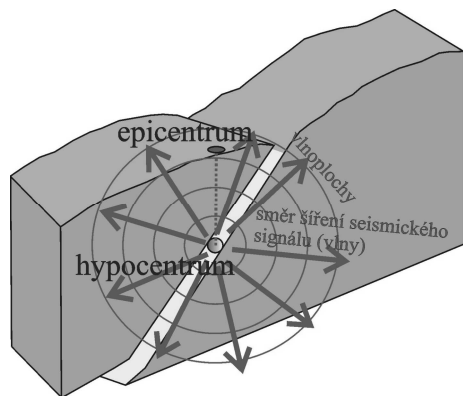


SEISMOLOGIE (využití seismologie při studiu stavby Země a tektonických procesů)

Seismologie je interdisciplinárním oborem. Jedná se o vědeckou disciplínu zabývající se problémem generování, šíření a záznamů elastických vln v Zemi a dalších přirozených kosmických tělesech.

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



Aby byla generována krátkoperiodická elastická (seismická) vlna, musí dojít k procesu, při kterém je v krátkém okamžiku uvolněna energie - čím větší je uvolněná energie, tím "silnější" je jev spojený s generováním seismických vln.

Pro kvantifikování "velikosti" zemětřesení je používána veličina **magnitudo** - což je veličina úměrná výchylce seismometru ve vzdálenosti 100 km od hypocentra. Je tedy funkcí pouze „velikosti zemětřesení“, nikoli funkcí místa.

Výchylka seismometru (amplituda) je ale závislá také na prostředí, kterým se signál šíří, a na aparatuře, kterou je zaznamenán.

Veličinu **magnitudo** 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.

Kromě Richtera magnituda odvozeného pro lokální jevy se dnes používají další magnituda odvozená na podobném principu.



Charles F. Richter (1900-1985)

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

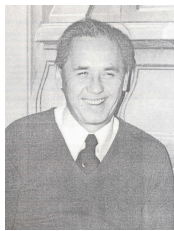
Účinky zemětřesení v daném místě pak popisuje jiná veličina nazývaná **seismická intenzita**.

Bylo sestaveno několik různých **škál seismické intenzity** popisujících účinky typické pro určité hodnoty seismické intenzity. Hodnota seismické intenzity je pak stanovena na základě porovnání pozorovaných účinků s účinky popsány ve škále intenzity.

První doložené použití intenzity známe z roku 1828 (použití veličiny intenzity Egenem), první mezinárodně používanou škálou byla desetistupňová škála Rossi-Forel z roku 1883.

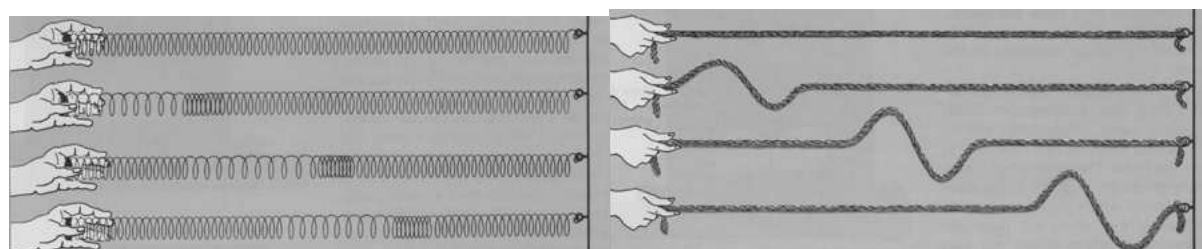
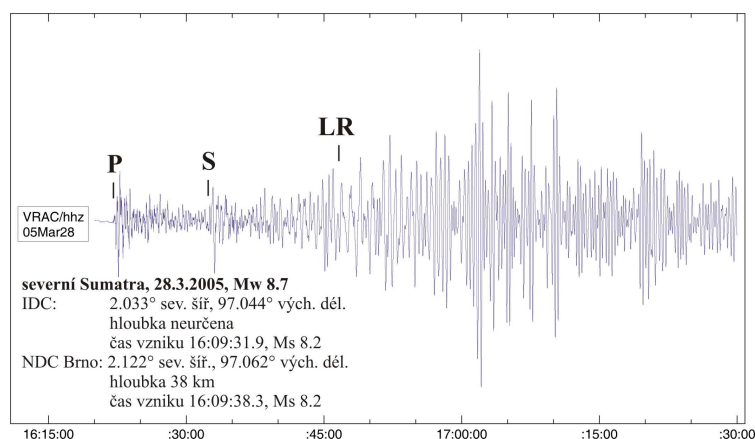
V jižní Evropě je dosud rozšířena škála MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg) z roku 1932.

Podle platné normy ČR je seismická intenzita v České republice posuzována podle škály MSK-64 (Medveděv - Sponheur - Kárník) z roku 1964.



Vít Kárník (1926-1994)

V roce 1988 souhlasila Evropská Seismologická Komise s plánem iniciovat revizi stupnice MSK, finální verze revidované stupnice MSK byla publikována roku 1998 a je nazývána EMS (European Macroseismic Scale). Škála EMS je nejpoužívanější škálou v Evropě.



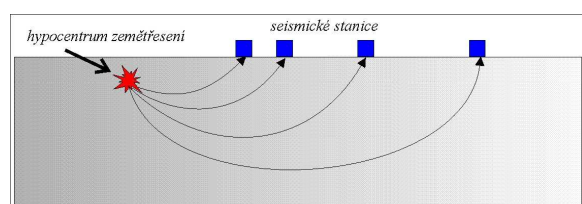
Seismickou vlnu lze stručně charakterizovat jako kmitání částic kontinua, které se šíří směrem od zdroje. Toto kmitání je buď **podélné** (ve směru šíření vlny) nebo **příčné** (ve směru kolmém na směr šíření vlny).

Seismický signál tvoří oba typy vln (**podélné vlny P** a **příčné vlny S**).

Elastické vlny se šíří od zdroje (hypocentra) do všech stran a jsou pak zaznamenány v určité vzdálenosti od zdroje.

Na seismickém záznamu lze obvykle pozorovat tři základní skupiny seismických fází – **primární fáze** (tvořené podélnými vlnami), **sekundární fáze** (tvořené příčnými vlnami) a **povrchové vlny**.

Seismický signál je detekován na povrchu Země seismickými stanicemi, které jsou rozmístěny v různých vzdálenostech od epicentra – detekují tedy signál v různý čas. Čím je stanice vzdálenější, tím delší dráhu musel seismický signál před detekcí projít a tím později je signál zaregistrován.



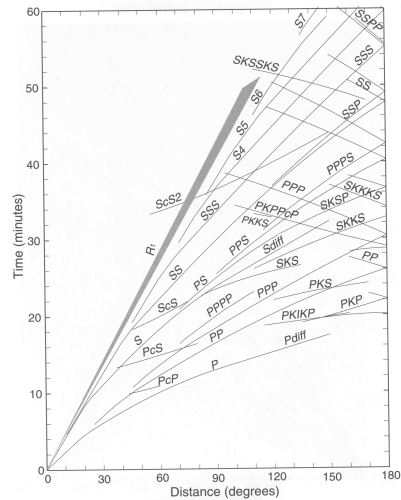
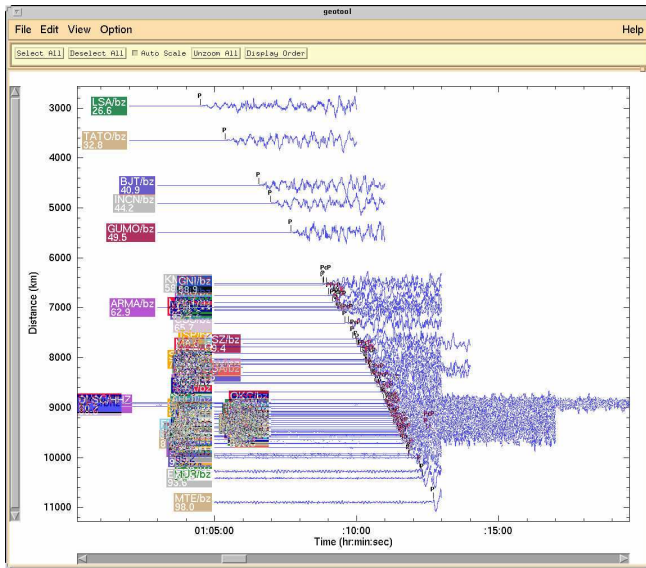
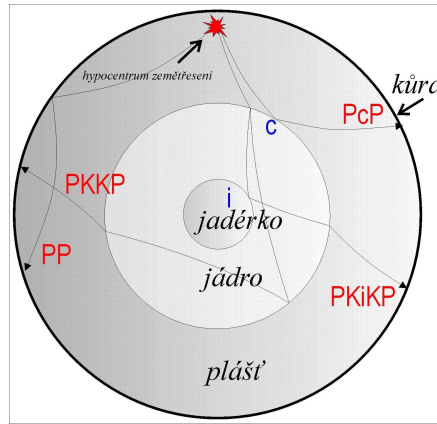
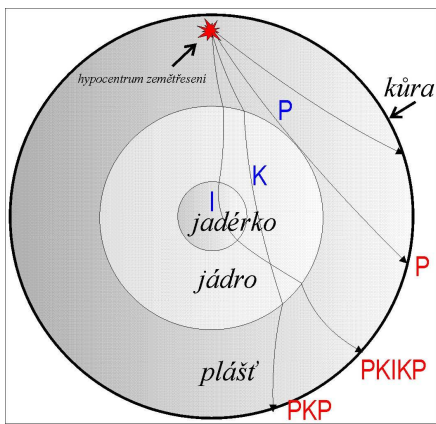


Fig. 4.23. The phases visible in the long-period stacks shown in Figures 4.20-4.22. Travel time curves are calculated using the IASP91 velocity model (Kennett and Engdahl, 1991). (From Astiz et al., 1996.)

Čas registrace závisí na vzdálenosti seismické stanice od epicentra (**epicentrální vzdálenost**) a na rychlosti seismické vlny. Grafické závislosti (křivce) mezi epicentrální vzdáleností a časem registrace říkáme **hodochrone**.

Zemské těleso není homogenní. Nehomogenity v rychlostech seismických vln pak způsobují **odraz, lom, difrakci** či **interferenci** seismických paprsků.

V jednom místě detekce seismického signálu tak může být detekováno v různém čase více fází podélných i příčných vln (pro rozlišení jsou různé fáze seismických vln označovány kódem, který popisuje, jak se daná seismická fáze šířila zemským tělesem).



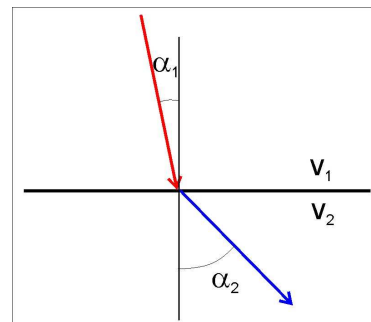
Lom seismického paprsku:

Na rozhraní dvou vrstev o různých rychlostech šíření seismických vln dochází k lomu seismického paprsku podle tzv. Snellova zákona:

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



Willebrord van Roijen Snell (1580-1626)



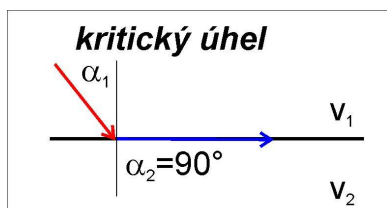
Podíl sinu úhlu svíraného paprskem a přímkou kolmou k rozhraní vůči rychlosti šíření paprsku (tj. paprskový parametr p) je konstantní.

$$\frac{\sin \alpha}{v} = \text{konstanta} = p$$

- 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.

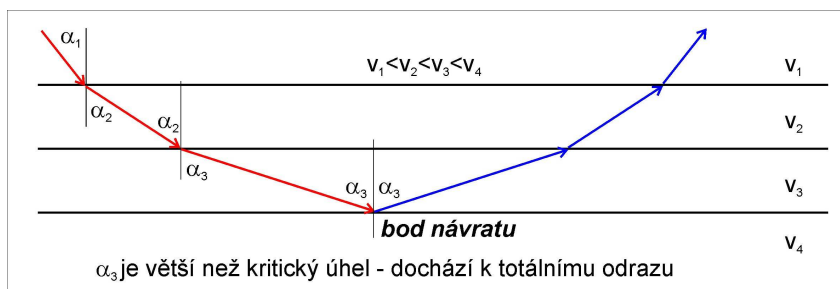
- Pokud paprsek dopadá na rozhraní pod tzv. kritickým úhlem, láme se podél rozhraní.



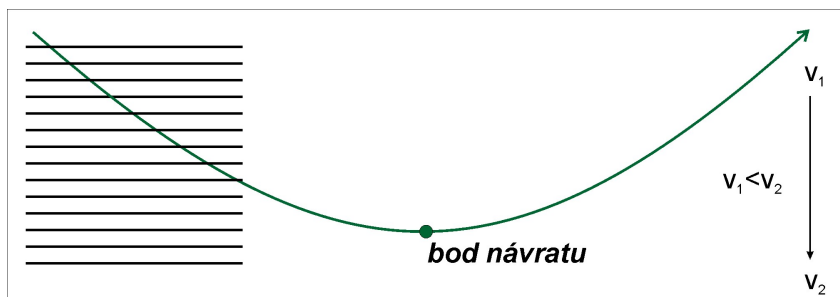
$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2} = \frac{1}{v_2}$$

Lom seismického paprsku ve vrstevním prostředí:

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

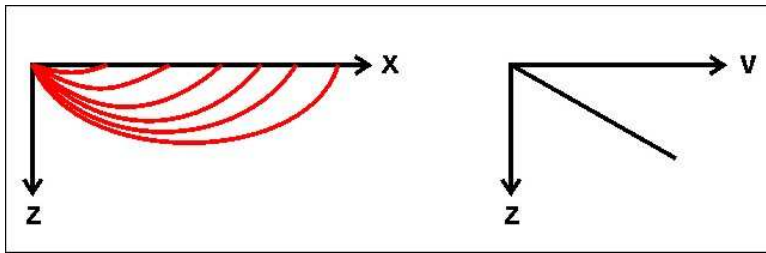


V případě plynulého zvětšování rychlosti do hloubky si lze situaci představit jako průchod paprsku vrstevním prostředím s „velmi tenkými“ vrstvami a malými změnami rychlostí.

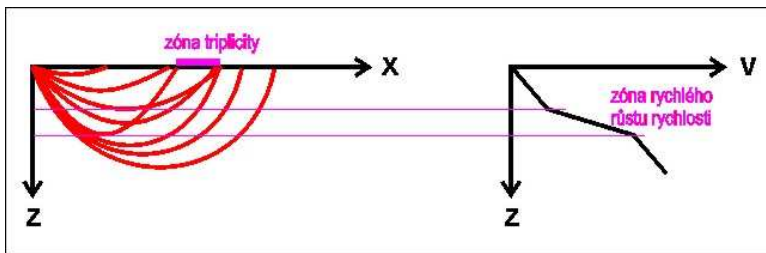


V prostředí s plynule rostoucí rychlostí do hloubky tak dochází k zakřivení seismického paprsku přímé, který se tak „vrací“ k povrchu, kde je detekován.

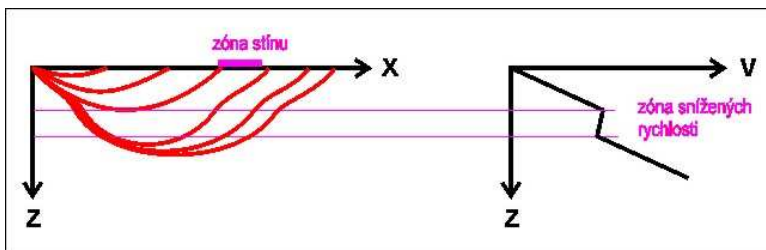
V prostředí s lineárně rostoucí rychlostí seismických vln do hloubky se do každého místa na povrchu šíří signál pouze podél jedné dráhy (do každého místa míří jen jeden paprsek).



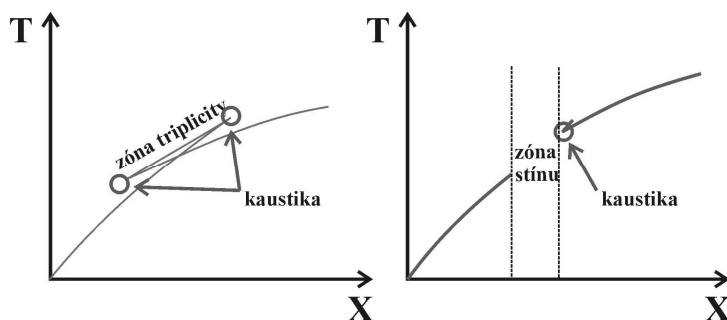
Zóny, v nichž rychlost do hloubky roste mnohem intenzivněji, způsobují zakřivení paprsků tak, že se na povrchu vytváří zóna, v níž může být detekován signál šířící se podél tří různých drah (tzv. **zóna triplicity**). V této zóně tak jsou detekovány obecně tři různé fáze přímé vlny, které se liší hodnotou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



Existence zóny triplicity nebo zóny stínu se zřetelně projevuje také na hodochroně přímé vlny. V zóně triplicity je křivka hodochrony „ztrojena“, v zóně stínu je křivka hodochrony přerušena.



Při okrajích zón triplicity či zón seismického stínu mohou existovat vlivem diskutované nehomogenity rychlostí seismických vln místa, na která dopadají dva různé seismické paprsky přibližně ve stejný čas (tzv. **zóny kaustiky**). Seismické vlny obou paprsků pak vzájemně interferují, což může vést k podstatnému zesílení amplitudy signálu.

Využití seismologie při studiu stavby Země:

Data získaná při monitorování seismické aktivity Země jsou významným zdrojem informací o charakteru hlubších partií zemského tělesa. Jejich analýza totiž umožňuje studovat významná rychlostní rozhraní (projevující se lomem, odrazem či difrakcí seismických paprsků) a některé materiálové vlastnosti jednotlivých

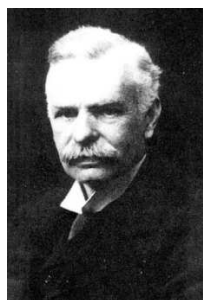
vrstev (projevující se rychlostmi různých typů seismických vln a/nebo tím, zda přenáší či nepřenáší příčné vlnění).

Studium hlubších struktur Země je založeno na analýze křivek (hodochron) popisujících čas, který potřebují seismické vlny vzdálených zemětřesení k průchodu zemským tělesem.

Jedny z prvních takových křivek a tabulek byly sestaveny a studovány **Oldhamem**, který na jejich základě (na základě snížených rychlostí P-vln) v roce **1906** odvodil existenci **zemského jádra**. Hloubku rozhraní pláště a jádra odhadl na 3900 km.

Oldhamem ukázaná zóna snížených rychlostí P-vln (vnější jádro) vyžaduje existenci široké **zóny seismického stínu**. Tuto zónu pak v epicentrálních vzdálenostech 105° - 143° prokázal v roce **1912 Gutenberg**, který odhadl hloubku horního rozhraní jádra na 2900 km.

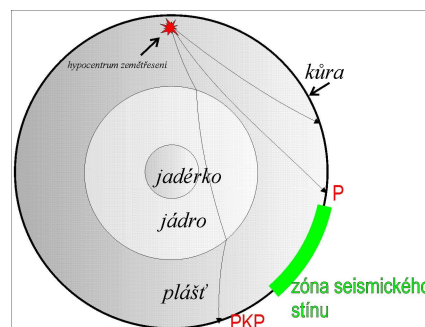
Hloubka **rozhraní zemského pláště a vnějšího jádra** byla s využitím statistických metod a nově upravených křivek hodochron v roce 1939 upřesněna **Jeffreysem** na hodnotu **2898 ± 3 km**.



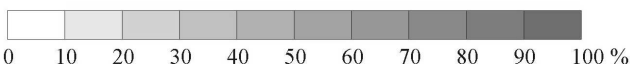
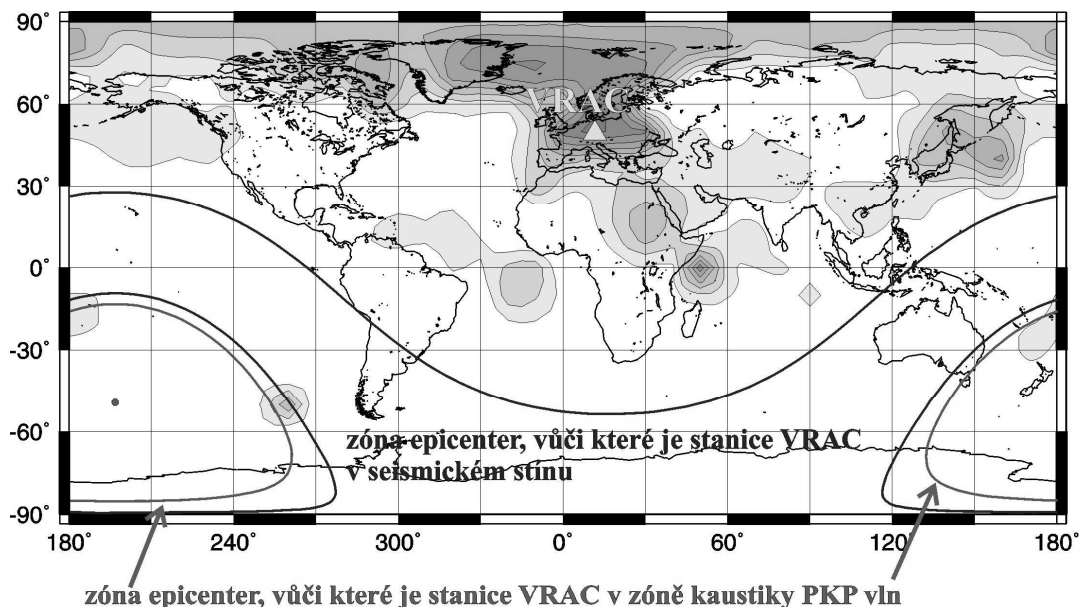
Richard Dixon Oldham (1858-1936)



Beno Gutenberg (1889-1960)



Zóna seismického stínu způsobená existencí zemského jádra se tak projevuje výrazným snížením detekčních schopností seismologických stanic pro jevy v epicentrálních vzdálenostech 105° - 143° .

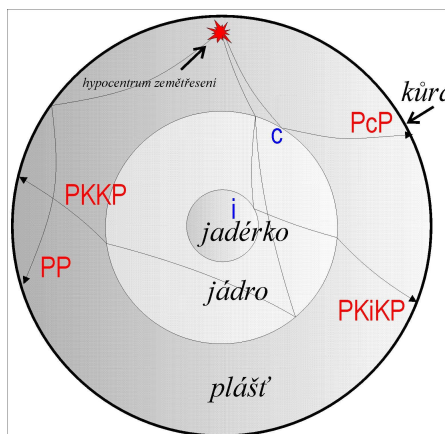


Poměry v počtu detekcí stanic VRAC a lokalizací Mezinárodním monitorovacím systémem v letech 2001-2003 (mb = 4.0 - 4.5).

V roce **1935** publikovala **Lehmannová** hypotézu o existenci pevného **jadérka**, 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), tzv. „**Lehmann discontinuity**“.



Inge Lehmannová (1888-1993)

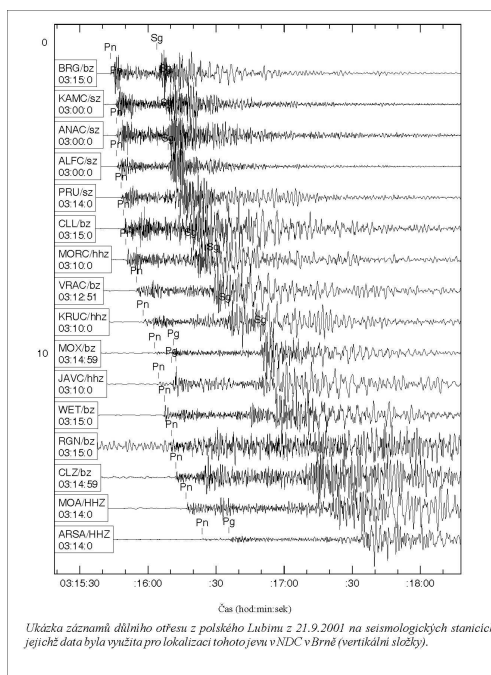
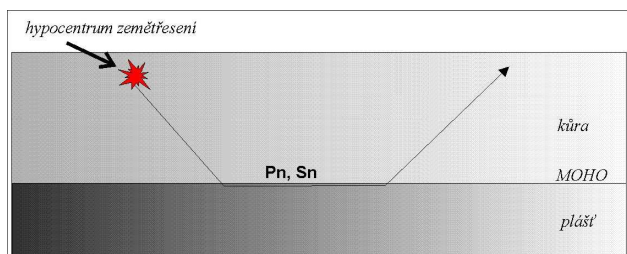


Již dříve, v roce 1909 odvodil **Mohorovičič** z křivek platných pro regionální seismické vlny existenci diskontinuity na rozhraní zemské kůry a pláště – tato diskontinuita (**MOHO**) nese proto jeho jméno.



Andrija Mohorovicic (1857-1936)

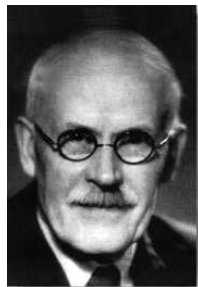
Lomem podél MOHO diskontinuity vznikají lomené vlny Pn, které se významně projevují na záznamech regionálních jevů.



Do konce 30. let minulého století tak byl na základě seismologie vytvořen základní model Země rozdělující její nitro na kůru, plášť, vnější jádro a vnitřní jádro.

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** – tyto tabulky jsou široce využívány i v dnešní době.



sir Harold Jeffreys (1891-1989)



Keith Edward Bullen (1906-1976)

Nově jsou pak využívány křivky a tabulky vycházející z **ISC katalogu z let 1964-1988**. 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.

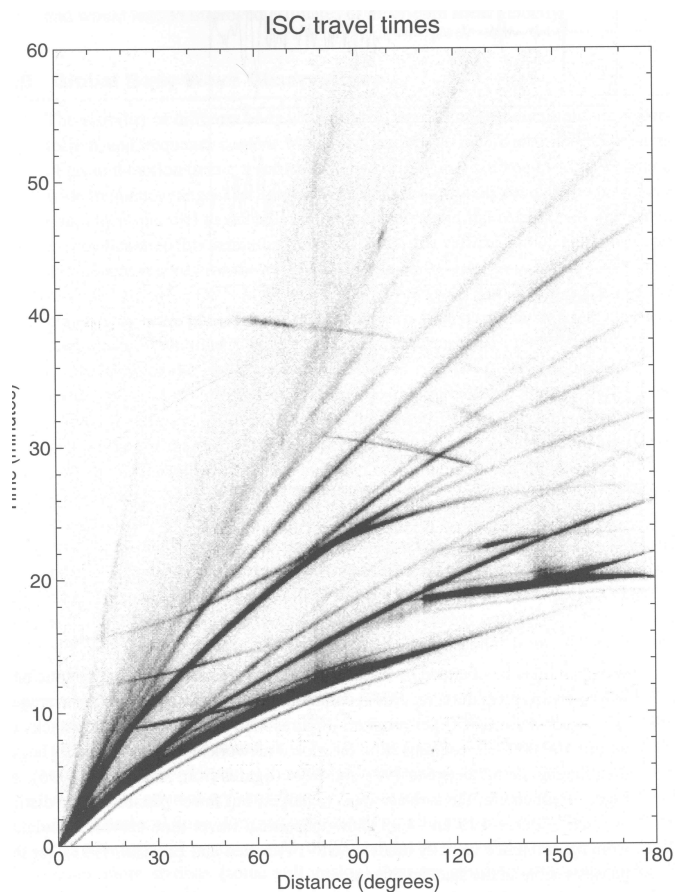


Fig. 4.17. Travel time picks collected by the ISC between 1964 and 1987 for events shallower than 50 km. Over five million individual picks are plotted, the bulk of which are *P*, *PKP*, and *S* arrivals. However, several later arriving branches can also be seen, including *PP*, *PKS*, *PcP*, *PcS*, *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 zhromážděny 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).

Získaná data umožňují upřesnit skutečný průběh hodochron.

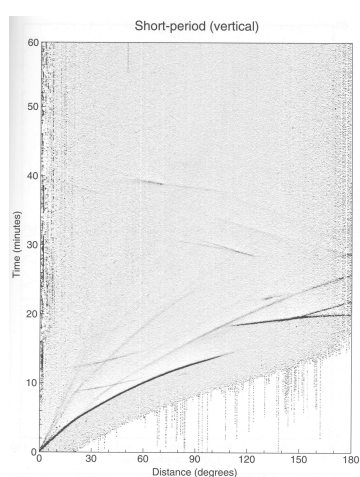


Fig. 4.18. A stack of short-period ($< 2\text{ s}</math>), vertical component data from the global networks between 1988 to 1994. See Figure 4.19 for a key to the phase names. (From Astiz et al., 1996.)$

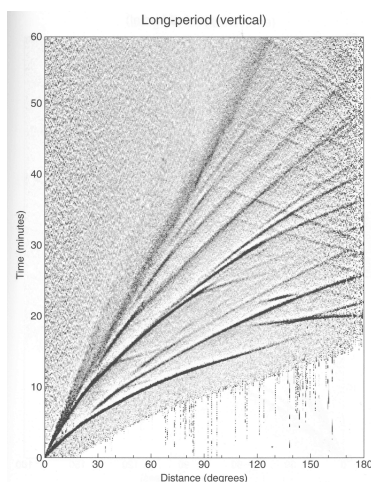


Fig. 4.20. A stack of long-period ($> 10\text{ s}</math>), vertical component data from the global networks between 1988 to 1994. See Figure 4.23 for a key to the phase names. (From Astiz et al., 1996.)$

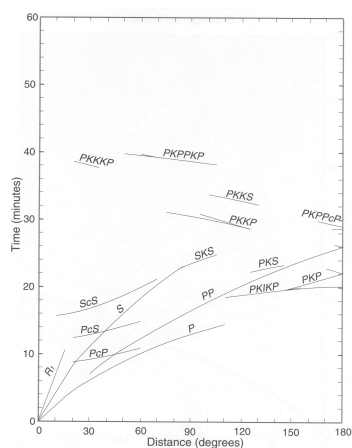
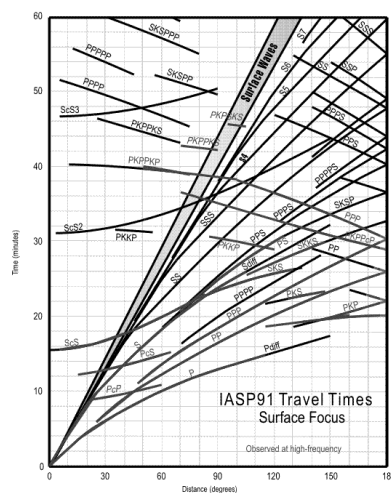


Fig. 4.19. A key to the phases visible in the short-period stack plotted in Fig. 4.18. Travel time curves are calculated using the IASP91 velocity model (Kennet and Engdahl, 1991). (From Astiz et al., 1996.)

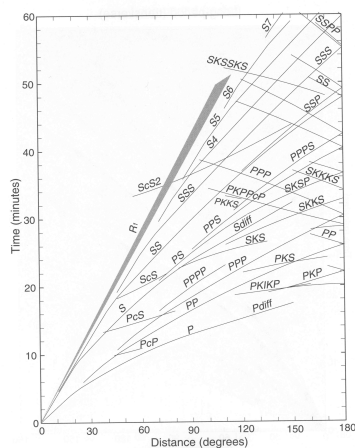


Fig. 4.23. The phases visible in the long-period stacks shown in Figures 4.20-4.22. Travel time curves are calculated using the IASP91 velocity model (Kennet and Engdahl, 1991). (From Astiz et al., 1996.)

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

Schematický model rychlosti seismických vln v různých hloubkách zemského tělesa ukazuje zřetelně rozdělení zemského tělesa na plášť, vnější jádro a vnitřní jádro, přičemž vnější jádro nenesé příčné vlny a není tedy rigidní.

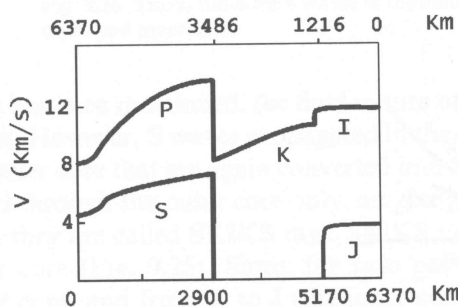


Fig. 9.22. Velocity distributions of P and S waves in the mantle, and in the outer and inner core.

Podobně detailnější model rychlosti podélných vln zřetelně ukazuje 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**.

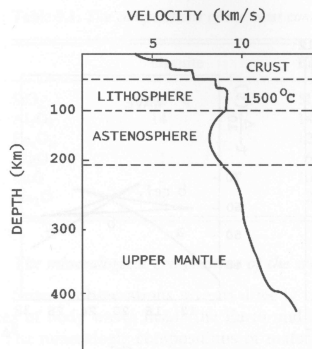


Fig. 9.13. P wave velocity profile in the lithosphere, asthenosphere, and mantle.

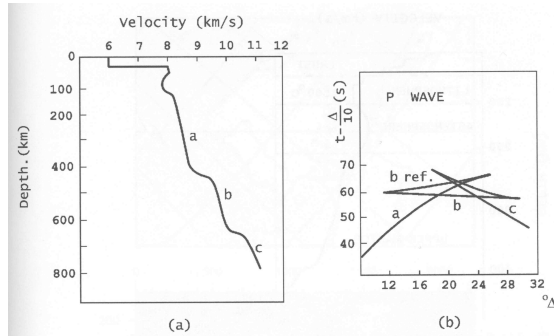


Fig. 9.12. (a) The velocity distribution of P waves in the upper mantle. (b) The reduced travel time curve, showing branches of waves refracted in a, reflected in b, refracted in b, reflected in c, and refracted in c.

Rychlost seismických vln úzce souvisí s dalšími materiálovými veličinami, jako je hustota či rigidita. Proto modely založené na analýze rychlostí seismických vln mohou sledovat hloubkovou závislost také například pro hustotu (ρ), rigiditu (m), modul objemové pružnosti (K), tlak (P) a gravitační zrychlení (g).

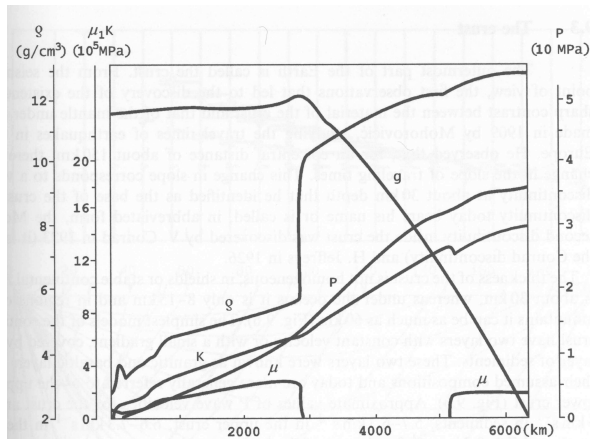
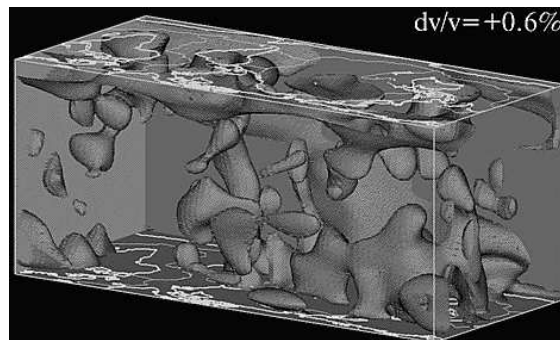
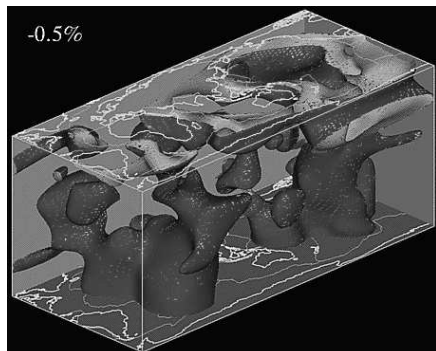


Fig. 9.5. Distributions in the Earth's interior of gravity (g), density (ρ), pressure (P), the bulk modulus (K), and the rigidity modulus (μ).

Velké množství seismologických dat umožňuje studovat nehomogenitu zemského tělesa nejen v jednom "vertikálním" směru, ale také třírozměrně. Pomocí tzv. seismické tomografie je zjišťována nehomogenita pláště, která má původ v rozdílné teplotě materiálu. Rozdílná teplota vede k rozdílné hustotě a tedy také k rozdílné rychlosti šíření seismického signálu.

Horké části v zemském plášti mají nižší hustotu. Při zemském povrchu korespondují horká tělesa zjištěná v plášti s výskytem riftů a horkých skvrn. Naopak chladný materiál v plášti má vyšší hustotu. Při zemském povrchu korespondují chladná tělesa zjištěná v plášti se subdukčními zónami.



Využití seismologie při studiu zemské kůry a při studiu tektonických pohybů v zemské kůře:

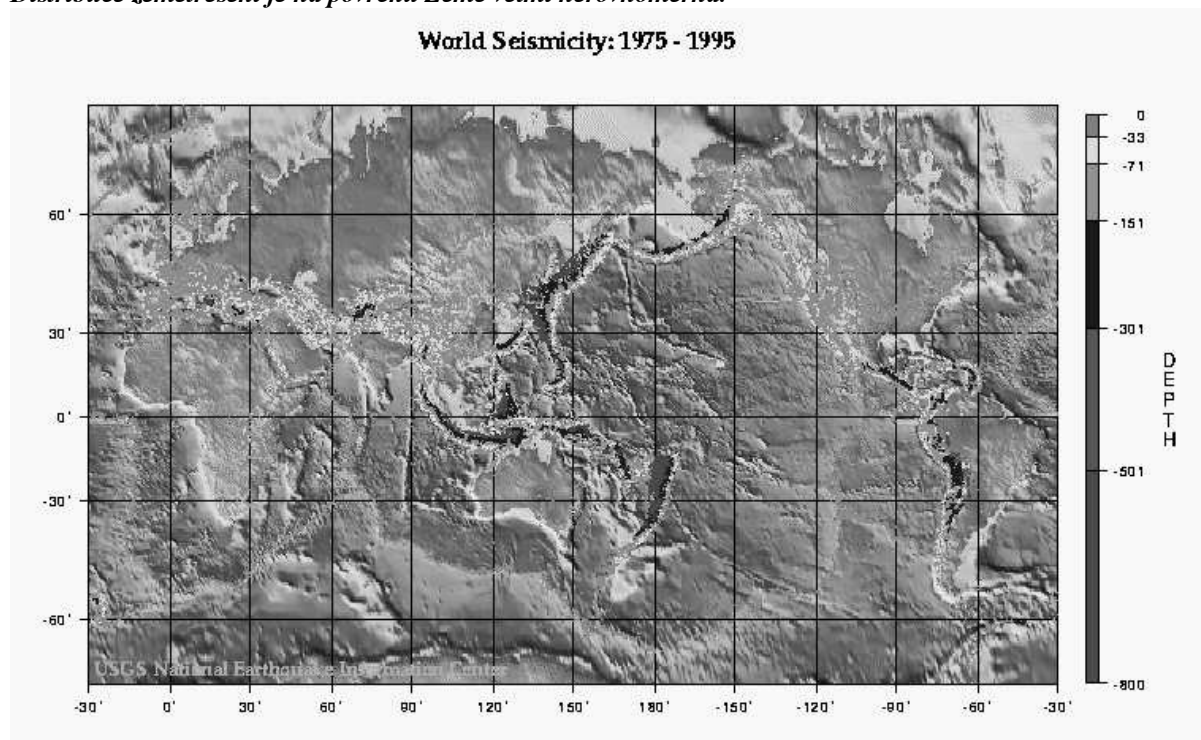
Studiem stavby zemské kůry a svrchního pláště na základě analýzy seismického signálu produkovaného známým zdrojem (obvykle umělým odpalem) se zabývá seismika.

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.

a) Studium globální tektoniky

Distribuce zemětřesení je na povrchu Země velmi nerovnoměrná.



Studiem vztahu geologických struktur a výskytzem zemětřesení se zabývá řada vědců od konce 19. století. Mezi prvními byli **Milne, Mercalli, Sieberg, Montessus de Ballore, Koto** nebo **Omori**.



John Milne (1850-1913)



Giuseppe Mercalli (1850-1914)



August Heinrich Sieberg (1875-1945)



Fernando Montessus de Ballore (1851-1923)



Bunjiro Koto (1856-1935)



Fusakichi Omori (1868-1923)

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

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

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**.

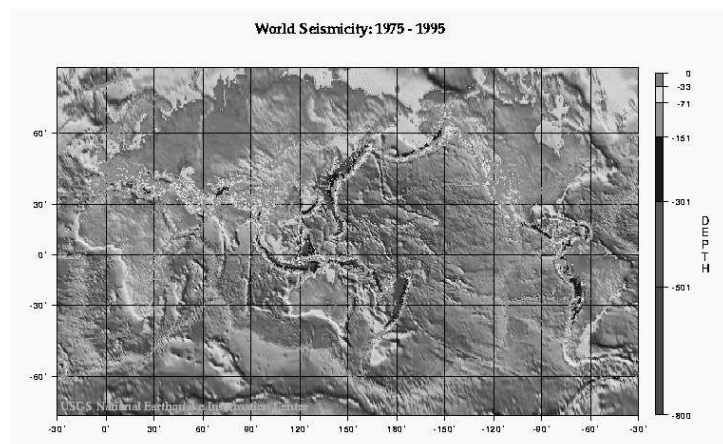
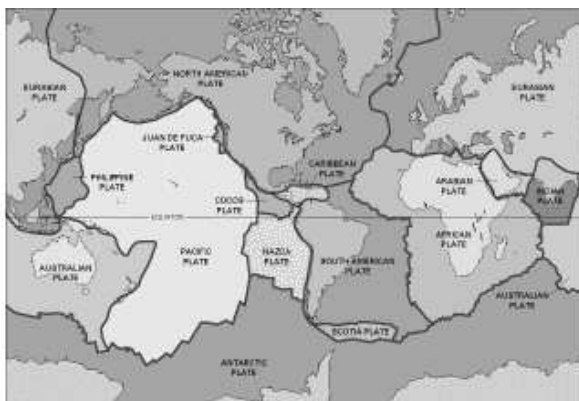
Dnes se studium seismicity opírá o moderní katalogy jako jsou katalogy **ISC** (International Seismological Centre, Newbury) nebo **NEIC** (National Earthquake Information Service, Denver).

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.**

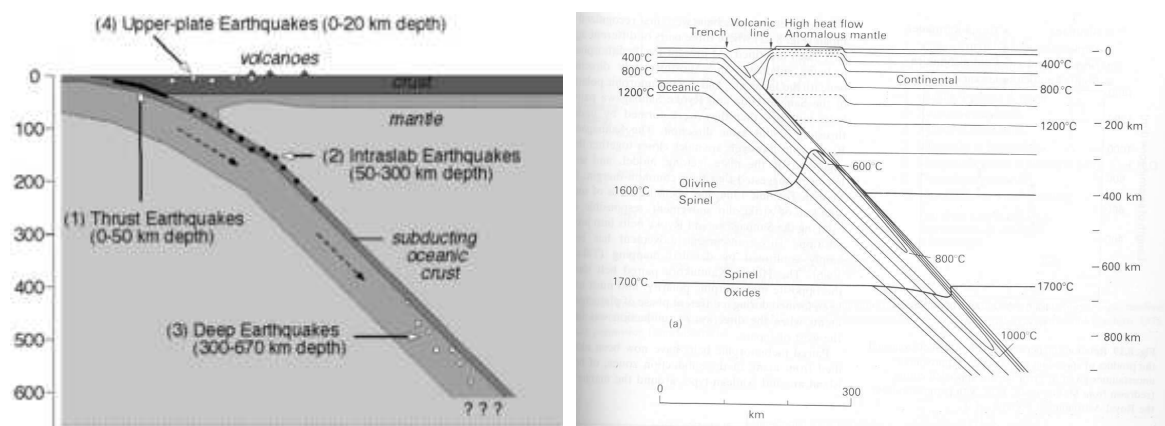


Alfred Lothar Wegener (1880-1930)

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



Charakter distribuce ohnisek zemětřesení je různý u různých typů deskového rozhraní. V subdukčních zónách jsou známy nejhlubší zemětřesení, která jsou soustředěna do tělesa ponořující desky.



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

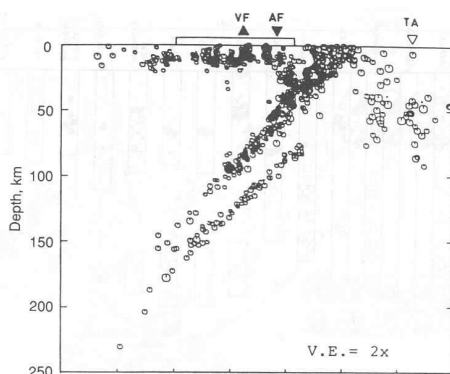


FIGURE 11.24 Double Wadati-Benioff zone in northeast Japan. (After Hasegawa et al., 1978.)

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)

b) Studium vnitrodeskových seismicky aktivních tektonických struktur

Podobně jako globální distribuce seismické aktivity koresponduje především s okraji litosférických desek, distribuce vnitrodeskové přirozené seismicity souvisí převážně s recentně aktivními tektonickými strukturami.

Distribuce zemětřesení vznikajících při prokluzech na zlomech tvořících tyto tektonické struktury pak ukazuje její geometrii.

Některé struktury úzce souvisejí se závěrečnými stádii kolize desek, jak např. zóna Vrancea v Rumunsku.

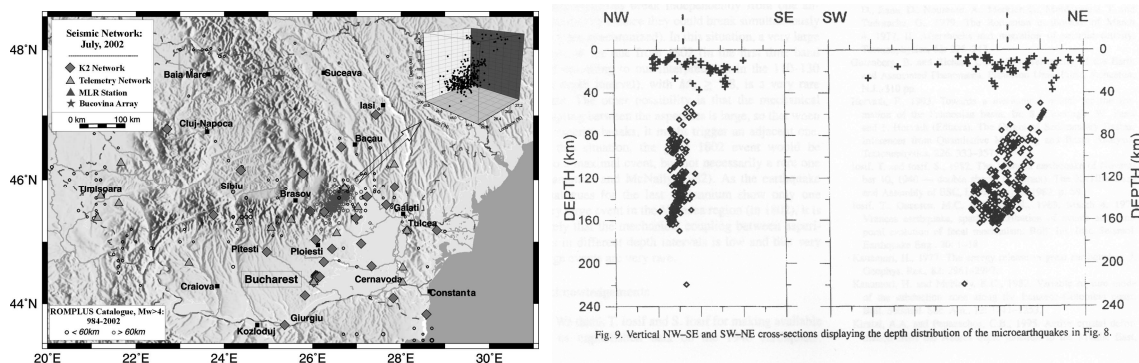


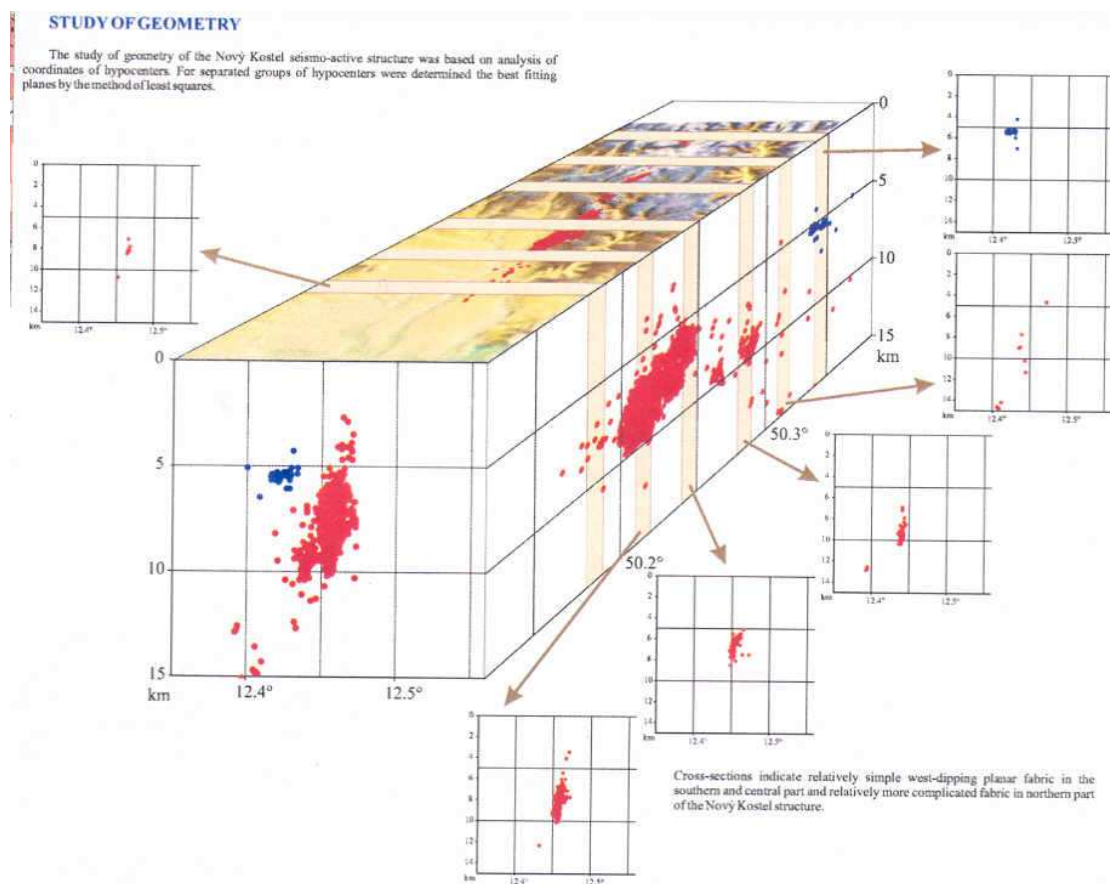
Fig. 9. Vertical NW-SE and SW-NE cross-sections displaying the depth distribution of the microearthquakes in Fig. 8.

Prostorová distribuce hypocenter ukazující geometrii trosky subduované kůry zanořené do pláště v regionu Vrancea v Rumunsku.

V současnosti vykazuje zóna Vrancea významnou seismickou aktivitu s charakterem blízkým seismicitě v subdukčních zónách:

- hluboká zemětřesení (hloubky několik stovek kilometrů)
- silné otřesy (magnitudo M_w nejsilnějších známých otřesů přesáhlo hodnotu 7), poslední středně silné zemětřesení bylo zaznamenáno 26.10.2005 (magnitudo 5.2).

V Českém masivu poskytují seismologická data významné informace o geometrii recentně seismo-tektonicky aktivních struktur v západních Čechách.



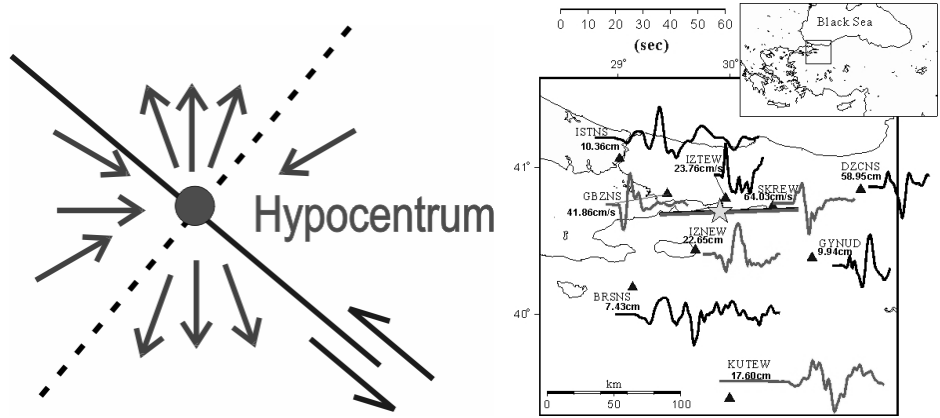
Schematic E-W cross-sections of the Nový Kostel seismo-active structure (examples of six cross-section are shown). Block of Nový Kostel region is cut by E-W sections into 0.01° (~1 km) wide plates, hypocenters from each plate are plotted in one cross-section.

Prostorová distribuce hypocenter ukazující geometrii recentně seismicky aktivní strmé střížné zóny procházející epicentrální oblastí Nový Kostel v regionu západních Čech.

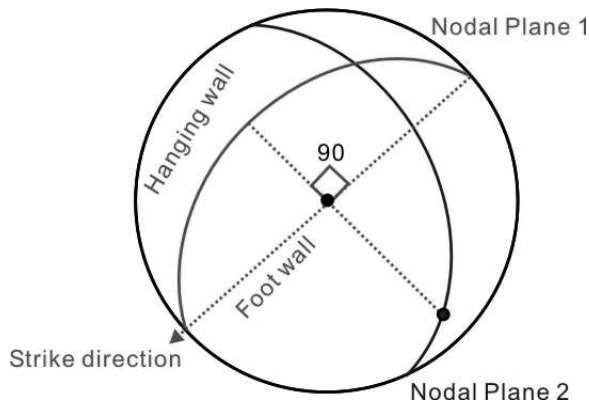
c) Studium kinematiky tektonických struktur a napětí

Sesimická data umožňují bližší studium charakteru ohniska zemětřesení, včetně studia geometrie a kinematiky zlomové struktury, na které došlo k prokluzu spojenému se zemětřesením.

Kinematika zlomu má odraz v polaritě a v amplitudové charakteristice signálu šířícího se v určitém směru od zdroje.



Na základě analýzy seismického signálu detekovaného na různých stanicích obklopujících ohnisko je pak možné odvodit tzv. **fokální mechanismus** - tj. orientaci dvou vzájemě kolmých tzv. nodálních ploch, z nichž jedna je reálným zlomem a druhá je plocha kolmá ke zlomu a ke směru prokluzu na zlomové ploše, přičemž je znám také smysl tohoto prokluzu.



Analýza fokálních mechanismů pak umožňuje charakterizovat orientaci hlavních os napětí v zemské kůře.

