

SEISMOLOGIE

(využití seismologie při studiu stavby Země a tektonických procesů)

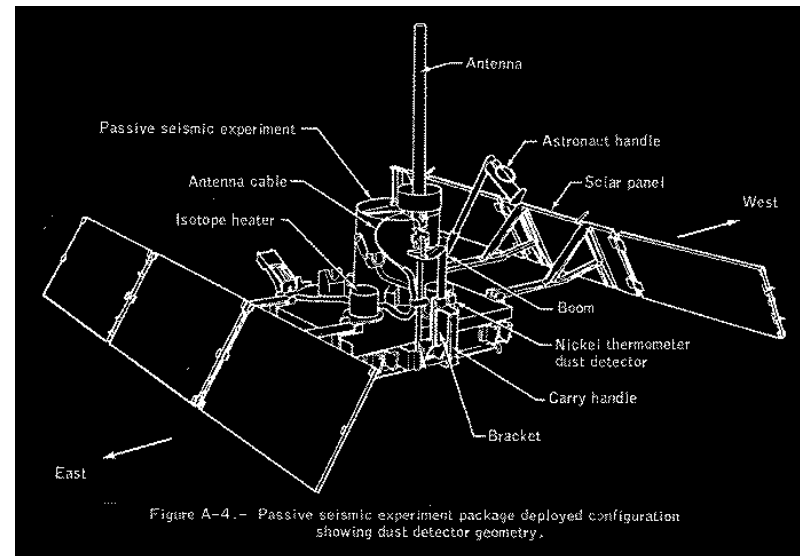
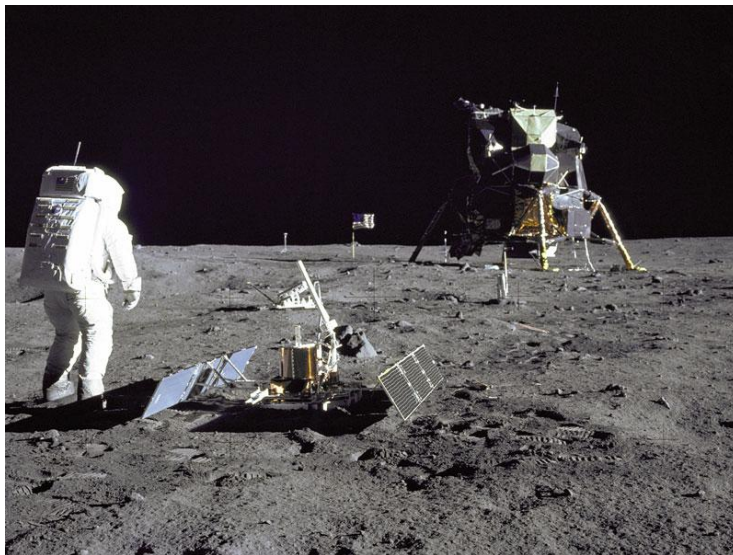
J. Havíř

Josef.Havir@ipe.muni.cz



Seismologie se zaměřuje na problém generování, šíření a záznamů elastických vln v Zemi a dalších přirozených kosmických tělesech.

S rozvojem kosmonautiky bylo seismické monitorování rozšířeno také na Měsíc (Apollo) a na Mars (Viking - nepodařilo se získat data o přirozené seismicitě).

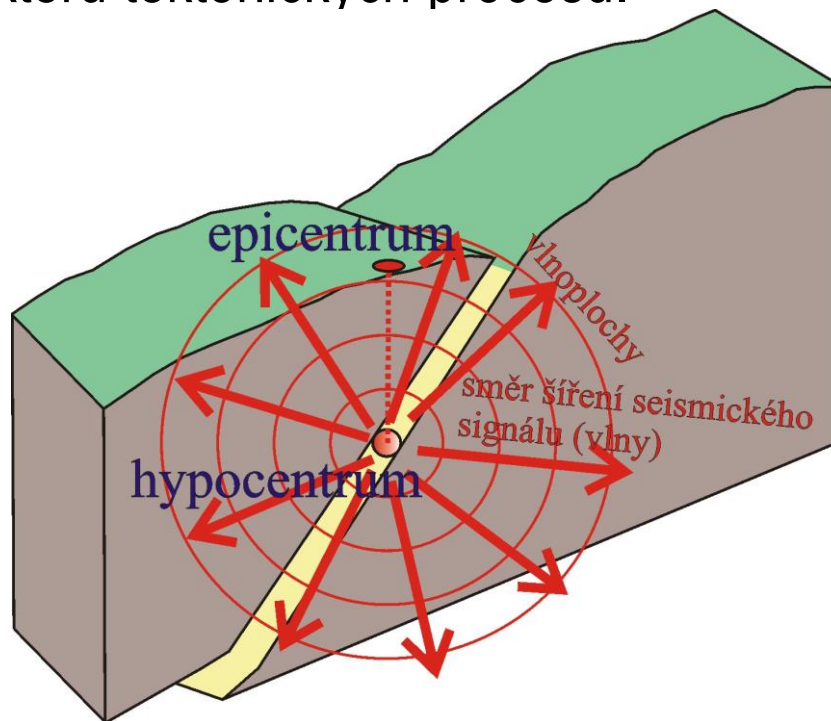


instalace seismometru na Měsíci při misi Apollo-11



Hlavním předmětem seismologie jsou **zemětřesení** – proces, při kterém dochází ke generování krátkoperiodických elastických vln.

Studium zdrojů přirozených zemětřesení a šíření seismického signálu zemským tělesem přináší zásadní poznatky o stavbě Země a upřesňuje znalosti o charakteru tektonických procesů.

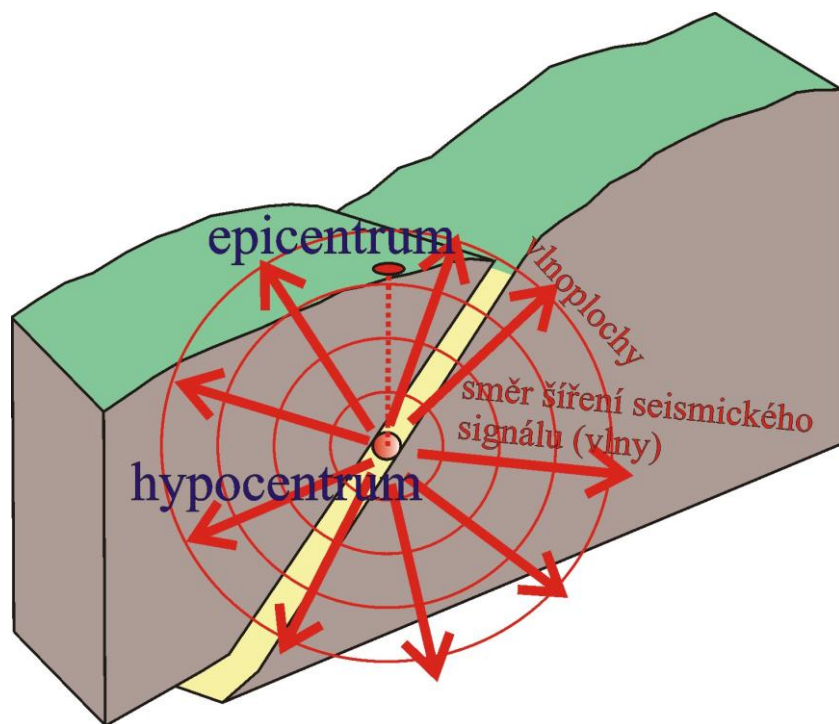


CHARAKTERISTIKA SEISMICKÉHO SIGNÁLU

Zdroj (bodový) seismických vln nazýváme **hypocentrum**.

Jeho průmět na zemský povrch nazýváme **epicentrum**.

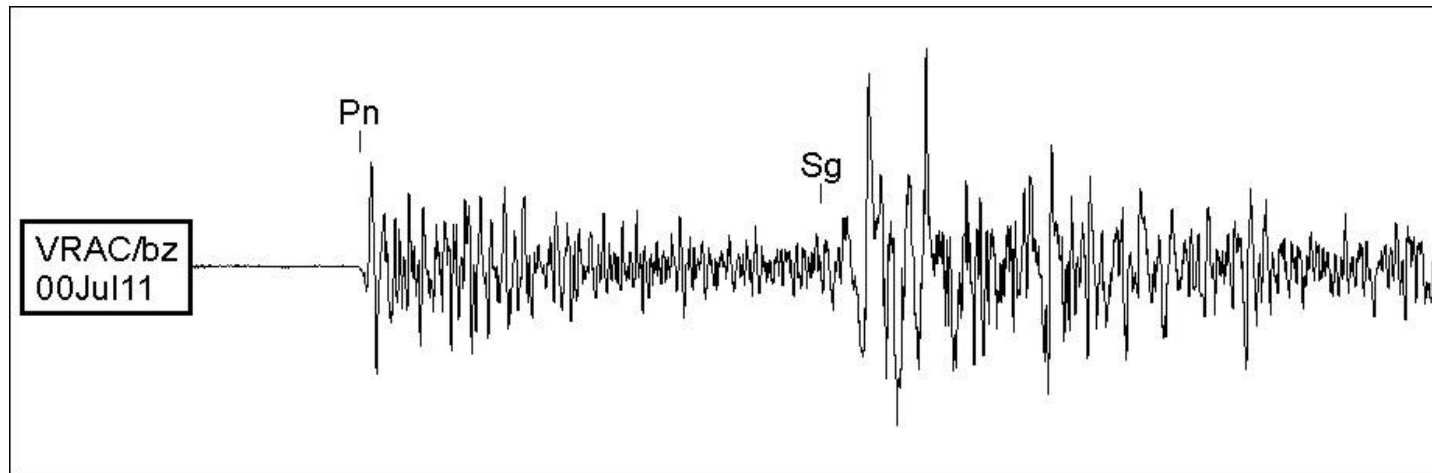
Seismický signál se šíří do všech stran od zdroje. Jeho charakteristiku můžeme sledovat z pohledu seismického paprsku nebo seismické vlny.



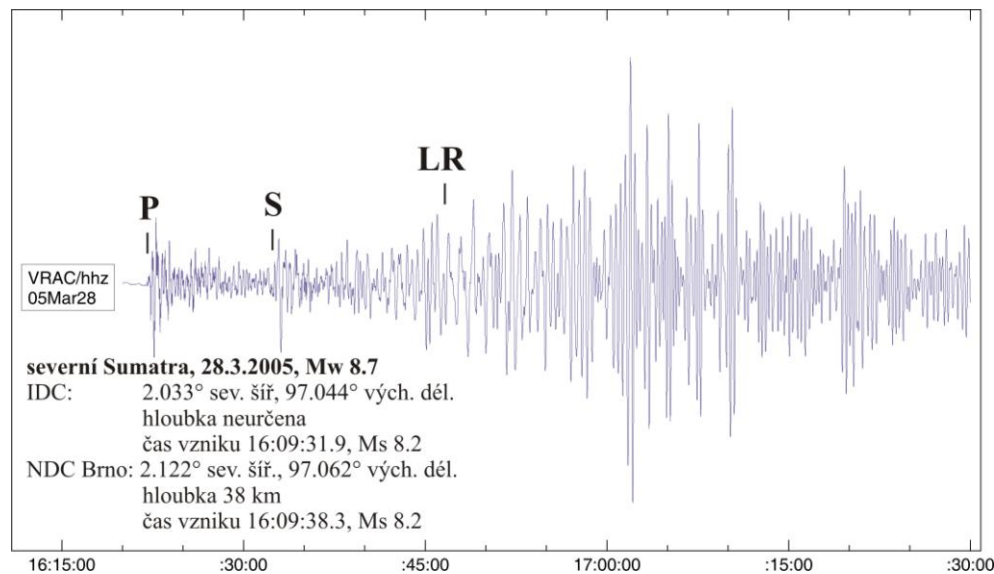
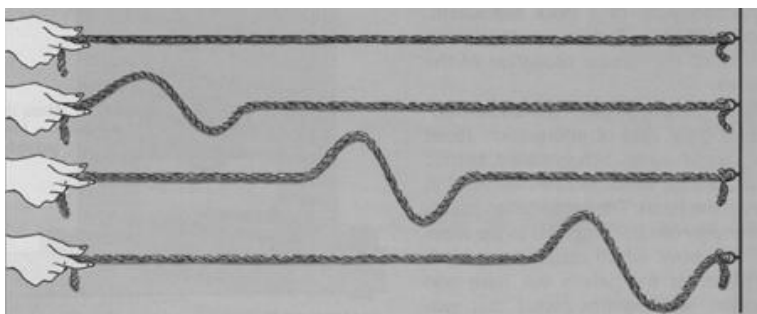
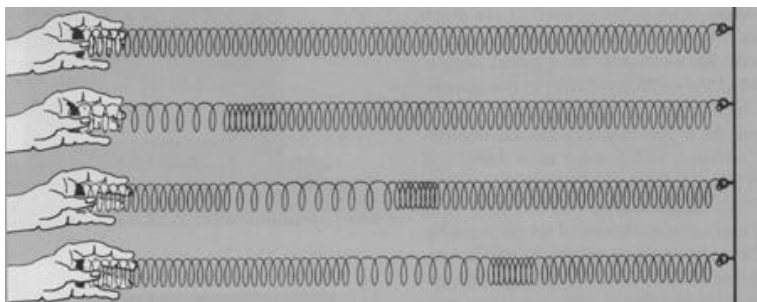
Seismická vlna

Seismickou vlnu lze stručně charakterizovat jako kmitání částic kontinua, které se šíří směrem od zdroje.

Jednorozměrně si můžeme seismickou vlnu znázornit vlnovou funkcí, která popisuje amplitudu kmitání v závislosti na čase (ve skutečnosti kmitají částice kontinua ve všech směrech třírozměrného prostoru).



Na seismickém záznamu lze obvykle pozorovat tři základní skupiny seismických fází – **primární fáze** (tvořené podélnými vlnami – jsou polarizovány ve směru šíření signálu), **sekundární fáze** (tvořené příčnými vlnami – jsou polarizovány v rovině kolmé na směr šíření signálu) a **povrchové vlny**.



Kmitání (vlnění) dobře popisují goniometrické funkce sinus a cosinus. Jejich složením může vzniknout libovolná nepravidelně kmitající křivka. Funkci popisující vlnění v závislosti na čase si tedy můžeme představit jako součet mnoha křivek funkcí sinus a cosinus lišících se frekvencí a amplitudou (tzv. **Fourierova řada**).



Joseph Fourier (1768-1830)

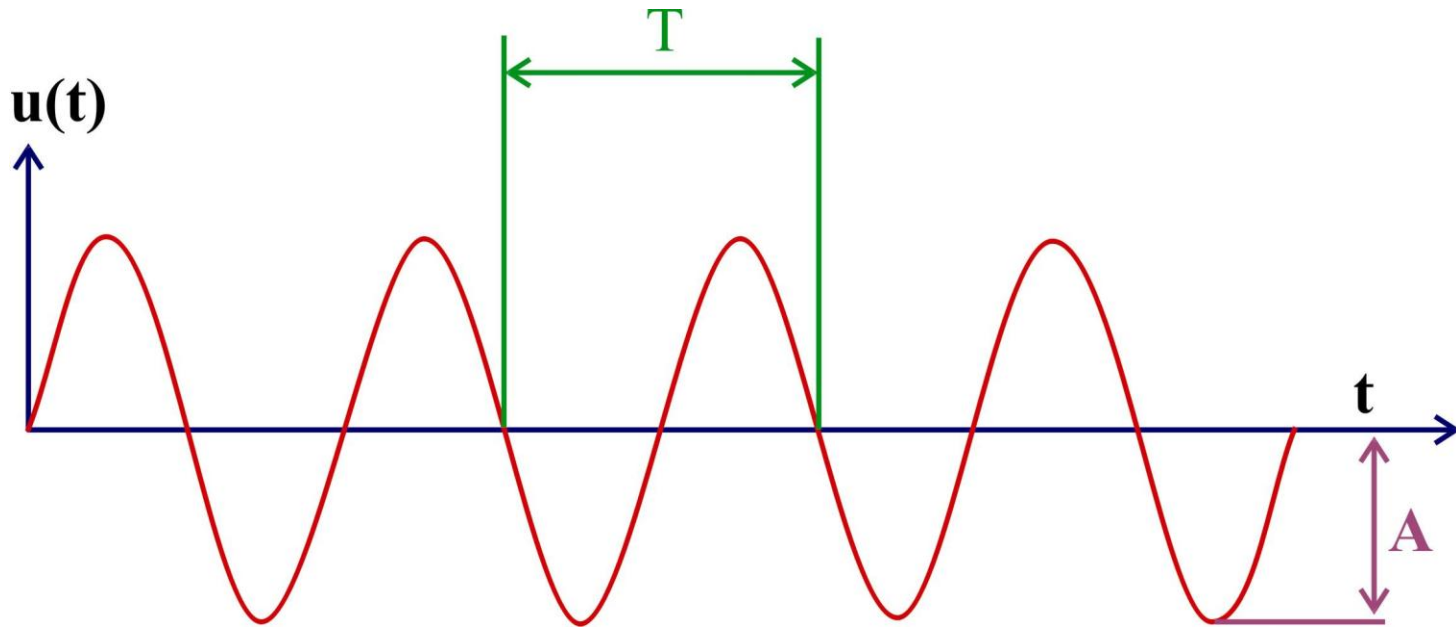
$$u(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n2\pi ft + b_n \sin n2\pi ft)$$



V případě signálu ve formě jednoduché sinusovky můžeme vlnovou funkci popsat jednoduše:

$$u(t) = A \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T} \cdot t + \varphi\right)$$

kde A je amplituda, T perioda a φ fáze signálu, t je čas.



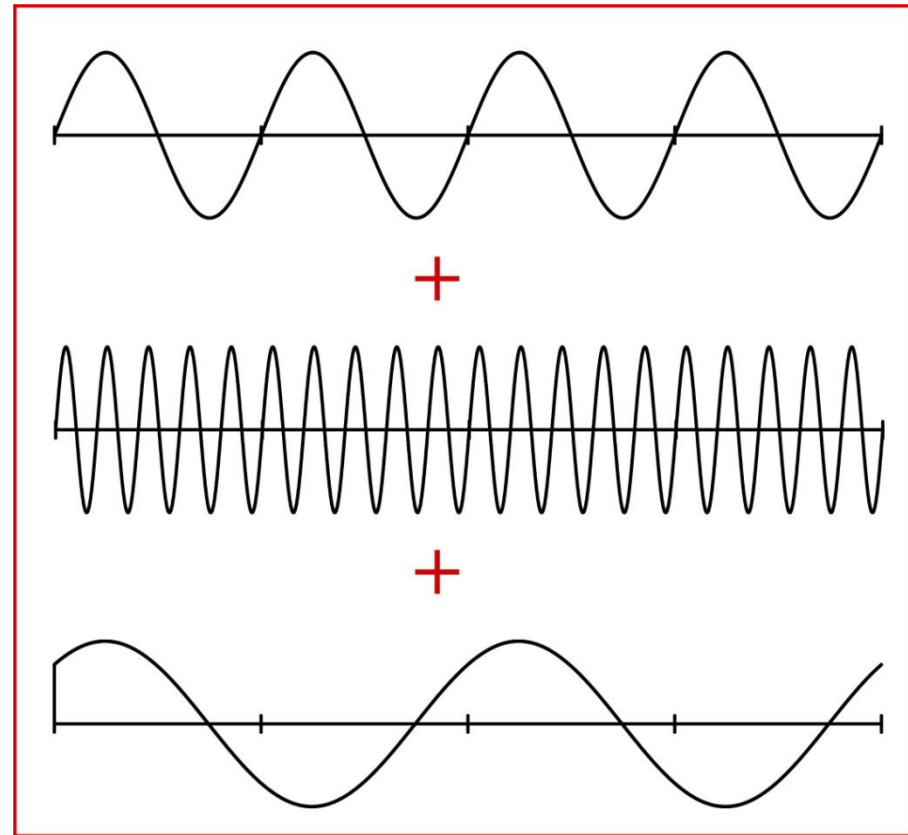
Příklad součtu tří vlnových funkcí:

$$u_1(t) = 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{1} \cdot t\right)$$

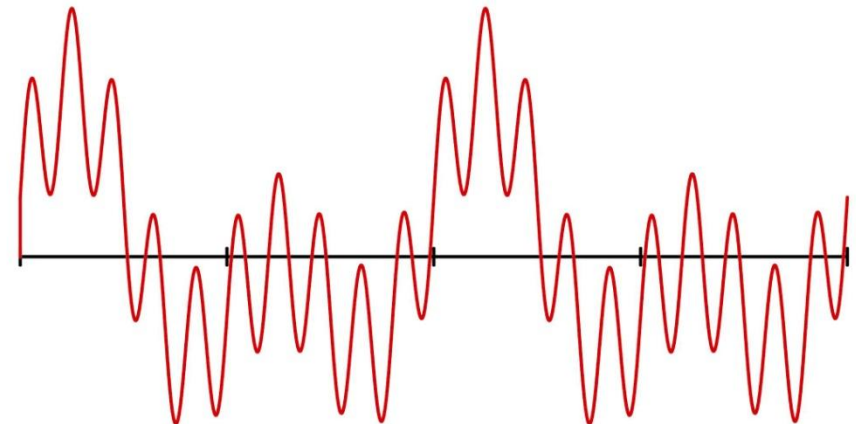
$$u_2(t) = 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{0.2} \cdot t\right)$$

$$u_3(t) = 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{2} \cdot t + 0.8\right)$$

$$u_4(t) = 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{1} \cdot t\right) + \\ + 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{0.2} \cdot t\right) + 10 \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{2} \cdot t + 0.8\right)$$



=



Každou jakkoli složitou a nepravidelnou vlnovou funkci lze popsat jako součet mnoha křivek funkcí sinus a cosinus (**Fourierova řada**)

$$u(t) = a_0 + (a_1 \cos \omega t + b_1 \sin \omega t) + (a_2 \cos 2\omega t + b_2 \sin 2\omega t) + \dots + (a_n \cos n\omega t + b_n \sin n\omega t) + \dots$$



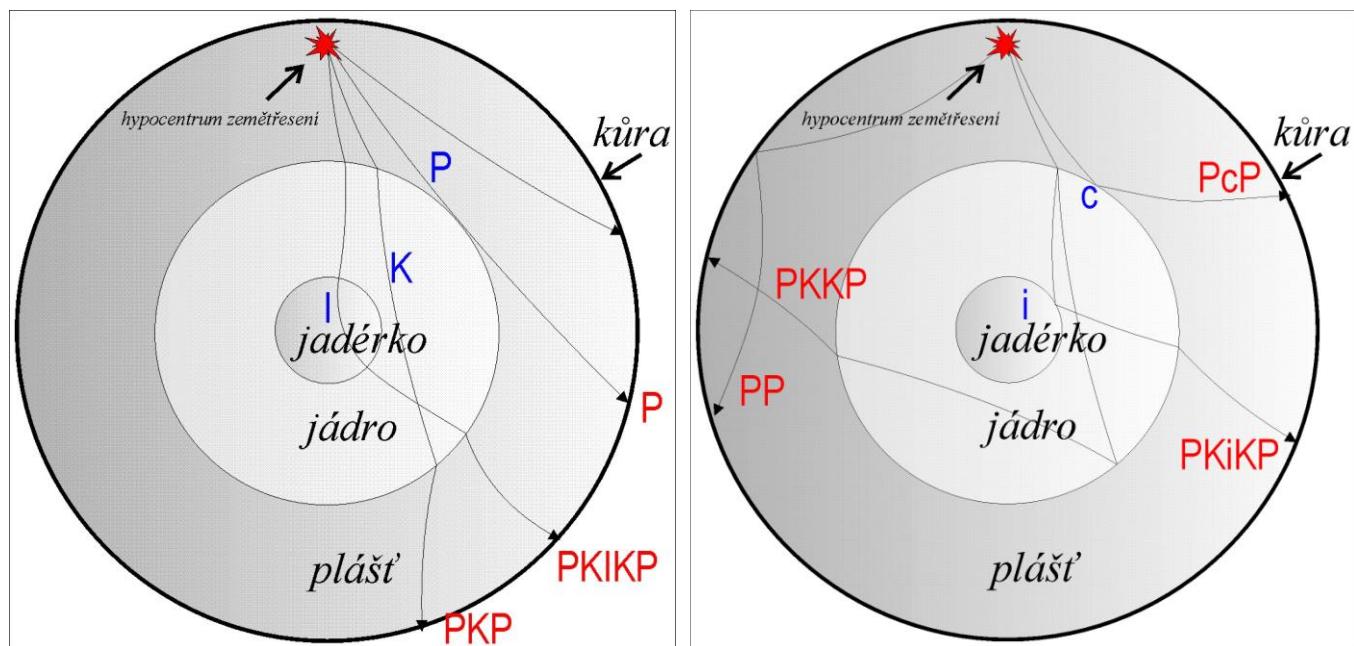
$$u(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\omega t + b_n \sin n\omega t)$$



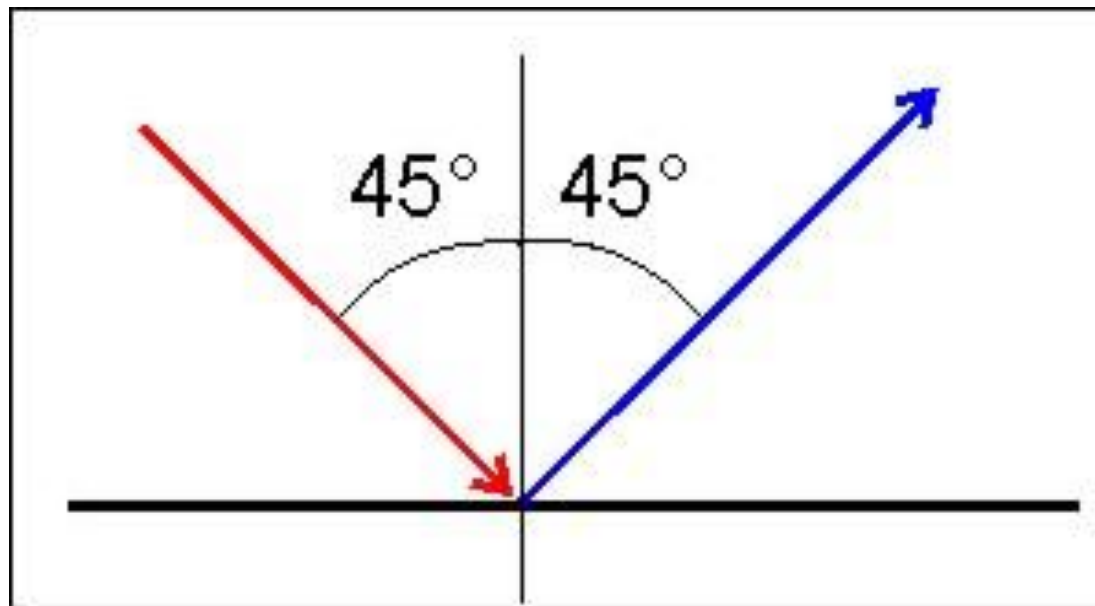
Seismický paprsek

Na seismický signál můžeme také pohlížet jako na seismický paprsek, který se šíří zemským nitrem.

V případě, že prostředí, kterým se paprsek šíří, není homogenní, dochází na rychlostních rozhraních k odrazu či lomu paprsku.

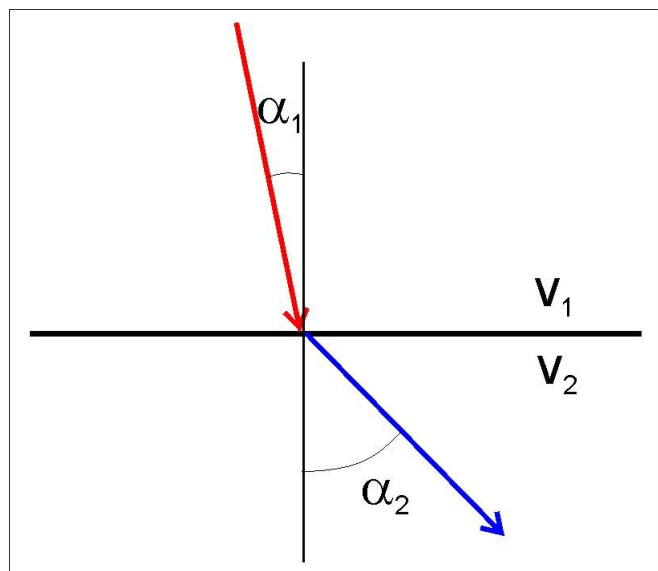


Odraz seismického paprsku:
Úhel dopadu je roven úhlu odrazu.



Lom seismického paprsku na rychlostním rozhraní je matematicky popsán tzv. **Snellovým zákonem**:

Podíl sinu úhlu svíraného paprskem a přímkou kolmou k rozhraní vůči rychlosti šíření paprsku (tj. paprskový parametr p) je **konstantní**.



$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2}$$



Willebrord van Roijen Snell

(1580-1626)

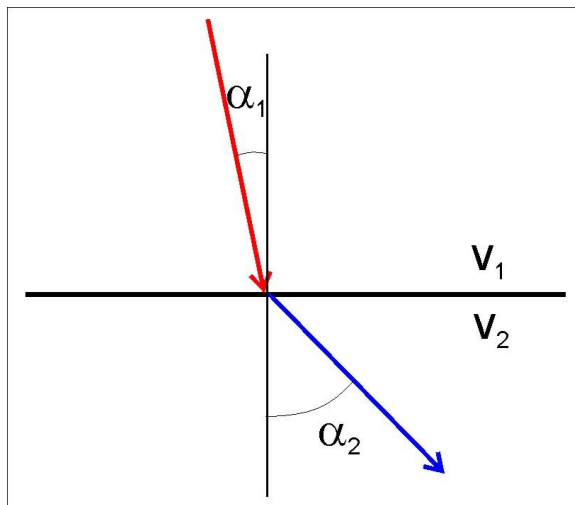


Seismologie

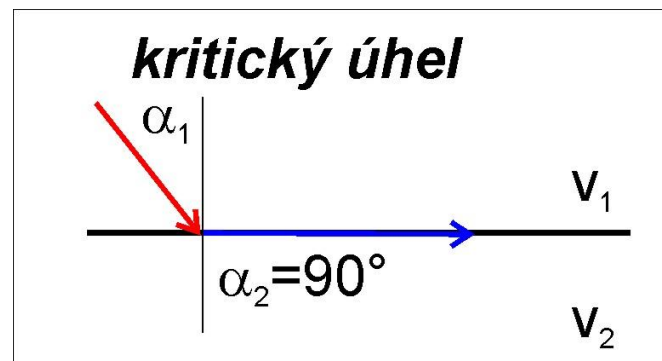
-Pokud paprsek dopadá na rozhraní pod úhlem menším, než je tzv. kritický úhel, láme se podle Snellova zákona do následující vrstvy.

-Pokud paprsek dopadá na rozhraní pod úhlem větším, než je tzv. kritický úhel, nedojde k lomu, ale dojde k totálnímu odrazu paprsku od rozhraní.

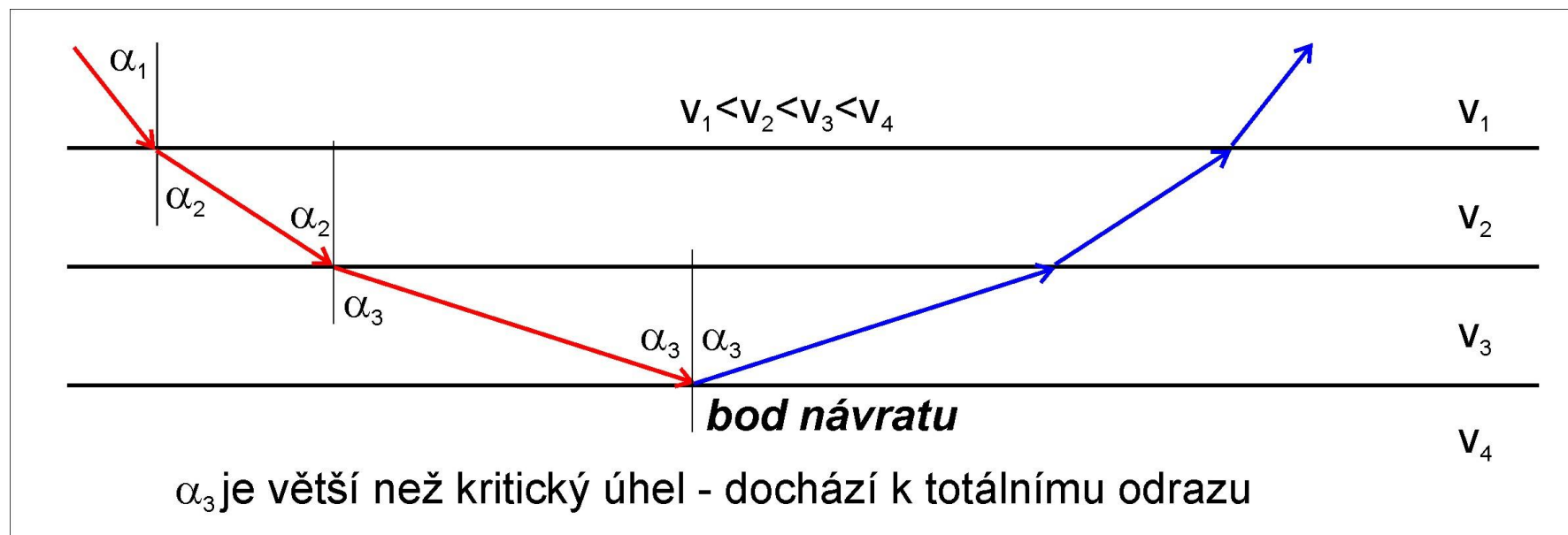
- Pokud paprsek dopadá na rozhraní pod tzv. kritickým úhlem, láme se podél rozhraní.



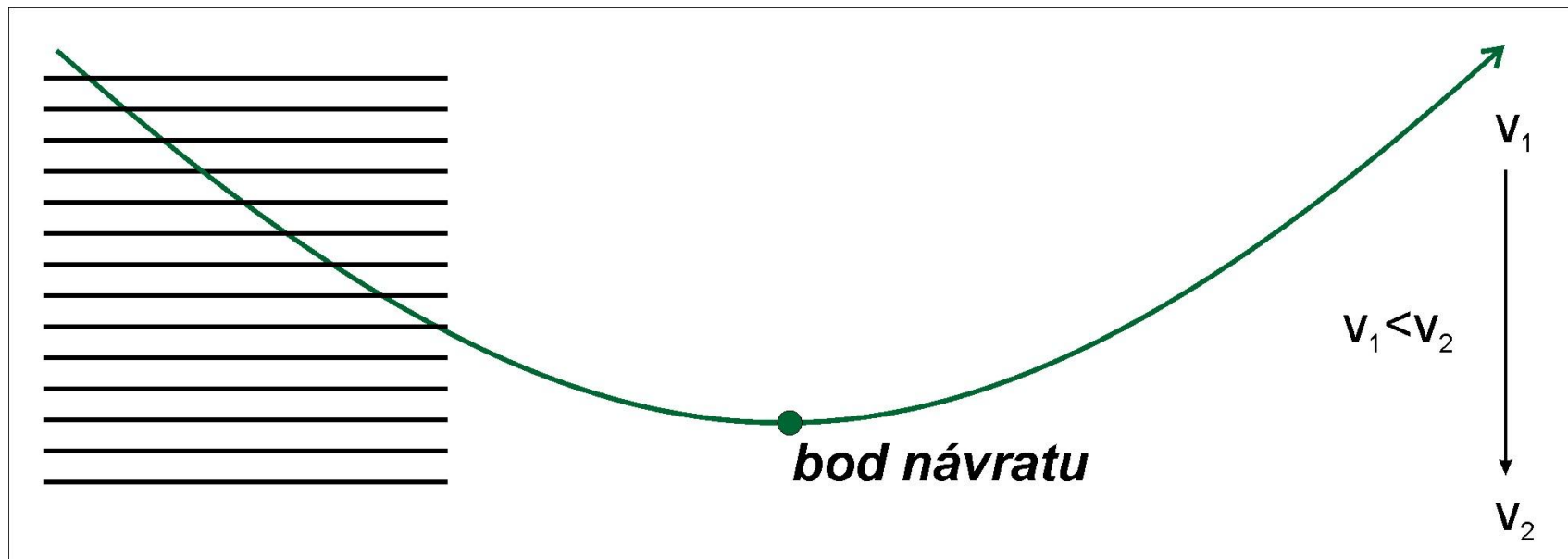
$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2} = \frac{1}{v_2}$$



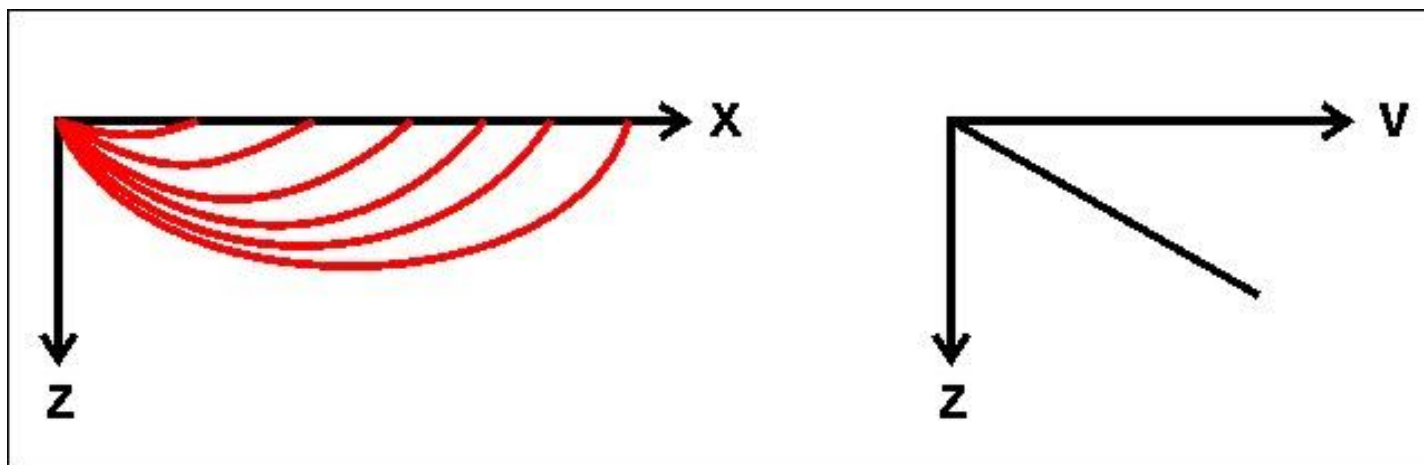
Ve vrstevním prostředí, v němž rychlost šíření vln do hloubky roste, dochází postupně k lámání paprsků „od kolmice“ tak dlouho, až dojde k překonání kritického úhlu a paprsek je totálně odražen zpět k povrchu.



V případě plynulého zvětšování rychlosti do hloubky si lze situaci představit jako průchod paprsku vrstevním prostředím s „velmi tenkými“ vrstvami a malými změnami rychlostí.

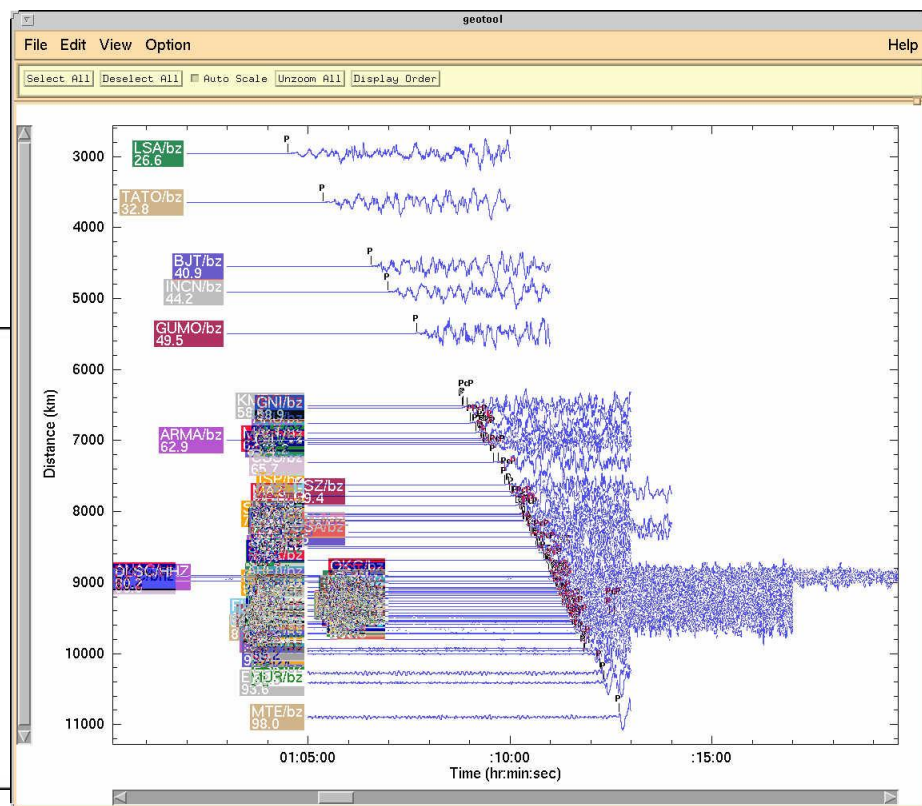
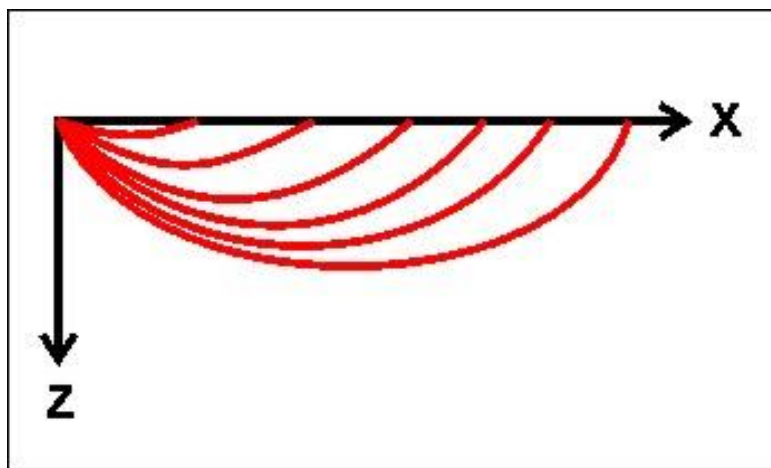


V prostředí s lineárně rostoucí rychlostí seismických vln do hloubky se do každého místa na povrchu šíří signál právě podél jedné dráhy (do každého místa míří jen jeden paprsek).

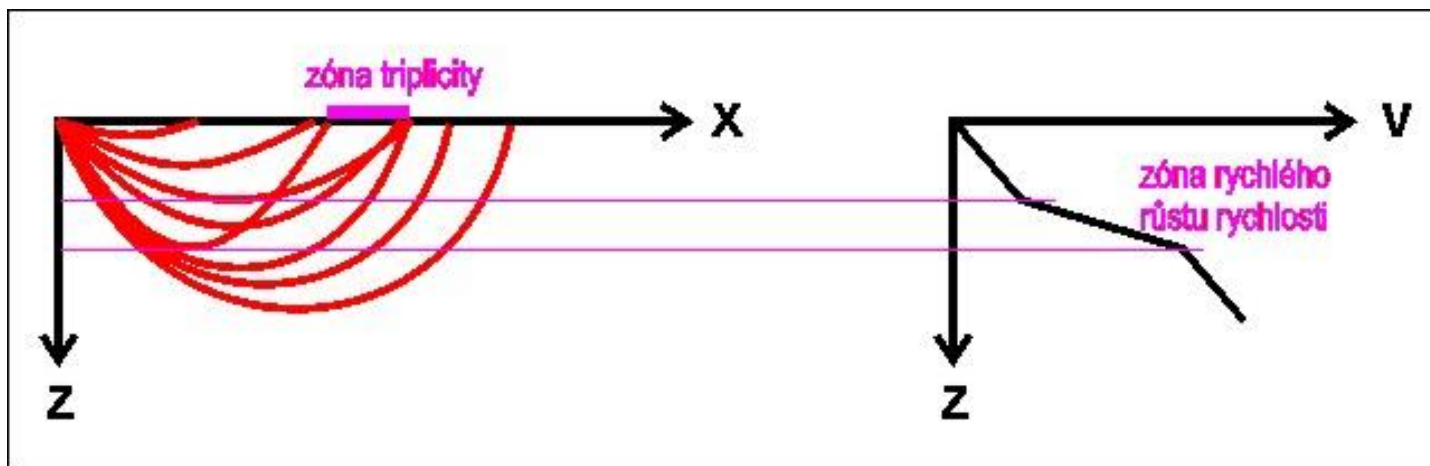


Délka dráhy i doba šíření signálu rostou se zvětšující se **epicentrální vzdáleností** (vzdálenost mezi epicentrem a místem detekce).

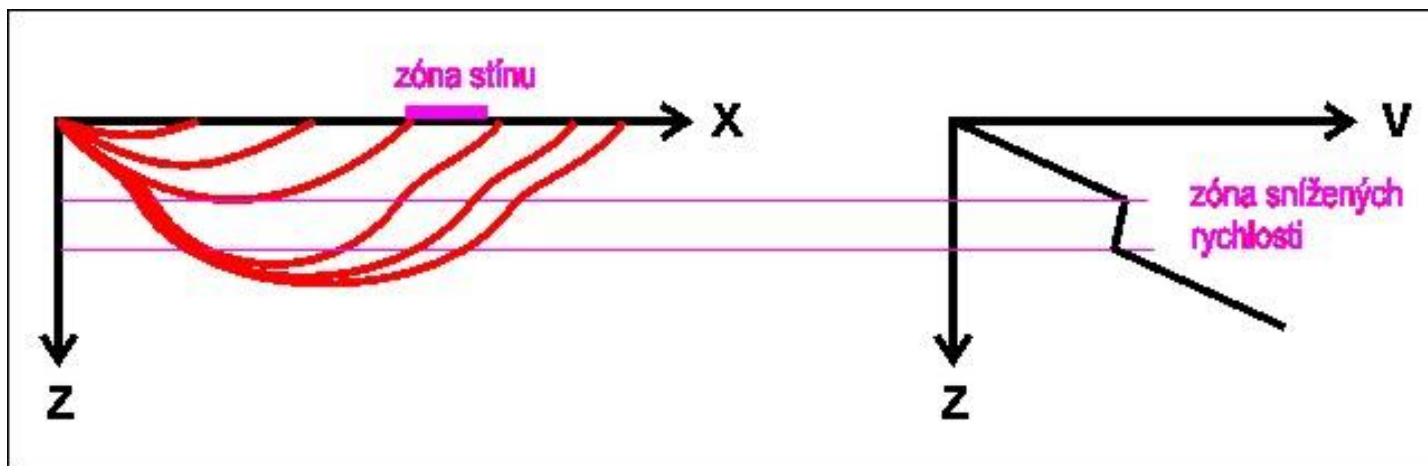
Grafické závislosti (křivce) mezi epicentrální vzdáleností a časem registrace říkáme **hodochrona**.



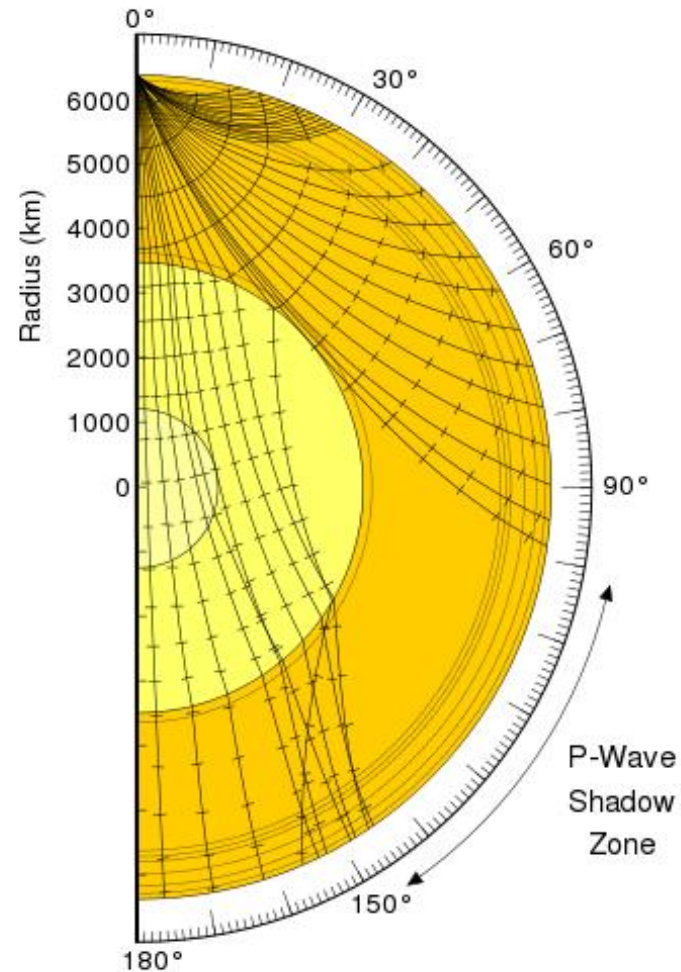
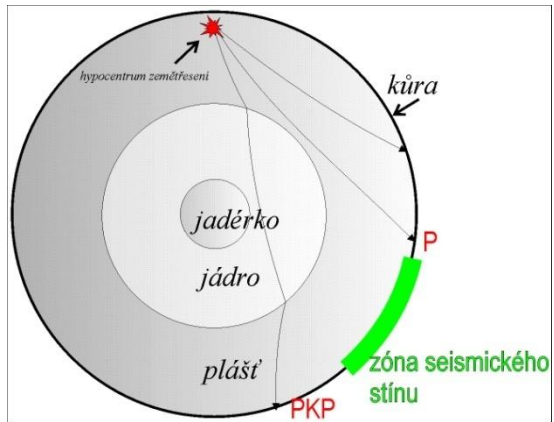
Zóny, v nichž rychlost do hloubky roste mnohem intenzivněji, způsobují zakřivení paprsků tak, že se na povrchu vytváří zóna, v níž může být detekován signál šířící se podél tří různých drah (**zóna triplicity**). V této zóně tak jsou detekovány obecně tři různé fáze přímé vlny, které se liší hodnotou paprskového parametru a které jsou detekovány obecně ve třech různých časech (liší se délkou dráhy a průměrnou rychlostí).



Zóny, v nichž rychlost do hloubky klesá, způsobují zakřivení paprsků tak, že se na povrchu vytváří zóna, v níž není detekován žádný signál (nemíří do ní žádné paprsky, tzv. **zóna seismického stínu**). Tato skutečnost je dána tím, že v zóně snížených rychlostí se paprsky lámou ke kolmici – v této zóně tedy **nemůže být bod návratu**.

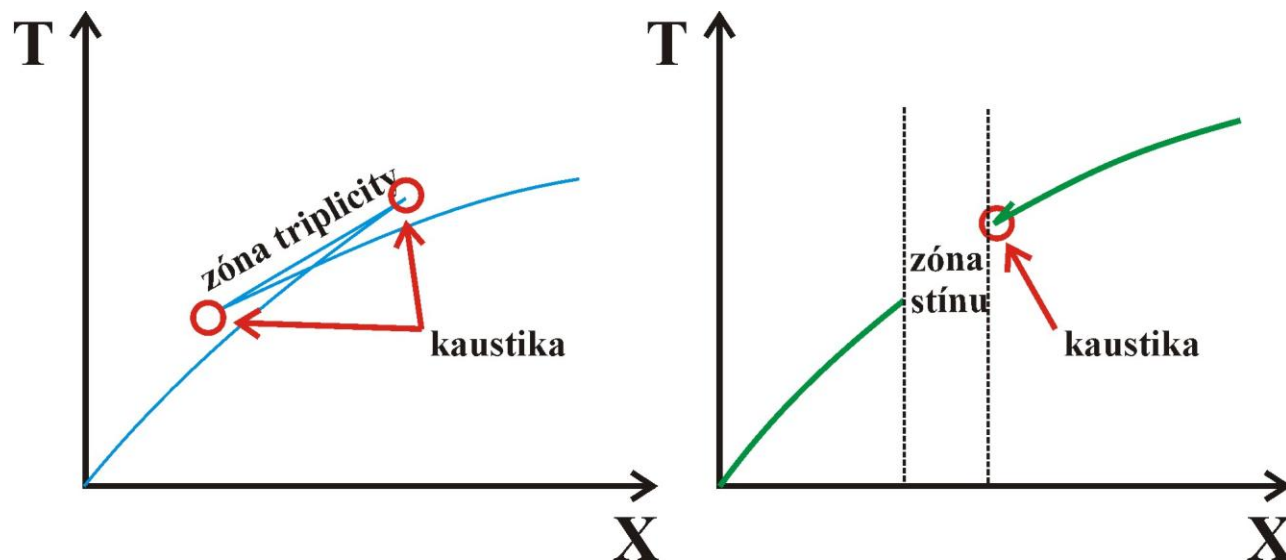


Příkladem je např. zóna seismického stínu odpovídající zóně snížených rychlostí ve vnějším jádře.



Existence zóny triplicity nebo zóny stínu se projevuje také na hodochroně.

V zóně triplicity je křivka hodochrony „ztrojena“, v zóně stínu je křivka hodochrony přerušena.



VELIKOST ZEMĚTŘESENÍ

Velikost energie uvolněné při zemětřesení se může pohybovat ve velmi širokém rozmezí. Důležitou charakteristikou seismického jevu je proto jeho **velikost**.

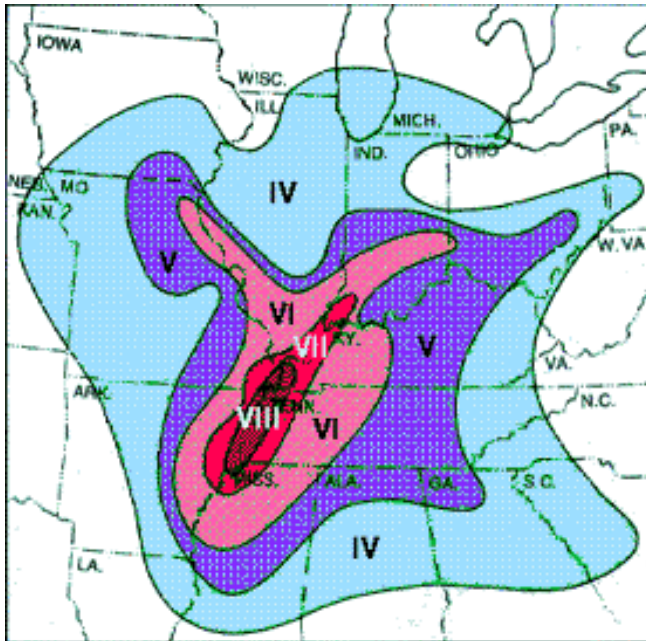
Široce používané jsou dvě základní veličiny kvantifikující velikost zemětřesení:

- Seismická intenzita
- Magnitudo



Seismická intenzita

Kvantifikuje účinek zemětřesení v určitém místě. Je funkcí „velikosti zemětřesení“ a místa. Zjištěné hodnoty seismické intenzity lze v mapě konturovat – spojnice bodů se stejnými hodnotami intenzity se nazývají izoseismy. Zvláštní význam má hodnota seismické intenzity zjištěná v epicentru (**epicentrální intenzita**).



Základními vstupními údaji pro určení seismické intenzity jsou pozorované makroseismické účinky v daném místě. Lze tak kvantifikovat jevy bez nutnosti záznamu na seismometru.

Klasifikace zemětřesení podle jejich účinků byly prováděny již před rokem 1800 (doložena je kvantifikace účinků zemětřesení Schianterellim v roce 1783).

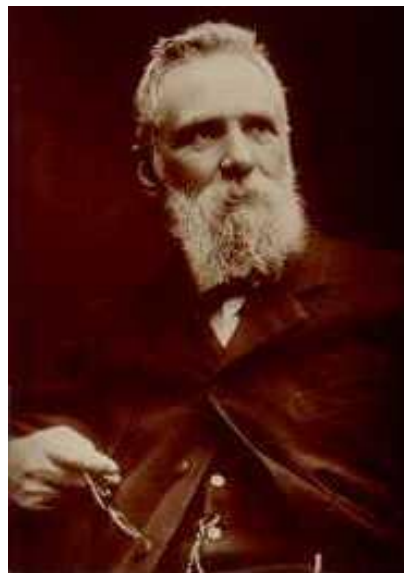


Detail Schiantarelliho mapy z r.1783. U názvů obcí jsou značky označující míru škod způsobených zemětřesením.



První doložené použití seismické intenzity známe ale až z roku 1828 (použití veličiny intenzity Egenem při zpracování zemětřesení v Belgii).

První mezinárodně používanou škálou byla desetistupňová škála Rossi-Forel z roku 1883 (původně publikovali nezávisle na sobě své škály seismické intenzity v r. 1874 respektive 1881, obě škály ale byly již od počátku navzájem velmi podobné).



Francois Alphonse Forel (1841-1912)



K dnes nejrozšířenějším škálám seismické intenzity patří:

- dvanáctistupňová škála MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg) z roku 1932
- dvanáctistupňová škála MSK-64 (Medveděv-Sponheur-Kárník) z roku 1964
- škála EMS (European Macroseismic Scale) publikovaná v roce 1998



Giuseppe Mercalli (1850-1914)



Titulní strana publikace škály EMS.



Seismologie

Magnitudo

veličina úměrná výchylce seismometru v definované vzdálenosti od hypocentra. Je funkcí pouze „velikosti zemětřesení“, nikoli funkcí místa.

Magnitudo původně definoval Richter v roce 1935 jako veličinu úměrná logaritmu výchylky odečtené na Wood-Andersonově seismografu ve vzdálenosti 100km od epicentra zemětřesení v oblasti jižní Kalifornie.



$$M_L = \log A + \sigma_L(\Delta)$$

Charles F. Richter
(1900-1985)



Richterovo magnitudo bylo odvozeno pro lokální jevy (vzdálenost $\Delta = 30\text{-}600$ km). Nazývá se proto **lokální magnitudo**. Richter roku 1935 empiricky odvodil tabulku funkčních hodnot funkce $\sigma_L(\Delta)$ v závislosti na vzdálenosti.

$$M_L = \log A + \sigma_L(\Delta)$$

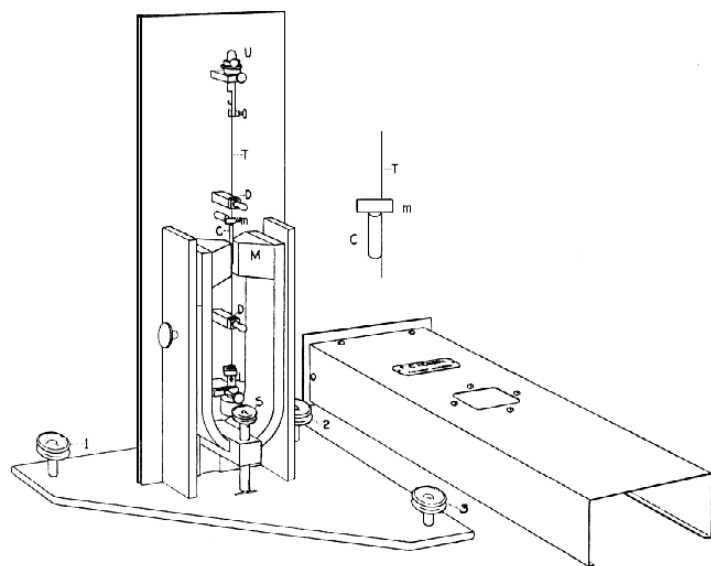
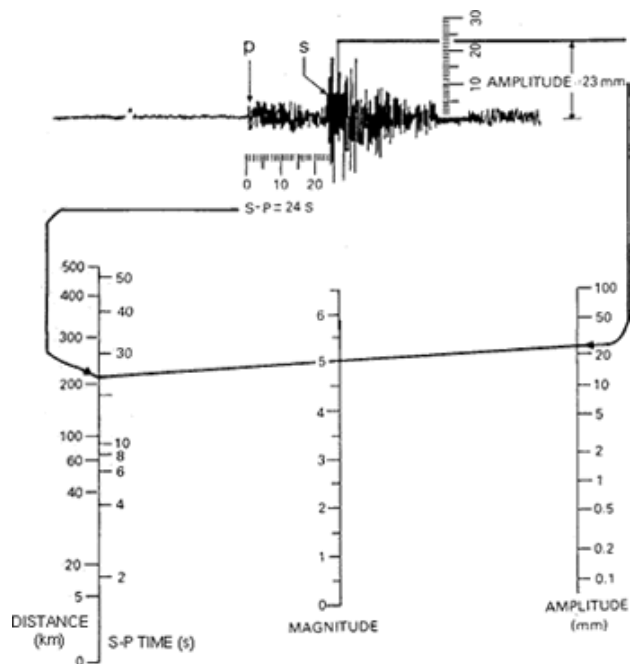


Fig. 2



Výchylka seismometru (amplituda) je ale závislá také na prostředí, kterým se signál šíří, na charakteru seismického zdroje, na frekvenční charakteristice signálu a na aparatuře, kterou je zaznamenán. Vzorec pro výpočet magnitudy tyto závislosti drasticky zjednodušuje (vyjadřuje ji jen několika empiricky odvozenými korekčními parametry), nebo zcela opomíjí. Použitelnost vzorců pro výpočet magnitudy je proto omezená.

V současnosti rozumíme pod pojmem lokální magnitudo takové magnitudo, které je odvozeno ze záznamů krátkoperiodických senzorů pro lokální otřesy. Tyto veličiny se nazývají také „mikrootřesové magnitudo“ (micro earthquake magnitude).

Vzorce pro výpočet lokálního magnitudy jsou odvozovány tak, aby platily pro určitou studovanou oblast. Vycházejí ovšem z Richterova vzorce.



Obecná forma magnituda je:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_s + C_r$$

M ... magnitudo

A ... amplituda

T ... perioda

f ... funkce popisující korekci pro epicentrální vzdálenost (Δ) a hloubku hypocentra (h)

C_s ... staniční korekce

C_r ... korekce zohledňující vlastnosti zdrojové oblasti



Na základě Richtrova lokálního magnituda odvodil Gutenberg v roce 1945 **magnitudo počítané z objemových vln** pro vzdálená zemětřesení:

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

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny (pro vlnu P platí $T < 3$ sec.),

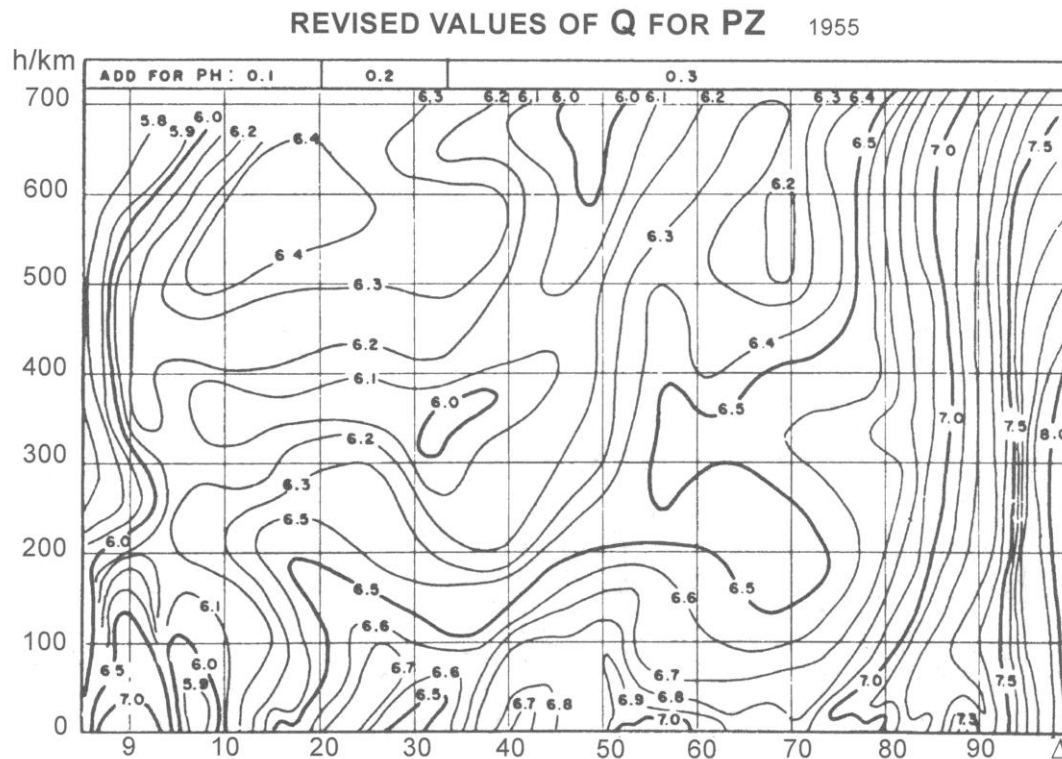
q ... kalibrační funkce závislá na epicentrální vzdálenosti a hloubce

Beno Gutenberg
(1889-1960)



Hodnoty kalibrační funkce q jsou určeny pro všechny vzdálenosti a hloubky pomocí komplikovaného konturového grafu.

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



V roce 1945 pak odvodil Gutenberg pro vzdálená zemětřesení také **magnitudo počítané z povrchových vln**, tento vztah platil pro stanici Pasadena:

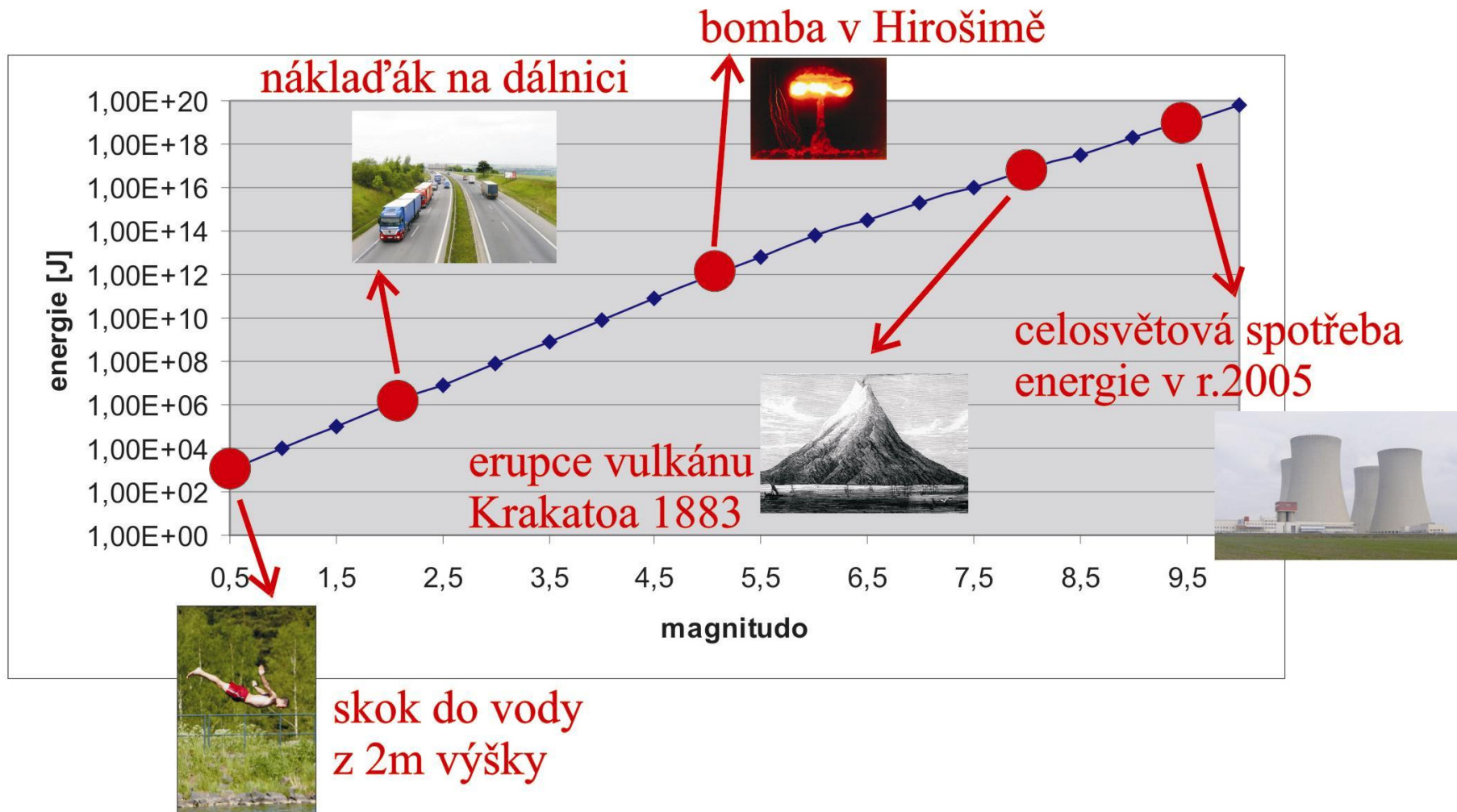
$$M_s = \log A + 1.656 * \log \Delta + 1.818$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

Δ ... epicentrální vzdálenost ve stupních

Vztah platí pouze pro mělká zemětřesení, proto tu schází závislost na hloubce (u vzdálených zemětřesení nejsou v případě hlubokých zemětřesení pozorovány povrchové vlny).





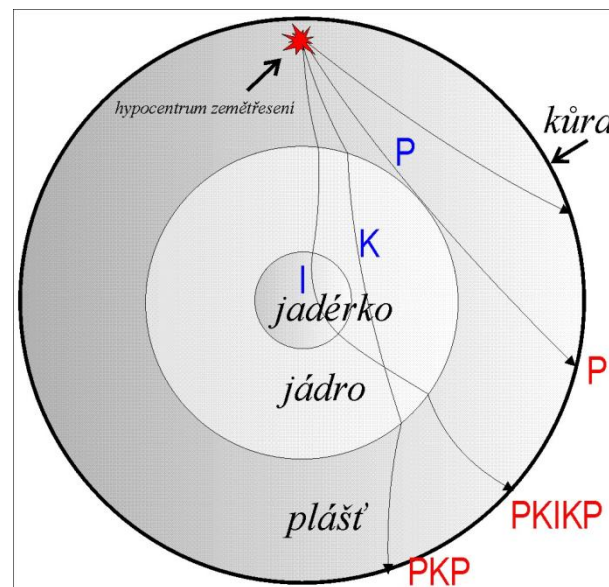
Graf závislosti mezi magnitudem a seismickou energií.



STUDIUM STAVBY ZEMĚ

Seismologie umožňuje empirické odvození hodochron jednotlivých seismických fází, jejichž studium je zdrojem významných informací o vnitřní stavbě Země.

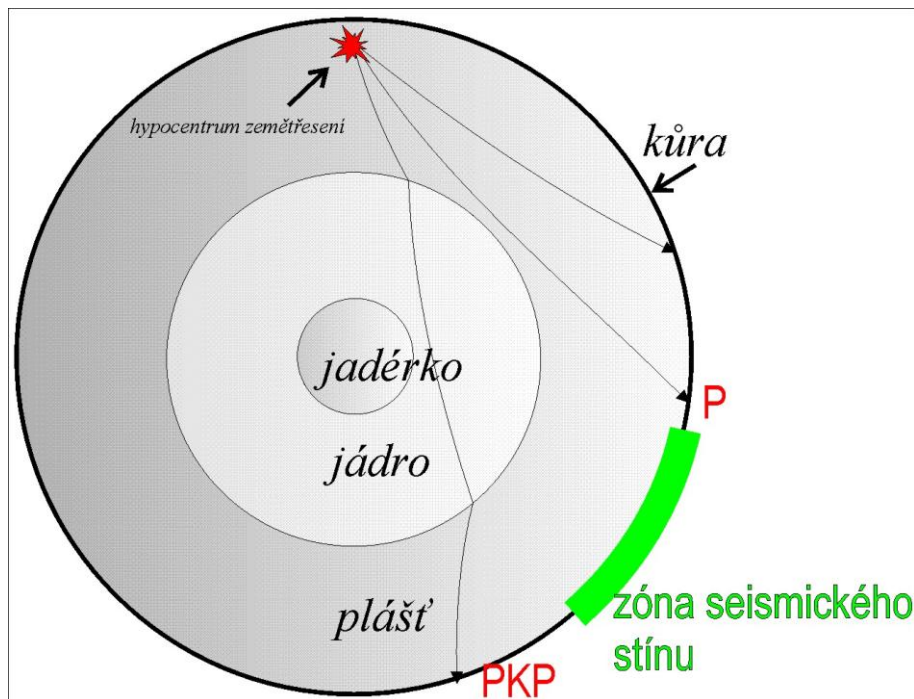
V první polovině 20.století došlo na základě seismologických studií k zásadním objevům, které vedly k základnímu rozdělení Země na kůru, plášť, vnější jádro a vnitřní jádro.



V roce **1906** odvodil **Oldham** existenci **zemského jádra** na základě zjištění zóny snížených rychlostí pro velké epicentrální vzdálenosti (zóna seismického stínu v epicentrálních vzdálenostech 105° - 143°)



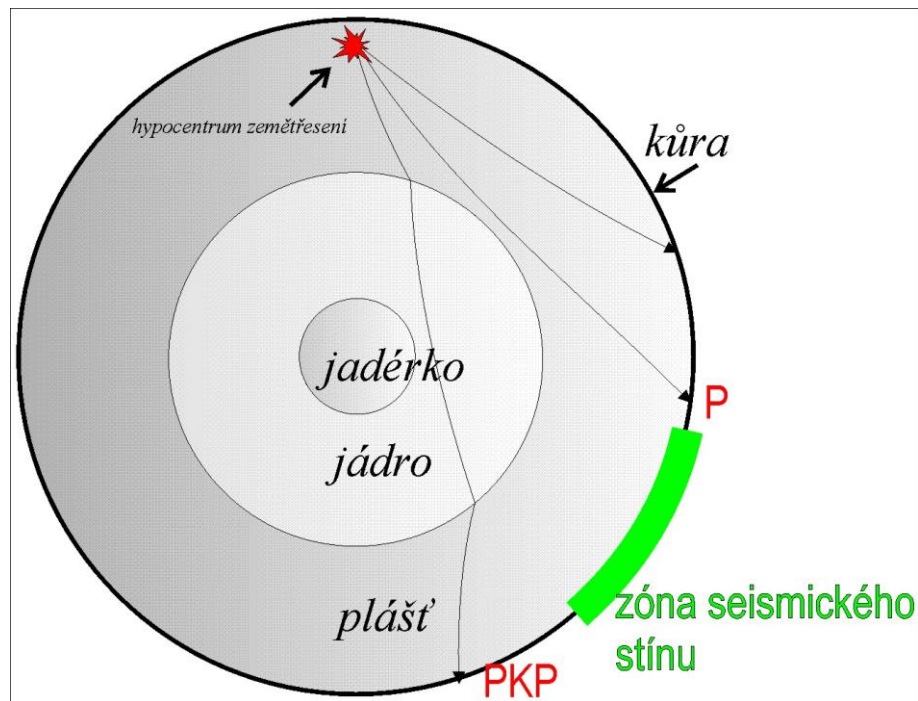
Richard Dixon Oldham (1858-1936)



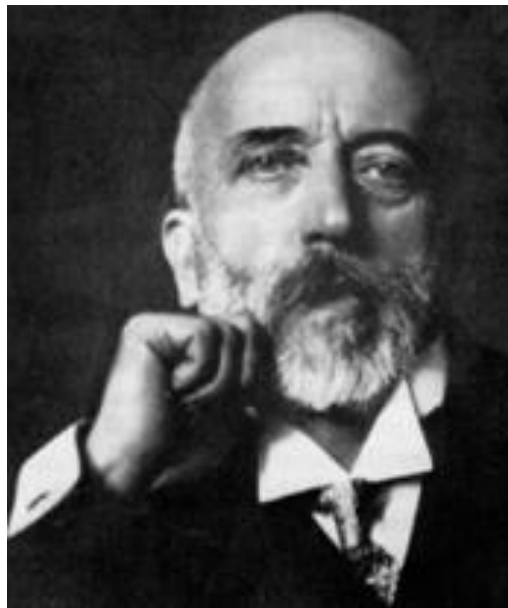
Zóna seismického stínu v epicentrálních vzdálenostech 105° - 143° prokázal v roce **1912 Gutenberg**, který upřesnil hloubku rozhraní mezi pláštěm a jádrem na 2900 km (**Gutenbergova diskontinuita**).



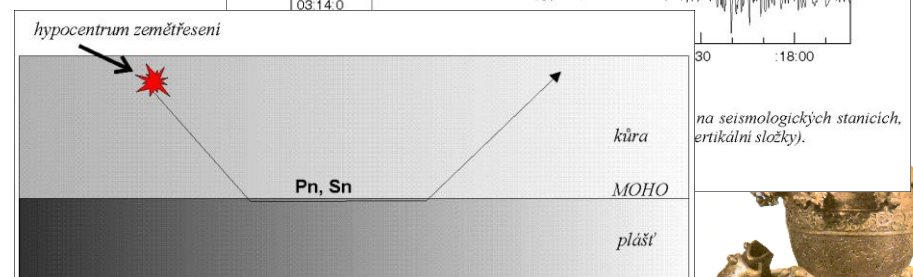
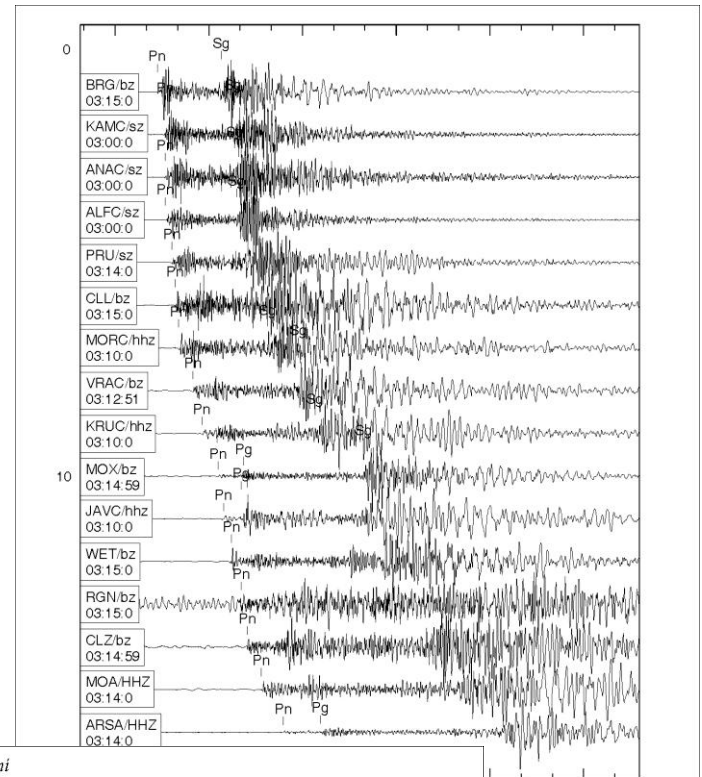
Beno Gutenberg (1889-1960)



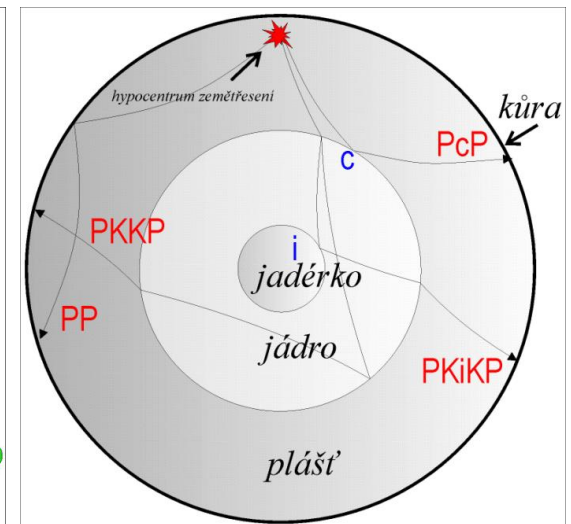
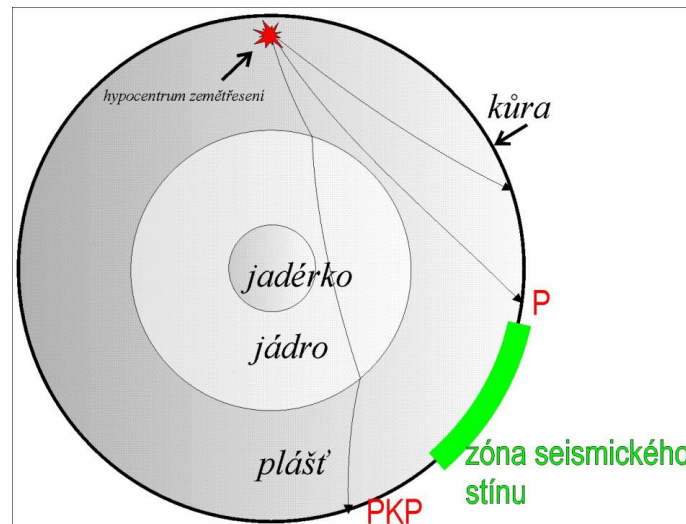
V roce **1909** odvodil **Mohorovičič** z křivek platných pro regionální seismické vlny existenci diskontinuity na rozhraní zemské kůry a pláště (**MOHO – Mohorovičičova diskontinuita**)



Andrija Mohorovičič (1857-1936)

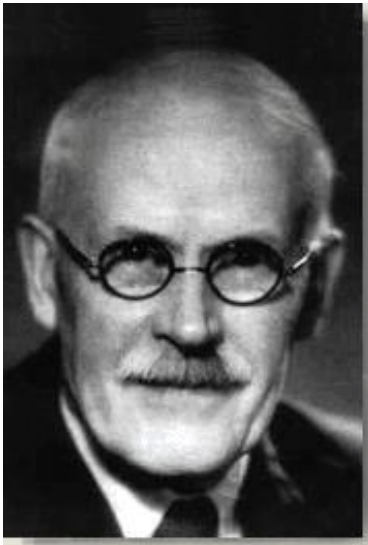


V roce **1935** publikovala **Lehmannová** hypotézu o existenci pevného jádérka, které odvodila na základě slabých podélných vln zjištěných v zóně seismického stínu v případě dvou silných zemětřesení na Novém Zélandu (v letech 1928 a 1931) – zaregistrované podélné vlny byly interpretovány jako vlny odražené na rozhraní vnějšího a vnitřního jádra (vlny PKiKP).



Inge Lehmannová (1888-1993)





sir Harold Jeffreys
(1891-1989)



**Keith Edward
Bullen**
(1906-1976)

Další upřesnění hodochron vycházející z dalších (četnějších a přesnějších) detekcí seismického signálu rozšiřující se světovou sítí seismologických stanic umožnilo také přesnější poznání hlubší stavby Země.

V roce **1940** publikovali tabulky sumarizující časy potřebné k průchodu seismických vln od hypocentra do místa detekce (v závislosti na hypocentrální vzdálenosti) **Jeffreys** a **Bullen**.



ISC (International Seismological Centre) shromáždilo v letech 1964 až 1987 data umožňující vynést do grafu přes pět milionů bodů popisující závislost mezi epicentrální vzdáleností a časem průchodu různých seismických fází z hypocentra do místa detekce. Tyto experimentálně získané body ve vynesném grafu dobře ukazují průběh hodochron jednotlivých seismických fází.

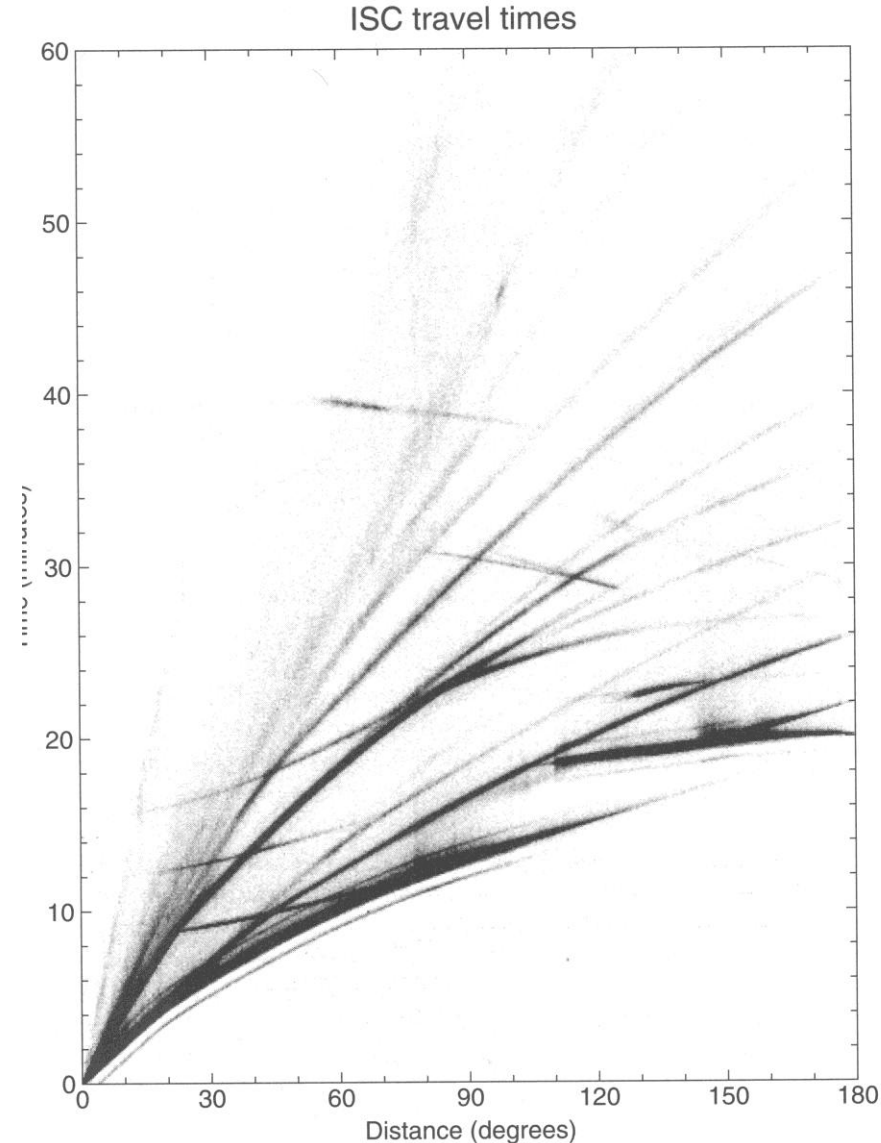


Fig. 4.17. Travel time picks collected by the ISC between 1964 and 1987 for events shallower than 50 km. Over five million individual picks are plotted, the bulk of which are *P*, *PKP*, and *S* arrivals. However, several later arriving branches can also be seen, including *PP*, *PKS*, *PcP*, *PcS*, *ScS*, *PKKP*, and *PKPPKP*. See Figures 4.19 and 4.23 for a key to the phase names. The phases visible at ± 1 minute from the *P*-wave are due to errors in assigning times.

Komplexnější pohled na problematiku vztahu času šíření různých seismických fází a epicentrální vzdálenosti ukazuje graf asi 100.000 seismogramů pro zemětřesení s magnitudem vyšším než 5.7, které byly shromážděny a zpracovány v letech 1988 až 1994.

Tyto záznamy mohou být ukázány buď pro vyšší nebo nižší frekvence. V případě vyšších frekvencí jsou časy příchodů seismických fází na stanice ostřejší, ale některé fáze mohou být nerozpoznatelné (většina energie sekundárních fází je nesena vlnami s delší periodou).

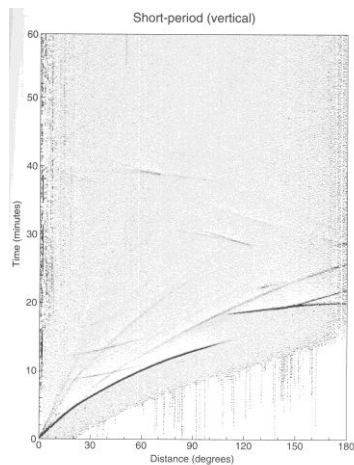


Fig. 4.18. A stack of short-period (~ 2 s), vertical component data from the global networks between 1988 and 1994. See Figure 4.19 for a key to the phase names. (From Asitz et al., 1996.)

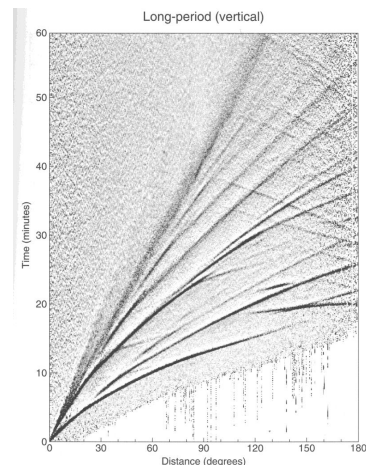


Fig. 4.20. A stack of long-period (~ 10 s), vertical component data from the global networks between 1988 and 1994. See Figure 4.23 for a key to the phase names. (From Asitz et al., 1996.)



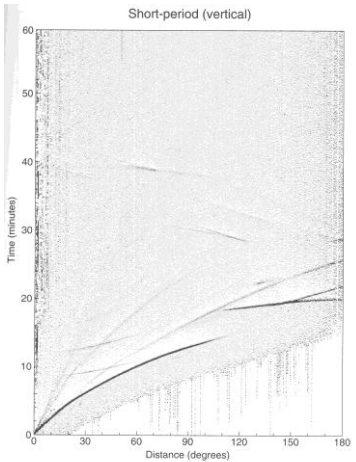


Fig. 4.18. A stack of short-period (-2 s), vertical component data from the global networks between 1988 to 1994. See Figure 4.19 for a key to the phase names. (From Astiz et al., 1996.)

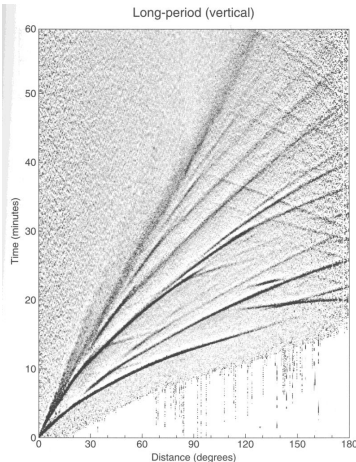


Fig. 4.20. A stack of long-period (-10 s), vertical component data from the global networks between 1988 to 1994. See Figure 4.23 for a key to the phase names. (From Astiz et al., 1996.)

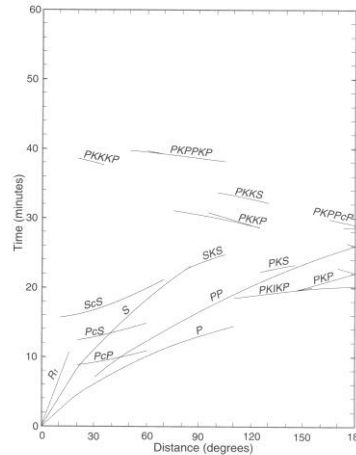


Fig. 4.19. A key to the phases visible in the short-period stack plotted in Fig. 4.18. Travel time curves are calculated using the IASP91 velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). (From Astiz et al., 1996.)

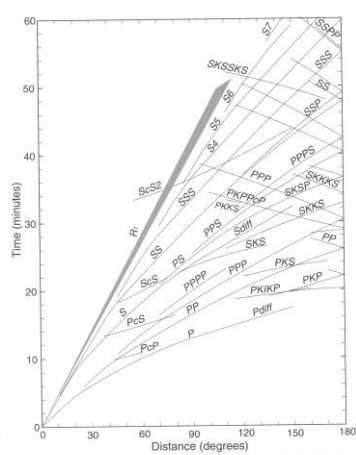
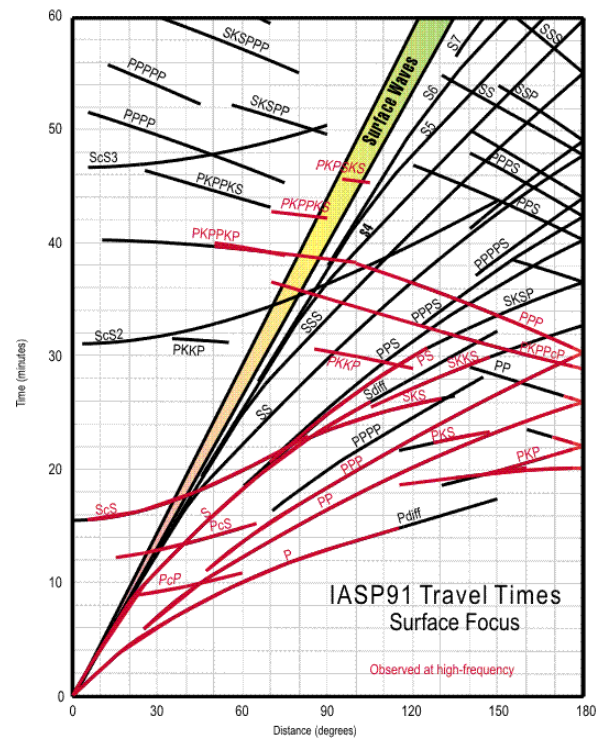
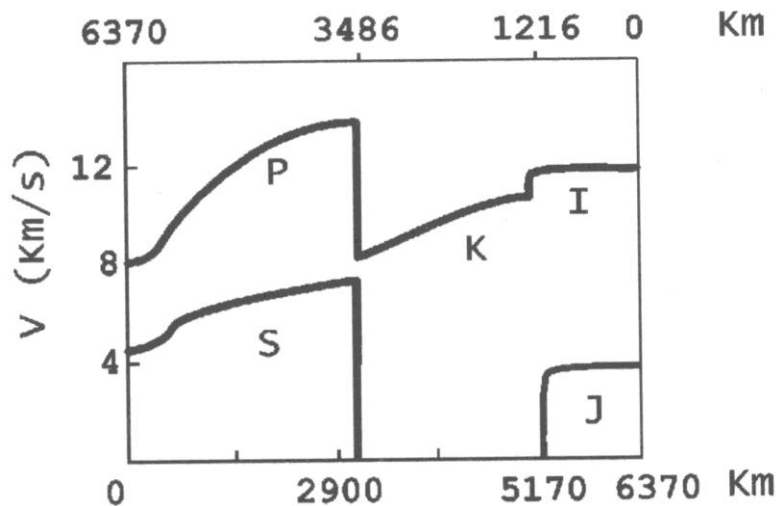


Fig. 4.23. The phases visible in the long-period stacks shown in Figures 4.20-4.22. Travel time curves are calculated using the IASP91 velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). (From Astiz et al., 1996.)

Analýza takto experimentálně získaných hodochron proti možným modelům zemského nitra umožňuje jednak identifikovat jednotlivé seismické fáze a jednak upřesnit a upravit co nejdělejší model hlubších struktur Země.



V roce **1981** uveřejnili **Dziewonski** a **Anderson** tzv. **PREM** (Preliminary Reference Earth Model) model Země – jednorozměrný model závislosti rychlosti šíření seismických vln na hloubce.



Adam Dziewonski
(*1936)



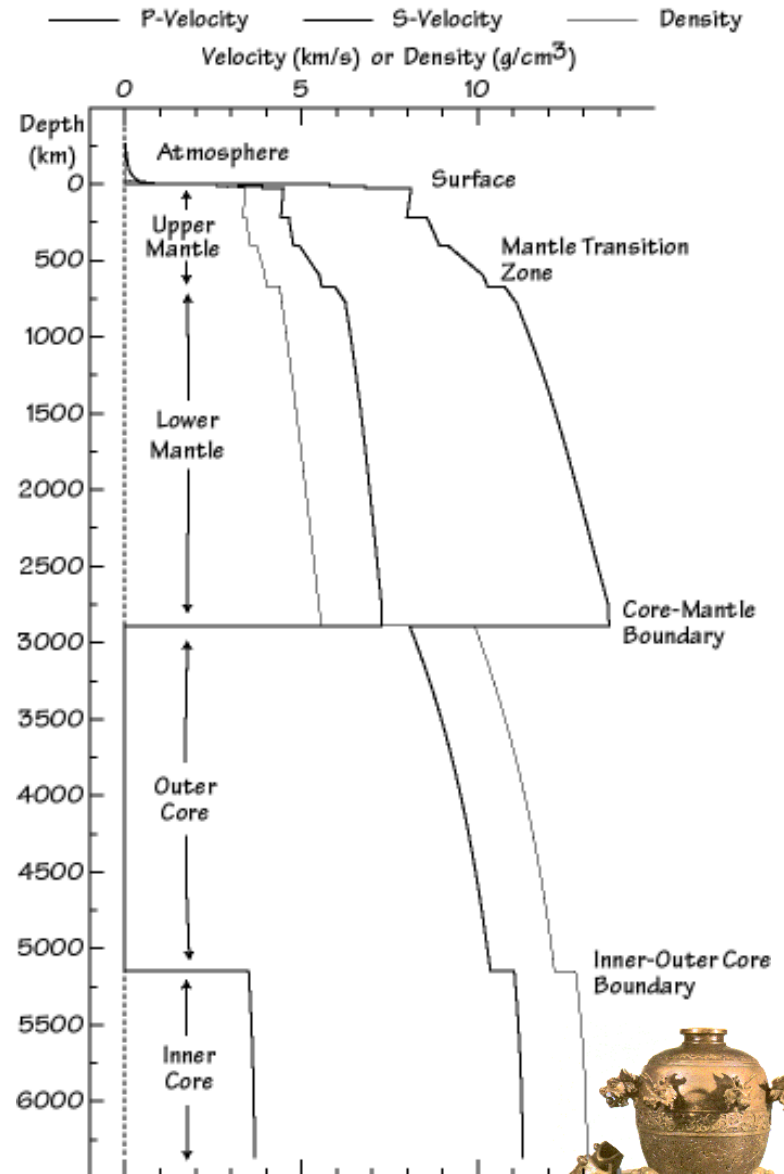
Don L. Anderson
(*1933)

Fig. 9.22. Velocity distributions of P and S waves in the mantle, and in the outer and inner core.



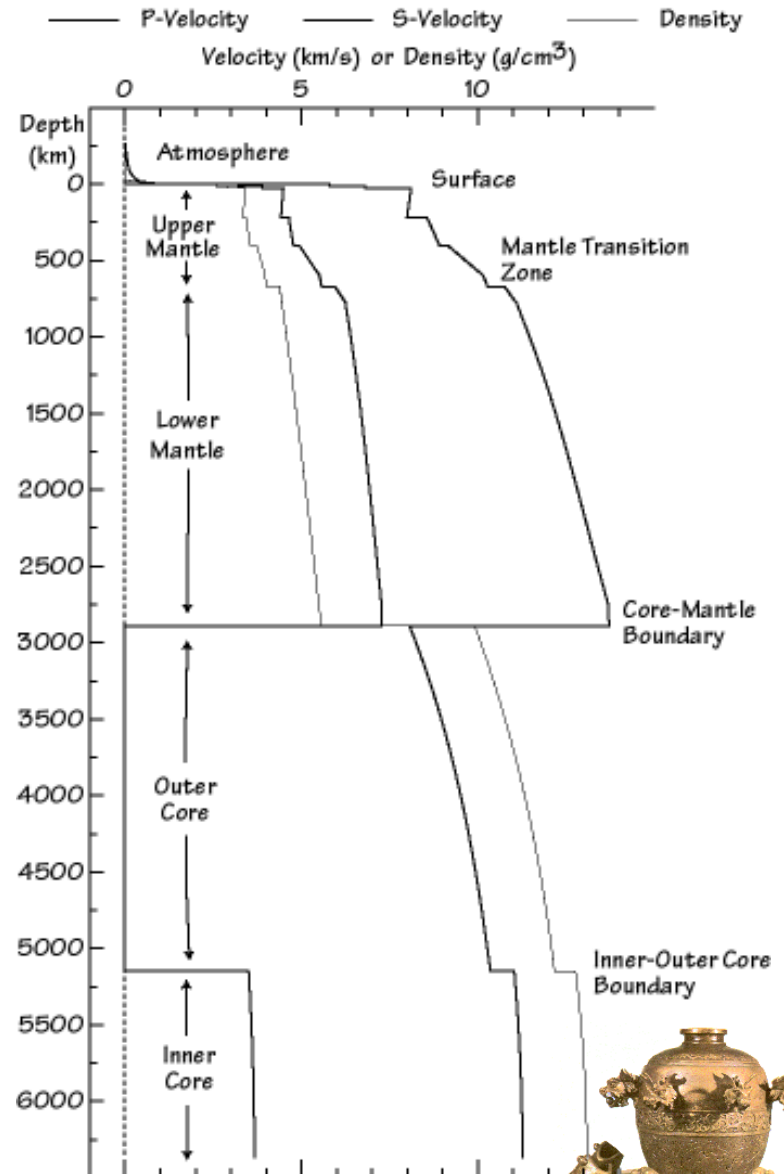
PREM model ukazuje zřetelně rozdělení zemského tělesa na plášť, vnější jádro a vnitřní jádro, přičemž vnější jádro nenesé příčné vlny a není tedy rigidní.

Hustoty horninového prostředí a rychlosti seismických vln podle modelu PREM.

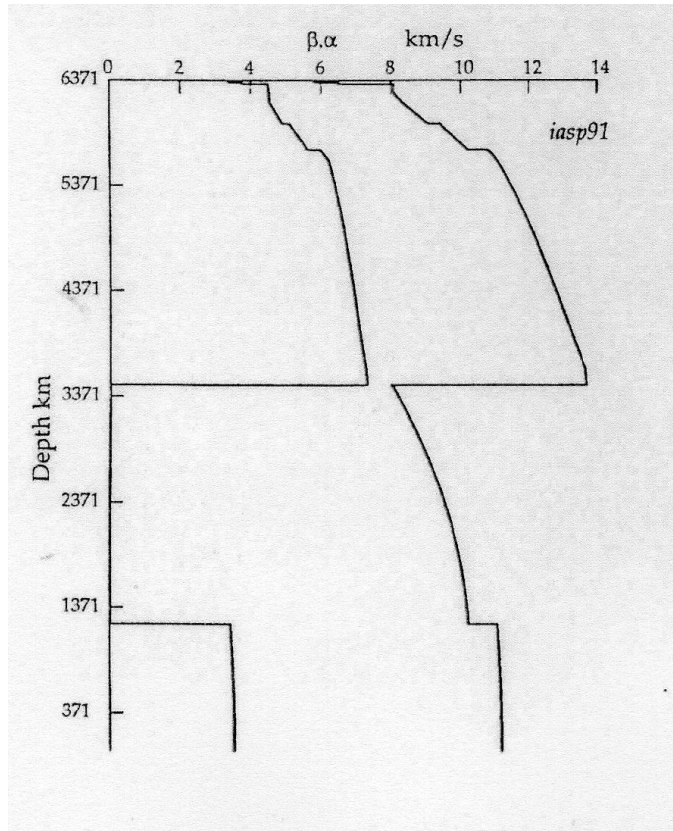


PREM model ukazuje zřetelně rozdělení zemského tělesa na plášť, vnější jádro a vnitřní jádro, přičemž vnější jádro nenesé příčné vlny a není tedy rigidní.

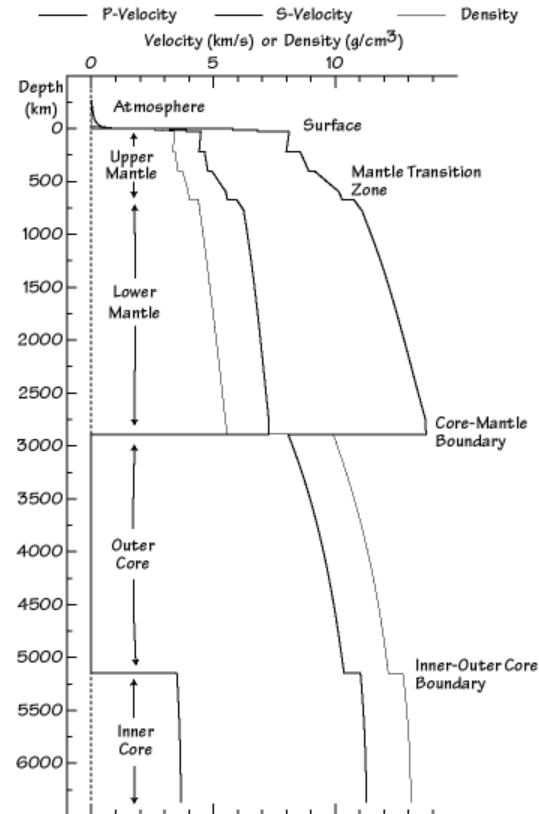
Hustoty horninového prostředí a rychlosti seismických vln podle modelu PREM.



Globální modely byly dále upřesňovány (1991 - model IASPEI91, 2005 - model ak135).



model IASPEI91



model PREM



Seismologie

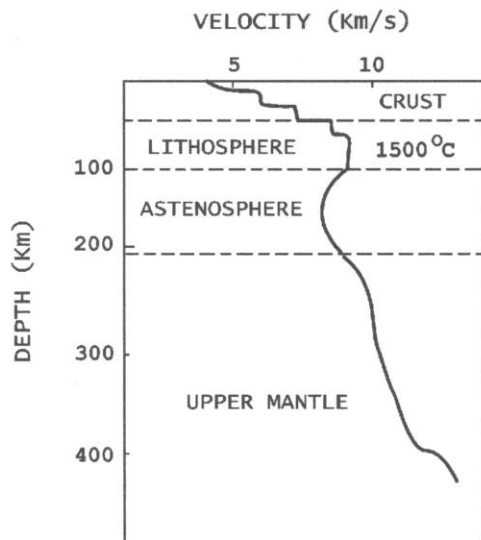


Fig. 9.13. P wave velocity profile in the lithosphere, asthenosphere, and mantle.

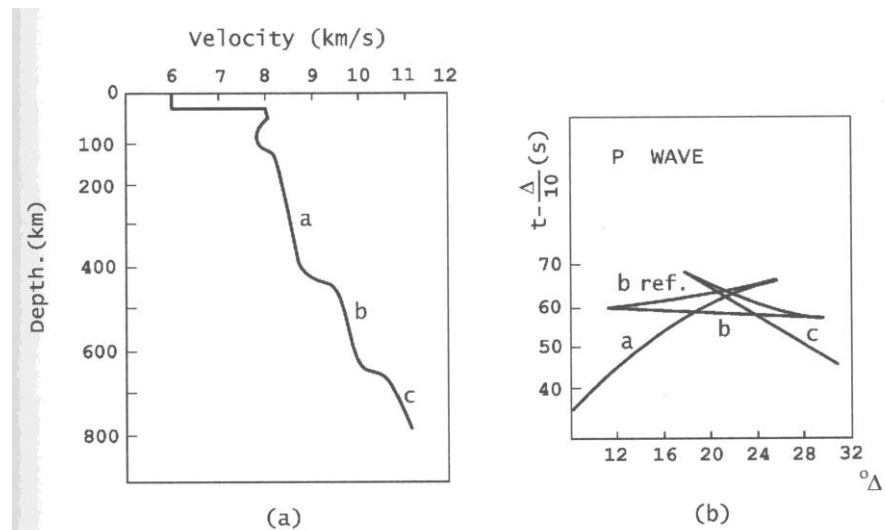
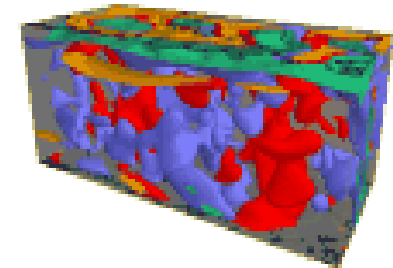
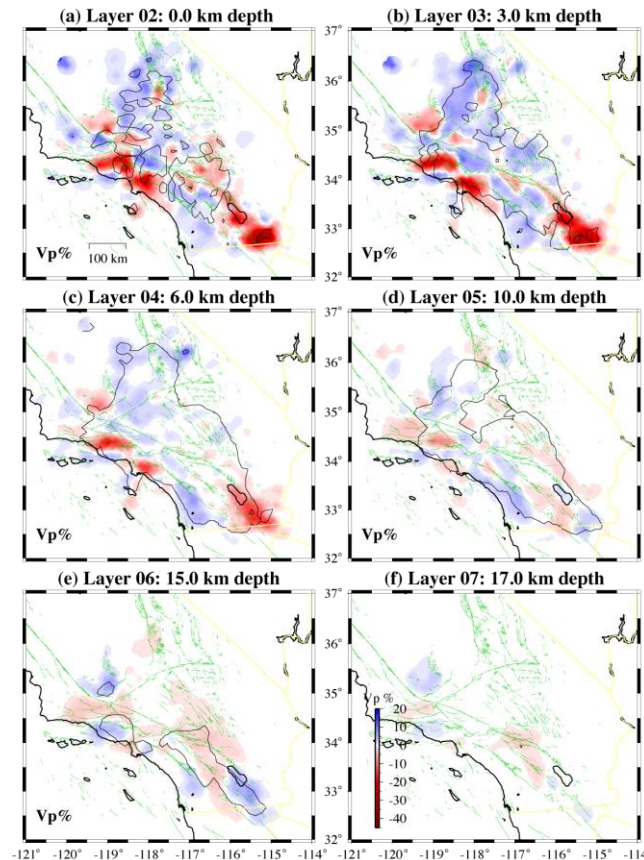


Fig. 9.12. (a) The velocity distribution of P waves in the upper mantle. (b) The reduced travel time curve, showing branches of waves refracted in a, reflected in b, refracted in b, reflected in c, and refracted in c.

V detailnější měřítku ukazují modely jednak **zónu snížených rychlostí ve svrchním plášti** (astenosféra - Gutenberg zjistil tuto zónu v roce 1949 na základě analýzy dat monitorovaných v jižní Kalifornii) a jednak existenci významnějších **rychlostních rozhraní v hloubkách 450 a 670 km.**



Velké množství seismologických dat umožňuje třírozměrné studium struktur v Zemském nitru (**seismická tomografie**). První použitelné 3D seismické modely byly sestaveny v roce **1984**.



STUDIUM TEKTONICKÝCH POHYBŮ

Studiem stavby zemské kůry a svrchního pláště na základě analýzy seismického signálu produkovaného známým zdrojem (obvykle umělým odpalem) se zabývá **seismika**.

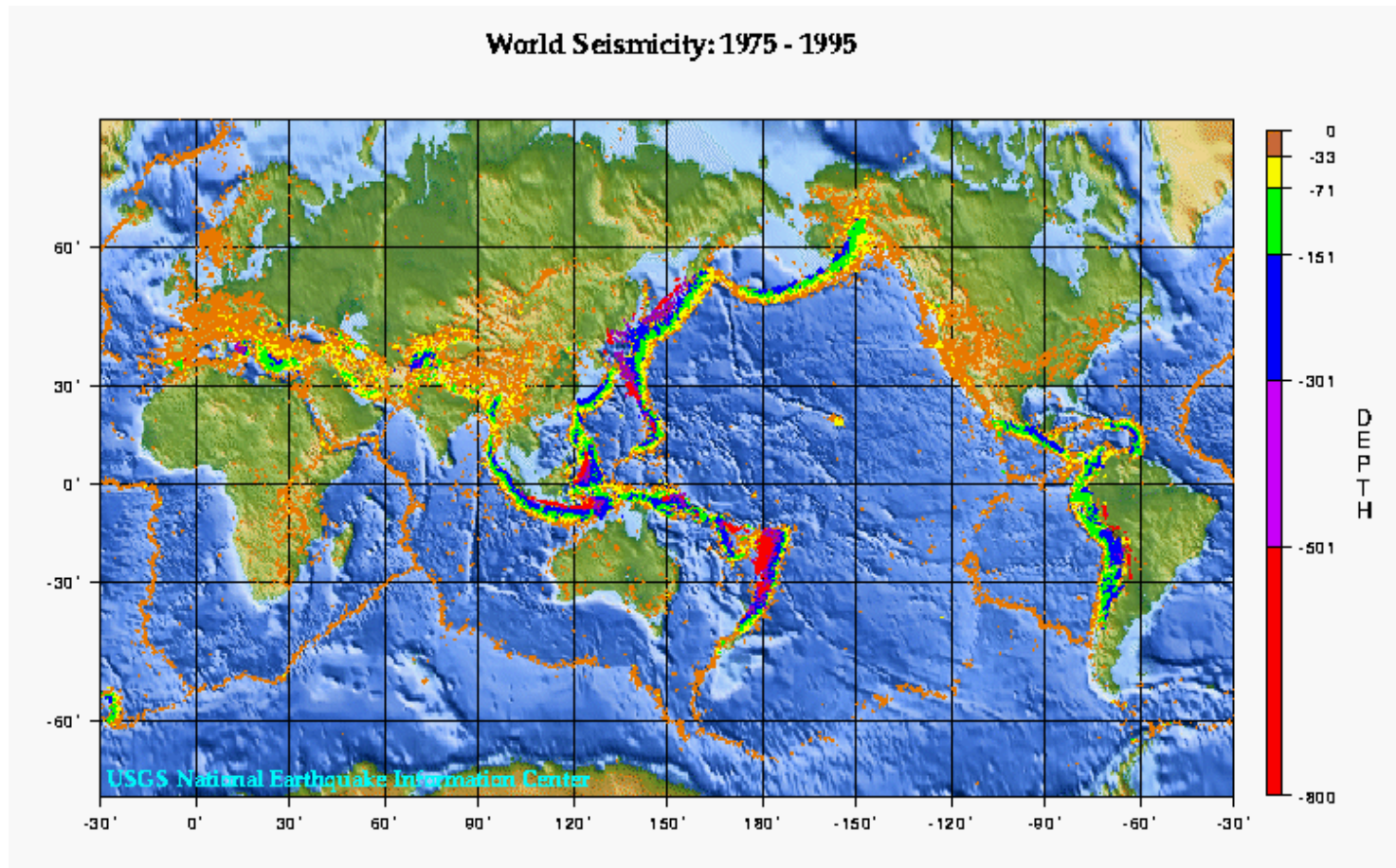
Některé informace o strukturách v zemské kůře a plášti jsou ale získávány také pomocí seismologického monitorování přirozených zemětřesení (tedy jevů s neznámou polohou hypocentra).

Přirozená zemětřesení souvisí obvykle s recentní seismickou aktivitou tektonických struktur. Monitorování této aktivity a studium jejího charakteru poskytuje významné informace o charakteru recentních tektonických procesů spjatých s danými strukturami.

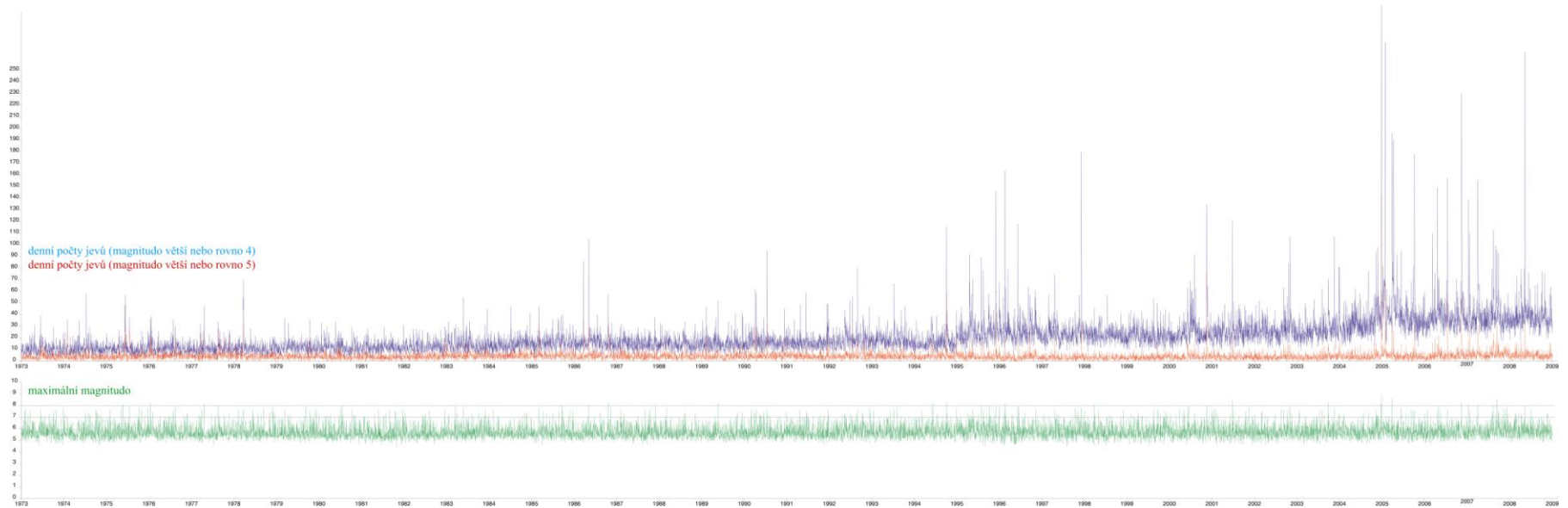


Studium globální tektoniky

Distribuce zemětřesení je na povrchu Země velmi nerovnoměrná.



Narůstá počet registrovaných slabých otřesů, zatímco průměrné množství silných otřesů se jeví jako relativně stabilní -
důvod: zvyšující se detekční schopnost globální sítě.



globální seismicita: denní počty zemětřesení s $M > 4$ (modrá) a $M > 5$ (červená) a maximální magnituda v letech 1973-2009 (data převzata z NEIC).



charakteristika zemětřesení	magnitudo	průměrný počet za rok
ničivé	8.0 a více	~1
velké	7.0 – 7.9	~ 17
silné	6.0 – 6.9	~ 134
střední	5.0 – 5.9	~ 1.319
lehké	4.0 - 4.9	~ 13.000
menší	3.0 – 3.9	~ 130.000
velmi slabé	2.0 – 2.9	~ 1.300.000

Rozdělení zemětřesení podle velikosti (počty podle NEIC).



Studiem vztahu geologických struktur a výskytem zemětřesení se zabývá řada vědců od konce 19.století.

Studium seismicity se opírá o dlouhodobé monitorování seismické aktivity a využívá řady katalogů zemětřesení sestavených v různých dobách pro různé regiony.

K prvním katalogům patří katalogy ze 17. a 18. století:
Johann Zahn - 1680; Moreira de Mendonca - 1758

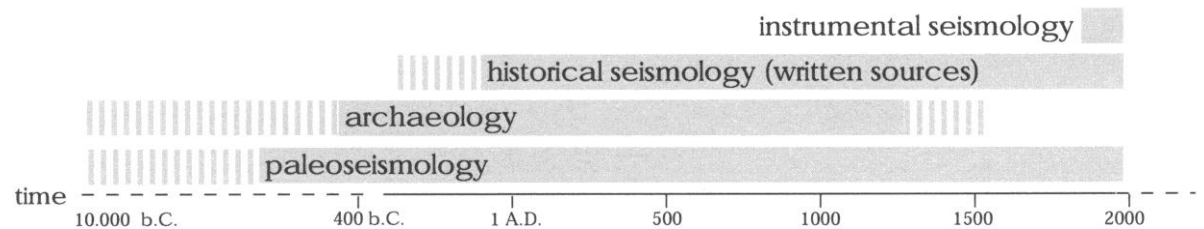
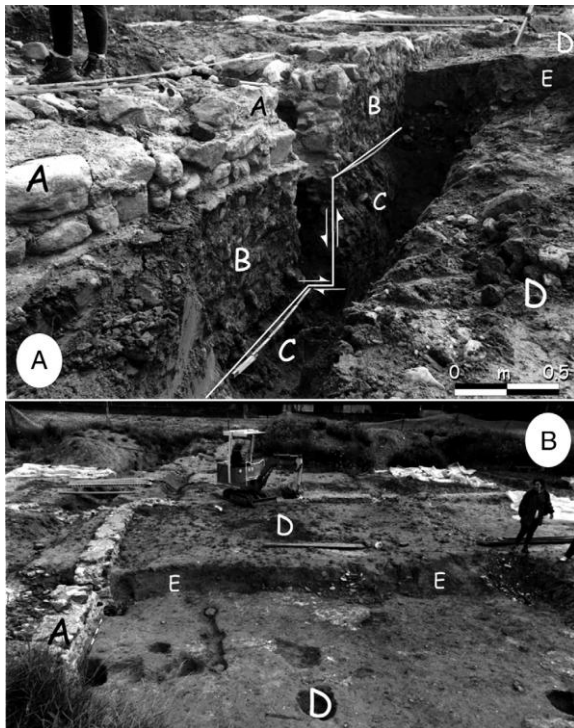
Pro region střední Evropy jsou významné Kárníkovy katalogy z let 1969 a 1971.

Dnes se studium seismicity opírá o moderní katalogy jako jsou katalogy ISC (International Seismological Centre, Newbury) nebo NEIC (National Earthquake Information Service, Denver).



Zemětřesení se vyskytují v celé historii Země. Výzkum různě starých zdrojů je založen na různých metodách.

Přístrojová měření jsou k dispozici teprve v posledních cca 100 letech. Pro starší jevy jsou k dispozici písemné, archeologické či geologické doklady použitelné pro makroseismické studie.



zlomové porušení zdi vily z římské doby (Galli et al. 2008).





**Fernando
Montessus de
Ballore**
(1851-1923)



**August Heinrich
Sieberg**
(1875-1945)

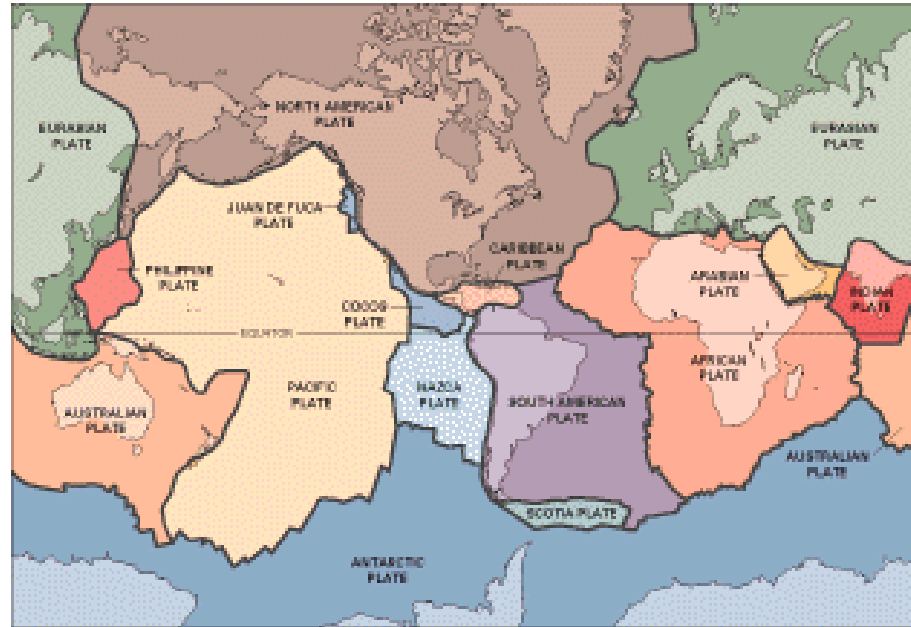
Pojem "**seismicita**" použil poprvé pravděpodobně Montessus de Ballore v roce 1906 k popisu distribuce zemětřesení a k jejich charakterizaci v jednotlivých regionech.

Od roku 1910 začali Sieberg a Hobbs používat pojem "**seismotektonika**" pro charakterizaci výskytu zemětřesení ve vztahu k regionální tektonice a ke geodynamice.





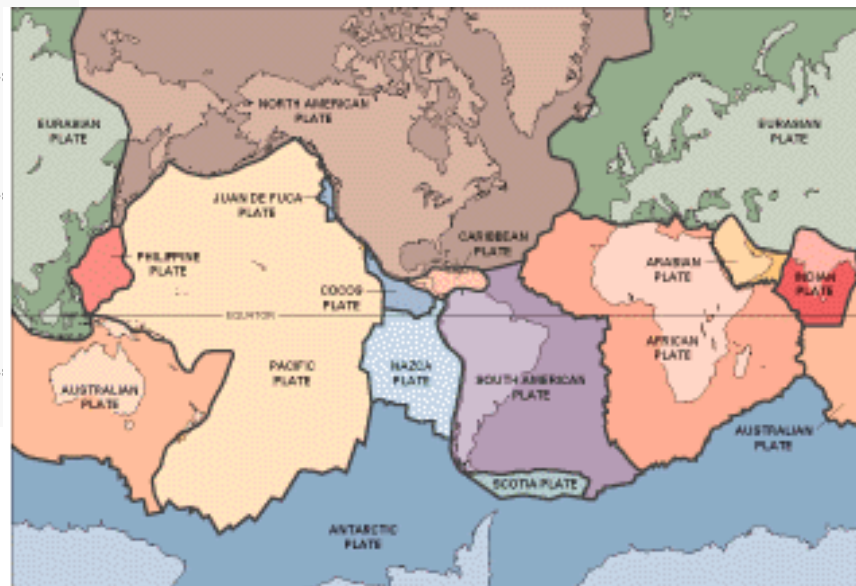
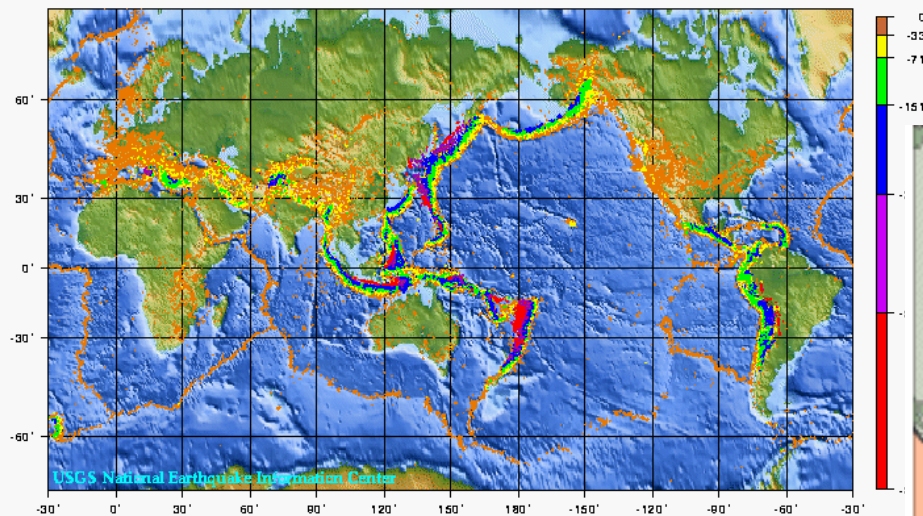
**Alfred Lothar Wegener
(1880-1930)**



V 60.letech minulého století byla zformulována teorie deskové tektoniky, která vychází z Wegenerových představ o pohybech kontinentů z let 1910 až 1912. Globální distribuce zemětřesení je tedy od 60.let minulého století interpretována ve vztahu k deskové tektonice.



World Seismicity: 1975 - 1995



Zemětřesení se soustředí především do relativně úzkých zón. Zmíněné seismicky nejaktivnější zóny, kde dochází k nejvýraznějšímu tektonickému namáhání, odpovídají okrajům litosférických desek.



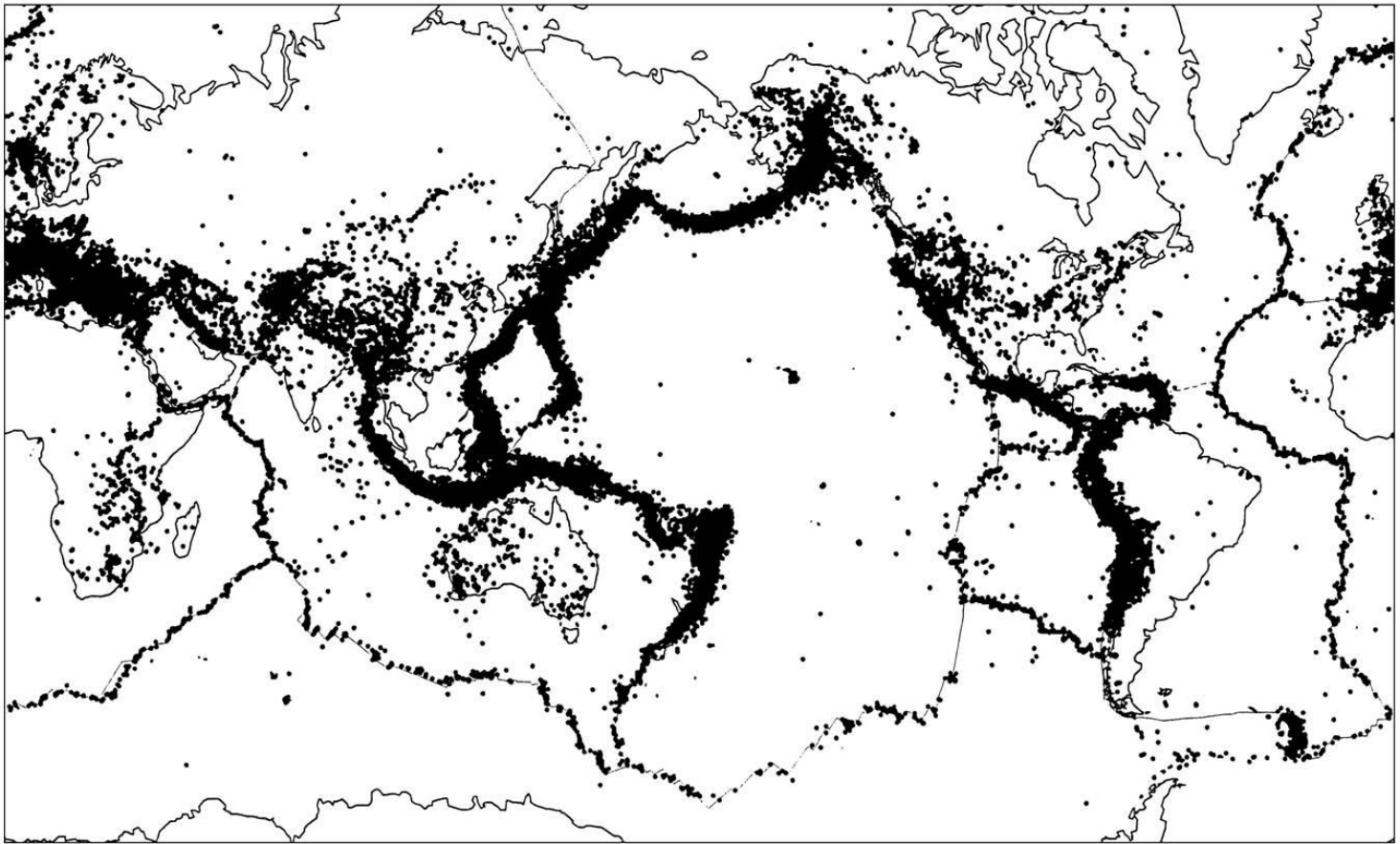
Přirozené zemětřesení je ve většině případů jev spojený s náhlým prokluzem podél zlomové plochy. K takovému prokluzu může dojít jen při splnění určitých fyzikálních podmínek:

- a) Prostředí musí být tvořené křehkým materiálem.
- b) Prostředí (a křehké struktury, které jej porušují) musí být schopno odolat určitému napětí (je nutné dostatečně velké tření).
- c) Musí docházet k takovým změnám napjatosti, při nichž dojde k překonání meze pevnosti na již existujících poruchách nebo k novému porušení prostředí.

Proto jsou zemětřesení soustředěna především do zemské kůry, která se chová křehce.



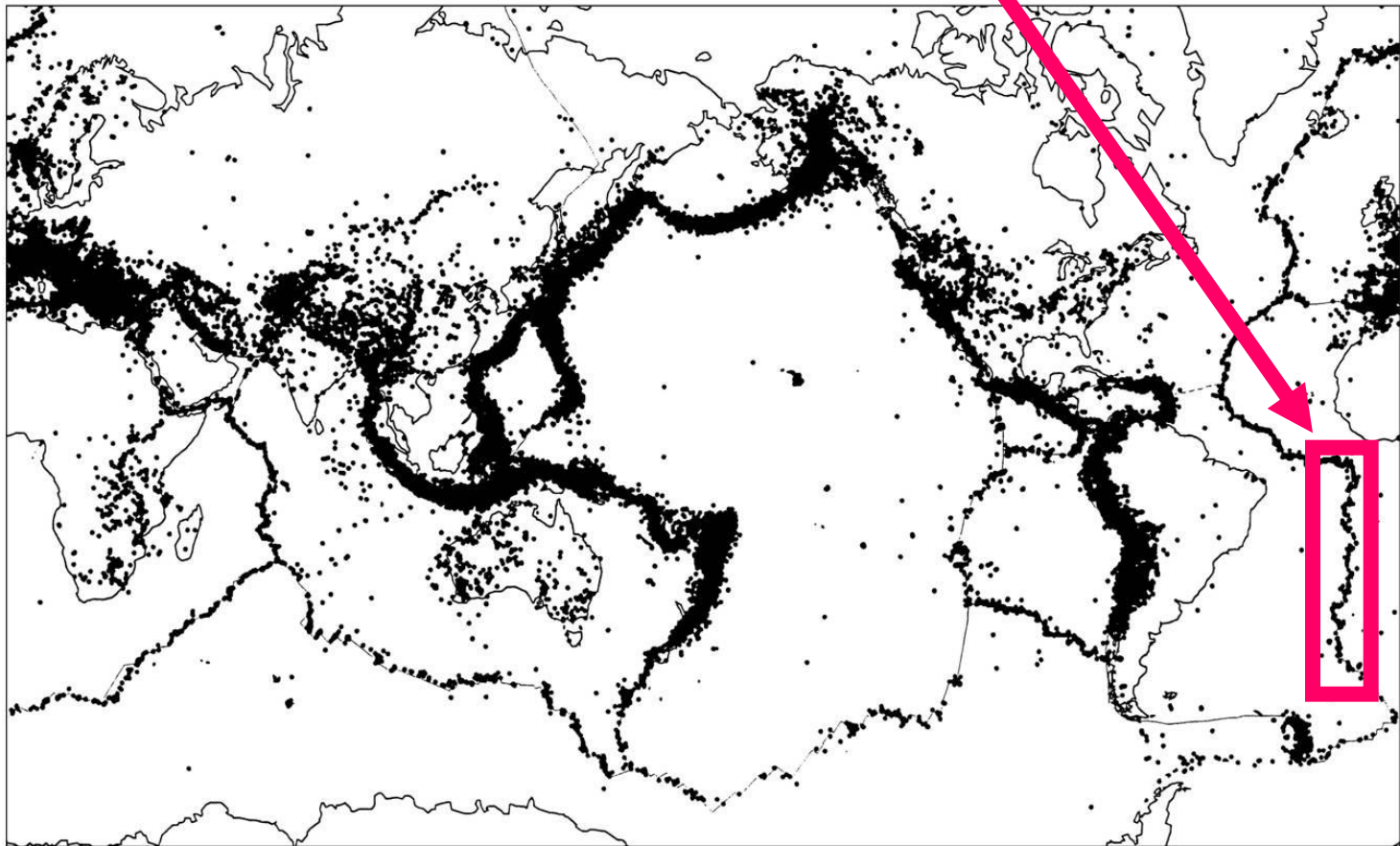
Charakter seismicity se na různých typech deskových rozhraní liší.



Distribuce zemětřesení s $m_b > 5$ v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)



Úzká rozhraní (typická např. pro středooceánské rifty).

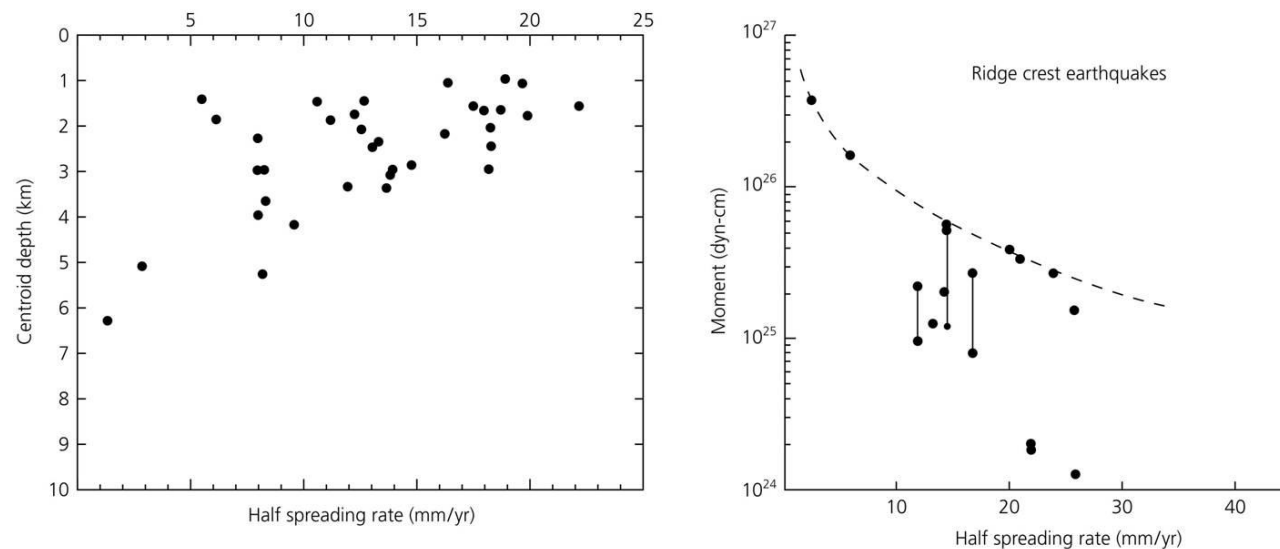


Distribuce zemětřesení s $m_b > 5$ v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)



Hloubky hypocenter v riftových oblastech jsou malé.
Čím vyšší je rychlost oddalování se od riftů, tím menší jsou hloubky hypocenter otřesů na poklesových zlomech spojených s rifty.

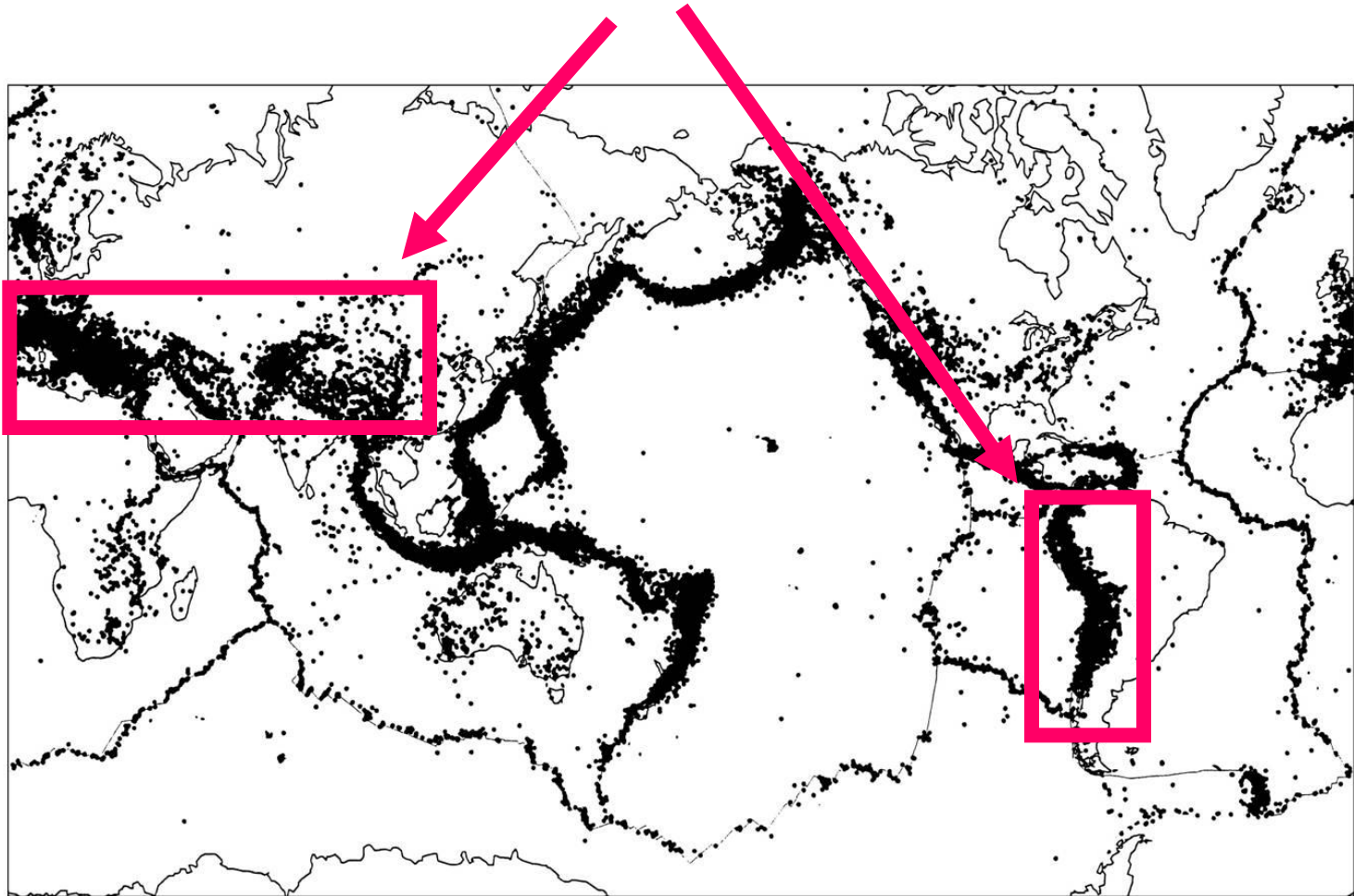
Figure 5.3-12: Ridge seismicity as a function of spreading rate.



Hloubka hypocenter otřesů na poklesových zlomech v riftových strukturách v závislosti na rychlosti oddalování (vlevo) a odpovídající pokles maxima seismického momentu (vpravo) (Stein, Wyssession 2003).



Široká rozhraní (typická např. subdukční a zejména kolizní zóny).

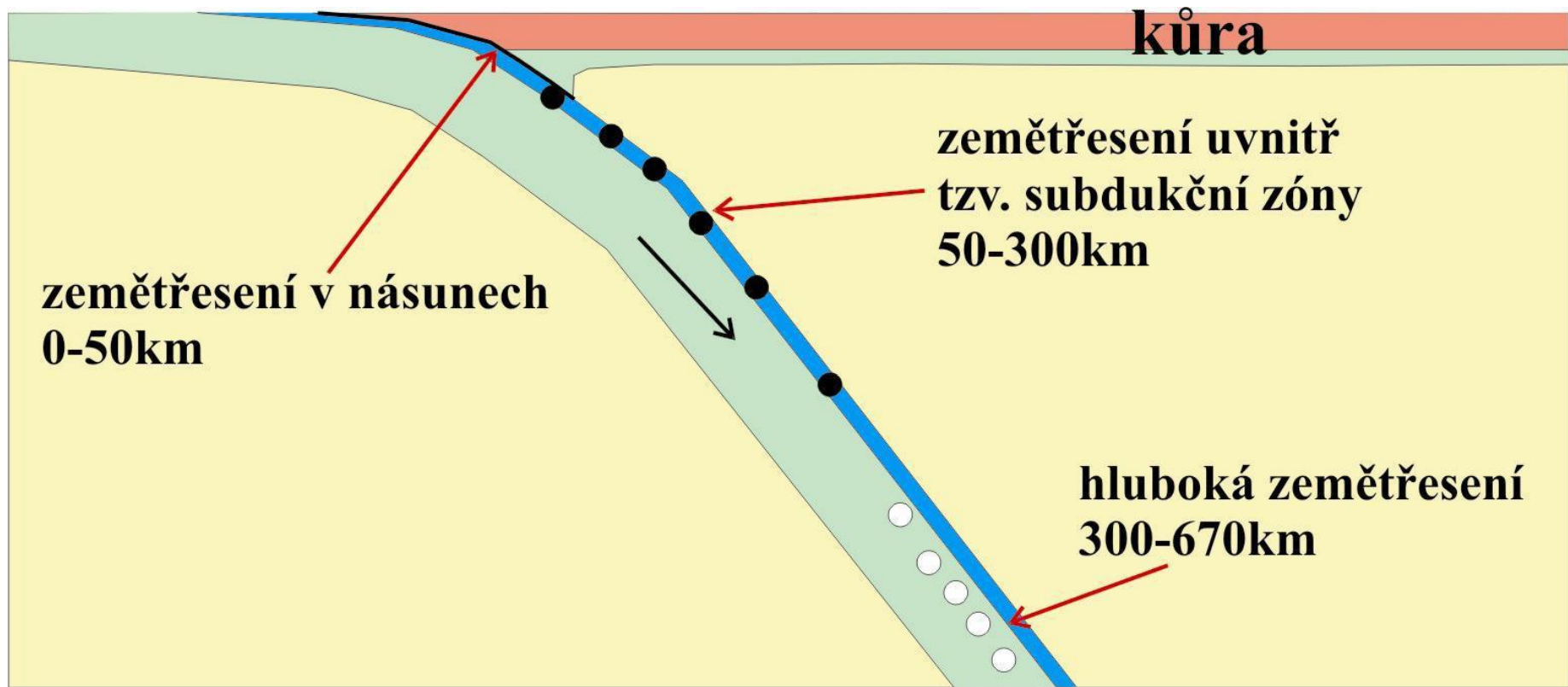


Distribuce zemětřesení s $m_b > 5$ v letech 1964-1997 (Stein, Wysession 2003)



V **subdukčních zónách** jsou známy nejhlubší zemětřesení, která jsou soustředěna do tělesa ponořující desky.

Hypocentra mohou dosahovat hloubky až více než 600 km.



Výzkumu hlubokých zemětřesení se v Japonsku intenzivně věnoval v letech 1927-1934 Wadati. V roce 1954 pak Benioff zjistil v regionu Kamčatky, že ve vertikálním řezu jsou hluboká zemětřesení soustředěna do úzké zóny nazývané dnes **Wadati-Benioffova zóna**.



Kiyoo Wadati
(1902-1995)



Victor Hugo Benioff
(1899-1968)

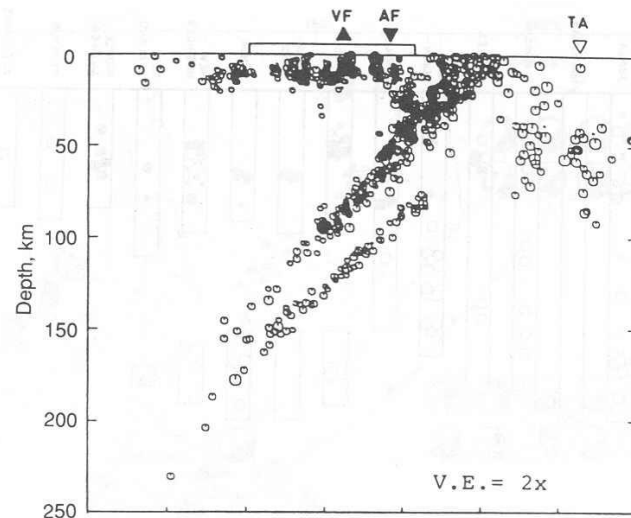
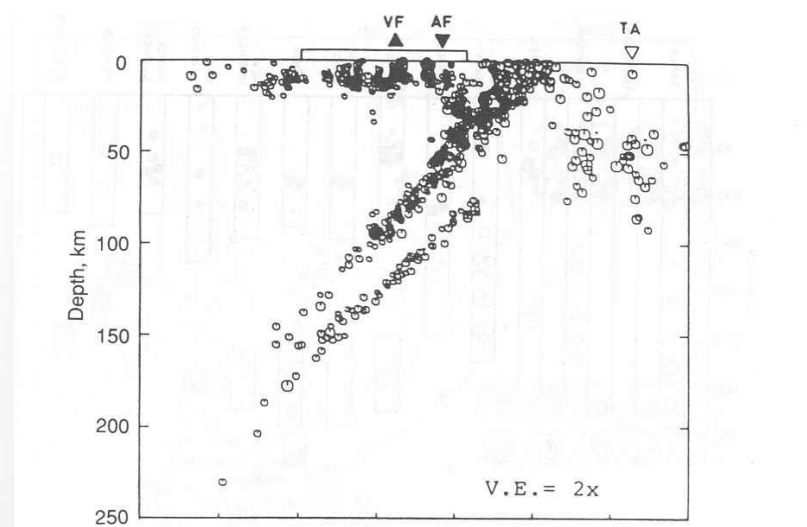
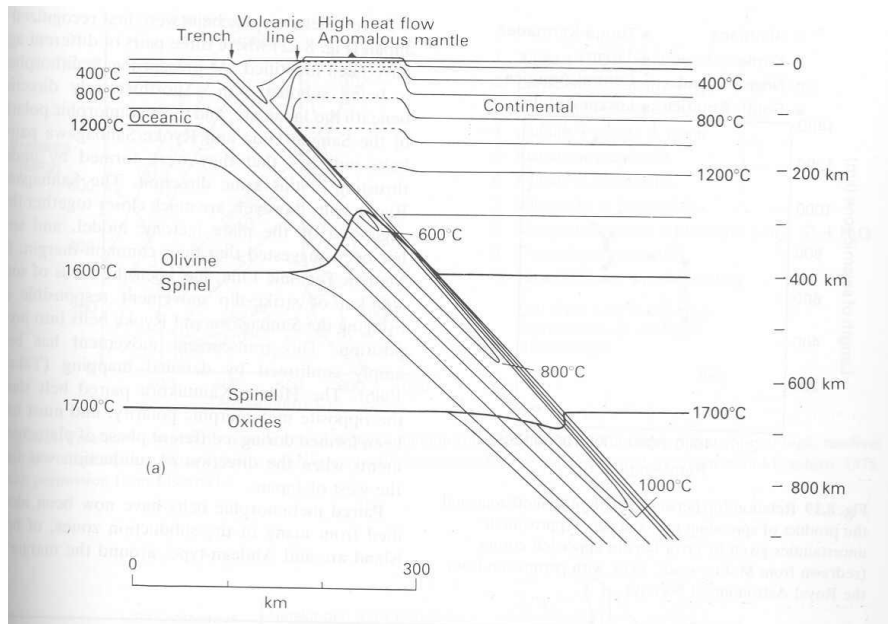


FIGURE 11.24 Double Wadati–Benioff zone in northeast Japan. (After Hasegawa *et al.*, 1978.)



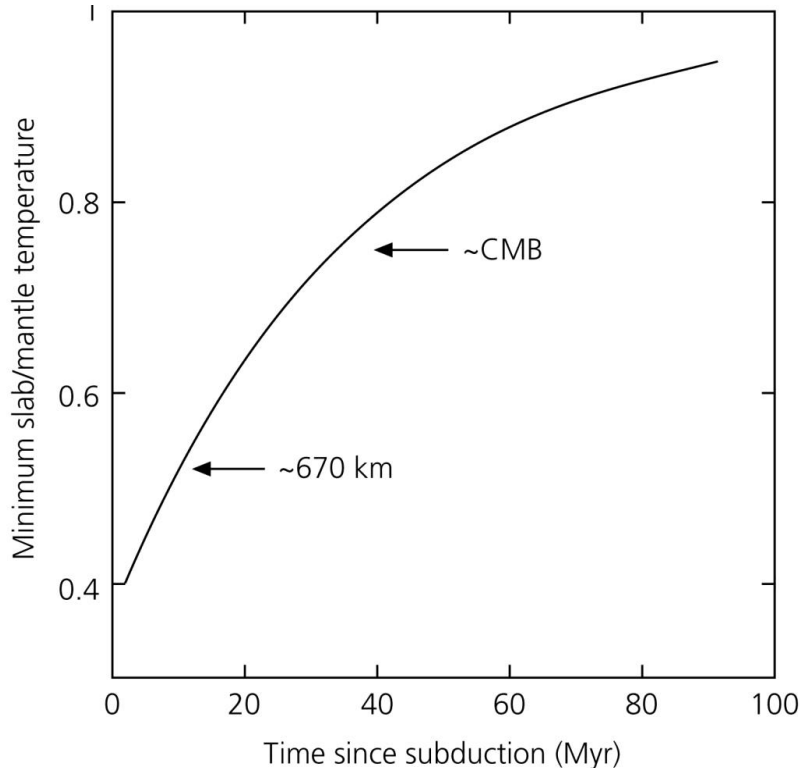
Chladná deska se ponořuje vlivem gravitace. Vytváří tak relativně úzké těleso schopné křehkého porušení zanořeného až stovky kilometrů do plastického plášťového materiálu. V této chladné desce mohou vznikat (a vznikají) zemětřesení soustředěná tak ve Wadati-Benioffově zóně.



E 11.24 Double Wadati-Benioff zone in northeast Japan. (After Hasegawa *et al.*,)



Podsouváná deska může dosáhnout rozhraní v hloubce 670km během cca 10 My. Za tuto dobu je zahřátá na teplotu odpovídající polovině teploty okolního pláště, tj. přestává být rigidní.

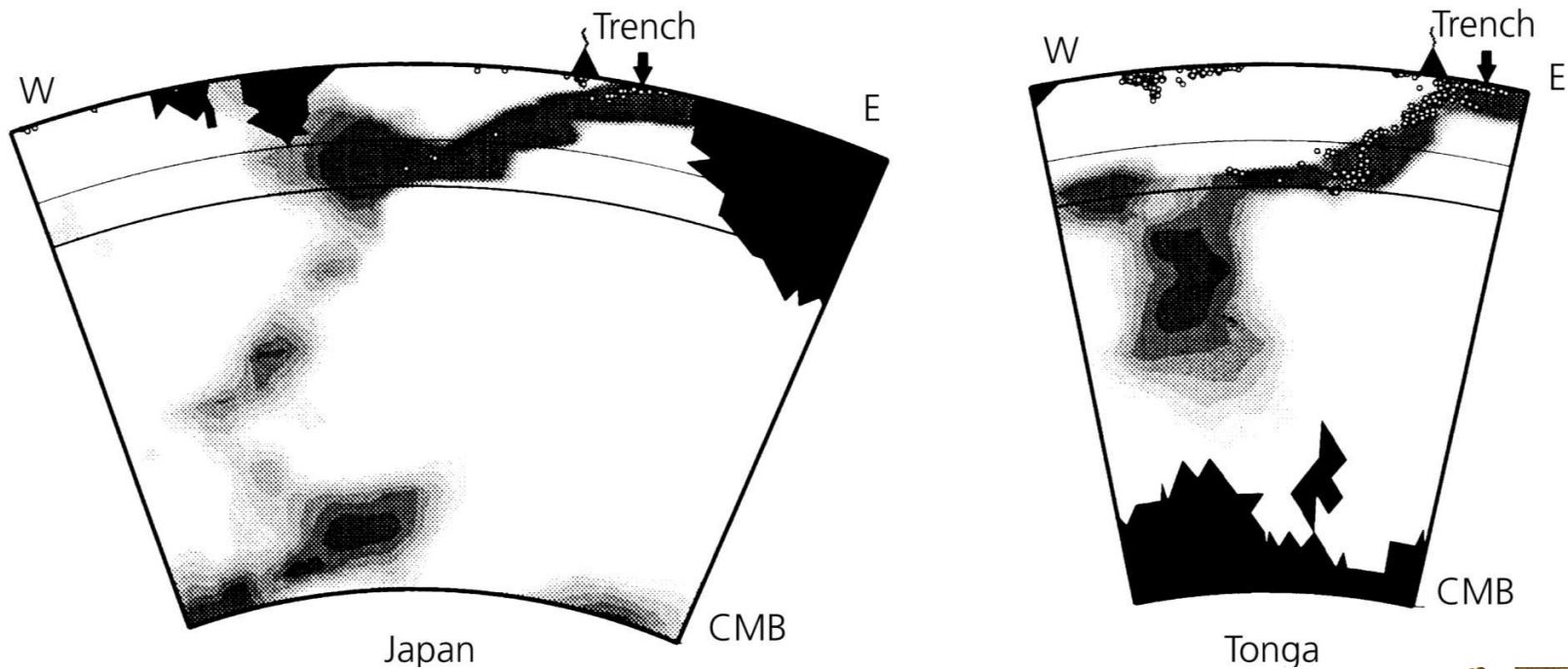


(Stein, Wysession 2003)



I když nemáme hypocentra otřesů s hloubkami přesahujícími 670km, deska může pronikat hlouběji do pláště aseismicky (bez seismických projevů).

Figure 5.4-21: Seismic tomographic images across the Japan and Tonga subduction zones.

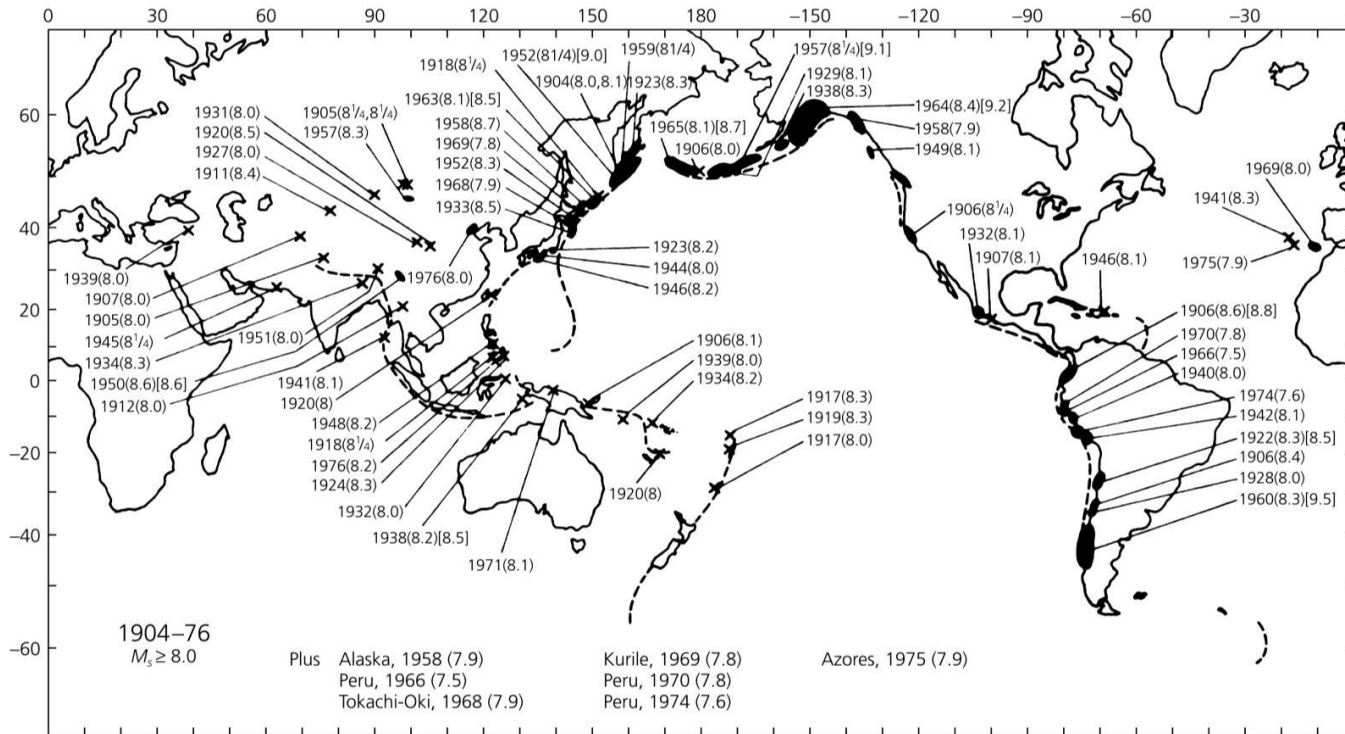


(Stein, Wysession 2003)



Velikost zemětřesení na konvergentním rozhraní může být extrémní.
 Subdukční zóny vykazují větší četnost silných zemětřesení ve srovnání s ostatními typy deskových rozhraní.

Figure 5.4-24: Locations of the largest earthquakes during 1904-1976.

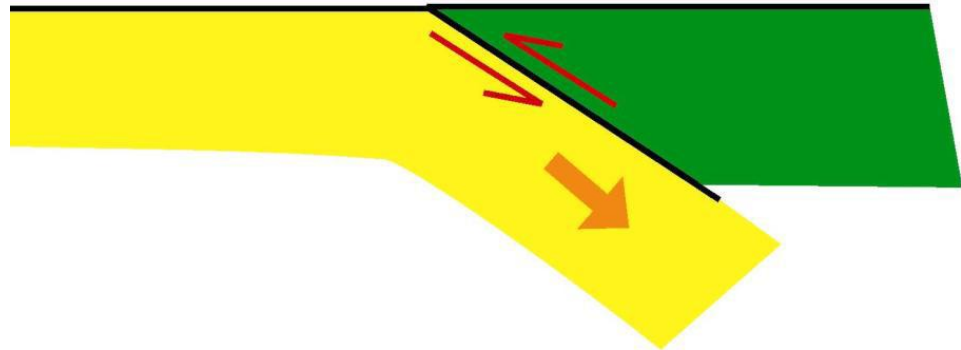


(Stein, Wysession 2003)

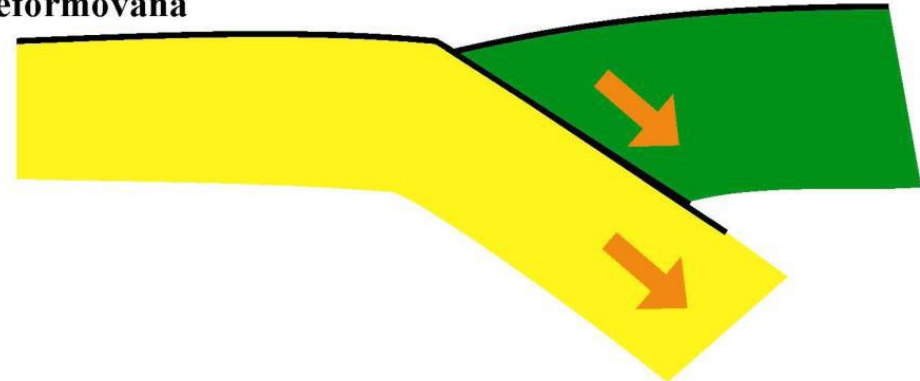


Extrémně silné otřesy na subdukčních rozhraních jsou spojeny s náhlým vyrovnáním napětí při zpětném prokluzu na zlomech kompresního systému na rozhraní obou sousedních desek.

subdukční rozhraní



spodní deska se plynule podsouvá, horní deska je elasticky deformována



napětí na deskovém rozhraní projevující se elastickou deformací dosáhlo kritické úrovně - dochází k náhlému křehkému prokluzu, při kterém je napětí uvolněno

