondità. La profondità di penetrazione dell'onda superficiale è tipicamente considerata come la profondità alla quale l'ampiezza è attenuata a (e_{-1}) del suo valore alla superficie. Per le onde di Rayleigh con lunghezza d'onda λ la profondità di penetrazione caratteristica è di circa $0,4 \lambda$





Love waves

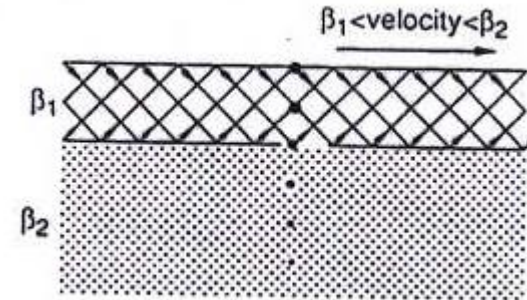
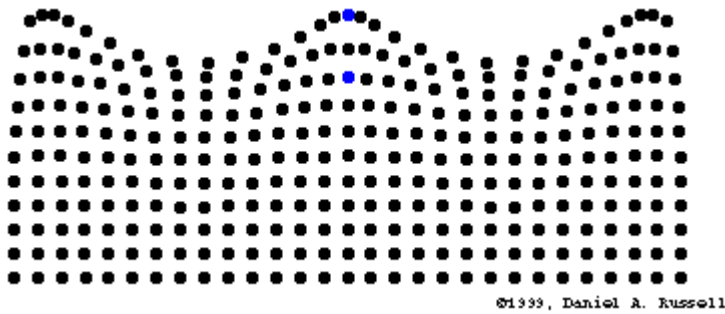
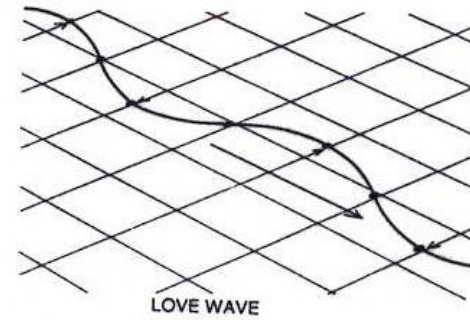
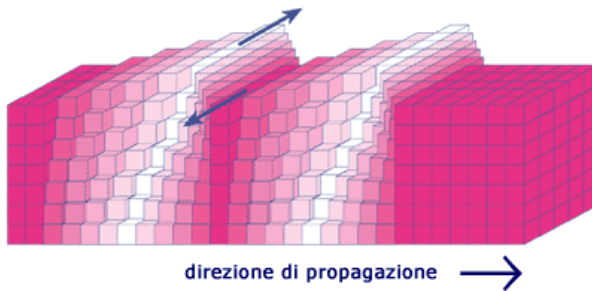
- Le condizioni al contorno che regolano le componenti della sollecitazione sulla superficie libera di un semispazio elastico semi-infinito vietano la propagazione delle onde SH lungo la superficie.
- Tuttavia, A. E. H. Love dimostrò nel 1911 che se uno strato orizzontale si trova tra la superficie libera e il semispazio semi-infinito, le onde SH all'interno dello strato, riflesse con angoli supercritici dalla parte superiore e inferiore dello strato, possono interferire costruttivamente per dare un'onda di superficie con moti orizzontali delle particelle.
- La velocità (β_1) delle onde S nello strato vicino alla superficie deve essere inferiore a quella del semispazio sottostante (β_2). La velocità delle onde di Love (V_{LQ}) è compresa tra questi due valori estremi $\beta_1 < V_{LQ} < \beta_2$
- La teoria mostra che la velocità delle onde di Love con lunghezze d'onda molto brevi è vicina alla velocità β_1 più lenta dello strato superiore, mentre le lunghezze d'onda lunghe viaggiano a una velocità vicina a quella β_2 più veloce del mezzo inferiore. Questa dipendenza della velocità dalla lunghezza d'onda è definita dispersione. Le onde di Love sono sempre dispersive, perché possono propagarsi solo in un mezzo a strati di velocità.





Fisica Terrestre 2024-2025

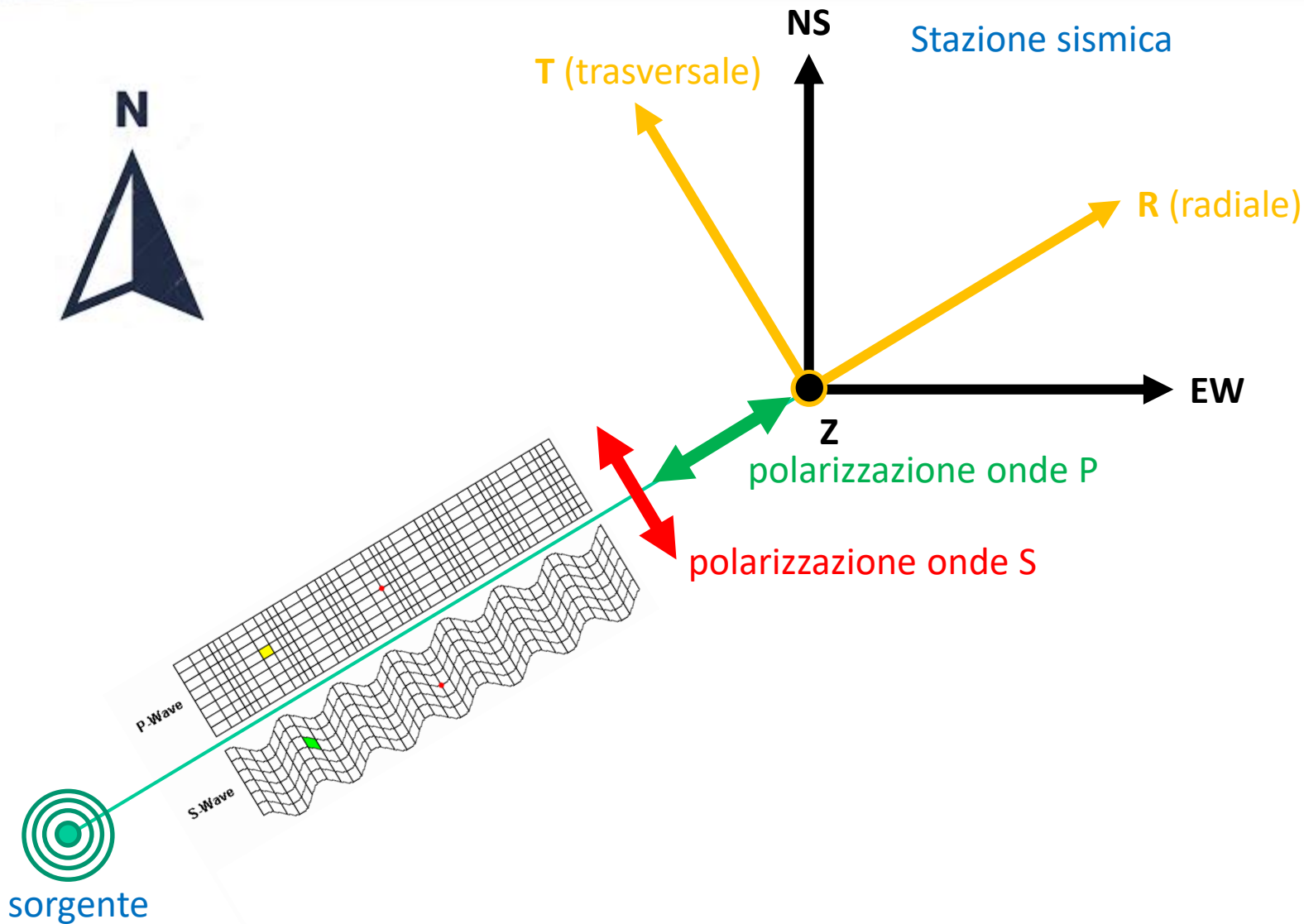
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

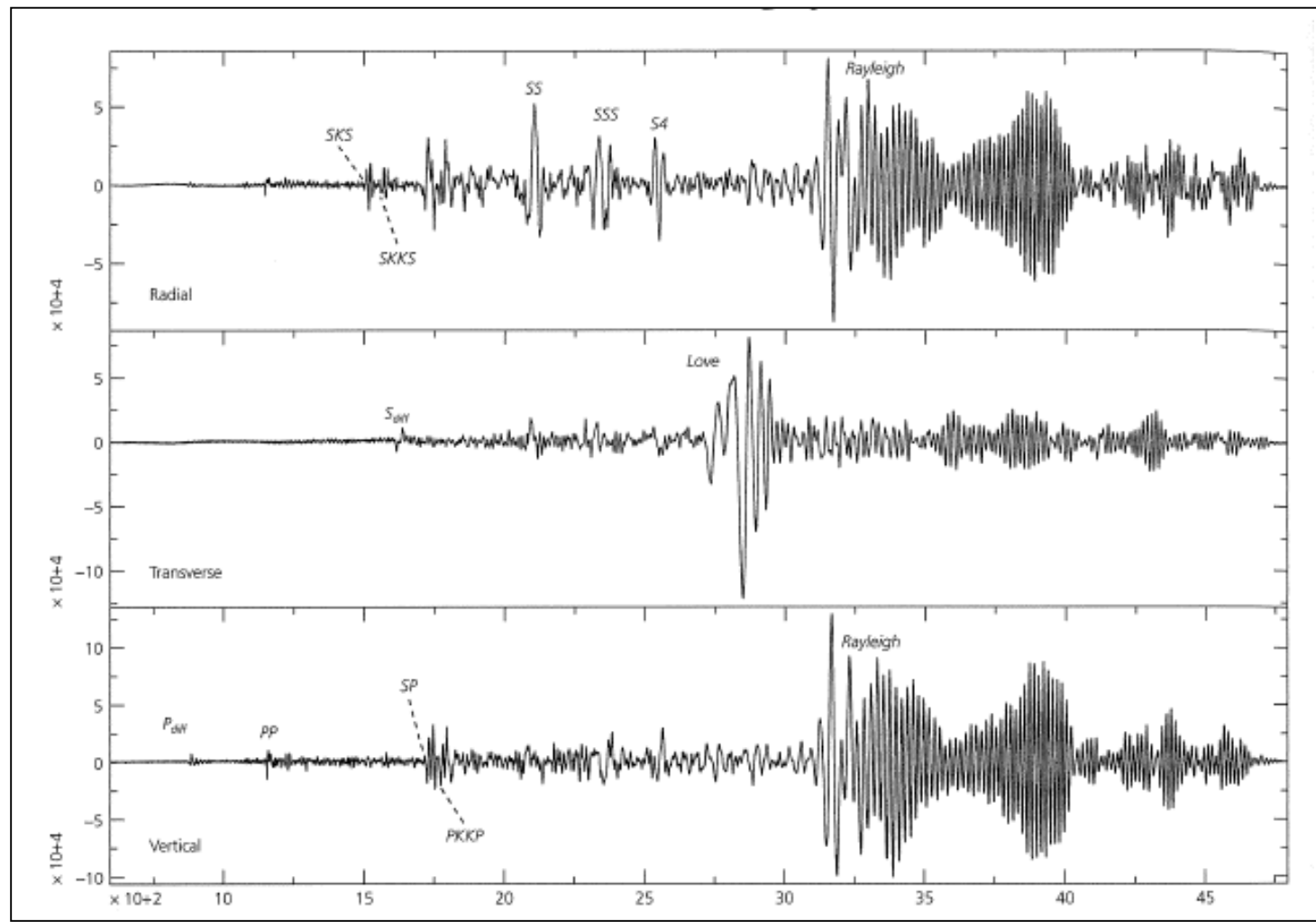
Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

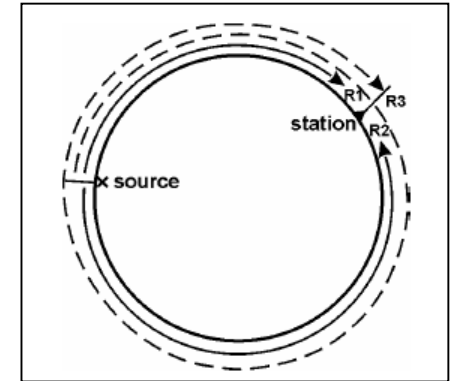




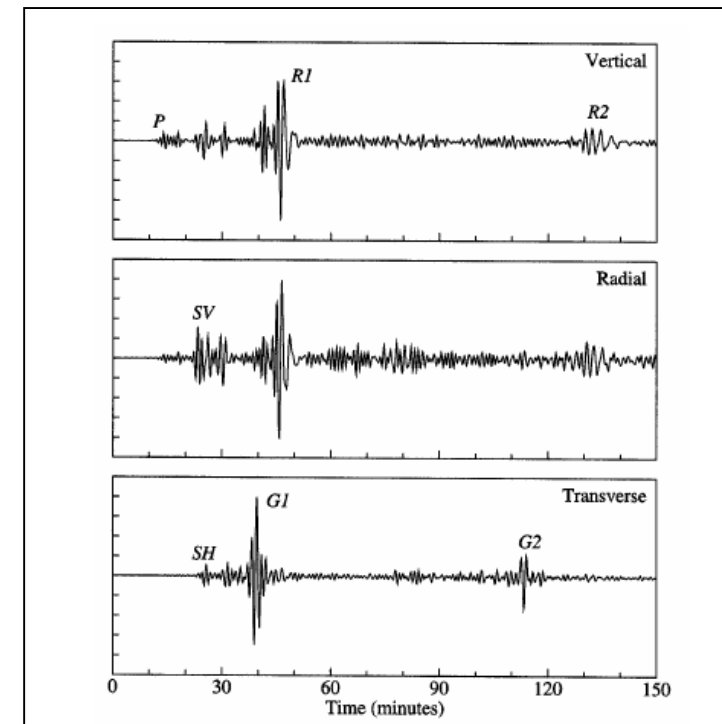
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

- Le onde di Love e di Rayleigh viaggiano lungo percorsi a grande cerchio intorno al globo. Le onde di superficie prodotte da forti terremoti possono viaggiare più volte intorno alla Terra. Vengono definite onde di superficie globali. Il primo gruppo di onde di superficie che arriva a una stazione sismica alla distanza epicentrale D° avrà percorso il grande cerchio più breve, mentre quello che arriva successivamente ha percorso l'arco maggiore su $360^\circ - D^\circ$.



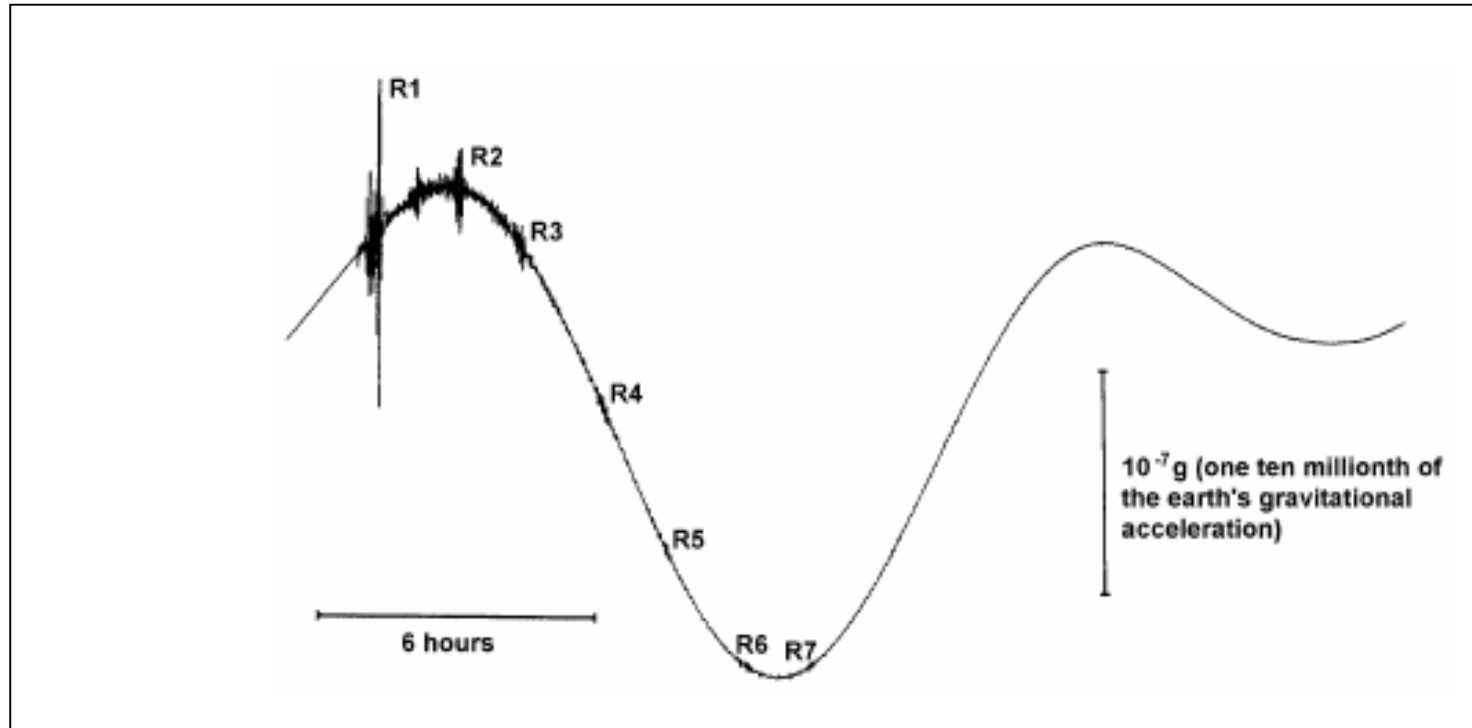
- Questi gruppi di arrivo sono chiamati rispettivamente R1, R2, R3, R4 ecc. per le onde di Rayleigh e G1, G2, G3, G4 ecc. per le onde di Love. R3 (o G3) ha viaggiato su $360^\circ + D^\circ$ e R4 su $720^\circ - D^\circ$ ecc. La figura fornisce un esempio di registrazione a lungo termine di P, SV, SH, R1, R2, G1 e G2 nella componente verticale (Z) e nelle due componenti orizzontali ruotate (R radiale e T trasversale). Come previsto, P appare solo su Z e R, mentre S ha sia energia SV che SH. I gruppi di onde di Love G1 e G2 sono più forti in T e arrivano prima di R1 e R2, che sono visibili solo sulle componenti R e Z.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Esempio di registrazione a banda molto larga (VBB) con elevata gamma dinamica da parte del sismografo STS1 gestito dall'Università di Nagoya, Giappone. I gruppi di onde sismiche di un terremoto di magnitudo 8,2 nelle isole Kermadec (20 ottobre 1986) sono sovrapposti alle maree solide della Terra.



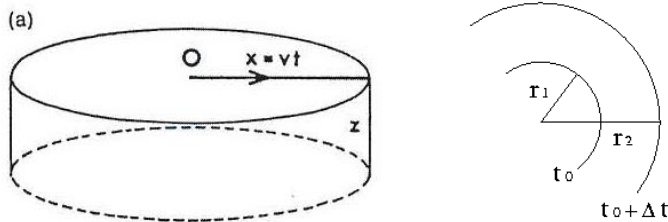
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

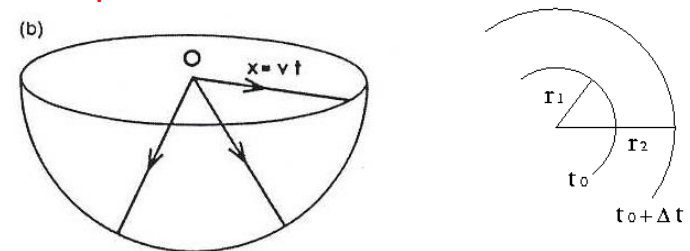
Le onde di superficie hanno velocità minore delle onde P ed S, per cui il loro arrivo in una stazione è successivo a quelle delle onde di corpo. La loro ampiezza è però molto maggiore delle onde di corpo.

La loro maggiore ampiezza è spiegata dal fatto che le onde di superficie hanno fronti d'onda cilindrici (a) quello delle onde di corpo sferico (b).

Cylindrical wave front



Spherical wave front



Flusso di energia per unità di superficie ed unità di tempo

$$\Phi_E = \text{cost} \cdot A^2$$

Il flusso totale di energia che attraversa i fronti d'onda ad istanti successivi deve conservarsi:

$$[\Phi_E \cdot S]_{t=t_0} = [\Phi_E \cdot S]_{t=t_0+\Delta t}$$

$$A^2(r_1)2\pi r_1 Z = A^2(r_2)2\pi r_2 Z$$

$$\frac{A(r_1)}{A(r_2)} = \frac{\sqrt{r_2}}{\sqrt{r_1}}$$



$$A(r) \propto \frac{1}{\sqrt{r}}$$



Surface waves

$$[\Phi_E \cdot S]_{t=t_0} = [\Phi_E \cdot S]_{t=t_0+\Delta t}$$

$$A^2(r_1)4\pi r_1^2 = A^2(r_2)4\pi r_2^2$$

$$\frac{A(r_1)}{A(r_2)} = \frac{r_2}{r_1}$$



$$A(r) \propto \frac{1}{r}$$

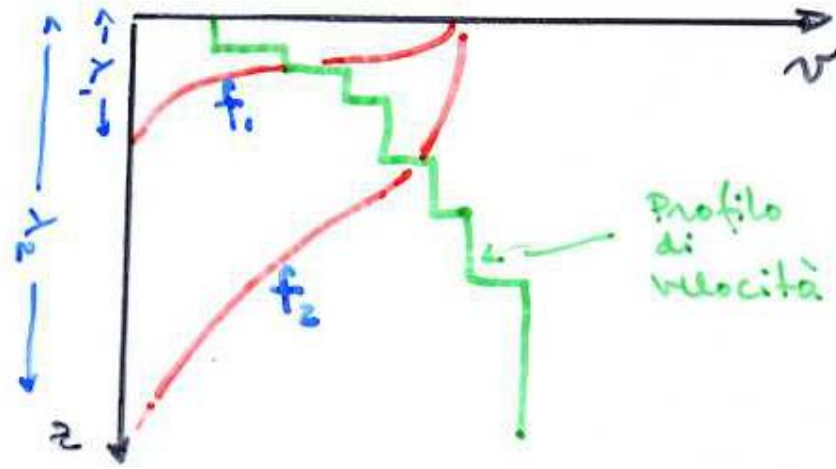
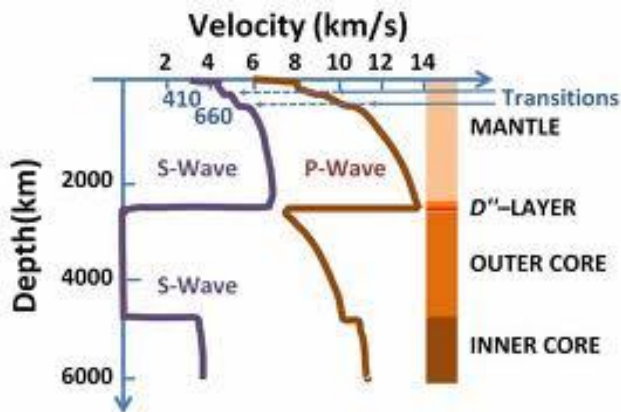


Body waves



DISPERSIONE

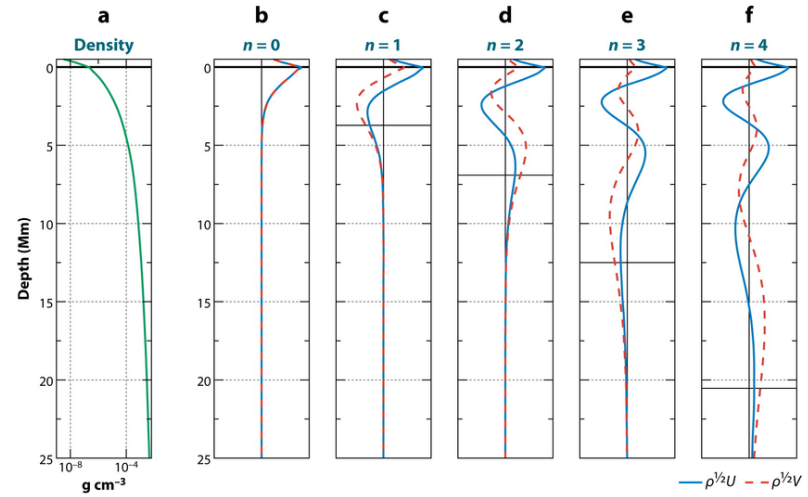
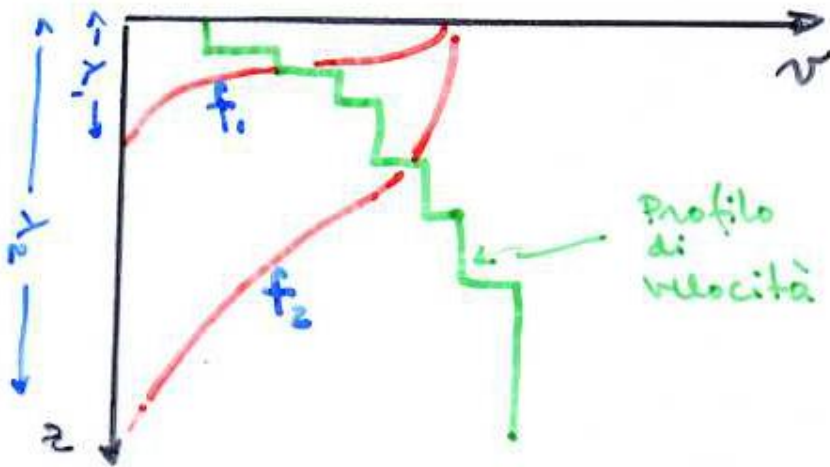
- Ciò è paragonabile **skin effect** dipendente dalla frequenza delle onde elettromagnetiche che si propagano in un mezzo conduttore con una superficie libera.
- Poiché i tipi di rocce, la loro rigidità e il loro modulo di massa cambiano (di solito aumentano) con la profondità, le velocità delle onde di superficie cambiano di conseguenza, poiché le onde più lunghe “percepiscono” le parti più profonde della Terra. Ciò comporta una **dipendenza dalla frequenza** della loro velocità di propagazione orizzontale, chiamata **dispersione**. Di conseguenza, mentre gli arrivi delle onde corporee con dispersione nulla o trascurabilmente piccola (a causa dell'attenuazione intrinseca) appaiono nelle registrazioni sismiche come inizi piuttosto impulsivi o come brevi ondulazioni transitorie, la dispersione delle onde di superficie forma lunghi treni d'onda oscillanti. La loro durata aumenta con la distanza.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

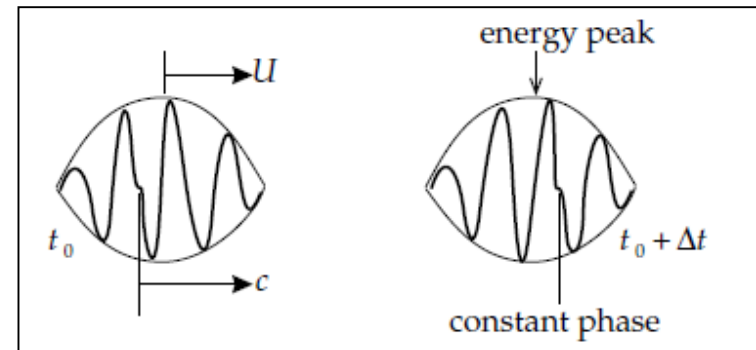


Gizon L, et al. 2010. Annu. Rev. Astron. Astrophys. 48:289–338

- Di solito, le onde di superficie a più lungo periodo arrivano per prime (**dispersione normale**). Tuttavia, in alcune regioni della Terra esistono strati a bassa velocità (ad esempio, l'astenosfera nel mantello superiore; nella fascia di profondità compresa tra circa 80 e 220 km). Questa tendenza generale può quindi essere invertita per alcune parti dello spettro delle onde di superficie.
- Le presentazioni della velocità di propagazione delle onde di superficie in funzione del periodo o della frequenza f sono chiamate **curve di dispersione**.

Dispersion

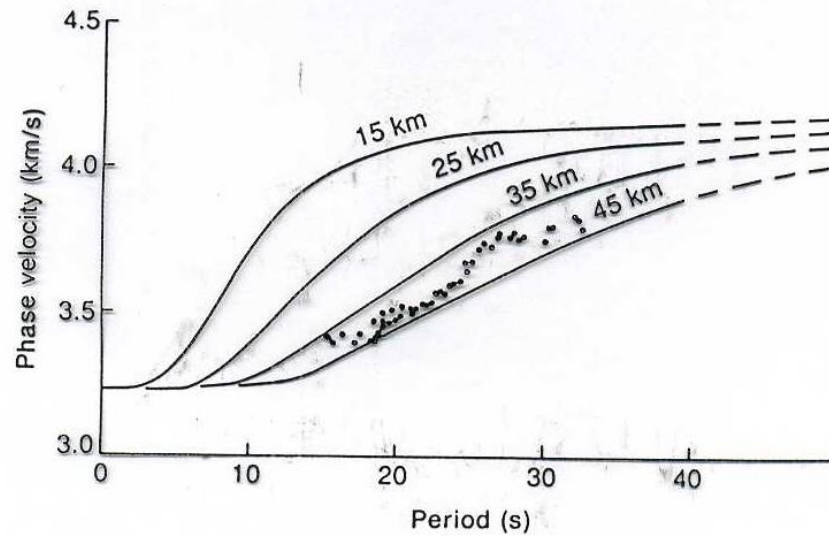
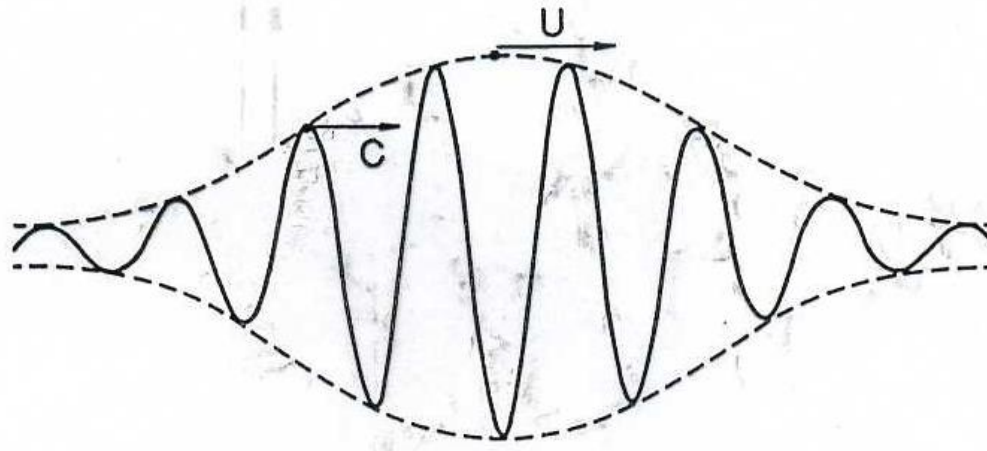
- La dispersione delle onde superficiali fornisce uno strumento importante per determinare la struttura verticale della velocità della crosta inferiore e del mantello superiore. Le onde di Love sono intrinsecamente dispersive anche quando lo strato superficiale e il semispazio sottostante sono uniformi.
- Rayleigh waves over a uniform halfspace are non-dispersive. However, horizontal layers with different velocities are usually present or there is a vertical velocity gradient. Rayleigh waves with long wavelengths penetrate more deeply into the Earth than those with short wavelengths. The speed of Rayleigh waves is proportional to the shear-wave velocity ($V_{LR} \approx 0.92\beta$), and in the crust and uppermost mantle β generally increases with depth.
- Thus, the deeper penetrating long wavelengths travel with faster seismic velocities than the short wavelengths. As a result, the Rayleigh waves are dispersive.
- The packet of energy that propagates as a surface wave contains a spectrum of wavelengths. The energy in the wave propagates as the envelope of the wave packet, at a speed that is called the **group velocity** (U). The individual waves that make up the wave packet travel with **phase velocity** (c), as defined in Eq. 20.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

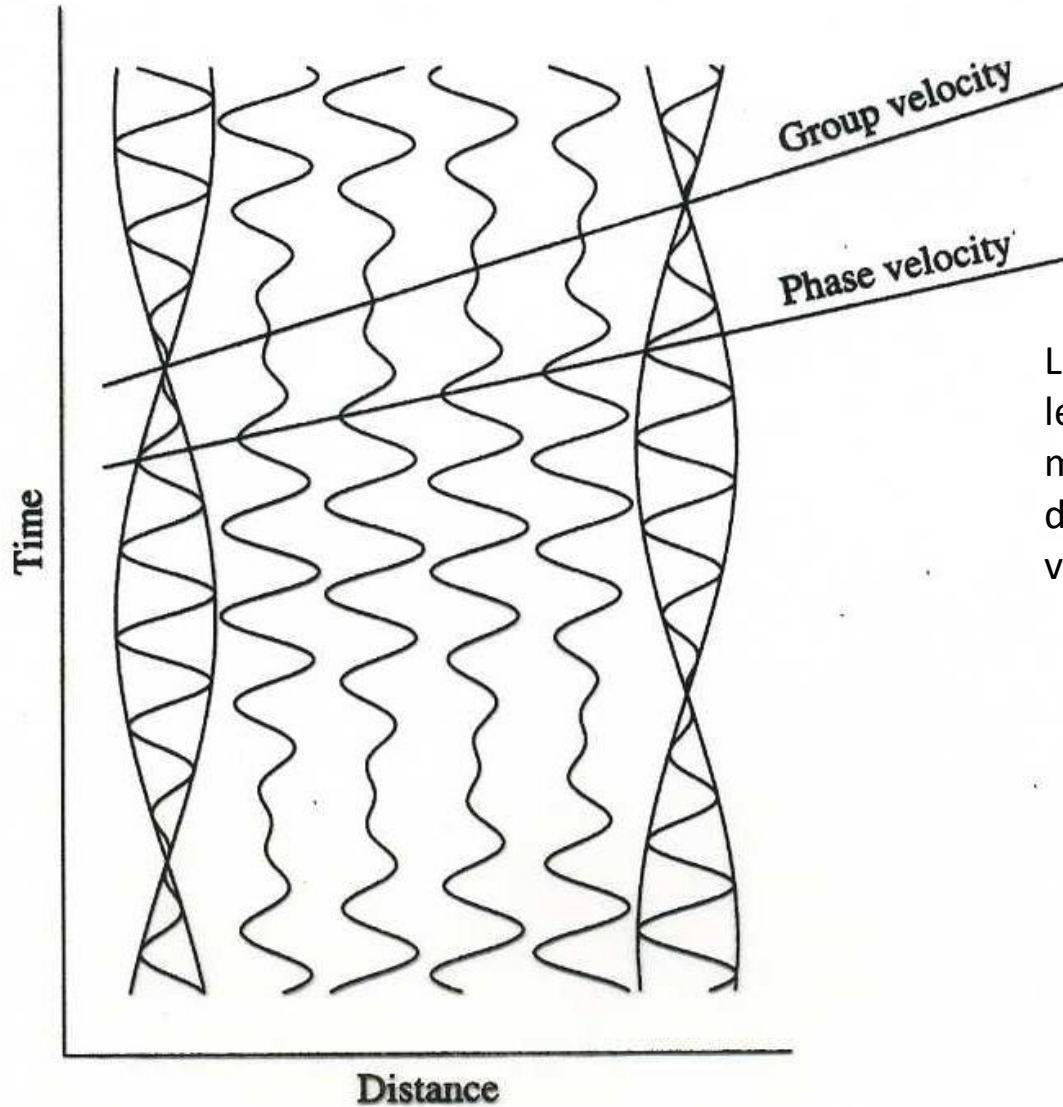


;



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



La somma di due onde di frequenze leggermente differenti risultano in un'onda modulata. La velocità di gruppo è la velocità del pacchetto d'onda; la velocità di fase è la velocità dei picchi singoli.

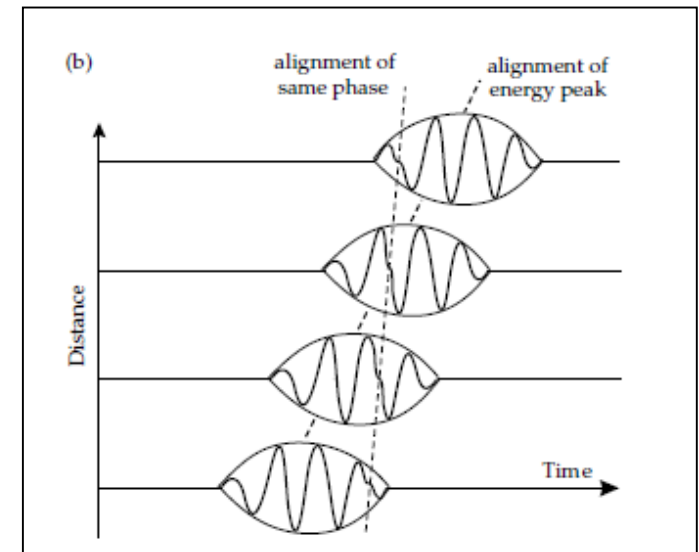
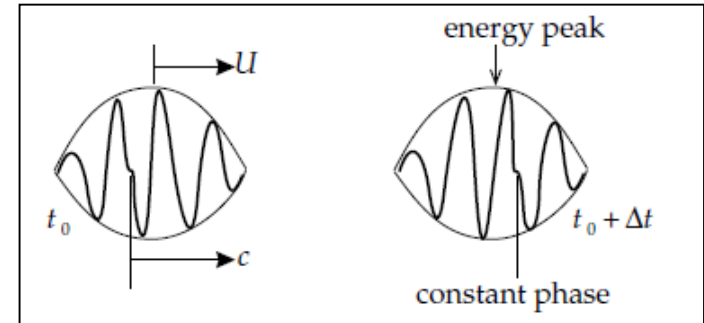
- In teoria, la velocità di gruppo $U(f)$ e la velocità di fase $c(f)$ sono collegate da:

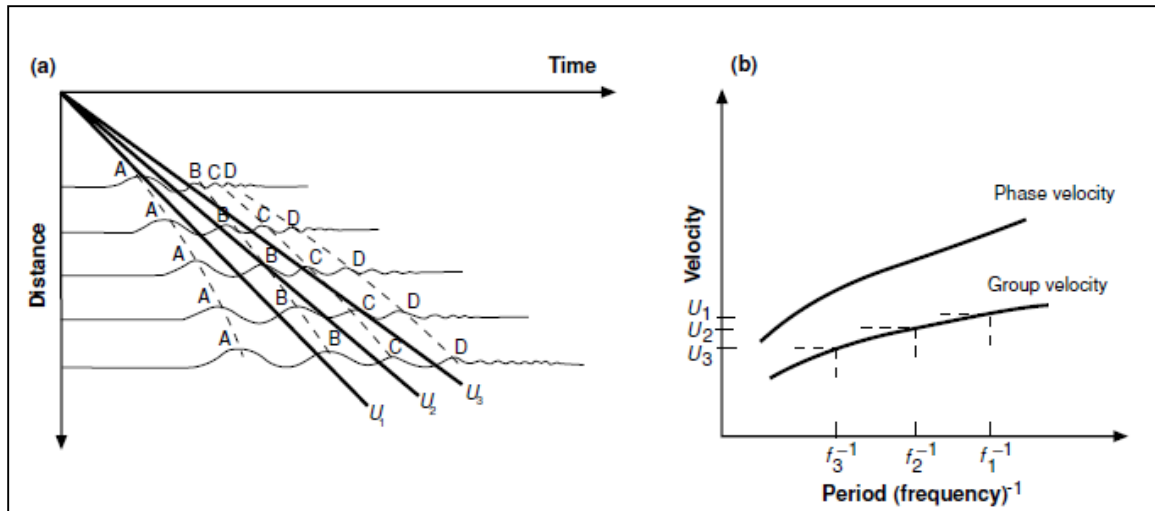
$$U(f) = c(f) + f \frac{\partial c}{\partial f} \quad [Eq\ 30]$$

- La situazione in cui la velocità di fase diminuisce all'aumentare della frequenza (cioè le lunghezze d'onda più lunghe si propagano più velocemente di quelle corte) è chiamata dispersione normale. In questo caso, poiché $\partial c / \partial f$ è negativa, la velocità di gruppo U è più lenta della velocità di fase c .

- La forma del pacchetto d'onde cambia sistematicamente quando le lunghezze d'onda lunghe si muovono più velocemente attraverso il pacchetto.

- Con il passare del tempo, un impulso inizialmente concentrato si allunga progressivamente in un lungo treno di onde. Di conseguenza, in un mezzo in cui la velocità aumenta con la profondità, le lunghezze d'onda arrivano come prima parte della registrazione delle onde di superficie a grandi distanze dalla sorgente sismica.



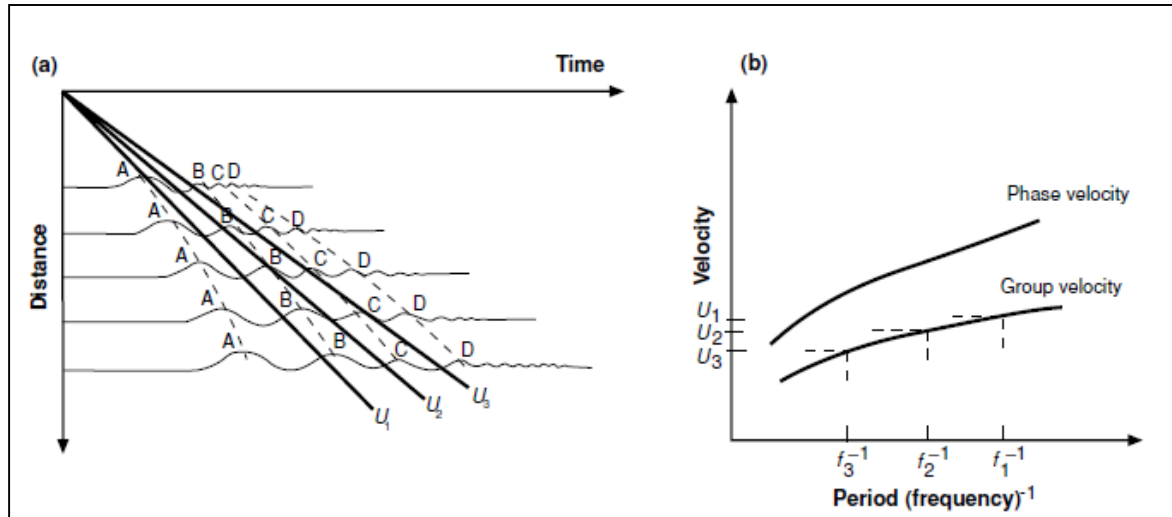


- Si consideri la figura che illustra una sezione di registrazione delle onde di superficie. Si noti che, in ogni sismogramma, le onde a bassa frequenza arrivano prima di quelle a più alta frequenza. La prima fase ad arrivare in ogni registrazione è il picco A. Si noti anche che la frequenza del picco A non è costante da una registrazione all'altra: la frequenza diminuisce (il periodo aumenta) all'aumentare della distanza.
- La curva tratteggiata che collega il picco A in ogni registrazione definisce la velocità di fase per il picco A. La velocità di fase per la frequenza del picco A a ogni distanza è l'inverso della pendenza della curva tratteggiata a quella distanza. Anche le linee tratteggiate che collegano i successivi picchi B, C e D determinano la velocità di fase in funzione della frequenza.
- Le pendenze di tutte queste linee tratteggiate indicano che, in questo esempio, la velocità di fase diminuisce all'aumentare della frequenza delle onde di superficie (cioè, la velocità di fase aumenta con il periodo).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

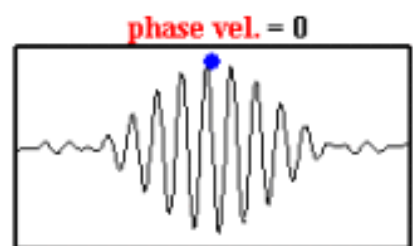
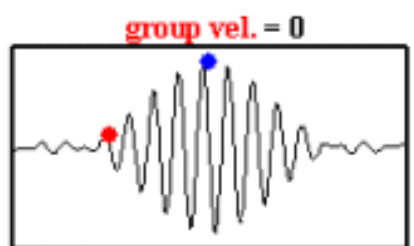
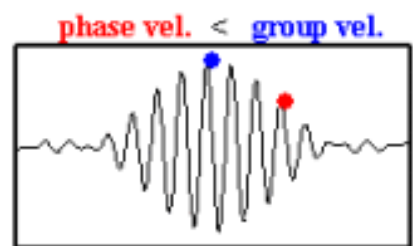
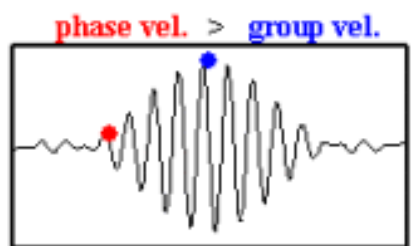
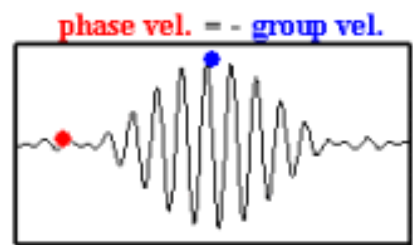
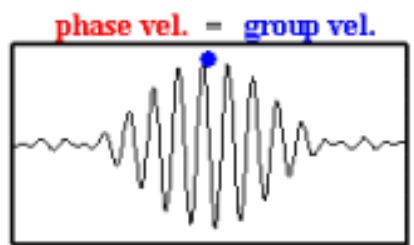


- La velocità di gruppo delle onde di superficie è la velocità con cui viaggia l'energia delle onde di superficie di una determinata frequenza. È una costante per una determinata frequenza. Pertanto, nella figura a le linee rette che passano per l'origine segnano il segnale delle onde di superficie di ogni particolare frequenza in ogni registrazione successiva. Tali linee per le tre frequenze f_1 , f_2 e f_3 , dove $f_1 < f_2 < f_3$, sono mostrate nella Figura b.
- Le velocità di gruppo per queste frequenze sono U_1 , U_2 e U_3 , dove $U_1 > U_2 > U_3$. In questo esempio, la velocità di gruppo diminuisce all'aumentare della frequenza di queste onde di superficie (cioè, la velocità di gruppo aumenta con il periodo).
- Un grafico della velocità rispetto al periodo, chiamato curva di dispersione, è il modo abituale di presentare queste informazioni sulla velocità-frequenza. Si noti che, in questo esempio, la velocità di gruppo è inferiore alla velocità di fase. Ripeto, l'energia viaggia con la velocità di gruppo, non con la velocità di fase.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



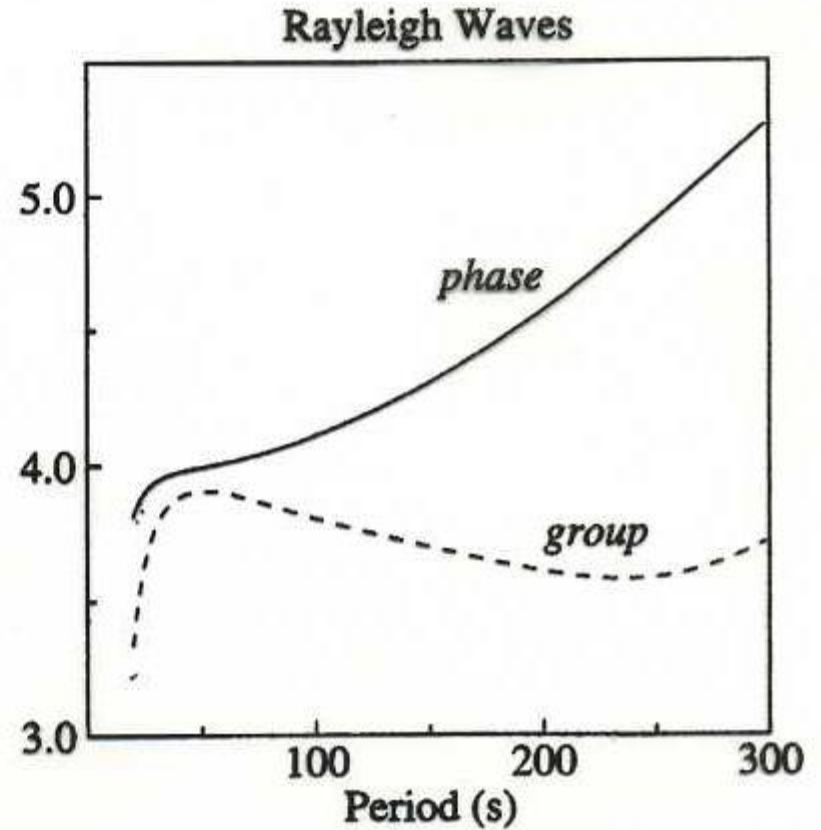
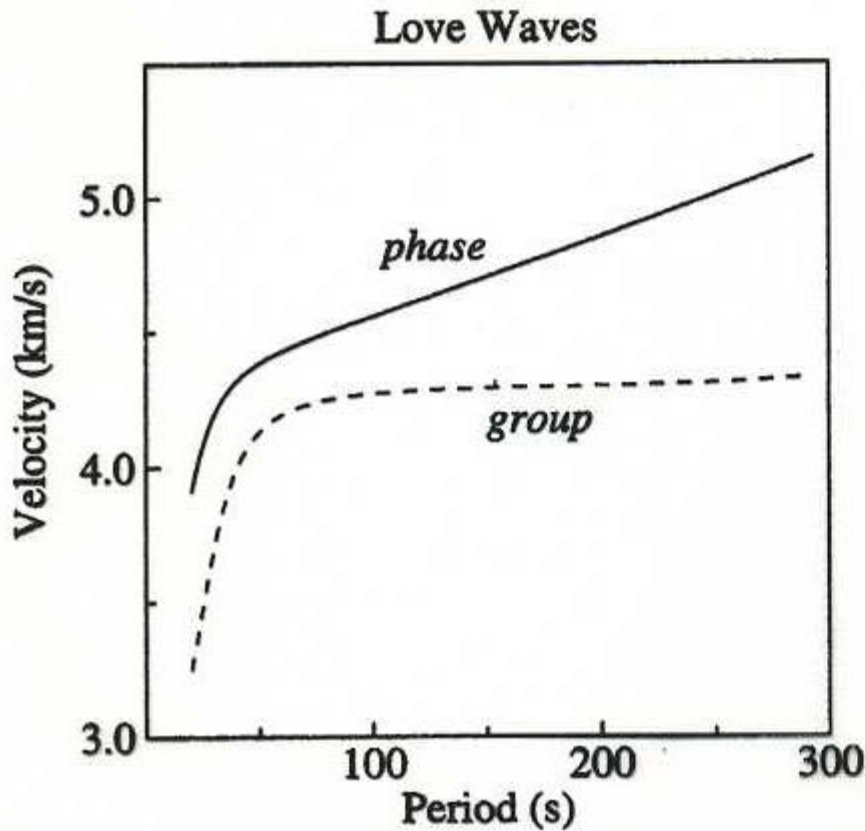
isvr



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

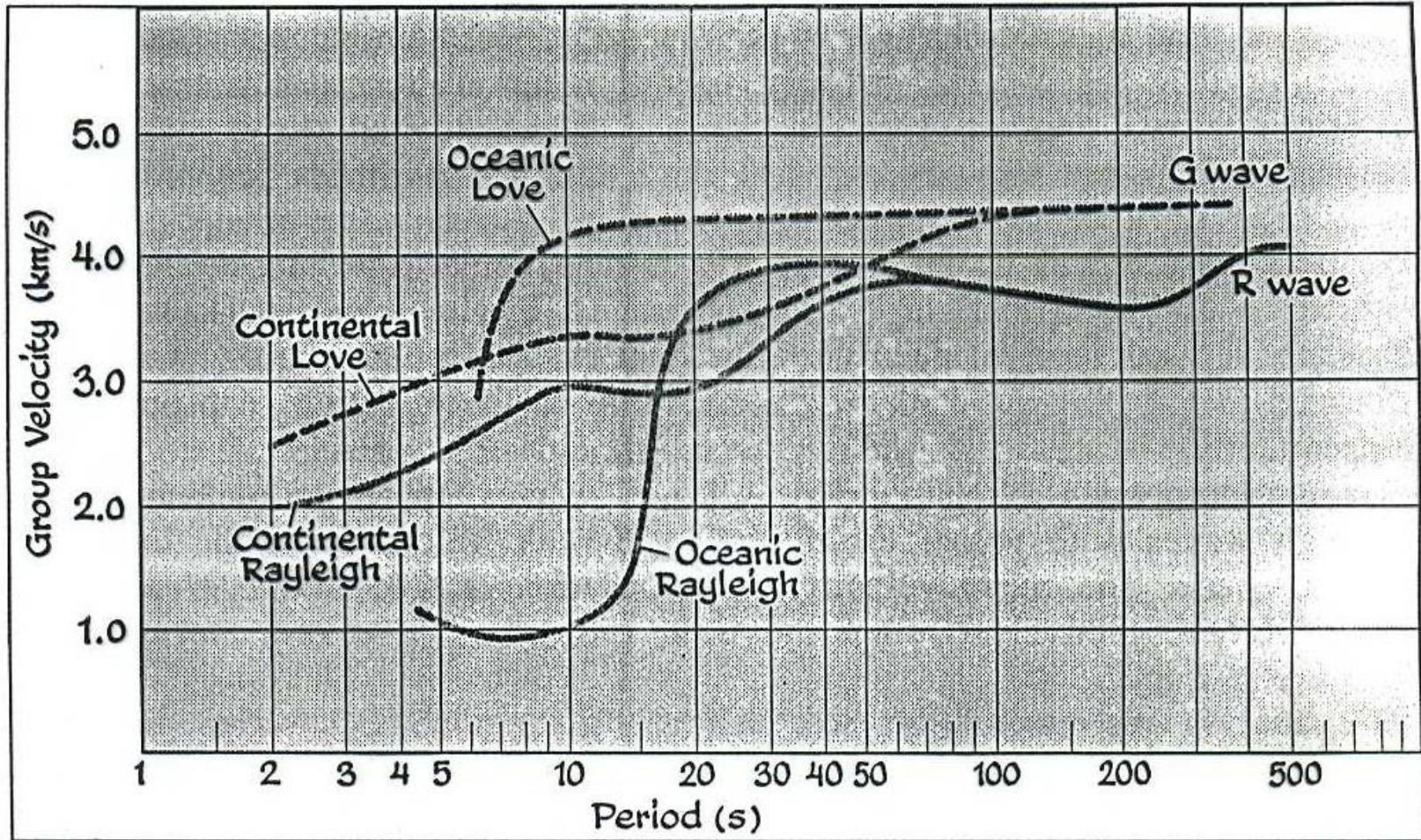
Theoretical Love- and Rayleigh-wave dispersion curves computed for the PREM model with anisotropy





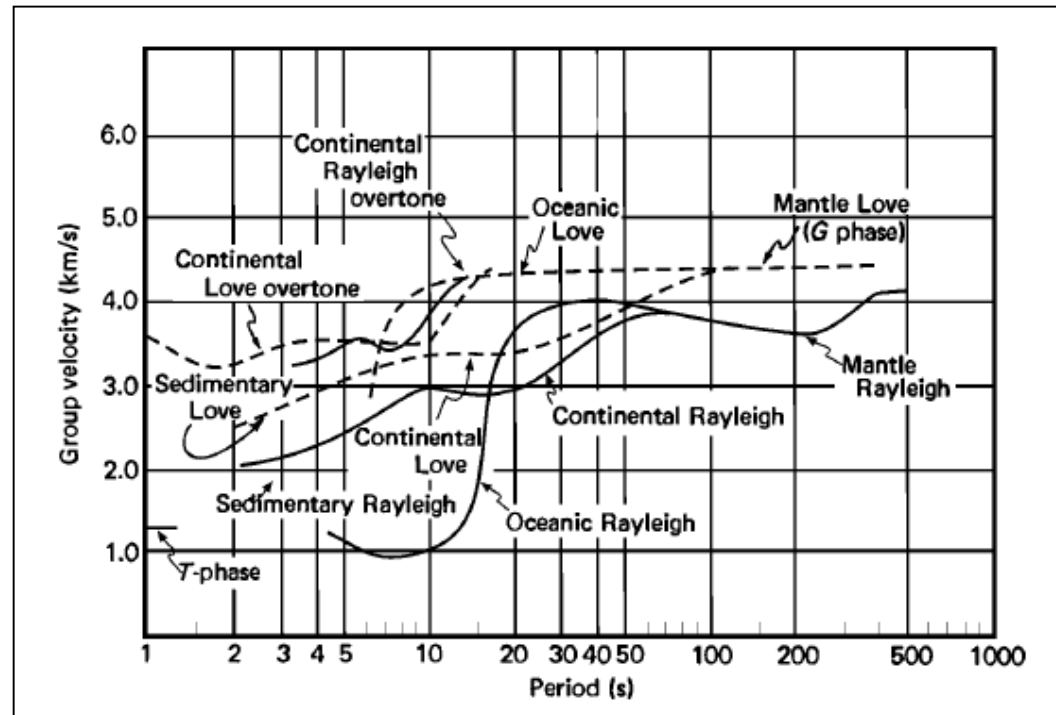
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Curve di dispersione per la velocità di gruppo per le onde fondamentali di Rayleigh e di Love che hanno viaggiato lungo un percorso oceanico e continentale.

- Essi differiscono per le onde di Love e di Rayleigh e dipendono dalla struttura velocità-profondità della Terra lungo il segmento di percorso considerato.
- Pertanto, dall'inversione dei dati di dispersione delle onde di superficie, è possibile ricavare informazioni sulla struttura di velocità delle onde di taglio della crosta e, quando si utilizzano periodi fino a circa 500 s (onde di superficie del mantello), anche del mantello superiore e della zona di transizione.



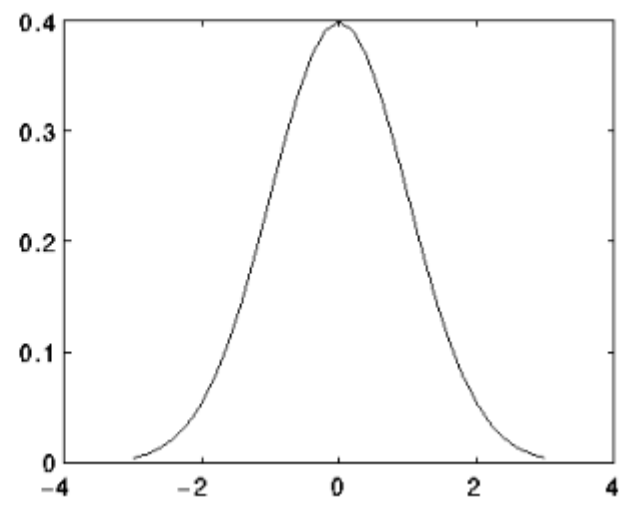


Gaussian Filter

ω = frequenza centrale

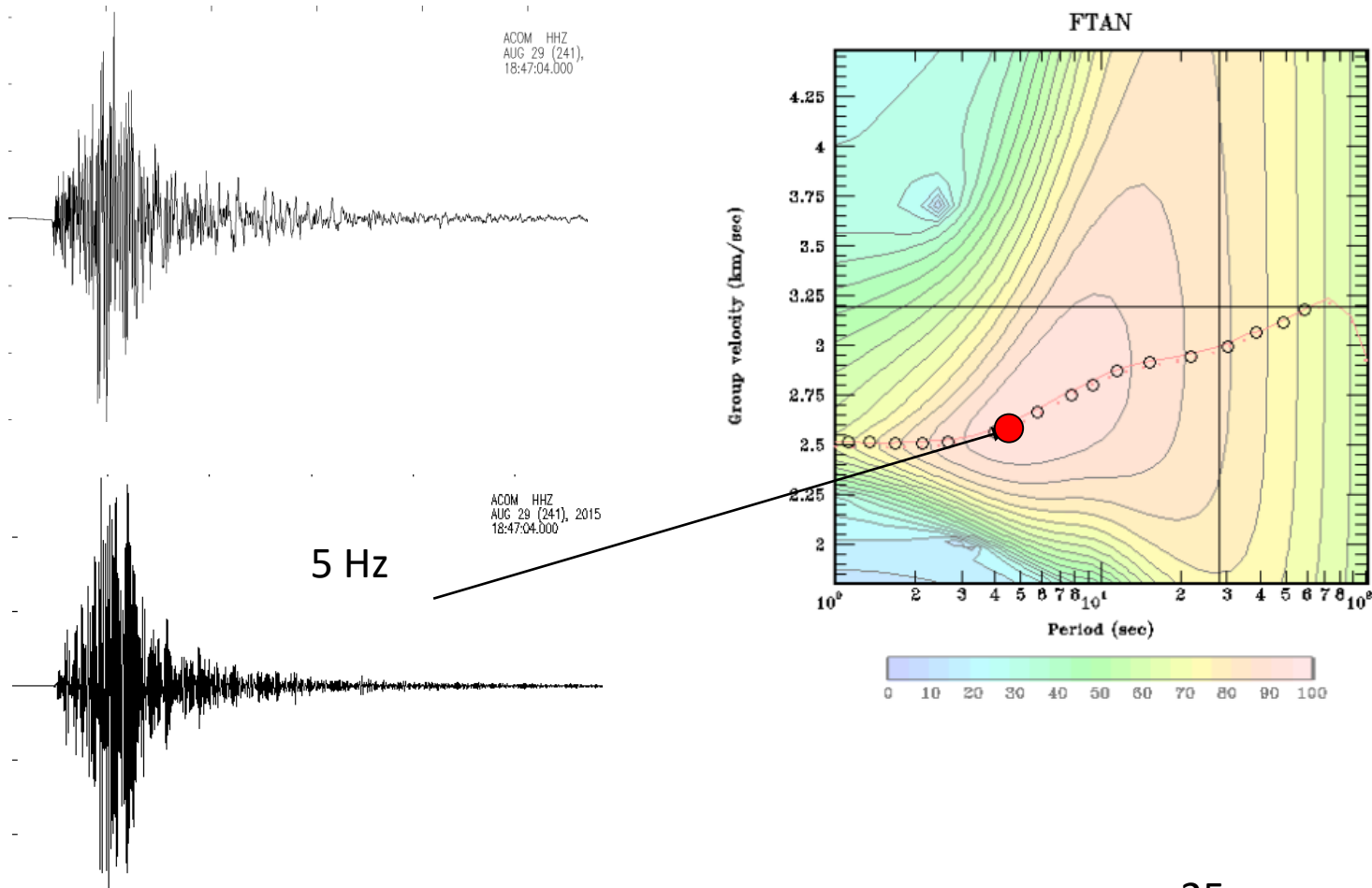
σ = larghezza della banda di frequenza.

$$G(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{\omega^2}{2\sigma^2}}$$





Frequency Time Analysis - FTAN





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

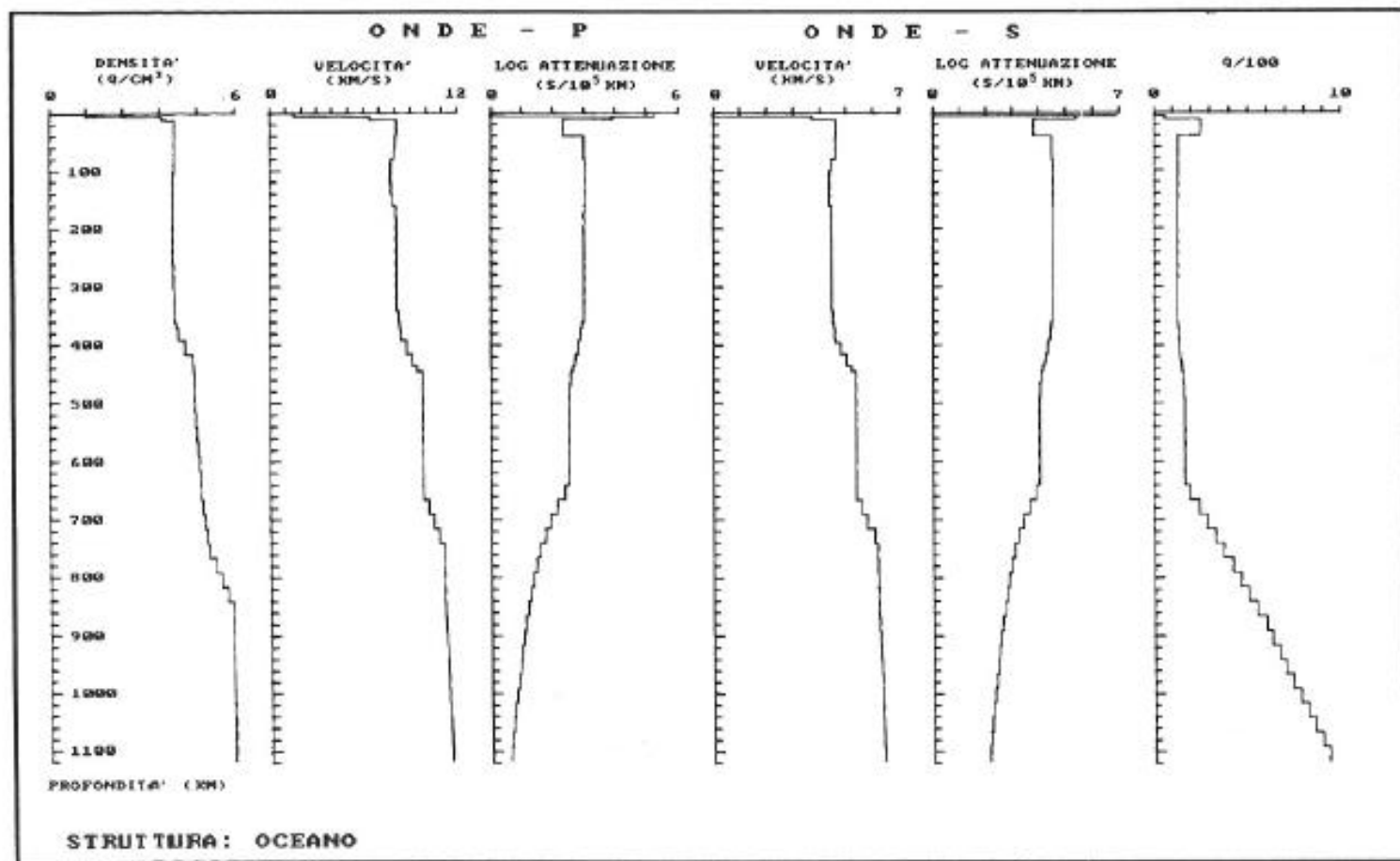


Figura 13.4. Parametri elastici e anelastici della struttura oceanica utilizzata (Harkrider, 1970).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

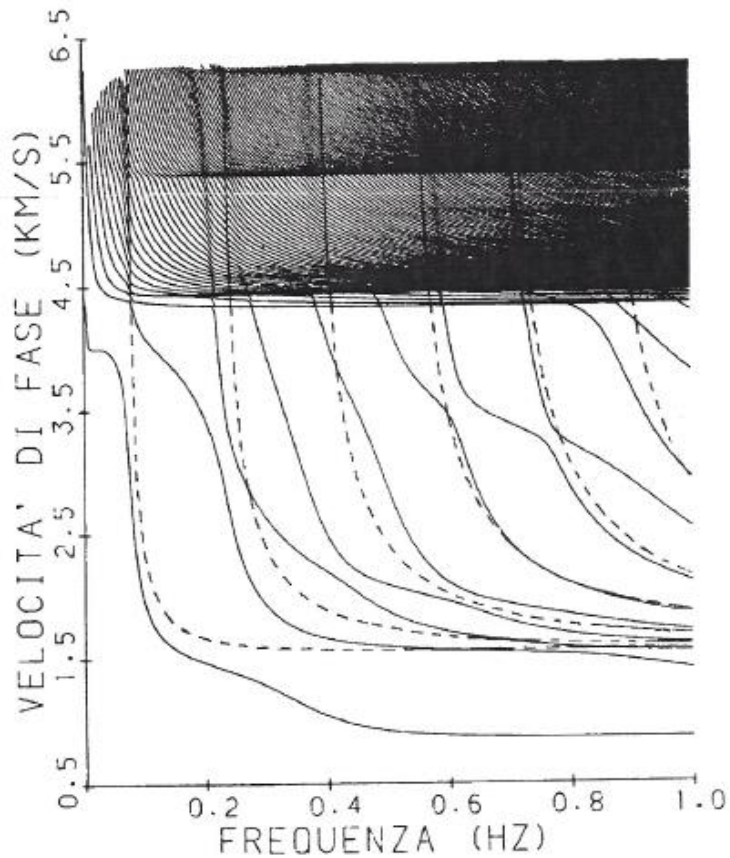


Figura 13.1.2. Curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per il modello oceanico di figura 13.4, sovrapposte alle curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per la struttura semplice di figura 13.1.1a.

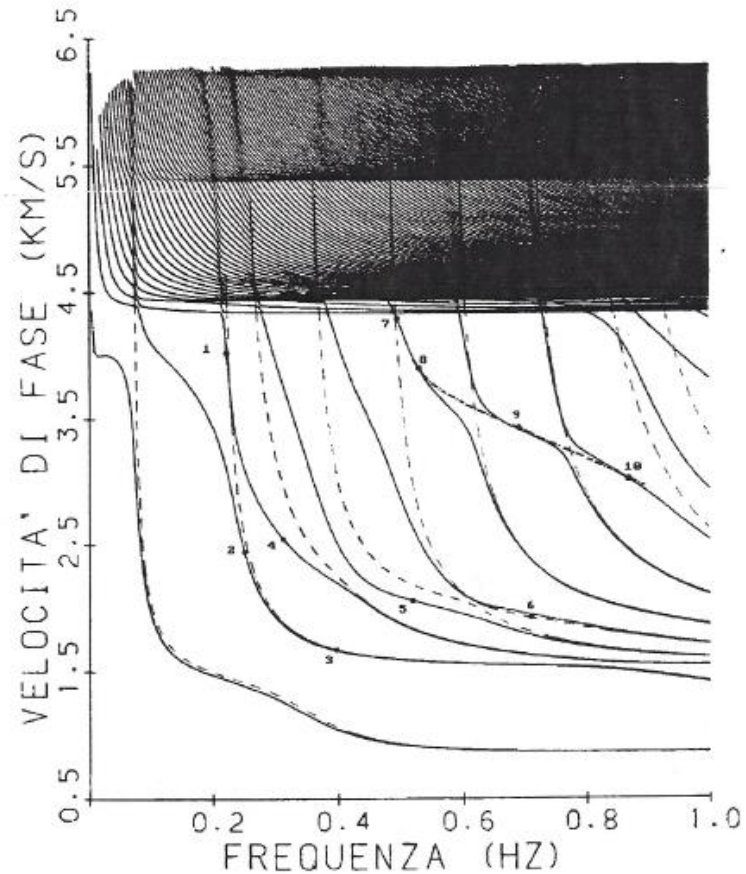


Figura 13.1.3. Curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per il modello oceanico di figura 13.4, sovrapposte alle curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per la struttura semplice di figura 13.1.1b.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

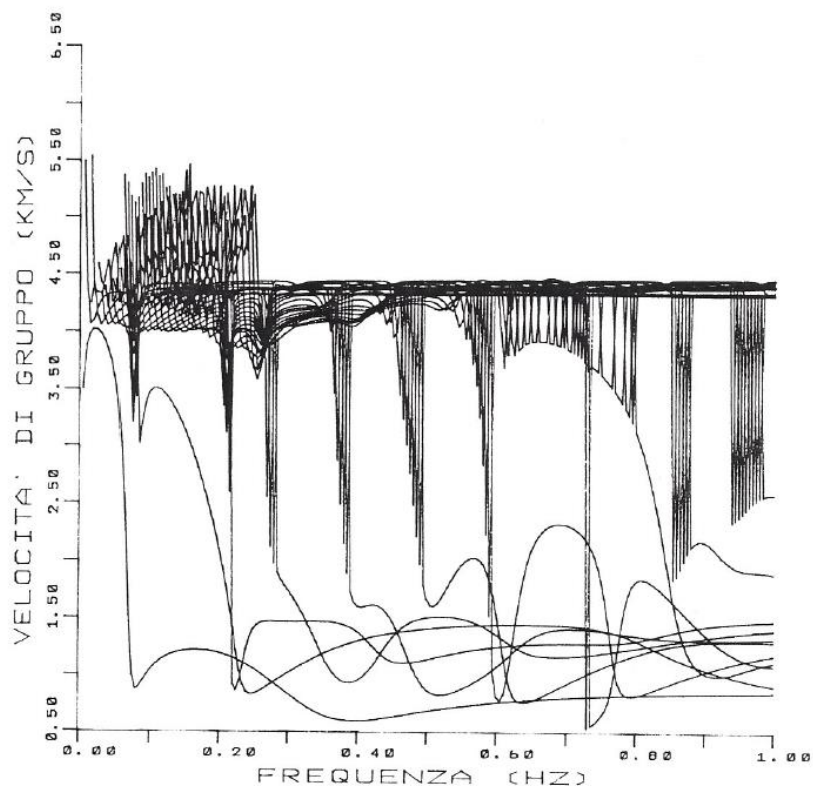


Figura 13.2a. Curve di dispersione delle velocità di gruppo, calcolate fino ad 1. Hz, per i primi 30 modi per il modello oceanico di tabella 13.1.

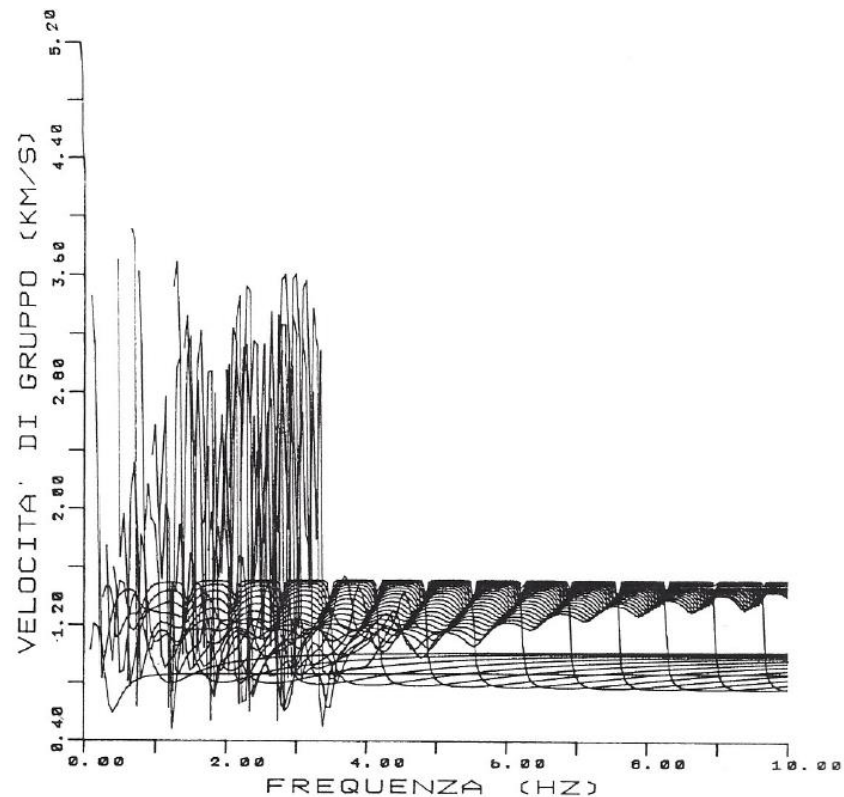


Figura 13.2b. Curve di dispersione delle velocità di gruppo, calcolate fino ad 10. Hz, per i primi 30 modi per il modello oceanico di tabella 13.1, limitato alla parte sovrastante il canale astenosferico.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



A)



B)

Gigura 13.1.1. Strutture elementari.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

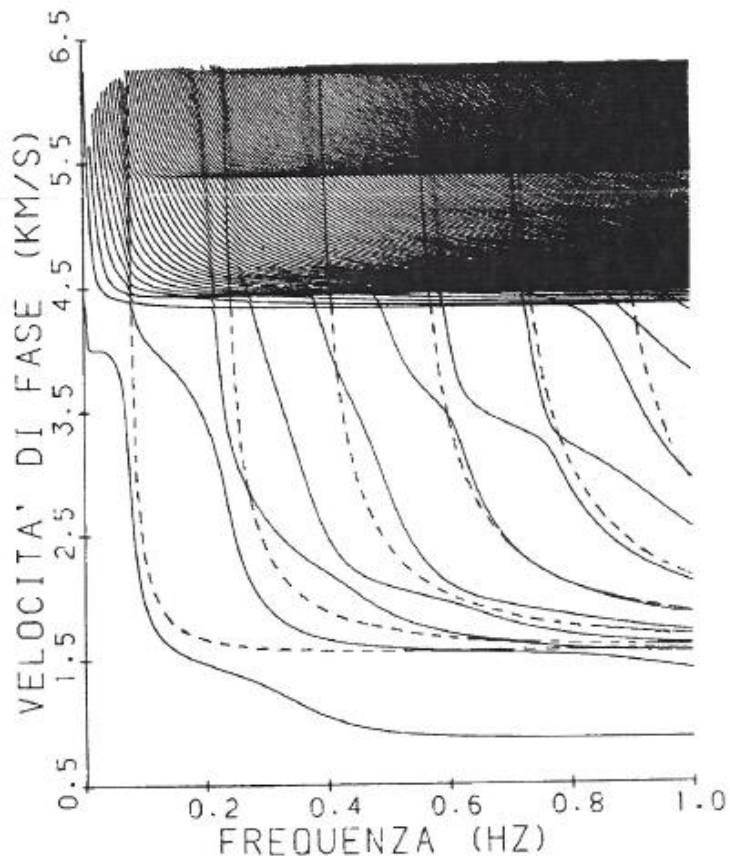


Figura 13.1.2. Curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per il modello oceanico di figura 13.4, sovrapposte alle curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per la struttura semplice di figura 13.1.1a.

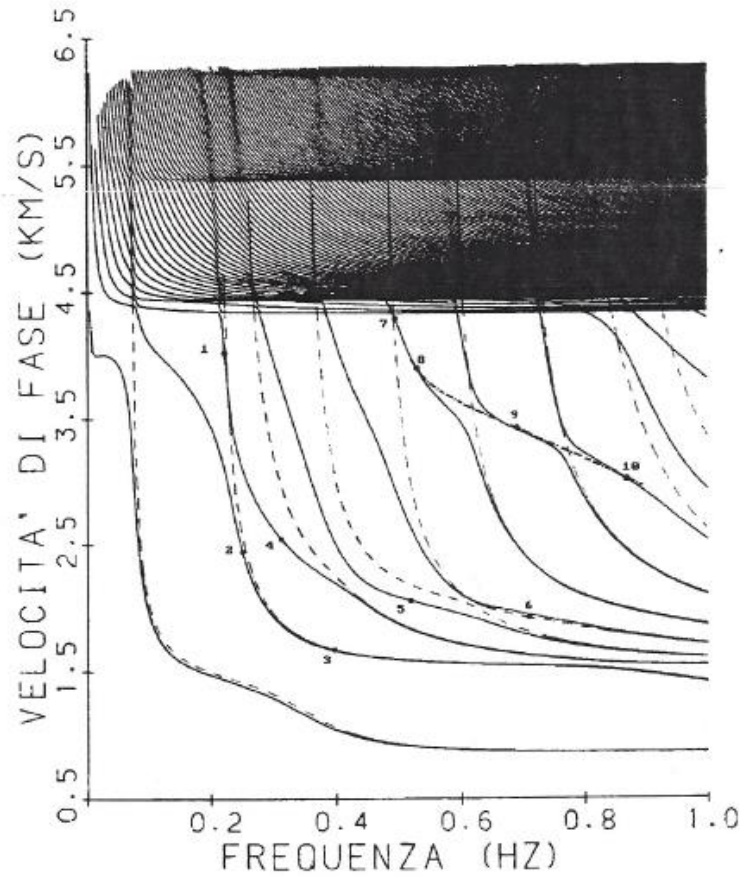


Figura 13.1.3. Curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per il modello oceanico di figura 13.4, sovrapposte alle curve di dispersione delle velocità di fase calcolate per la struttura semplice di figura 13.1.1b.



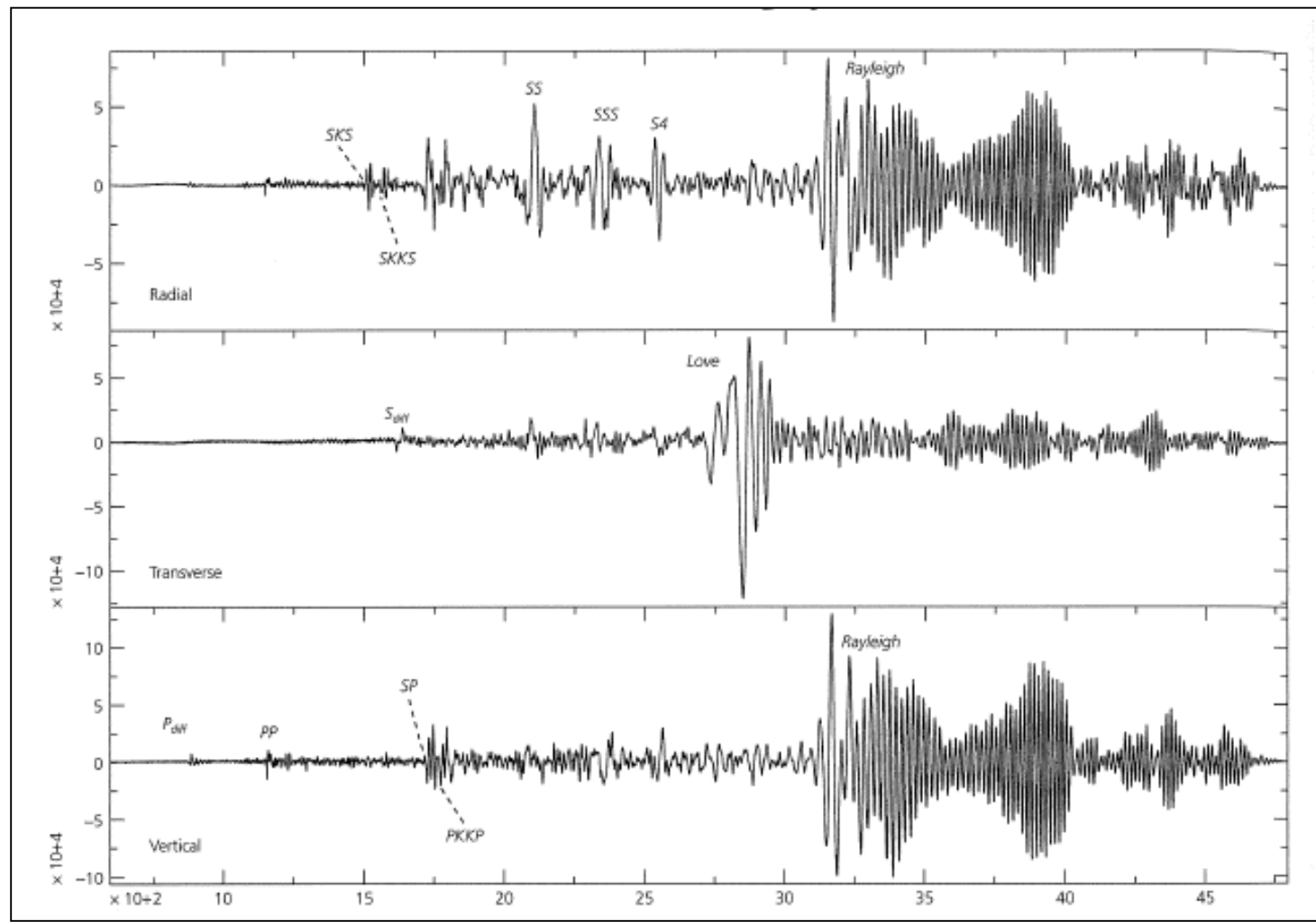
Modi normali

- L'analisi delle onde di superficie in termini di modello di Terra piatta è adeguata a brevi periodi, ma diventa progressivamente meno soddisfacente a periodi più lunghi. La curvatura della Terra influenza la dispersione e deve essere presa in considerazione. Un approccio più generale consiste nel considerare i modi di oscillazione libera.
- Quando una campana viene colpita con un martello, vibra liberamente a una serie di frequenze naturali. La combinazione di oscillazioni naturali che vengono eccitate conferisce a ogni campana la sua particolare sonorità. In modo analogo, l'improvviso rilascio di energia in un terremoto di grandi dimensioni può mettere in vibrazione l'intera Terra, con frequenze naturali di oscillazione che sono determinate dalle proprietà elastiche e dalla struttura dell'interno della Terra. Le oscillazioni libere comportano una deformazione tridimensionale della forma sferica della Terra e possono essere piuttosto complesse.
- Prima di parlare delle oscillazioni libere della Terra, vale la pena di rivedere alcuni concetti di sistemi vibranti che possono essere appresi dall'eccitazione unidimensionale di una corda vibrante fissata a entrambe le estremità.
- Qualsiasi vibrazione complicata della corda può essere rappresentata dalla sovrapposizione di un certo numero di vibrazioni più semplici, chiamate modi di vibrazione normali. Questi si formano quando le onde viaggianti riflesse dai confini alle estremità della corda interferiscono tra loro dando origine a un'onda stazionaria.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

SMORZAMENTO DELLE ONDE

Nel tempo:

$$A(t) = A_0 e^{-\omega t / 2Q} =$$

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$$

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\pi f}{Q} t} =$$

$$t^* = \frac{t}{Q}$$

$$A(t) = A_0 e^{-\pi f t^*}$$



Box 6.2 Damping in the Earth

If a damped oscillating sphere has a frequency f (hertz), then the amplitude A of the oscillation decays exponentially from an original amplitude A_0 with time t :

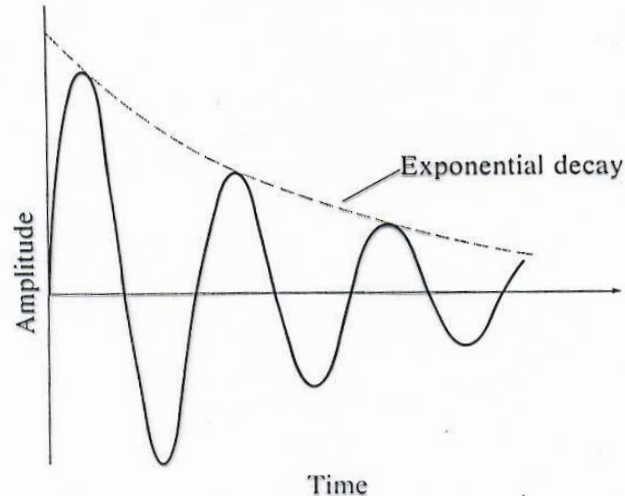
$$A = A_0 \exp(-\beta t) \quad (1)$$

where

$$\beta = \pi f Q \quad (2)$$

From (1) and (2):

- (a) the higher the frequency, the greater the damping,
- (b) the higher the attenuation factor Q , the less the damping.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

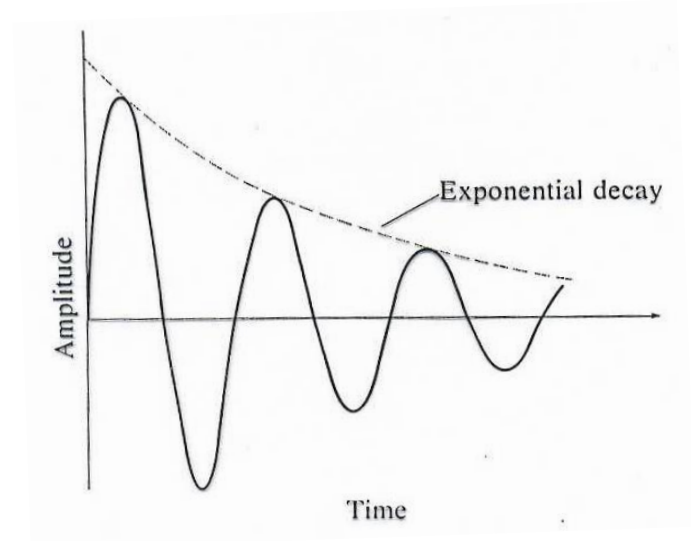
Nello spazio

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\pi f}{Qv} x} =$$

$$v = \alpha, \beta$$

Definendo

$$\delta = \ln \frac{A_1}{A_2}$$



Con A_1 ed A_2 le ampiezze dell'onda separate di un periodo (o lunghezza d'onda), si dimostra che:

$$Q = \frac{\pi}{\delta}$$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Dovuto all'attrito interno nel mezzo al passaggio dell'onda (calore generato da movimenti di taglio sui confini dei grani, moto lungo le dislocazioni nei minerali ecc.).

Q in genere cresce con la densità e la velocità.

In genere $Q_\alpha > Q_\beta$ e per i mezzi in cui tutte le perdite di energia sono dovute a meccanismi di taglio:

$$Q_\alpha \approx \frac{9}{4} Q_\beta$$

Q è **indipendente dalla frequenza** per $0.001 < f < 1$ Hz

Per $f > 1$ Hz $Q_\alpha \approx Q_0 f^\gamma$ con $\gamma > 1$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

Q è il parametro (adimensionale) che descrive l'anelasticità di un mezzo.

$Q = \infty$	mezzo perfettamente elastico
$Q = 0$	mezzo completamente dissipativo
$Q \approx 20 \div 50$	nei sedimenti
$Q \approx 100$	nella crosta
$Q \approx 500$	nel mantello



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

$$\frac{2\pi}{Q} = -\frac{\Delta E}{E}$$

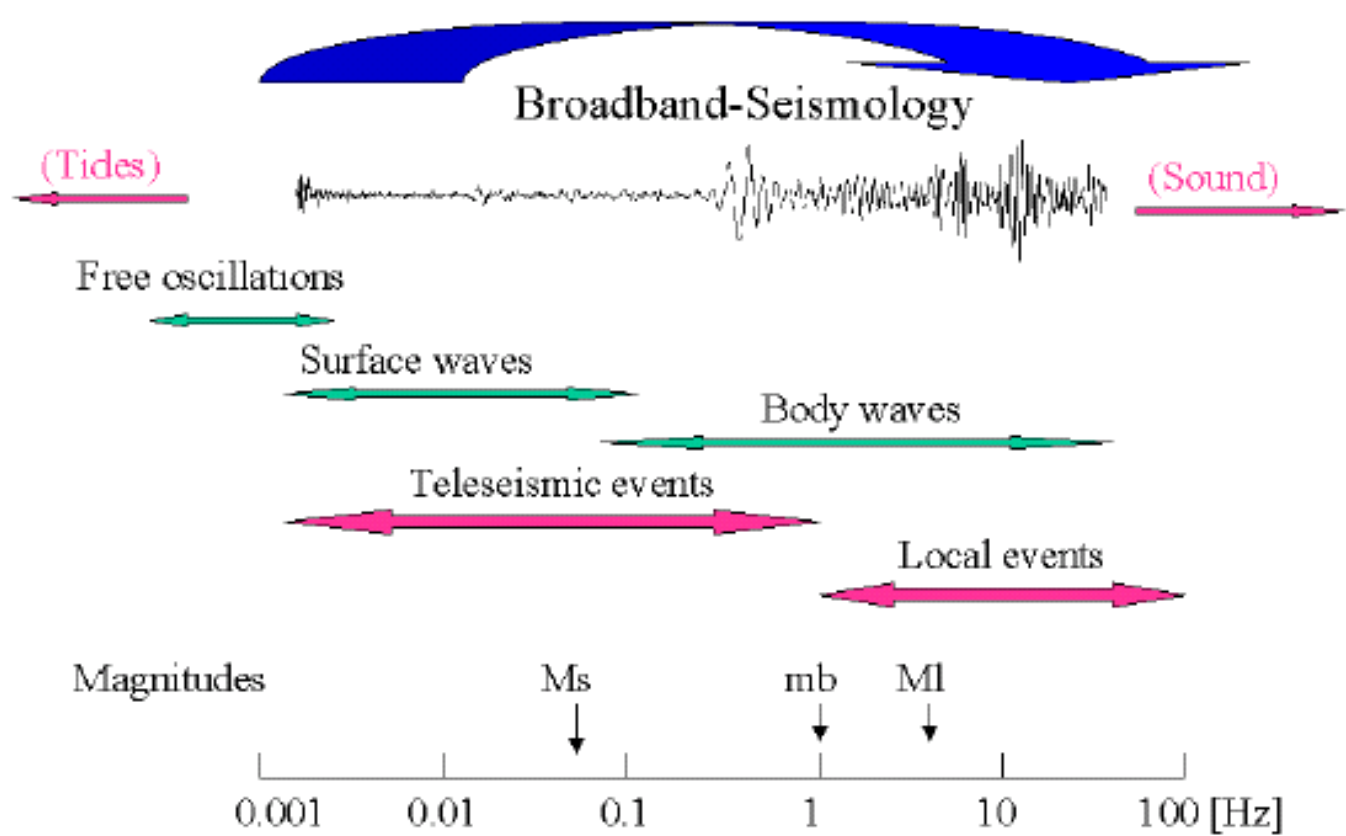
$$Q = \frac{\alpha\pi E}{T \frac{dE}{dt}} \Rightarrow \frac{dE}{dt} = -\frac{2\pi E}{QT} \Rightarrow E = E_0 e^{\frac{-2\pi}{QT}}$$

$$A \propto \sqrt{E} \Rightarrow A = A_0 e^{\frac{\pi}{QT}}$$



Fisica Terrestre 2024-2025

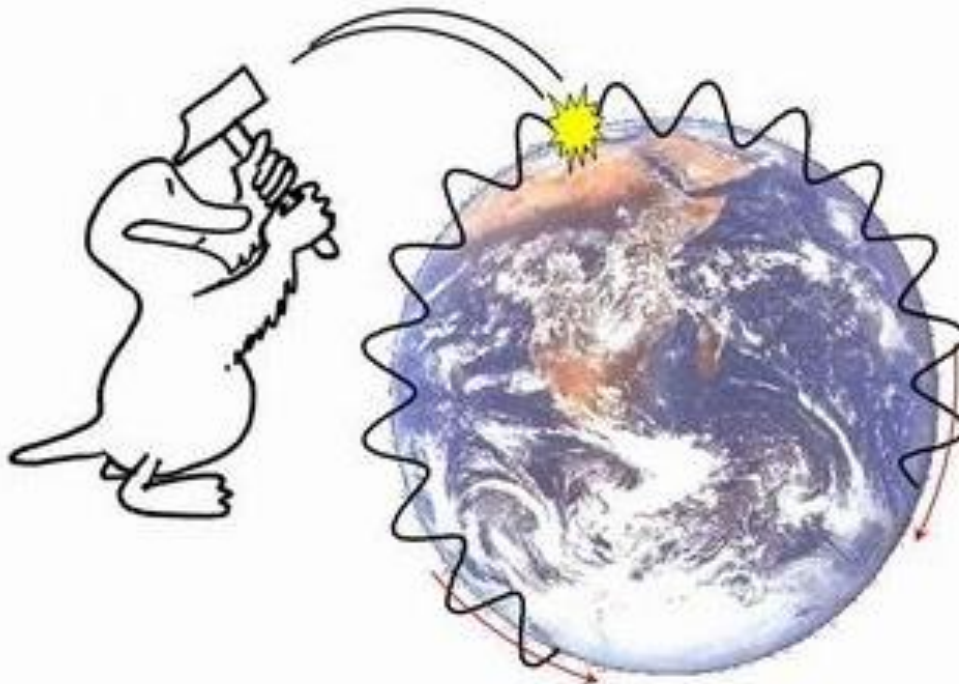
Giovanni Costa



OSCILLAZIONI LIBERE DELLA TERRA

Ogni sistema meccanico ha un'oscillazione propria (corde, pendolo.....) che può essere eccitata. Ciò vale anche per la Terra che può oscillare in un numero infinito di **modi di oscillazione**, come una gigantesca campana.

Sebbene tali oscillazioni fossero predette teoricamente, non furono osservate fino al 1960, quando vennero sufficientemente eccitate da un grande terremoto in Cile.





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

OSCILLAZIONI LIBERE DELLA TERRA

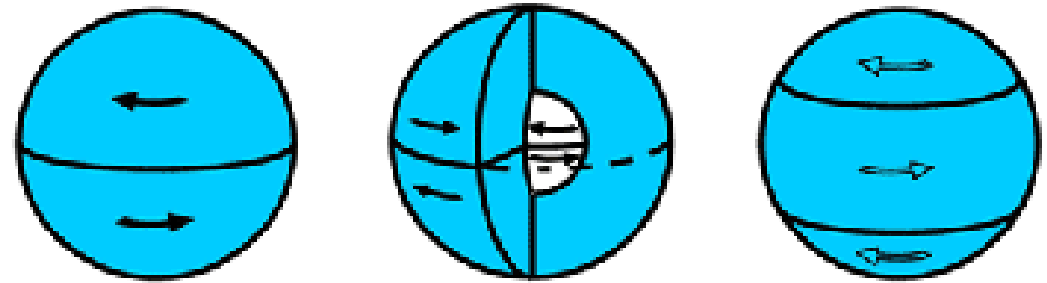
Esistono due modi indipendenti di oscillazione:

- **oscillazioni torsionali (o toroidali)** indicate con **T** in cui lo spostamento è sempre perpendicolare al raggio della Terra, limitato alla crosta ed al mantello e confinato in superfici sferiche concentriche.
- **oscillazioni sferoidali** indicate con **S** in cui lo spostamento ha sia componenti radiali che torsionali. L'oscillazione sferoidale più semplice è puramente radiale

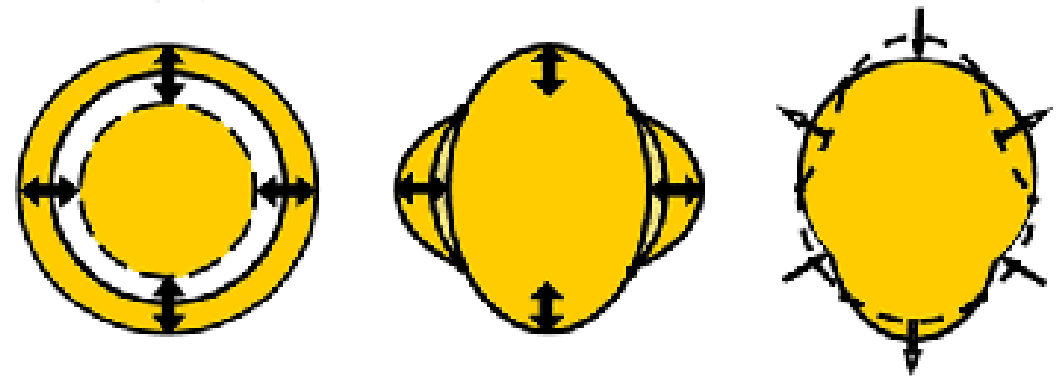


Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Toroidal modes ${}_0T_2$ (44.2 min), ${}_1T_2$ (12.6 min) and ${}_0T_3$ (28.4 min)



Spheroidal modes ${}_0S_0$ (20.5 min), ${}_0S_2$ (53.9 min) and ${}_0S_3$ (25.7 min)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

OSCILLAZIONI LIBERE DELLA TERRA

Ambedue le oscillazioni hanno un numero infinito di modi.

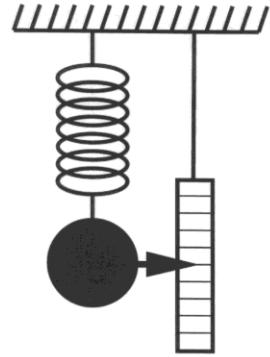
Le oscillazioni libere vengono di solito misurate da **gravimetri** ed **estensimetri**, che hanno periodo di oscillazione dell'ordine dei minuti.

Le oscillazioni toroidali sono equivalenti alle onde di Love, quelle sferoidali alle onde di Rayleigh. Le misure dei periodi di oscillazione (massimo circa 2500 s per T, 3200 s per S) possono venire usate per estendere alle basse frequenze le curve di dispersione.

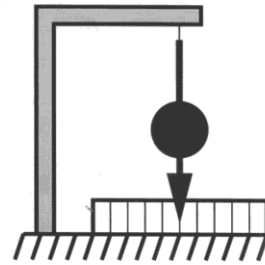


Fisica Terrestre 2024-2025

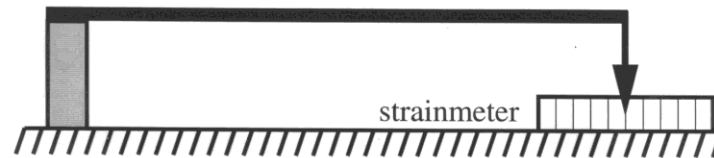
Giovanni Costa



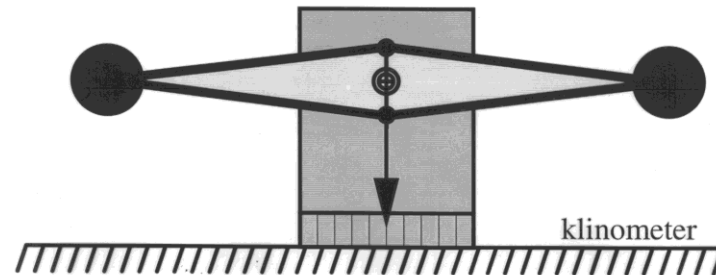
vertical seismometer



horizontal seismometer /
tiltmeter



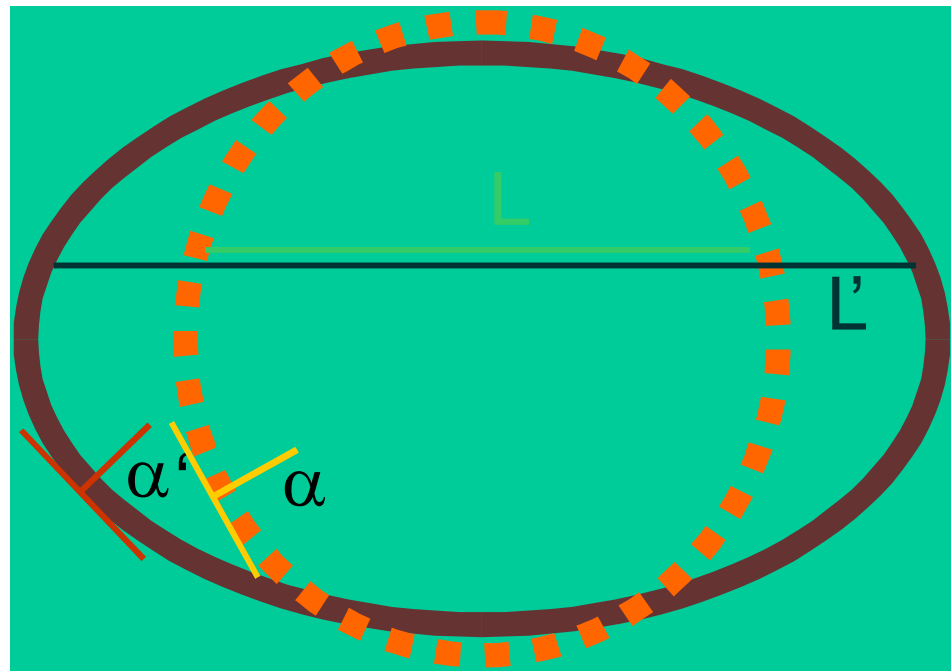
strainmeter



klinometer



Estensimetri e clinometri





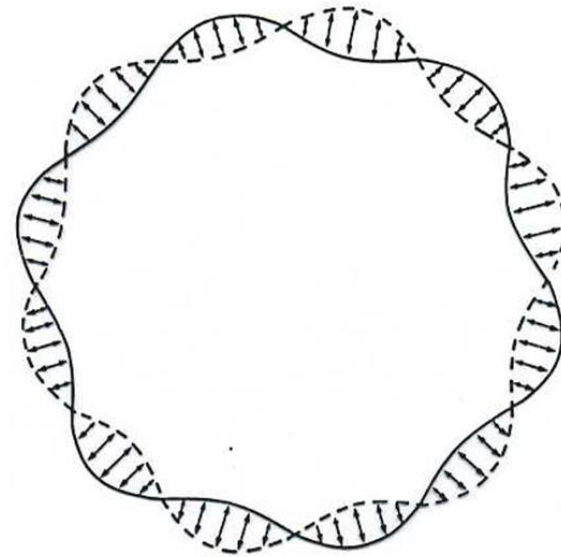
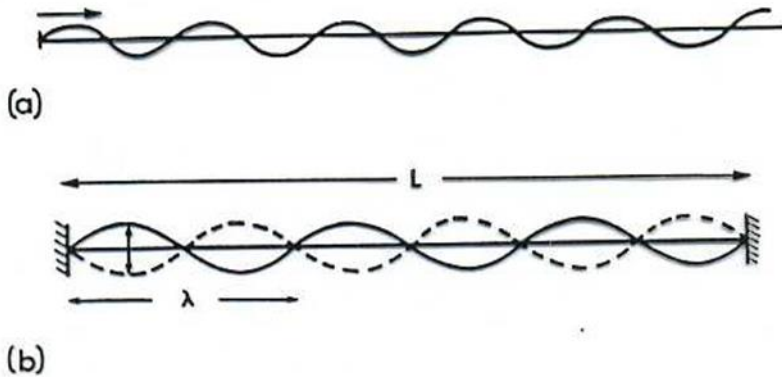
Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

MODI DI OSCILLAZIONE

$$nT_l$$

$$nS_l$$



n = numero di zeri dell'autofunzione lungo il raggio terrestre

l = numero di linee nodali (cioè sulle quali il modo è nullo) sulla superficie terrestre

Ad ogni modo corrisponde un periodo di oscillazione che lo caratterizza.

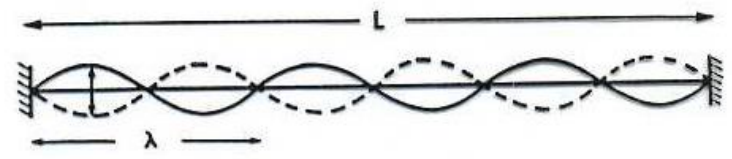


Fisica Terrestre 2024-2025

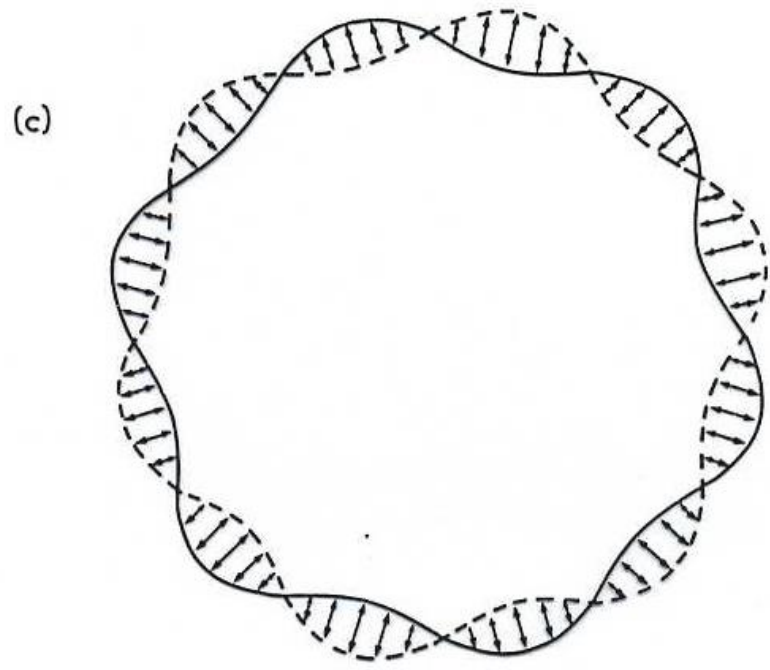
Giovanni Costa



(a)



(b)

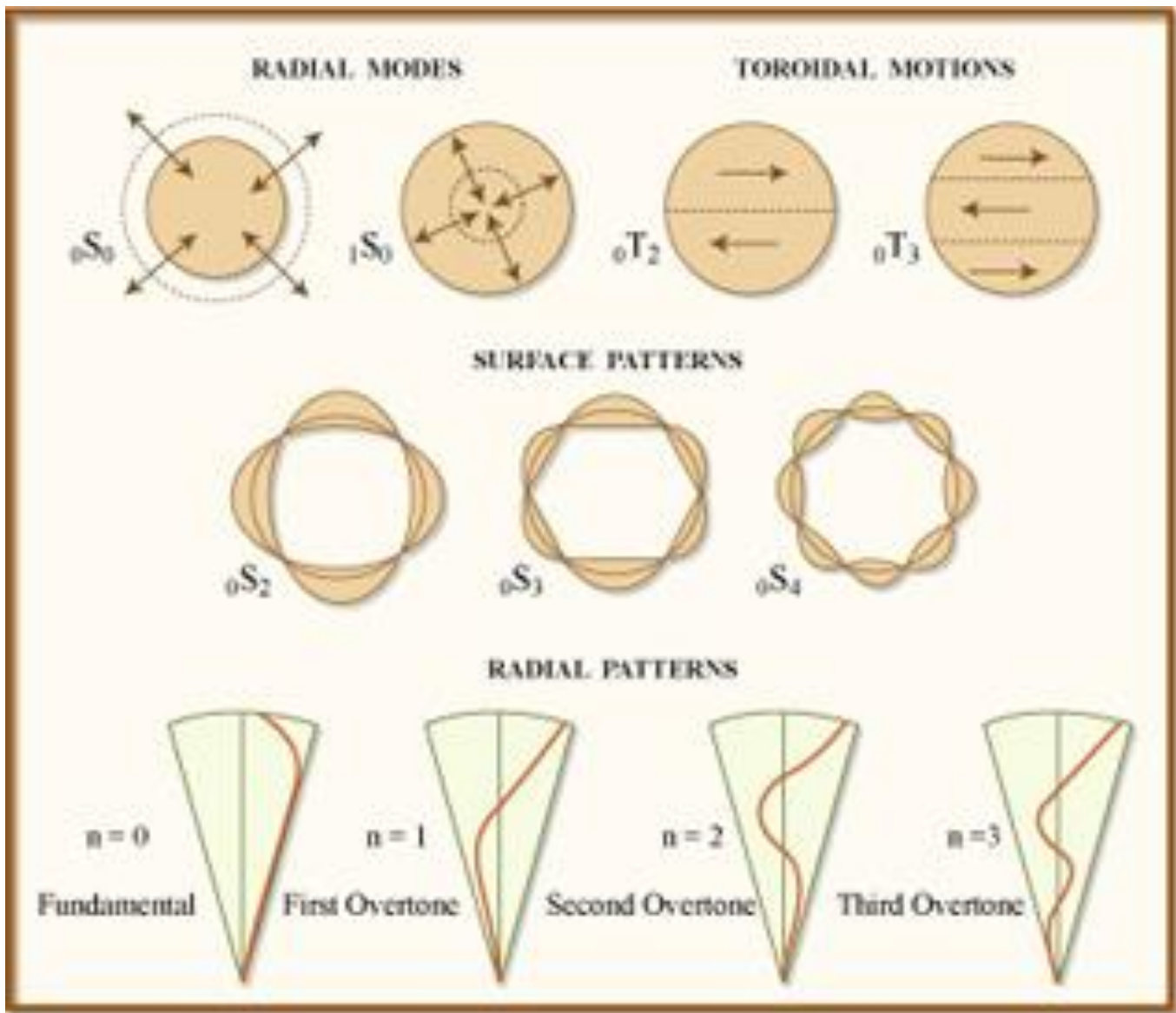


(c)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

MODI TOROIDALI

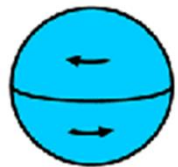
$0T_0$

È indefinito in quanto non è possibile un modo di torsione senza alcun punto fisso



$0T_1$

$L = 1$ per i modi toroidali denota i poli (fissi). Questo modo non esiste in quanto implica una rotazione nel tasso di rotazione terrestre.



$0T_2$

È il modo toroidale più semplice in cui si ha torsione in direzioni opposte nell'emisfero nord e sud.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

MODI SFEROIDALI



$0S_0$

È il modo sferoidale più semplice: la Terra si gonfia e sgonfia.

$0S_1$

È un modo indefinito, perchè implica uno spostamento del centro di gravità (può avvenire solo in presenza di una forza esterna).



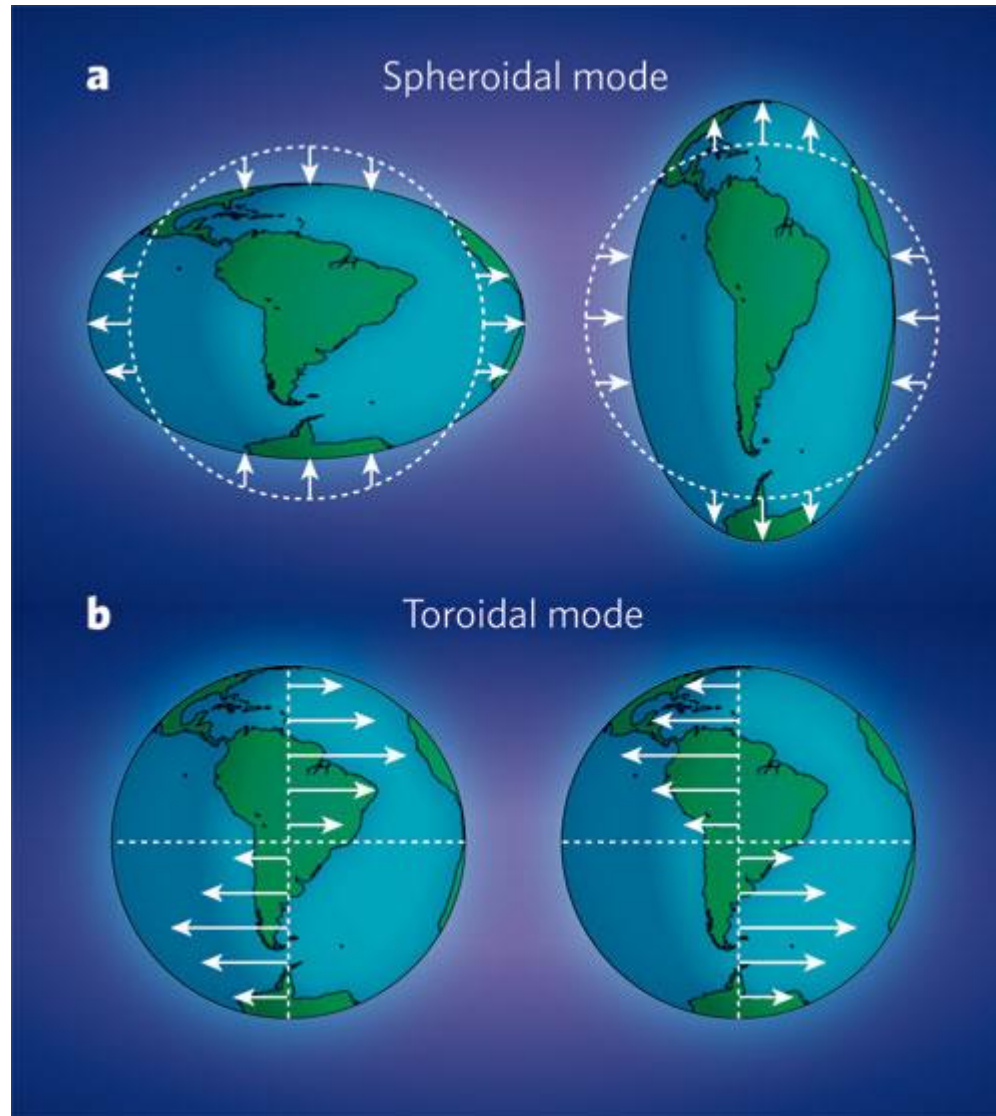
$0S_2$

È il modo a periodo più lungo (3233.25 s).



Fisica Terrestre 2024-2025

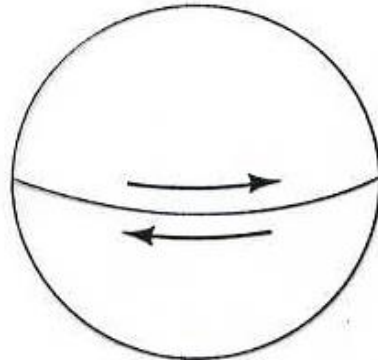
Giovanni Costa



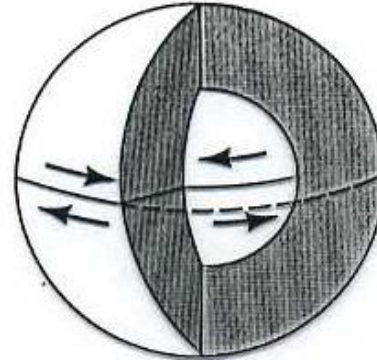


Fisica Terrestre 2024-2025

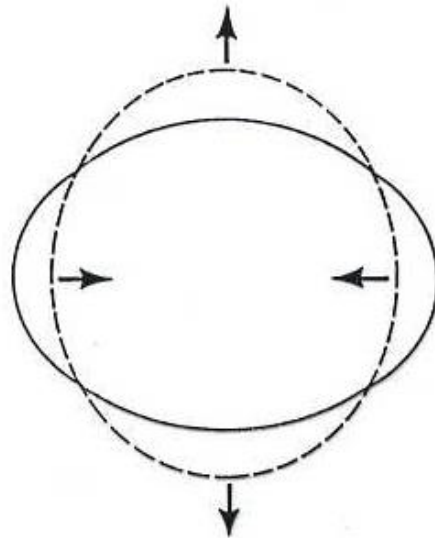
Giovanni Costa



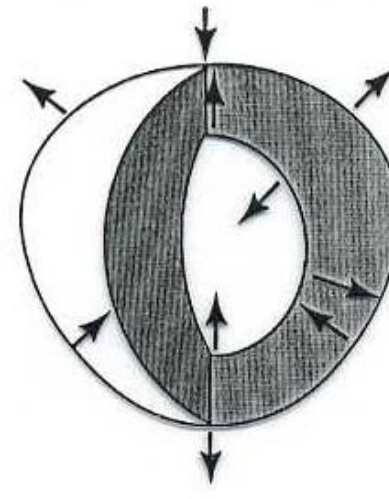
${}_0T_2$



${}_1T_2$



${}_0S_2$



${}_1S_3$



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



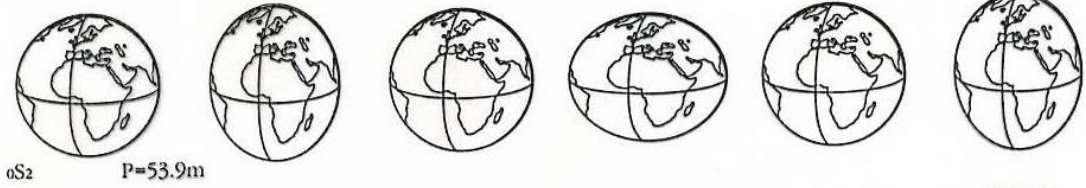


Fisica Terrestre 2024-2025

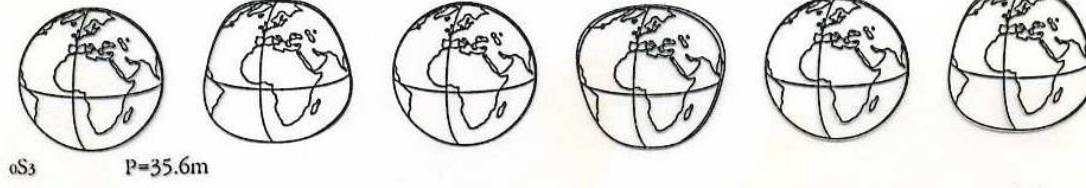
Giovanni Costa



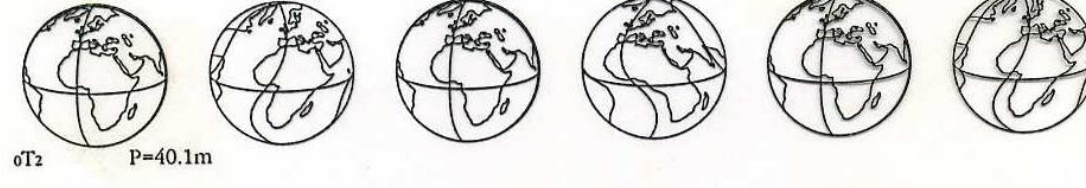
s_0s_0 $P=20.5m$



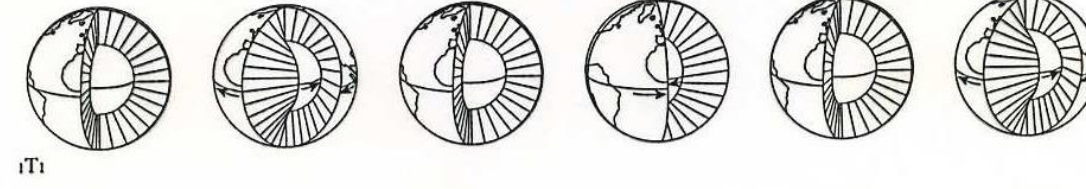
s_2s_2 $P=53.9m$



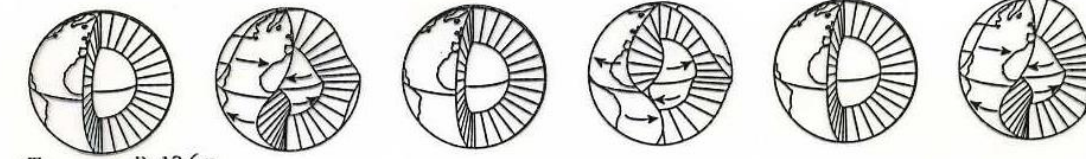
s_3s_3 $P=35.6m$



t_2t_2 $P=40.1m$



t_1t_1



t_3t_3 $P=12.6m$

La Terra può essere posta in oscillazione libera, come una campana, da un eventuale batocchio esterno come la caduta di un grosso meteorite, ma anche, molto più spesso, dai sussulti interni improvvisi dovuti ai terremoti. Le oscillazioni libere reali possono essere scomposte in una sovrapposizione degli infiniti termini della serie di oscillazioni fon-

un incremento e decremento sinusoidale della velocità angolare terrestre: può presentarsi come effetto di altri sferoidali o loro combinazioni ma comunque con ampiezza irrilevante. I modi sferoidali comportano diverse combinazioni di variazioni di volume, mentre quelli torsionali implicano solo distorsioni del materiale senza variazione di volume.

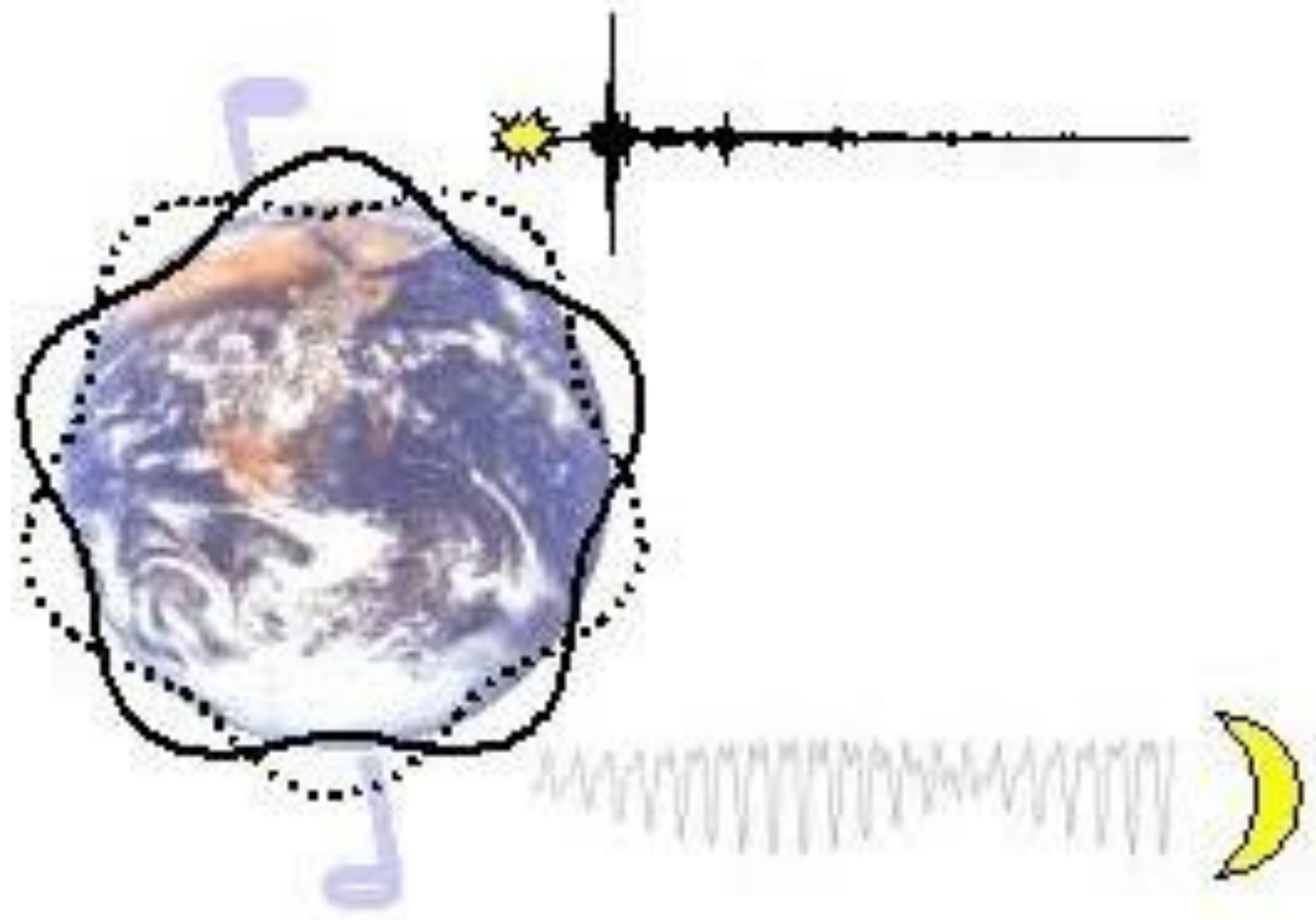
damentali sferoidali s_m e torsionali t_m . Alcune di queste oscillazioni fondamentali sono rappresentate in figura. Il modo s_1 non è rappresentabile perché consiste in uno spostamento sul piano equatoriale del baricentro della sfera, senza variazione della sua forma e dimensione: solo un batocchio esterno potrebbe eccitarlo sufficientemente. Quello t_1 equivarrebbe ad

I periodi necessari a compiere una oscillazione completa sono dell'ordine delle decine di minuti, e le ampiezze di oscillazione sono sufficienti per essere registrate solo in occasione dei terremoti più forti, e solo con sismometri con periodo proprio dell'apparecchio anch'esso dell'ordine della decina di minuti, oppure con i gravimetri, i quali soddisfano tutti la precedente condizione.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

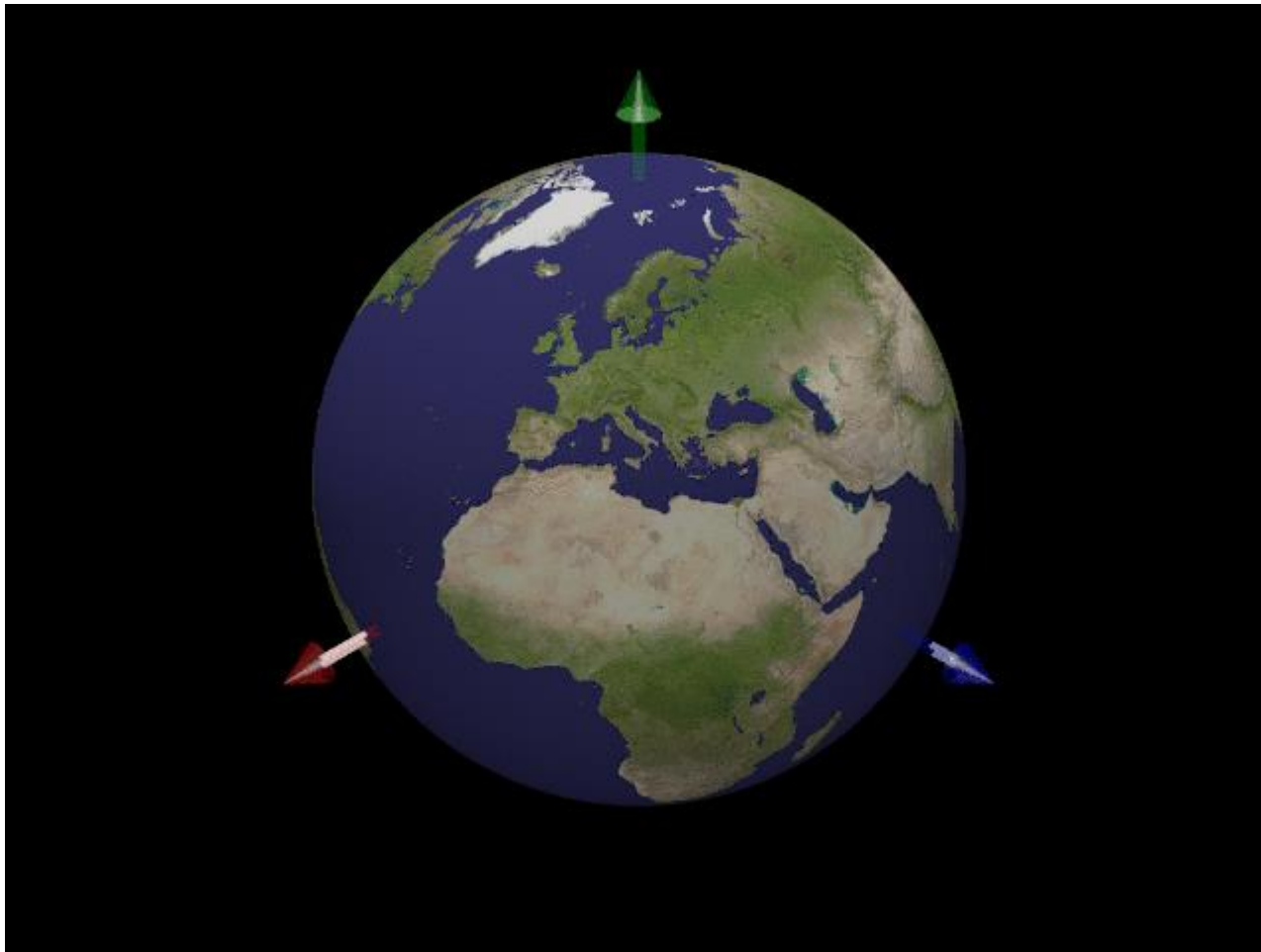




Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

<http://icb.u-bourgogne.fr/nano/manapi/saviot/terre/index.en.html>





Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

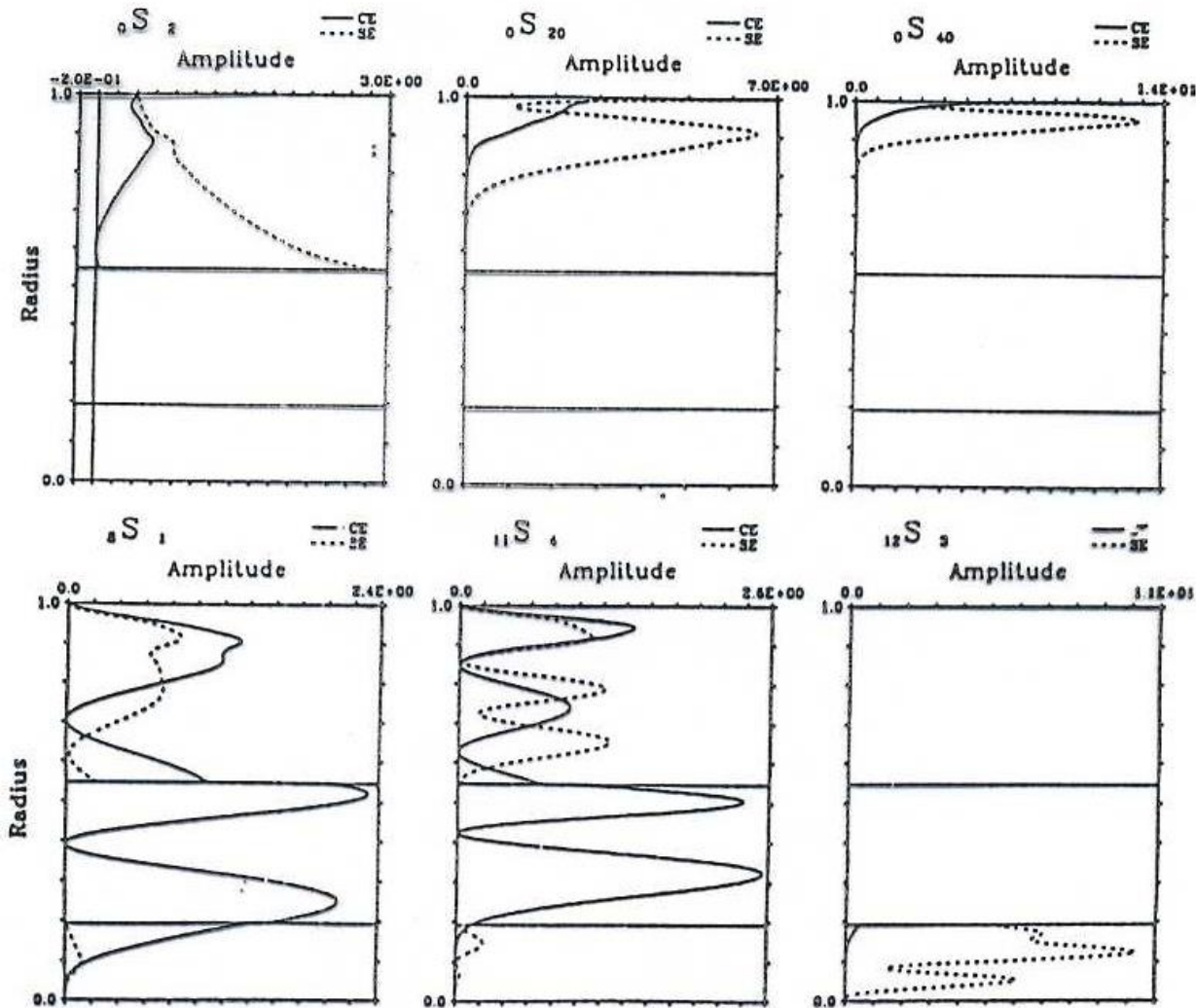
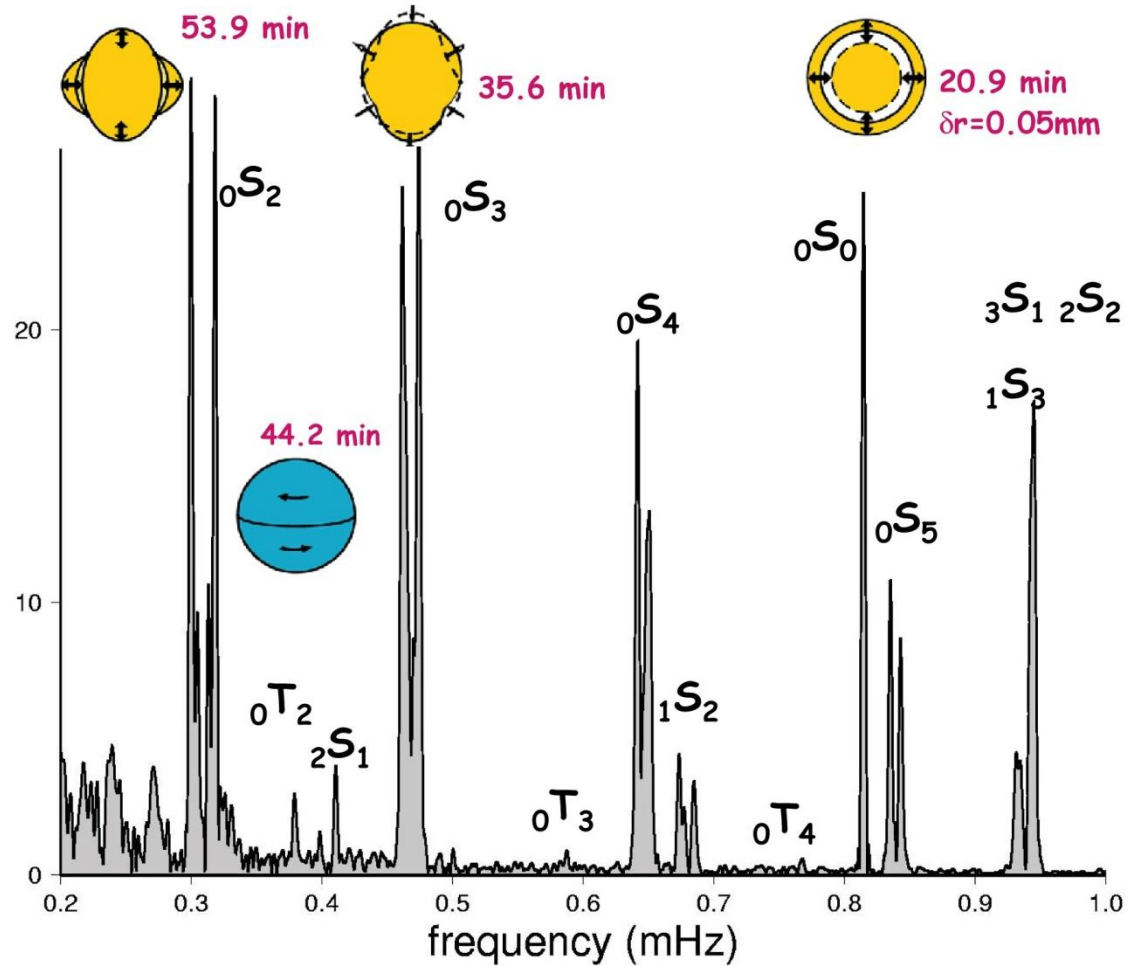


FIGURE 4.25 Compressional (solid line) and shear (dashed line) energy density for fundamental spheroidal modes (top row) and some spheroidal overtones that are sensitive to core structure. (Modified from Davis, 1989.)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa



Spectral peaks of Earth's free oscillations, indicated by the shapes of vibration deformations of Earth's sphere.



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

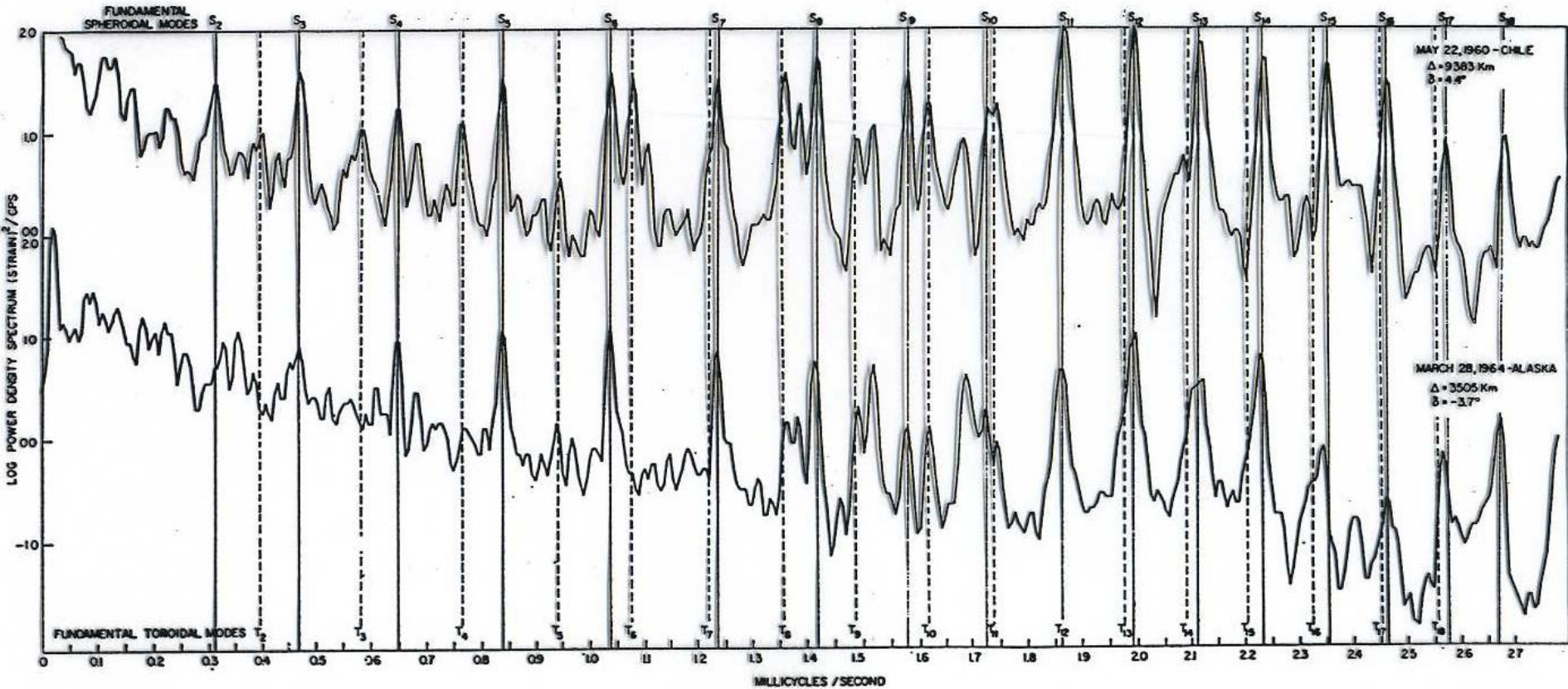


Figure 5.4. Spectra of earth strain recorded at Isabella, California, for the Chilean 1960 and Alaskan 1964 earthquakes. δ is the angle between the strain seismometer axis and the great circle path to the epicentre. Reproduced, by permission, from S.W. Smith (1967)



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

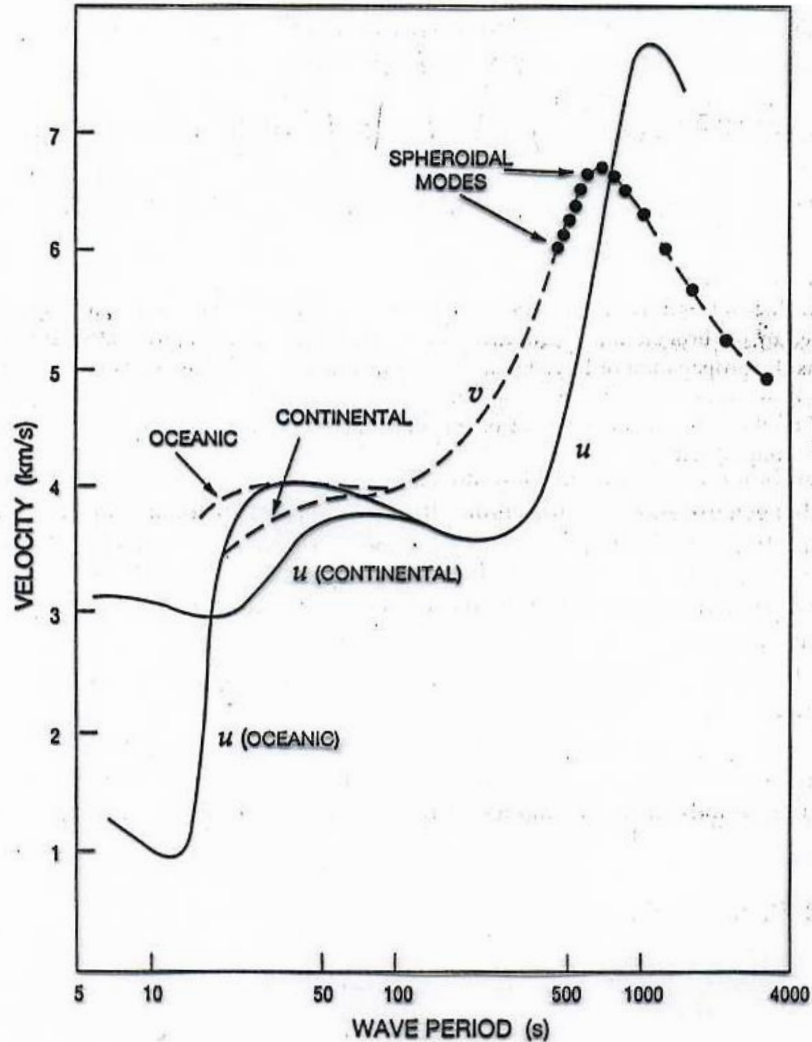


Figure 5.3(a). Fundamental mode Rayleigh wave dispersion. Group velocity, u , is shown by a solid line and inferred phase velocity, v , by a broken line, with the dispersion curve from free oscillation periods above 400s. Figure based on Oliver (1962).



Fisica Terrestre 2024-2025

Giovanni Costa

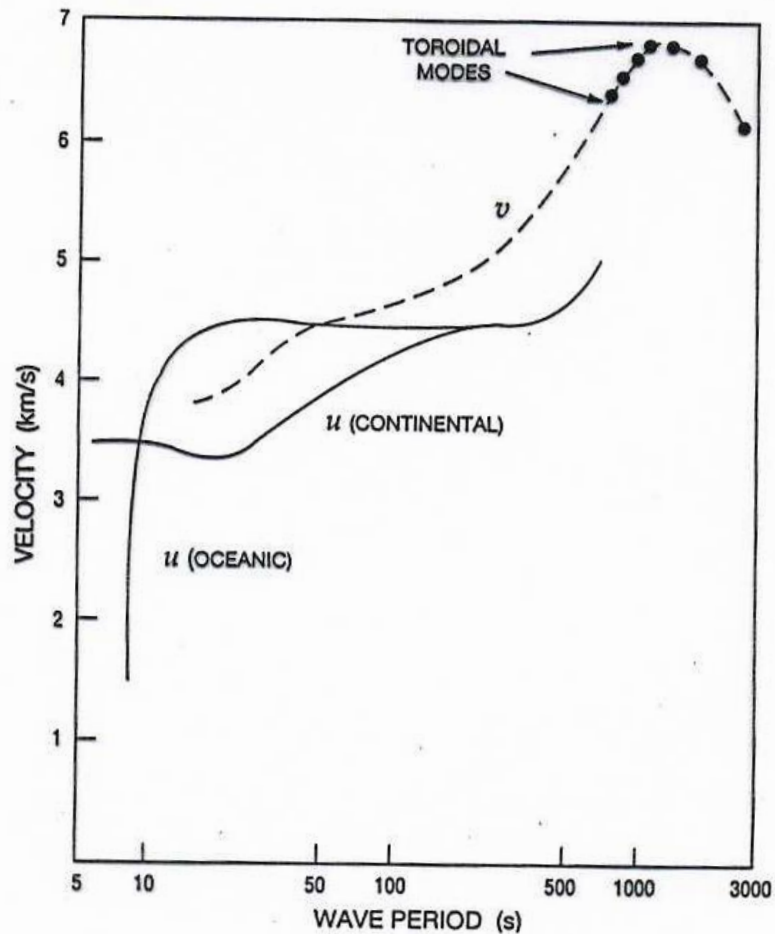


Figure 5.3(b). Dispersion curves for first mode Love waves. Group velocity, u , is shown as solid lines for continental and oceanic paths. Inferred phase velocity for continental paths is shown as a broken line, with free oscillation data above 750s. Figure based on Oliver (1962).