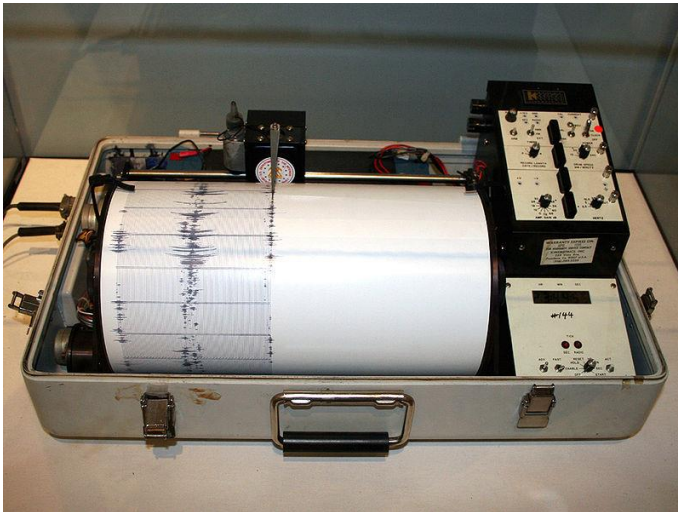


SEISMOLOGIE A SEISMOTEKTONIKA

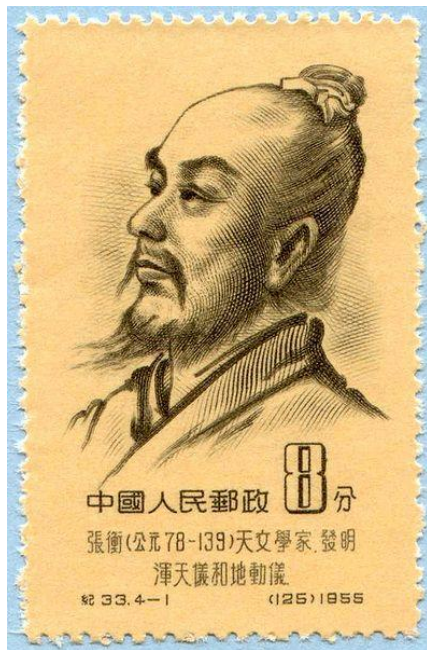
část 6.: Registrace seismického záznamu

seismická aparatura – je zařízení, které slouží k detekování a zaznamenání seismického signálu (zejména projevů zemětřesení).

Moderní aparatura se skládá z několika částí. Vlastní detekování signálu je zprostředkováno buď **seismoskopem** nebo **seismometrem**. U moderních stanic je záznam dále digitalizován a to pomocí zařízení nazývaného **digitizér**.



Seismoskop – je zařízení, které detekuje zemětřesení a podává informace o některých jeho vlastnostech, ale nevytváří jeho záznam. První známý seismoskop pochází z Číny, vynalezl jej filozof Chang Heng v r. 132.



**Chang Heng
(78-139)**



Seismometr – je zařízení, které detekuje a umožňuje zaznamenat vlnění produkované zemětřesením.

Seismometry byly většinou založeny na principu kyvadla. U prvních přístrojů bylo kyvadlo vertikální.

Relativní pohyb je měřen buď jako pohyb půdy vůči hmotě (závaží) spojené s přístrojem (tzv. **setrvačné seismometry**), nebo jako relativní posunutí dvou bodů (tzv. **strainmetry**)

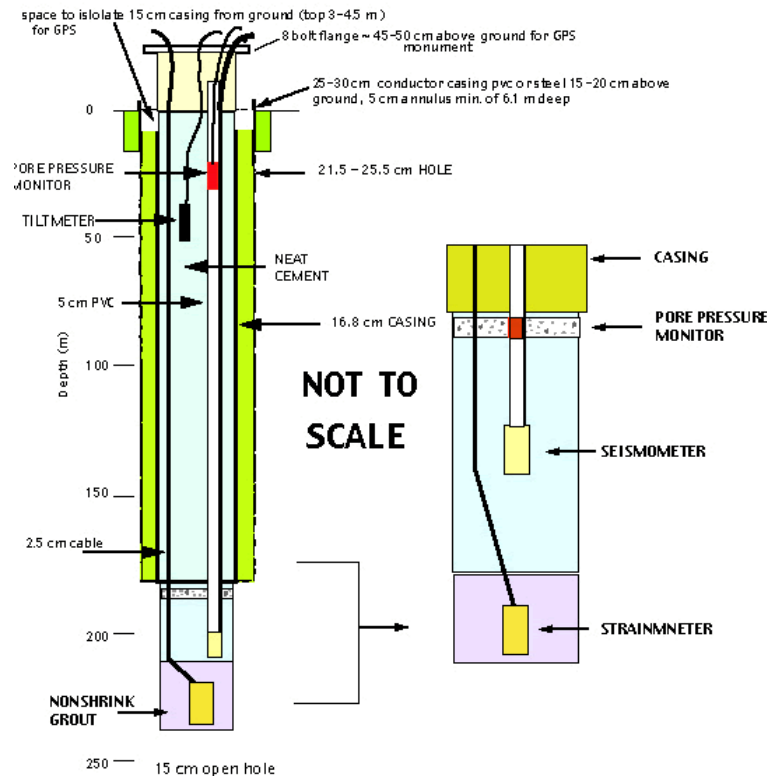
Strainmetry (dilatometry) – měří změny relativní vzdálenosti dvou bodů na zemském povrchu (pro přesné určení délky jsou obvykle používány lasery).

Jedná se často o přístroje značných délek (s rostoucí délkou roste citlivost přístroje)



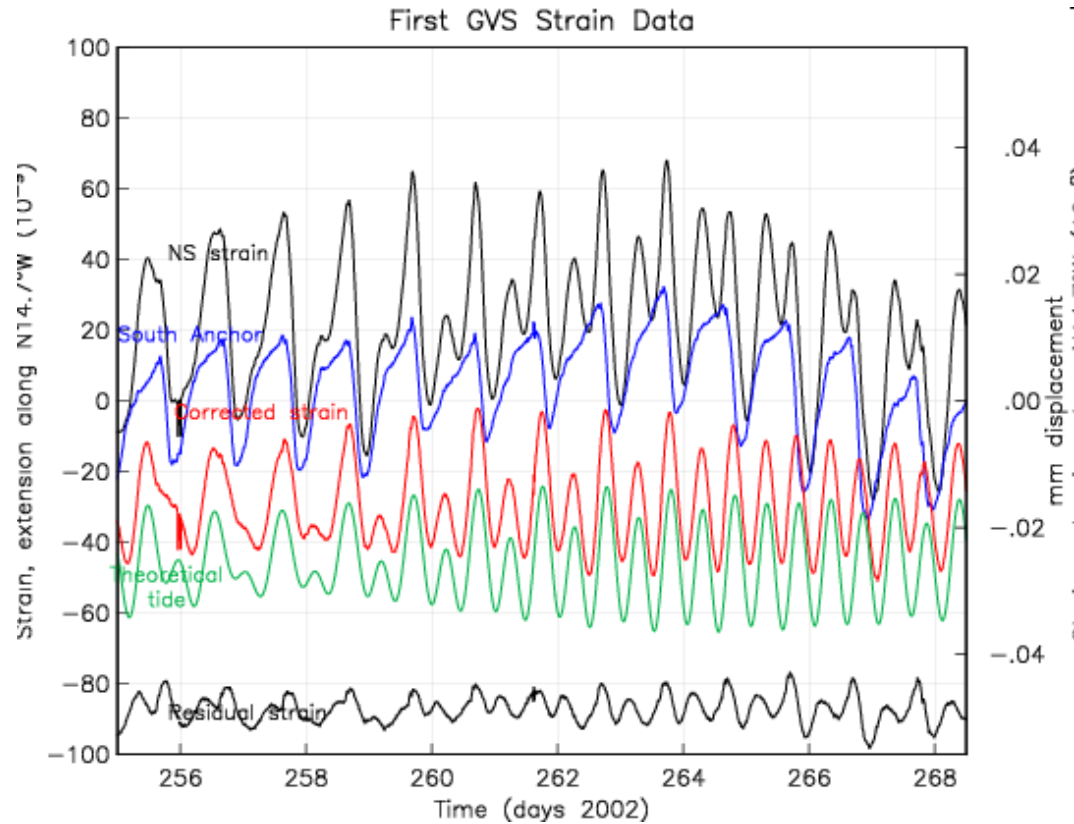
laserový strainmetr GVS (Glendale, Kalifornie)

Pro jiné účely jsou konstruovány ale také strainmetry malých rozměrů (např. použití ve vrtech).



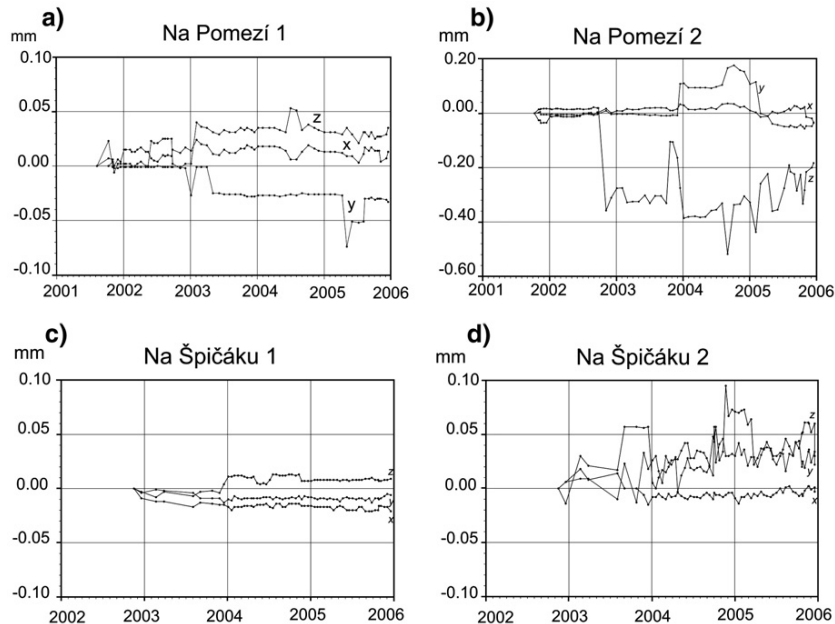
technologie GTSM pro použití ve vrtech (sada přístrojů včetně strainmetru)

Jsou schopny měřit pohyby s periodou od řádu sekundy do řádů dnů, měsíců či let.



deformace zjištěné laserovým strainmetrem GVS (Glendale, Kalifornie)

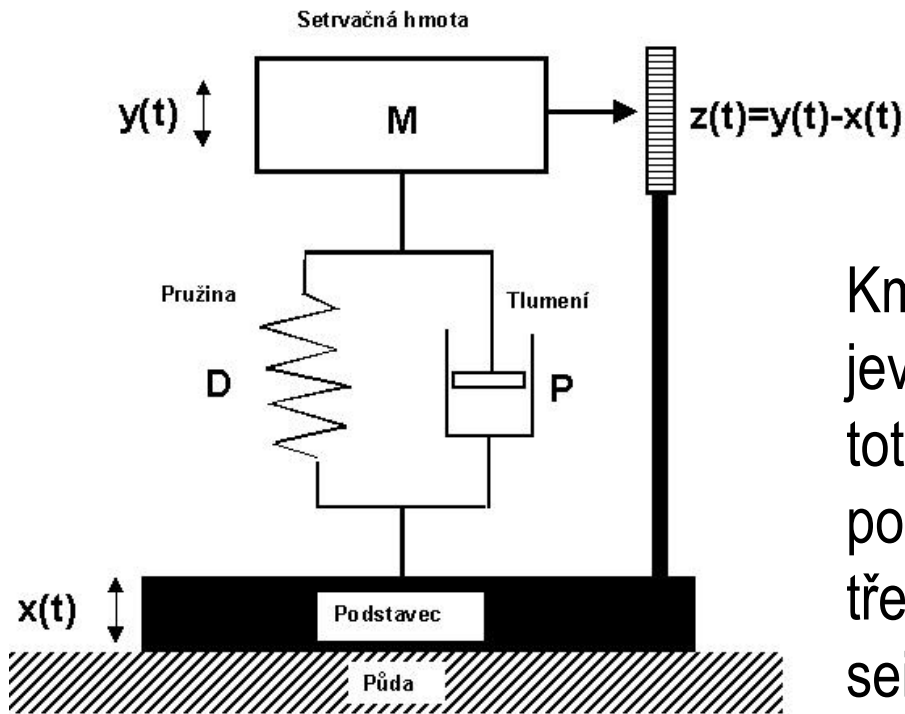
Košťákův dilatometr - přístroj vyvinutý pro měření relativního pohybu na křehkých poruchách, princip zjišťování pohybu je založen na sledování změny interferenčního obrazu.



*dilatometr TM71 v jeskyni Na Pomezí
(Štěpančíková et al. 2008)*

Setrvačné seismometry - měří se relativní pohyb půdy vůči volně s ní spojené setrvačné hmotě (pohybem půdy se může mínit posunutí, rychlost posunutí nebo zrychlení posunutí).

První seismometry měřily kmity pouze v jednom směru. Seismometr měřící kmity pouze v jednom směru nazýváme **jednosložkovým**.



Obr. 1. Tlumený mechanický oscilátor: princip setrvačného seismometru.

Kmitání kontinua vlivem seismických jevů je ale obecně třírozměrné. Plně toto kmitání může zaznamenat pouze přístroj registrující kmitání ve třech vzájemně kolmých směrech - tj. seismometr **třísložkový**.

6.1: Princip setrvačného seismometru

Setrvačný seismometr - skládá se ze dvou částí:

část pevně spojená se zemí - kmitá shodně s povrchem země ...

funkce $x(t)$

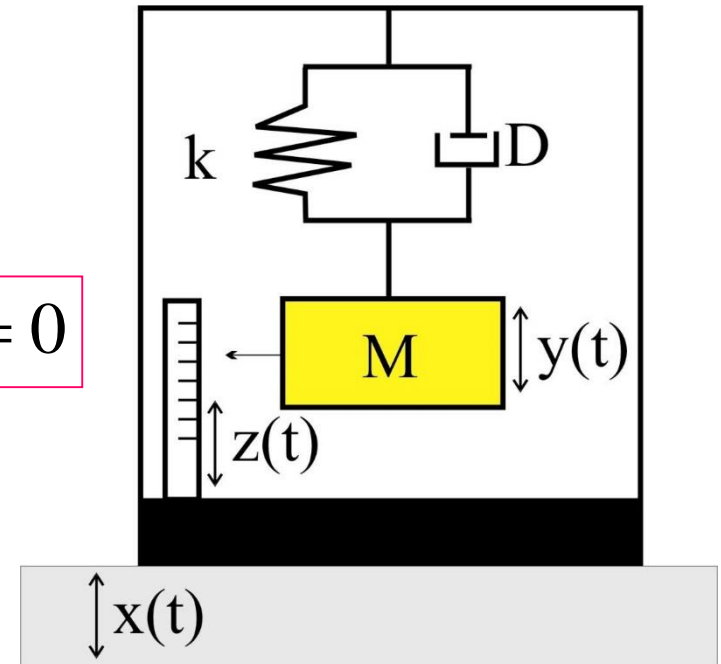
setrvačná hmota spojená se zbytkem pružným tlumeným spojem ...

funkce $y(t)$

Chceme znát kmitání povrchu země $x(t)$

ALE měříme relativní pohyb: $z(t) = y(t) - x(t)$

$$-M[z''(t) + x''(t)] - D.z'(t) - k.z(t) = 0$$



kmitání setrvačné hmoty (a potažmo relativní výchylka $z(t)$) je ovlivněno:

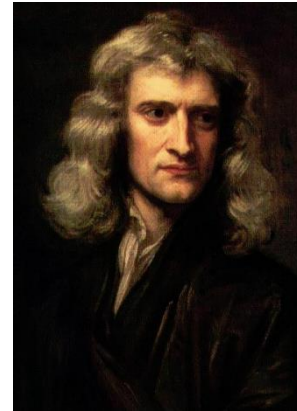
1. setrvačností

druhý Newtonův pohybový zákon:

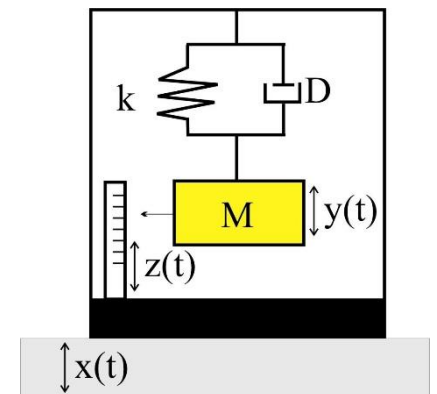
$$F = M \cdot a$$

F je síla, **M** hmotnost setrvačné hmoty, **a** zrychlení

$$-M[z''(t) + x''(t)] - D \cdot z'(t) - k \cdot z(t) = 0$$



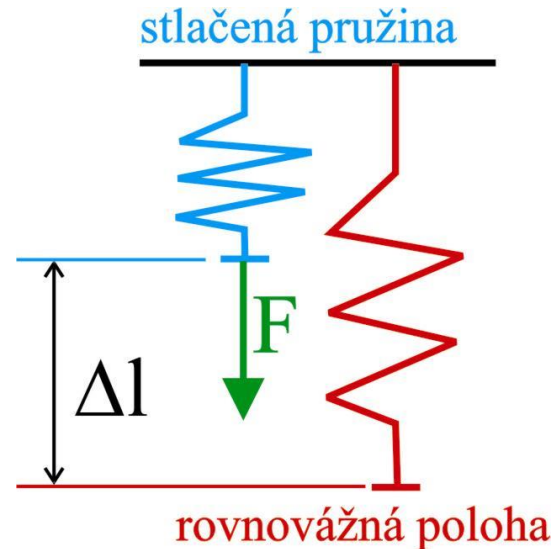
Isaac Newton
(1643-1727)



kmitání setrvačné hmoty (a potažmo relativní výchylka $z(t)$) je ovlivněno:

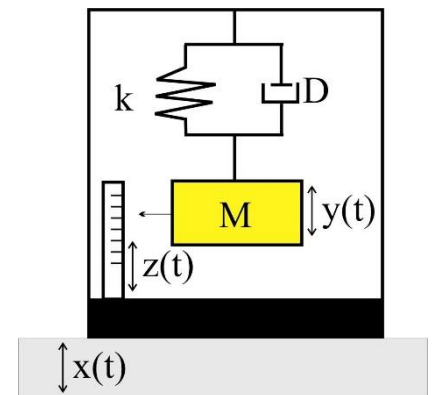
2. tuhostí pružného spoje

$$k = \frac{F_p}{\Delta l}$$



F_p je síla působící v důsledku stlačení pružiny,
 Δl výchylka pružiny, k tuhost pružiny

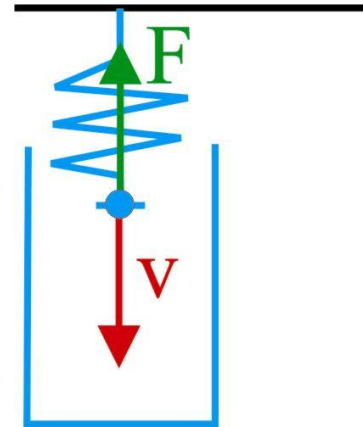
$$-M[z''(t) + x''(t)] - D.z'(t) - k.z(t) = 0$$



kmitání setrvačné hmoty (a potažmo relativní výchylka $z(t)$) je ovlivněno:

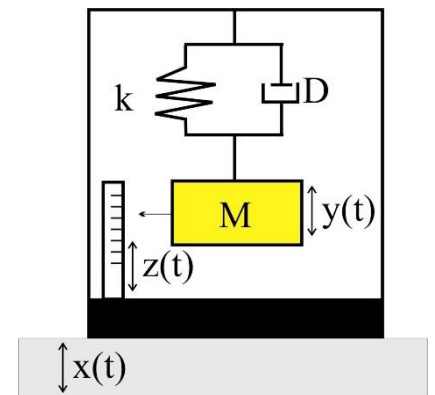
3. tlumením

$$D = \frac{F_u}{v}$$



F_u je síla působící proti pohybu tělesa,
 v rychlost tělesa, D součinitel tlumení

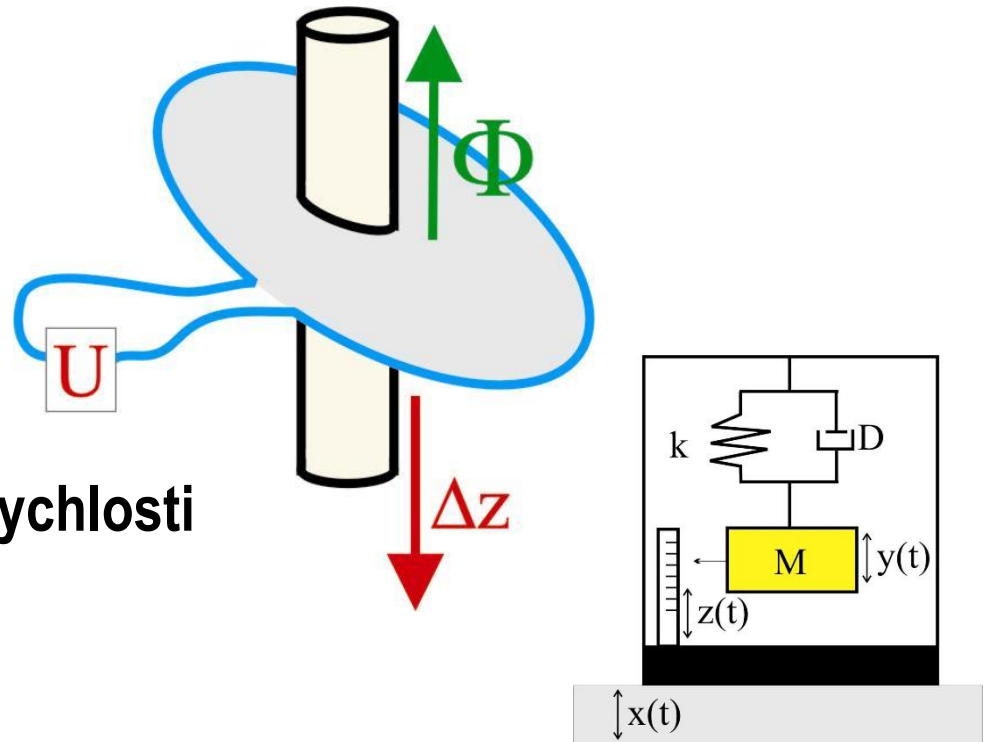
$$-M[z''(t) + x''(t)] - D \cdot z'(t) - k \cdot z(t) = 0$$



Moderní seismometry dále převádí měřené mechanické kmity na elektromagnetické kmity generované na principu pohybu magnetického jádra v cívce.

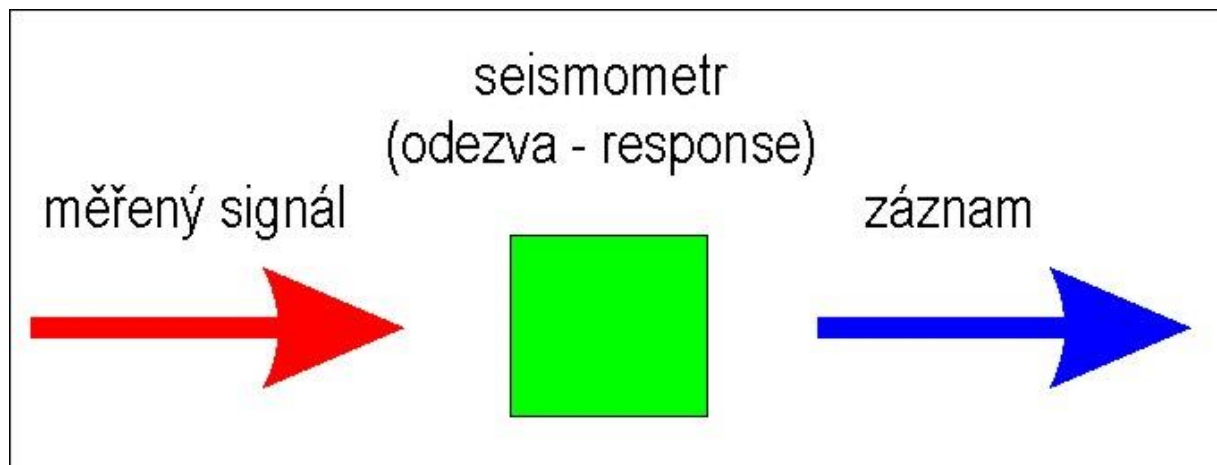
$$U_i = \frac{\Delta\Phi}{\Delta t}$$

Generované napětí je úměrné **rychlosti** pohybu jádra v cívce.

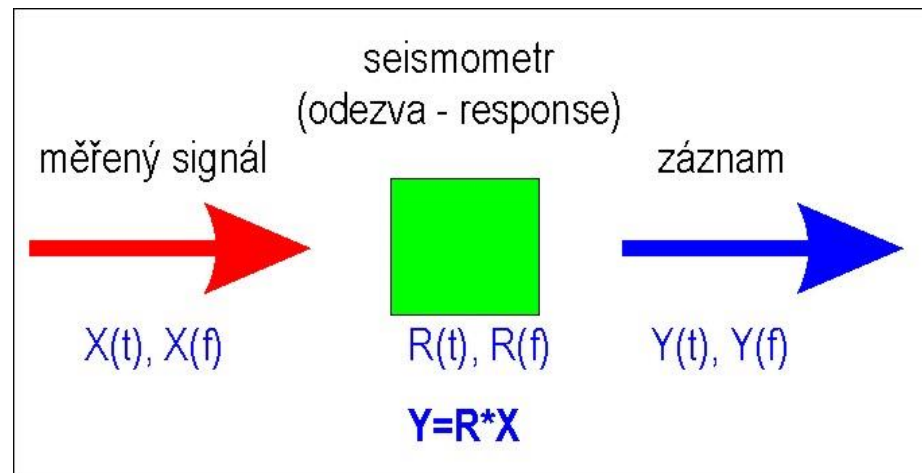


Zaznamenané kmitání je vždy ovlivněno vlastnostmi seismometru a neodpovídá přesně původnímu přirozenému kmitání povrchu Země. Známe-li vlastnosti seismometru (zejména vlastní frekvenci a útlum), můžeme odvodit funkci popisující jeho vliv na signál. Této funkci se říká **odezva** (response).

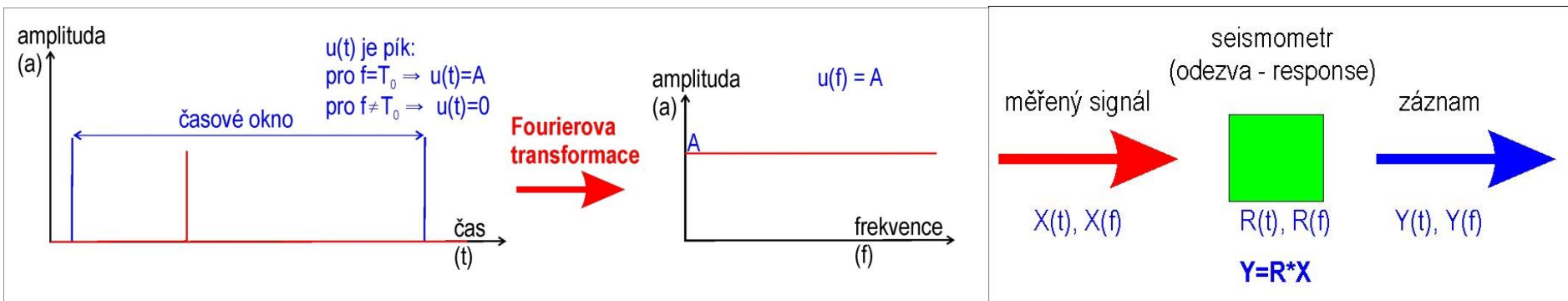
Měřený signál i výsledný záznam jsou obecně vlnovými funkcemi, které si obě při vyjádření v závislosti na čase můžeme znázornit jako součty funkcí sinus a cosinus a obě si je můžeme také převést pomocí Fourierovy transformace na funkce závisující na frekvenci.



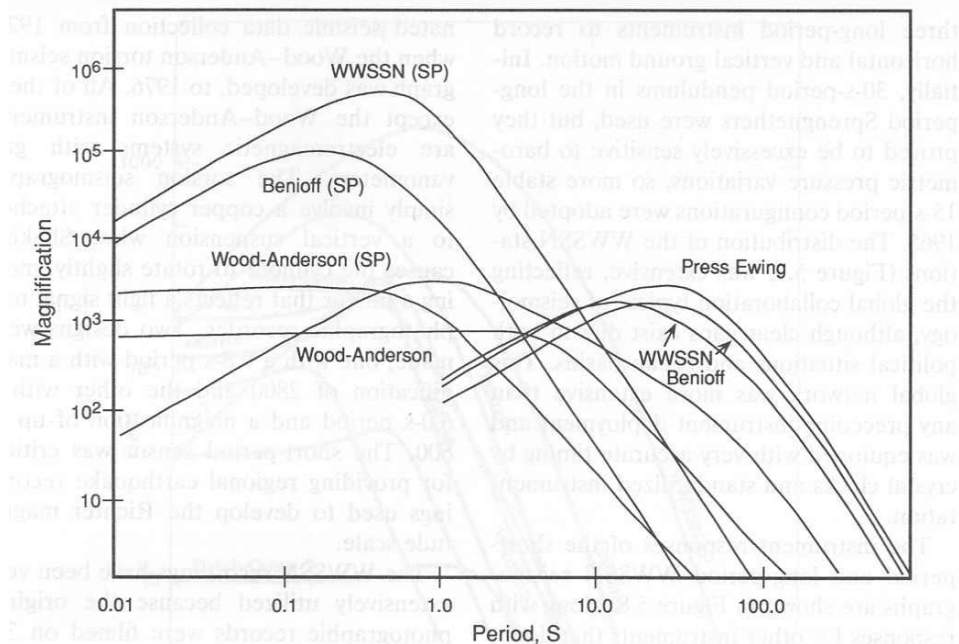
Stejně tak odezvu seismometru si můžeme matematicky popsat jako funkci stejného typu. V případě, že máme vlnové funkce (pro vybrané časové okno) vyjádřené v závislosti na frekvenci (nikoli na čase), degraduje matematický vztah popisující závislost mezi měřeným signálem $X(f)$, odezvou $R(f)$ a záznamem $Y(f)$ na součin: $Y(f)=R(f).X(f)$



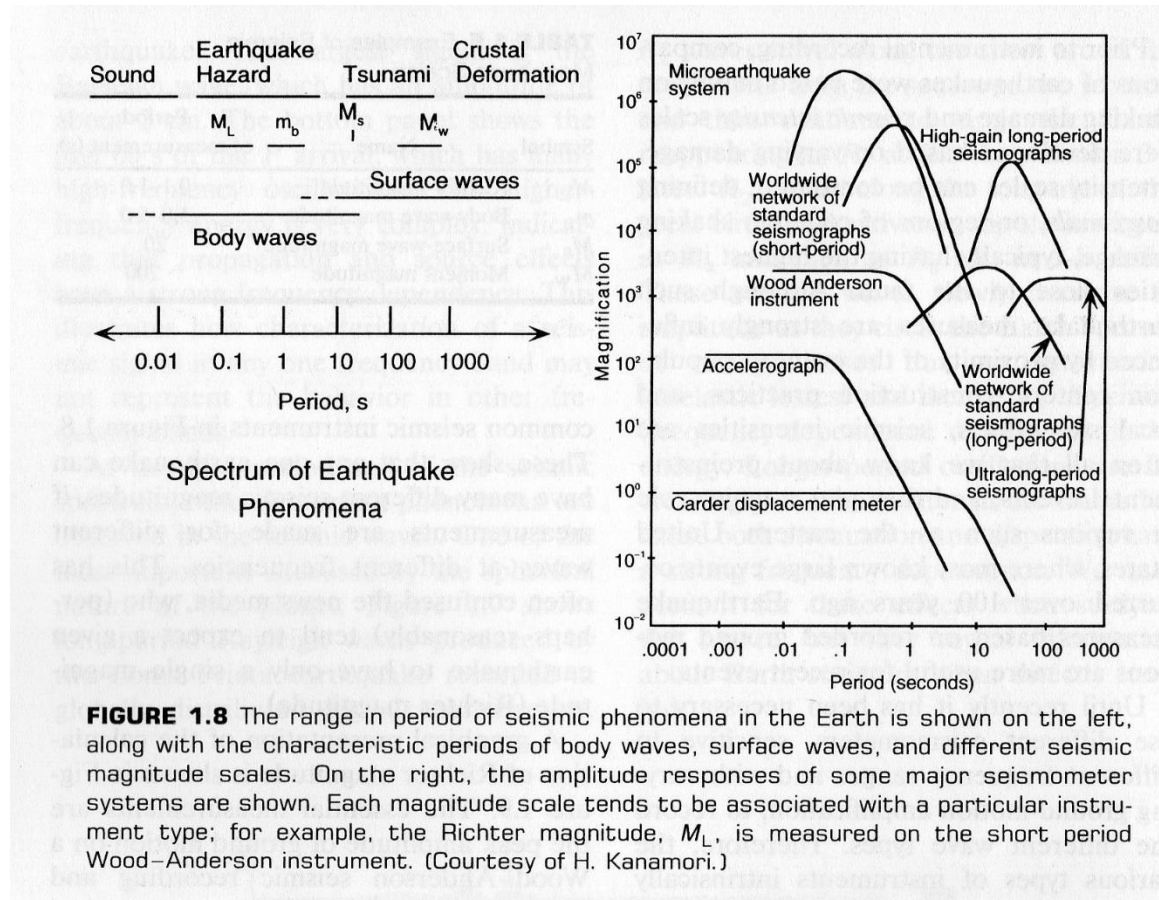
Představme si, že seismometr registruje pík o jednotkové amplitudě. Ve frekvenční závislosti je takový signál popsán funkcí, která všem frekvencím přiřazuje hodnotu 1. Součin $Y(f)=(Rf).X(f)$ se tedy mění na $Y(f)=(Rf).1=R(f)$, tj. záznam bude totožný s funkcí popisující odezvu.



$Y(f)=(Rf).X(f)$... Křivka popisující odezvu udává, kolikrát je určitá frekvenční část původního signálu ve výsledném záznamu zesílena (respektive zeslabena) – nazývá se proto **křivka zvětšení**. Seismometr registruje různé frekvence s různým zesílením.



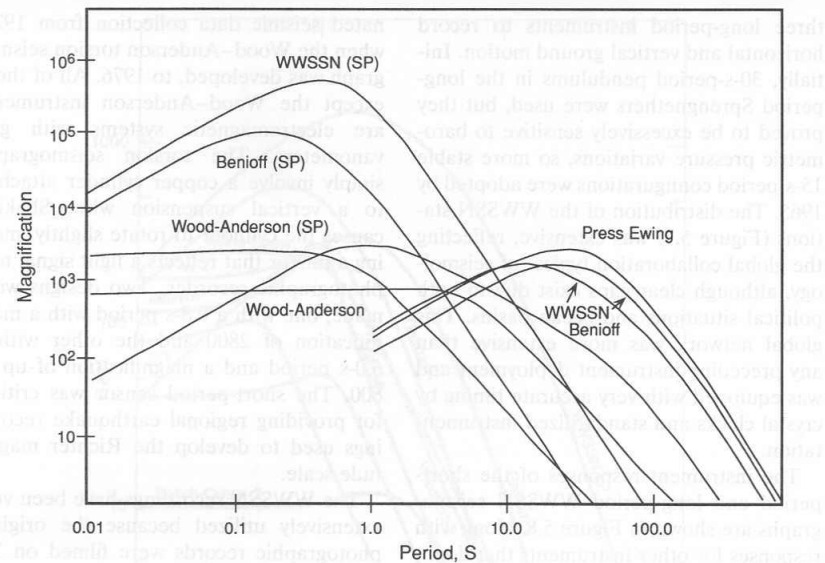
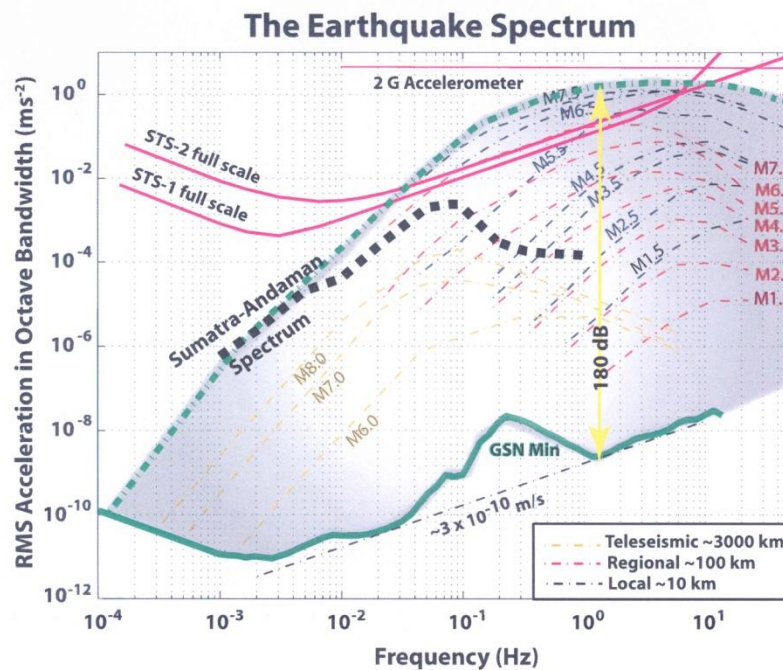
V seismickém signálu převládají určité frekvence, které jsou charakteristické pro daný typ signálu.



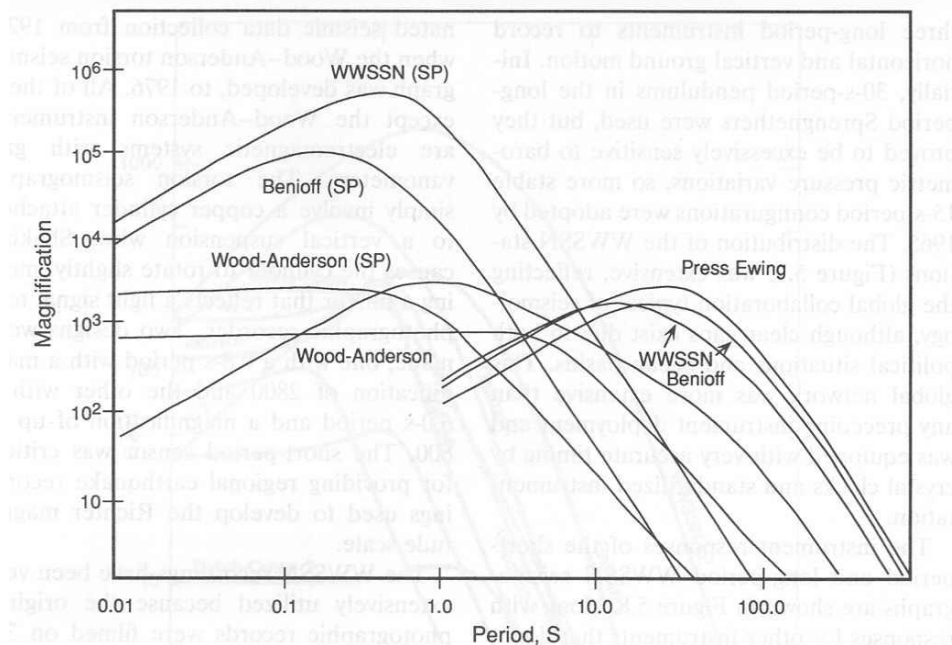
vzdálené (teleseismické) jevy - signál o frekvenci 0.0X-X Hz

regionální a lokální jevy - signál o frekvenci X-10X Hz

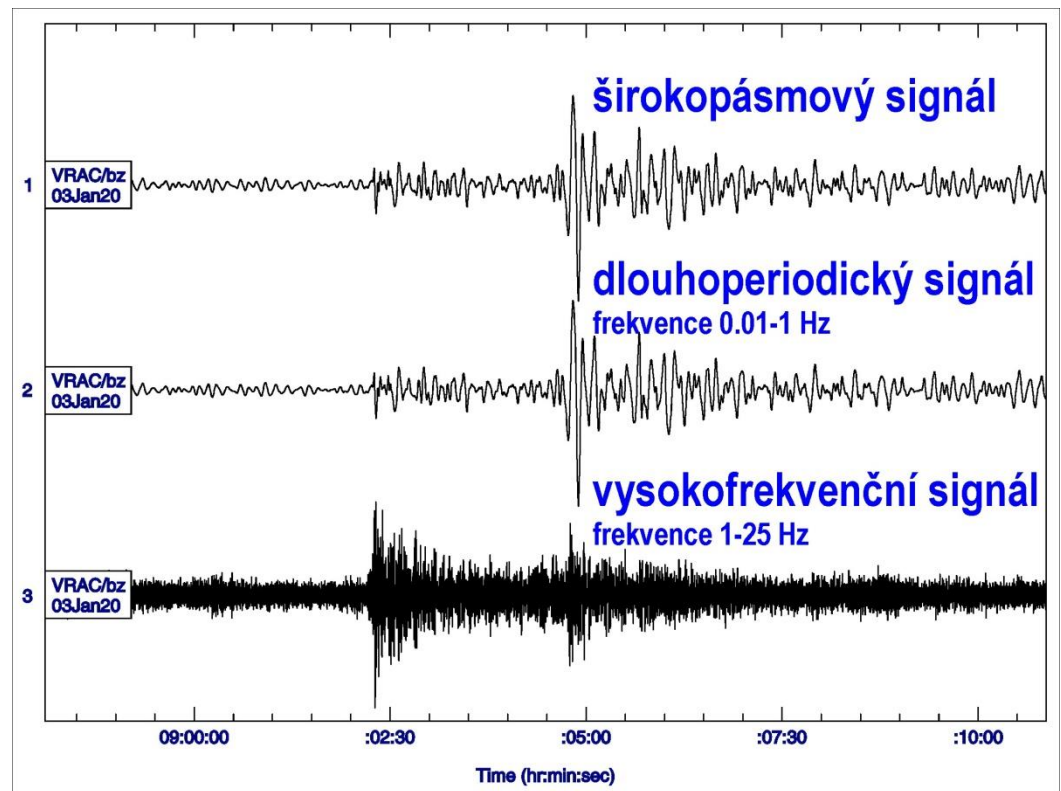
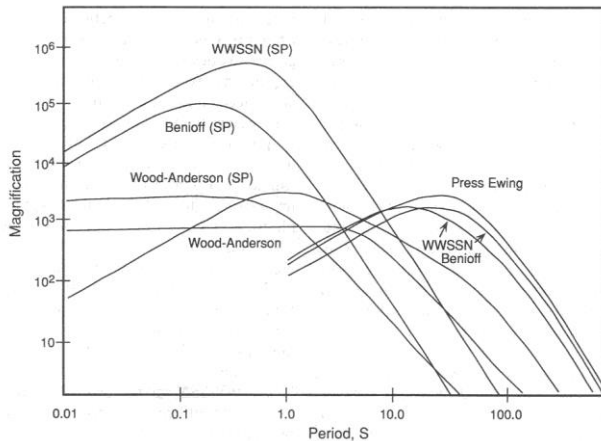
Pro seismologické studie je důležitá ta část frekvenčního spektra, ve které se nejvýznamněji projevuje signál sledovaných seismických fází.



Seismometr registruje různé frekvence s různým zesílením, měří jen v určitém **frekvenčním pásmu**. Důležitá je ta část na křivce zvětšení, která je horizontální. V tomto pásmu seismometr zaznamenává věrný obraz měřeného signálu. $[Y(f)=(Rf).X(f) \rightarrow Y(f)=A.X(f)]$



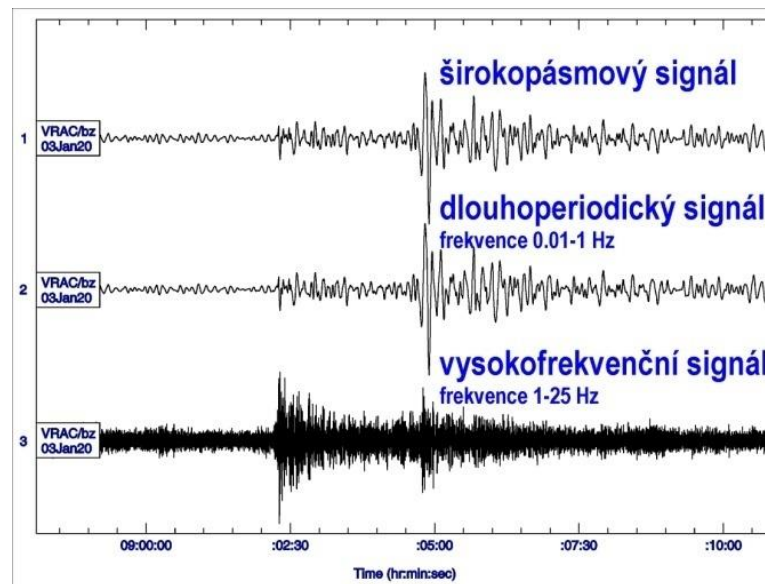
Podle toho, jaké toto frekvenční pásmo je, lze rozlišit signál dlouhoperiodický, vysokofrekvenční a širokopásmový.



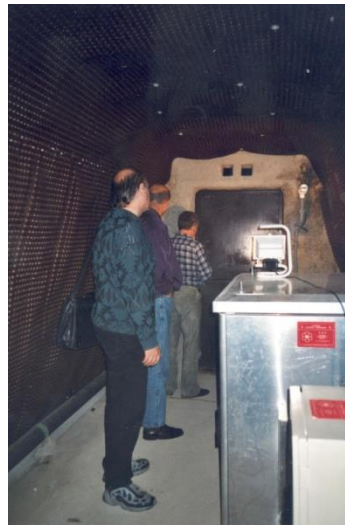
dlohoperiodický seismometr (long period) zaznamenává signál s dlouhou periodou

vysokofrekvenční seismometr (short period) zaznamenává signál s vysokou frekvencí

širokopásmový seismometr (broad-band) zaznamenává signál o širokém pásmu frekvencí, měří jak běžný dlohoperiodický signál tak současně běžný vysokofrekvenční signál.



Nejlepší záznam poskytují širokopásmové seismometry – jsou to ale drahé přístroje vyžadující instalaci na předem připraveném místě (štola, vrt).

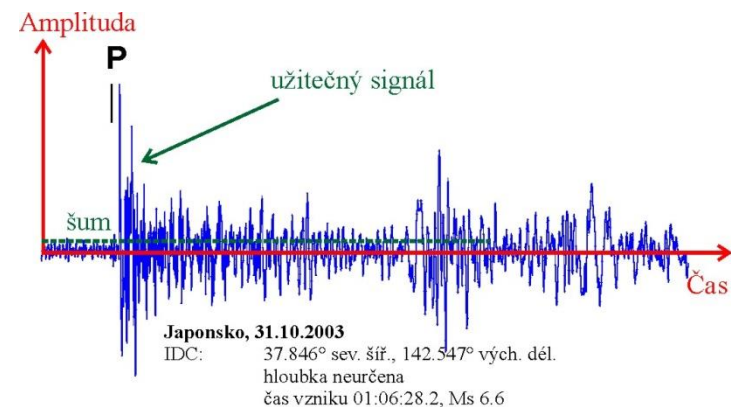
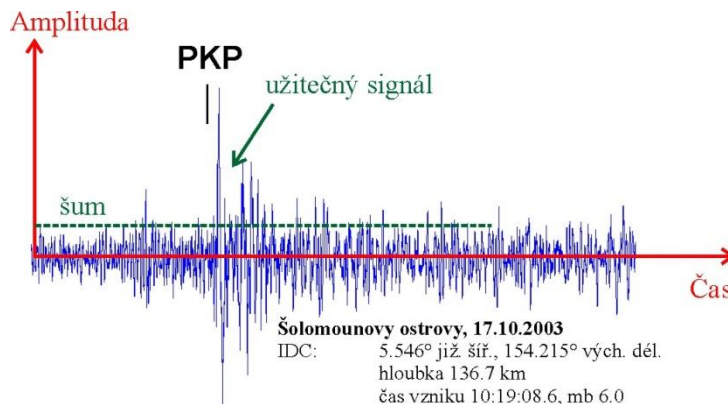


Mnohem lacinější zařízení jsou dlouhoperiodické a vysokofrekvenční seismometry. Vzhledem k nízké pořizovací ceně a jednoduché konstrukci v některých případech nevyžadují finančně náročnou instalaci. Je však nutné zvolit přístroj měřící v potřebném frekvenčním pásmu vzhledem k účelu měření.



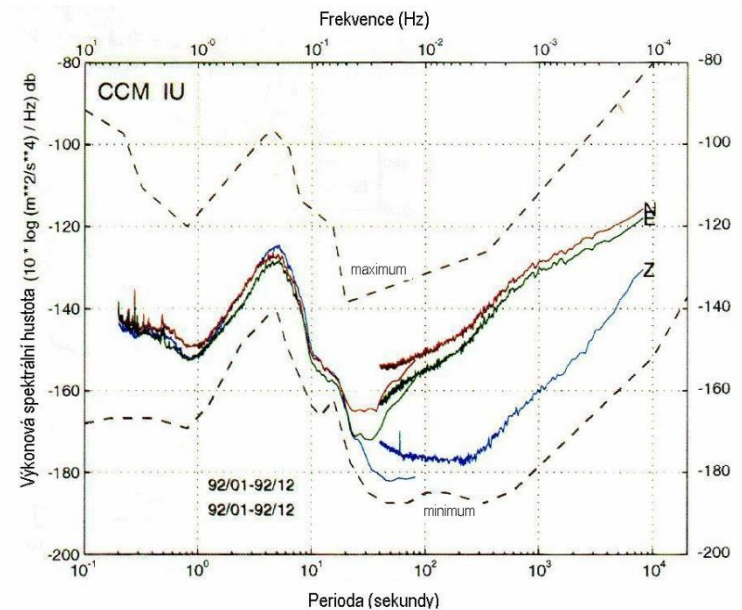
Důležitý údaj charakterizující seismometr je jeho **citlivost** – tedy nejmenší výchylka, kterou dokáže zaznamenat. Pro detekci signálu seismického jevu je nutné, aby **amplituda užitečného signálu převyšovala úroveň šumu**.

Moderní přístroje zaznamenávají při frekvenci 1-10 Hz výchylky až v řádu setin nm.

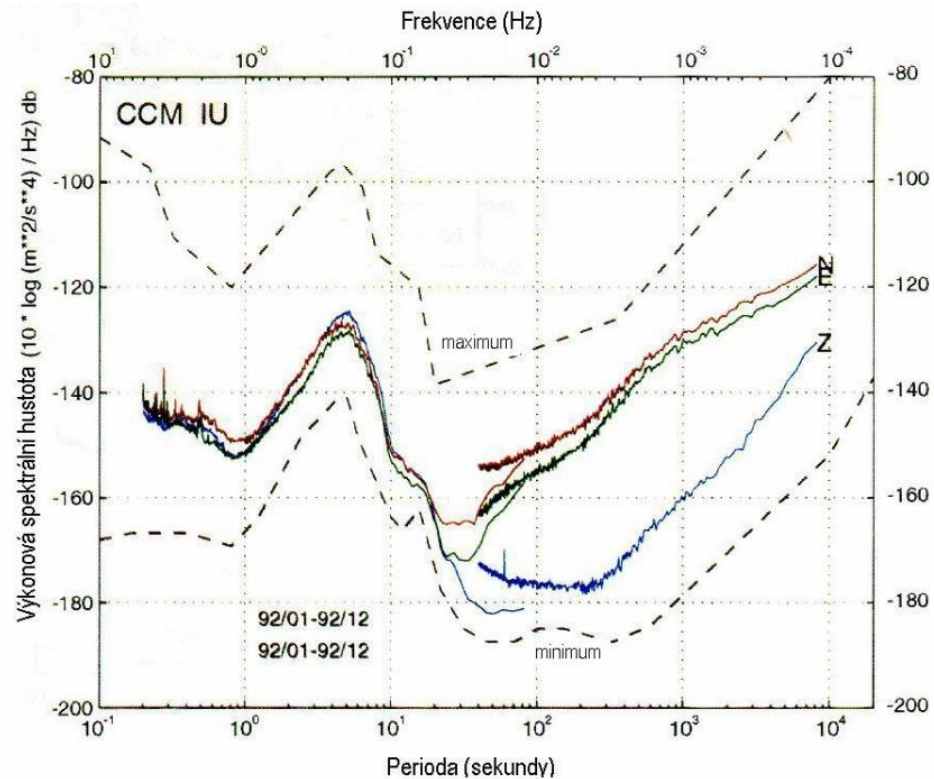


U citlivých přístrojů jsou tak zaznamenávány výchylky menší, než výchylky přístrojového šumu. Proto je citlivost dána zejména amplitudou přístrojového šumu. Současně neustále kmitá samotný povrch Země a přístroje detekují přirozený šum vyvolaný tímto seismickým neklidem.

Signál přirozeného šumu má na celém světě velmi podobnou frekvenční charakteristiku. Má obvykle dvě maxima – maximum u frekvencí řádu desetin Hz odpovídá tzv. mikroseismám (mořský příboj); maximum u frekvencí řádu několika Hz odpovídá průmyslovému šumu (doprava).



Moderní přístroje mají v měřeném frekvenčním pásmu úroveň přístrojového šumu nižší, než je přirozený šum. Citlivost seismometru je tedy omezena přirozeným šumem, její další zvyšování již nepřispívá k vyšší úrovni měření.



Amplitudy, které mohou být měřeny seismometrem, jsou omezeny nejen zdola (jeho citlivostí), ale také shora. Přístroj z technických důvodů nemůže zaznamenat nekonečně velkou amplitudu.

Největší amplitudy užitečného signálu (při silných zemětřesení) přesahují amplitudu šumu o mnoho řádů.

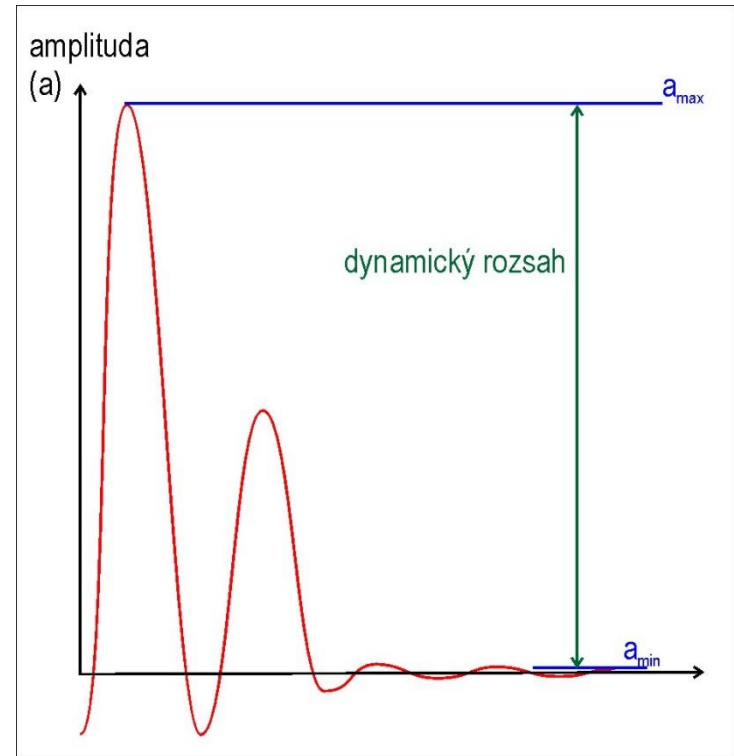
Technickým problémem dnes není konstrukce přístroje měřícího subatomární výchylky, ale konstrukce přístroje, který by stejně spolehlivě měřil výchylky subatomární a výchylky decimetrové či dokonce vyšší.

Dynamický rozsah udává, jaký je poměr mezi největší a nejmenší amplitudou, kterou je přístroj schopen zaznamenat. Udává se v decibelech:

$$6 \text{ dB} \dots a_{\max}/a_{\min}=2$$

$$120 \text{ dB} \dots a_{\max}/a_{\min}=1\,000\,000$$

$$\text{dynamický rozsah [Db]} = 20 \log_{10} \frac{a_{\max}}{a_{\min}}$$

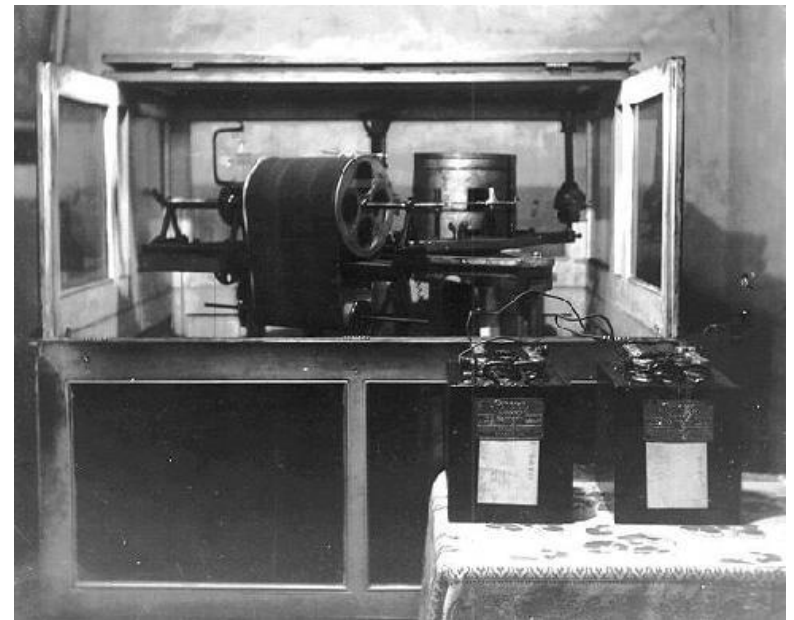


Dynamický rozsah mechanických seismografů se zápisem na papír je omezen čitelností záznamu (jakou nejmenší výchylku jsme ještě schopni rozeznat, např. pod lupou) a velikosti papíru (největší zaznamenatečná výchylka).

Příklad: Na buben Wiechertova seismografu lze navinout papír o šířce 200 mm. Reálně lze rozlišit výchylku u výšce 0.1mm.

dynamický rozsah [Db] = z

$$z = 20 \log_{10} \frac{a_{\max}}{a_{\min}} = 20 \log_{10} \frac{200}{0.1} = 66 \text{ Db}$$



Wiechertův seismograf

Moderní aparatura, díky zpracování digitálního signálu, je schopna dosahovat většího dynamického rozsahu.

Běžně dynamický rozsah moderních přístrojů přesahuje hodnotu 100Db. Stále ale nelze pokrýt celý rozsah potřebný pro registraci všech reálných seismických signálů jediným "univerzálním" přístrojem.



*seismometr STS-2 firmy Streckaisen,
dynamický rozsah ~ 140Db*

Pro měření velkých výchylek jsou specializované tzv. **strong-motion seismometry** (jedná se většinou o akcelerometry), které měří maximální zrychlení srovnatelné s gravitačním zrychlením ... při frekvenci kolem 1 Hz to znamená řádově decimetrové výchylky.

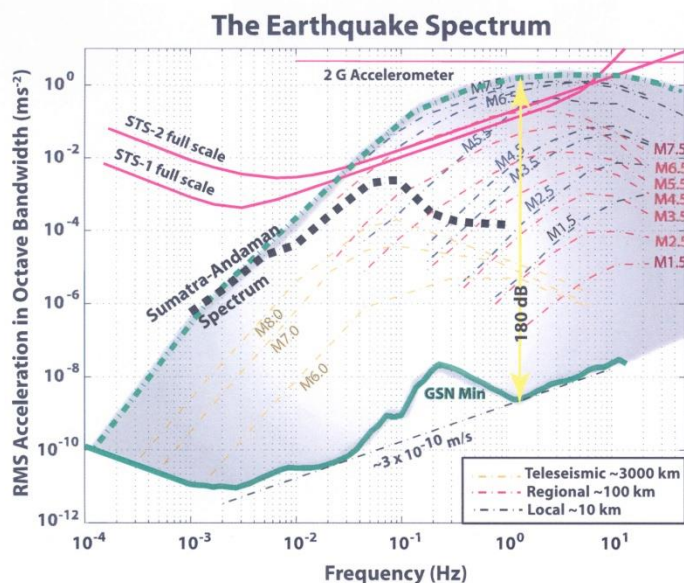
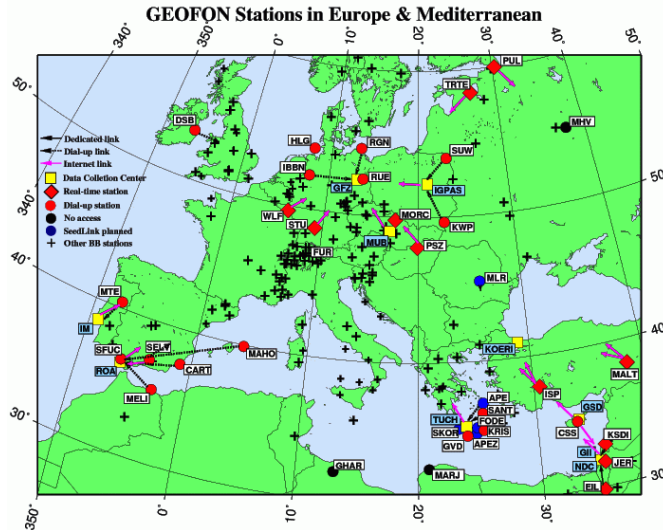
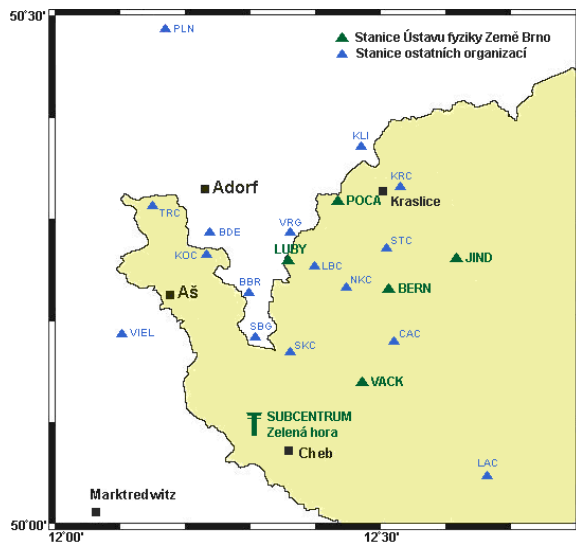


Figure 1. Representative earthquake spectra as recorded at various source distances and for a range of magnitudes. The plot also compares these signal levels to ambient Earth noise. To make meaningful comparisons between deterministic signals and random noise, the spectral unit is RMS acceleration in one-octave bands. The shaded area indicates the spectral range of earthquake signals and includes the signals from the December 26, 2004 Sumatra-Andaman earthquake observed at the closest stations (1585 km to 2685 km). The lower green line illustrates the minimum noise observed on the GSN stations (Berger et al., 2004). The pink lines indicate the full-scale dynamic range of the principal GSN sensors. Figure courtesy of J. Berger, UCSD, after Clinton and Heaton (2002).

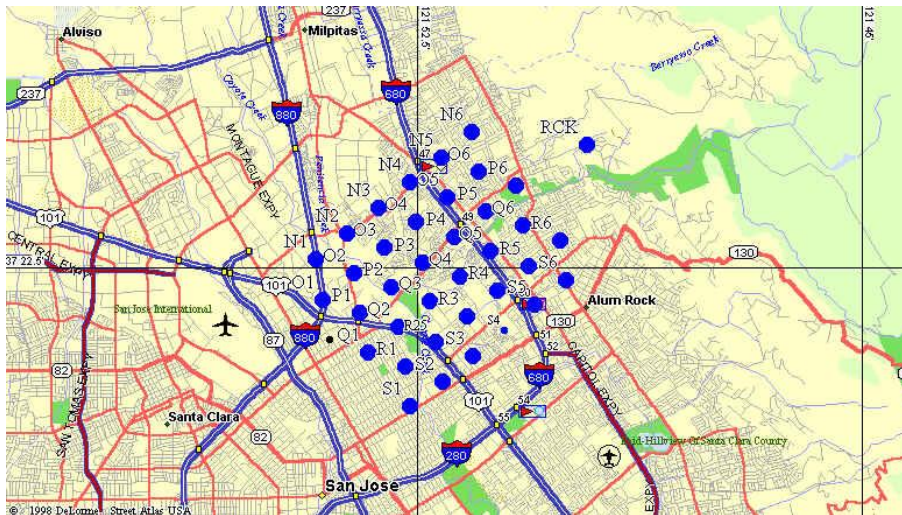


akcelerometr firmy Kinematics K2, měřící zrychlení v rozsahu od 0.001 do 2 g.

Pro zpracování seismologických dat je ale zapotřebí získat k jednomu jevu záznamy z více míst, tj. z více seismických stanic. Soustava více seismických stanic, jejichž záznamy jsou zpracovány společně, se nazývá **seismická síť**. Podle rozsahu, který síť zaujímá na zemském povrchu, lze síť rozdělit na lokální, regionální a globální.



Array - zvláštní typ „lokální sítě“, více geofonů sestavených do vhodného geometrického útvaru, v malých vzdálenostech od sebe. Významné pro monitorování regionálních a vzdálených jevů. Možnost zesílení signálu (tzv. beamforming) a dalších zvláštních způsobů zpracování signálu.



Zesílení signálu pomocí beamu:

Principem zesílení slabého signálu v array je sčítání jednotlivých záznamů a vytvoření jednoho virtuálního zesíleného záznamu nazývaného **beam**. Šum, který je náhodný, se navzájem eliminuje, signál, který je systematický, je vůči šumu zesílen. Poměr amplitudy užitečného signálu k amplitudě šumu může být zvětšen podle vzorečku (N je počet stanic arraye):

$$\text{zesílení} = \sqrt{N}$$

Moderní array má několik desítek stanic (mezi 20 a 30 stanicemi), signál tak může být zesílen až pětkrát.

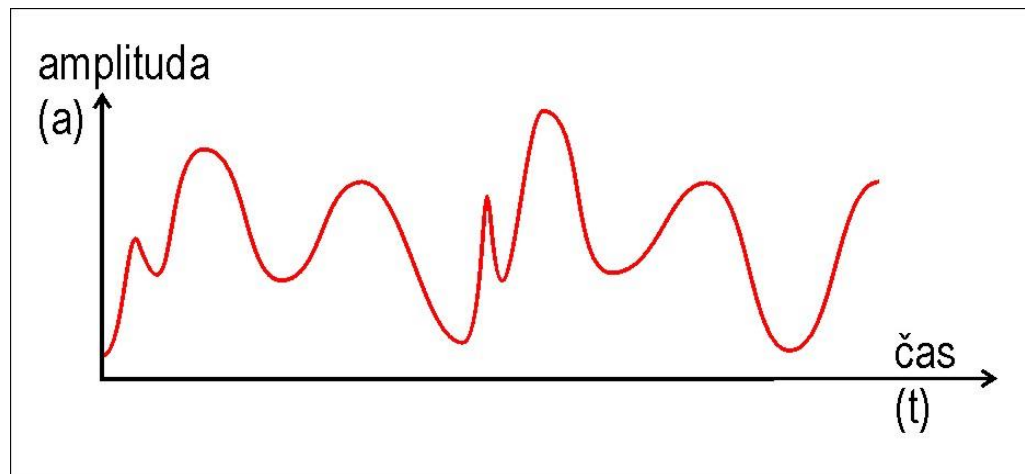
6.2: Digitalizace a filtrace dat

6.2.a: Problém digitalizace signálu

Digitalizace záznamu je nezbytnou podmínkou pro počítačové zpracování záznamu. Při digitalizaci však dochází k **nevratné** přeměně původně **spojitého** záznamu (nazývaného **analogový záznam**) na záznam **nespojitého**.

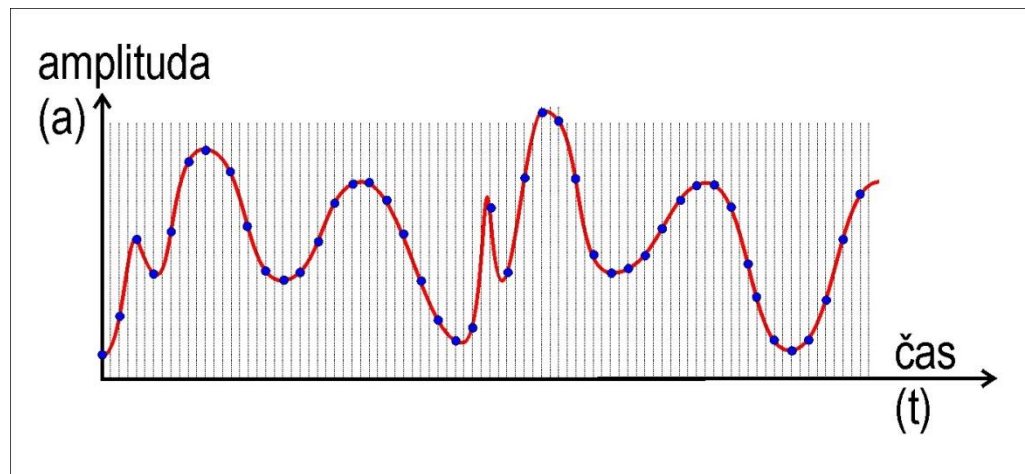
- seismometr reaguje na spojitý pohyb půdy a produkuje spojitý záznam (analogový signál)
- spojitý záznam ale nelze zaznamenat ve formě počítačového souboru, pro počítačové zpracování je nutné přeměnit tento signál na nespojitý záznam (digitální signál)

Při digitalizaci je informace o záznamu zapsána do souboru. Analogový záznam signálu je ale obecně popsán nekonečně velkým množstvím prvků – buď nekonečným množstvím bodů na křivce popisující amplitudu v závislosti na čase, nebo nekonečným počtem sinusovek, které svým součtem skládají záznam při Fourierově expanzi.

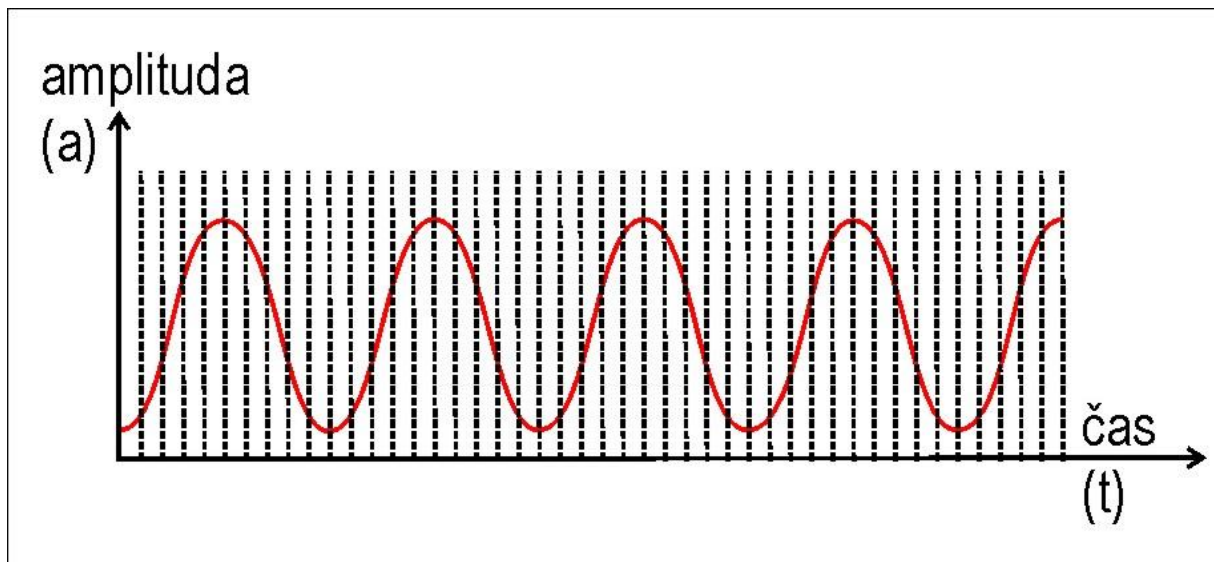


Do počítačového souboru lze ale zapsat pouze konečný počet prvků. Při digitalizaci jsou v pravidelných časových intervalech odečítány hodnoty amplitudy, každý takový odečet je pak zapsán do souboru jako diskrétní bod záznamu (tzv. **vzorek**).

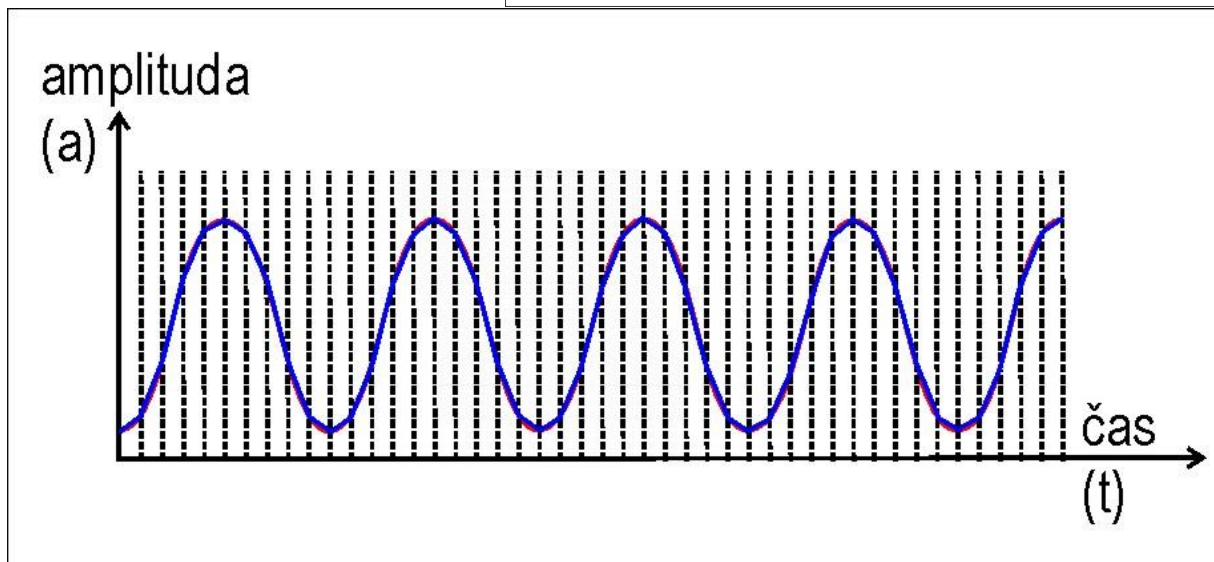
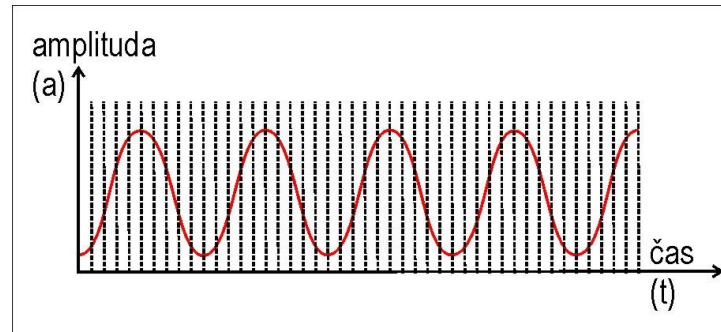
Digitální záznam je tím detailnější, čím více vzorků připadá na daný časový úsek. Počet vzorků odečtených v jedné sekundě záznamu nazýváme **vzorkovací frekvencí**. Tato frekvence významně ovlivňuje tvar digitálního záznamu.



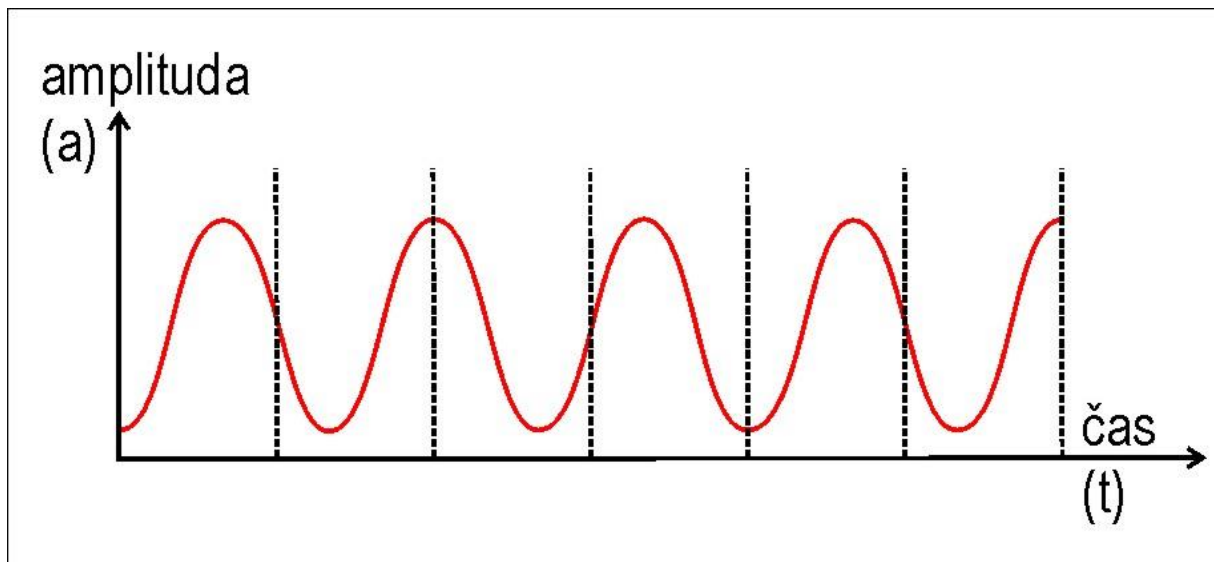
Pokud je vzorkovací frekvence mnohem vyšší, než frekvence původního záznamu, pak jej diskrétní digitální záznam popisuje dostatečně podrobně a původní funkci pak lze z digitálního záznamu dostatečně věrně rekonstruovat.



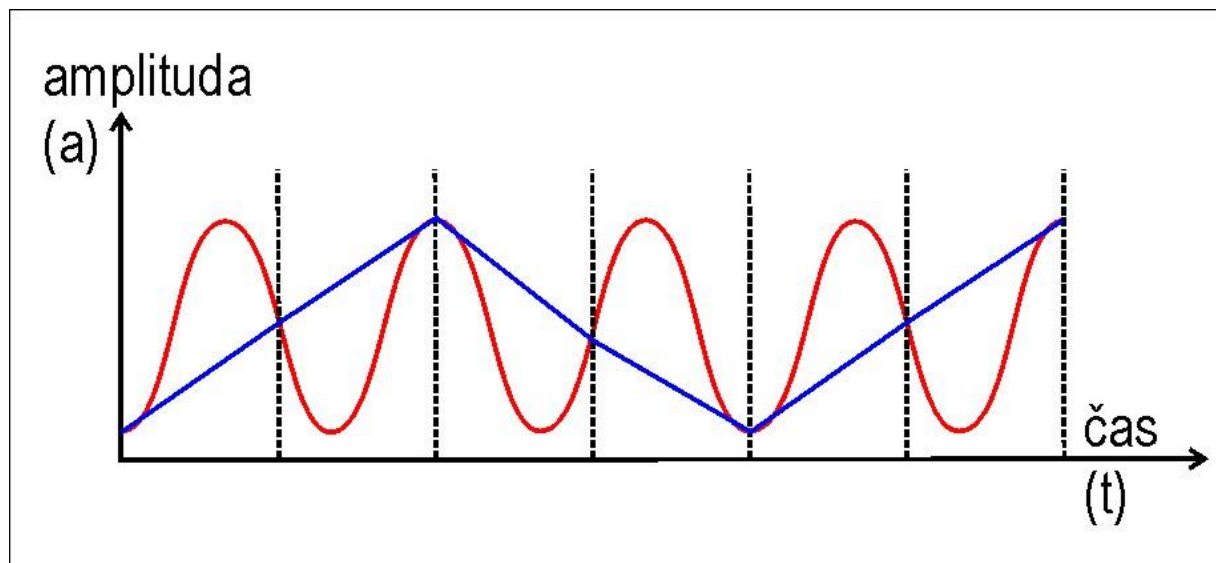
Spojíme-li diskrétní body rovnou čarou (modrá křivka) získáme opět funkci velmi podobnou původní sinusovce.



Pokud je vzorkovací frekvence vzhledem k frekvenci původního záznamu nízká, pak jej diskretní digitální záznam nepopisuje dostatečně podrobně a původní funkci pak nelze z digitálního záznamu rekonstruovat. Informace o původním záznamu se nenávratně ztratí.



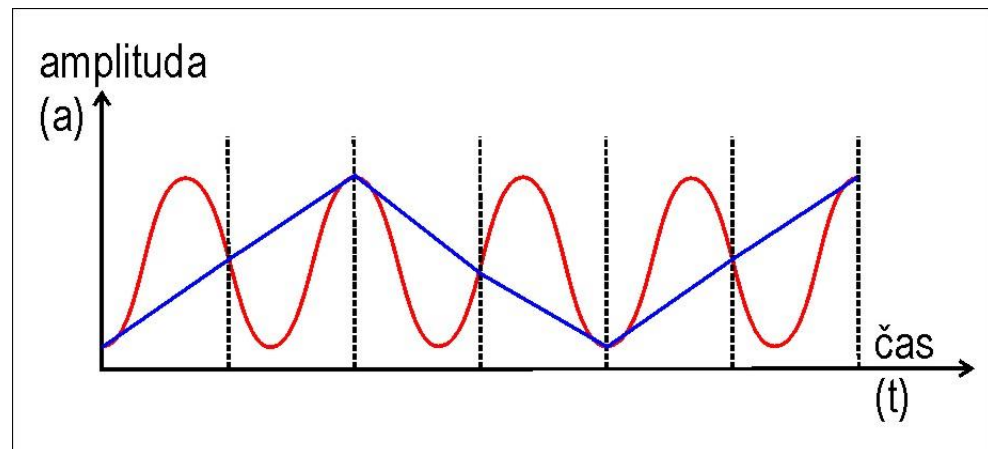
Spojíme-li navíc diskrétní body rovnou čarou (modrá křivka) získáme funkci, která má mnohem nižší frekvenci, než původní funkce, a původní funkci se nijak nepodobá. Tomuto jevu se říká **alias-efekt**. V záznamu signálu nelze rozlišit složky signálu vzniklé vlivem alias-efektu od složek, které byly součástí již před digitalizací a které mají reálný původ. Proto nelze vliv alias-efektu nijak odstranit či potlačit po jeho vzniku - jde o **nevratný proces**, původní signál je ztracen.



K alias-efektu dochází, pokud je frekvence signálu vyšší, než polovina vzorkovací frekvence. Aby tedy mohl být signál digitalizován, musí být vzorkovací frekvence alespoň dvakrát větší, než je frekvence signálu. Toto pravidlo zjistil v roce 1924 H. Nyquist. Proto se tato mezní frekvence (polovina vzorkovací frekvence) nazývá **Nyquistova frekvence**.

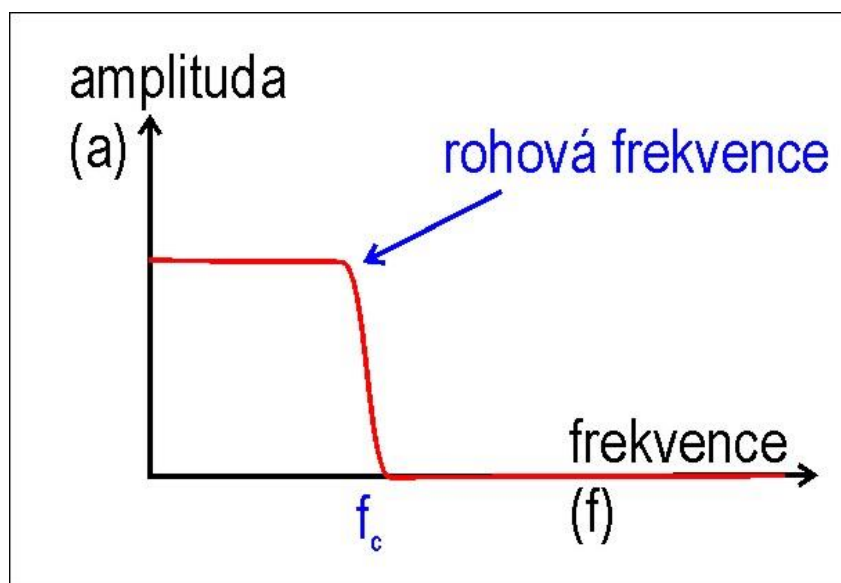


Harry Nyquist (1889-1976)



Aby tedy mohl být signál digitalizován, musí být vzorkovací frekvence alespoň dvakrát větší, než je frekvence signálu. Nebo také lze říci, že nelze digitalizovat signál s frekvencí vyšší, než je polovina vzorkovací frekvence (tj. Nyquistova frekvence).

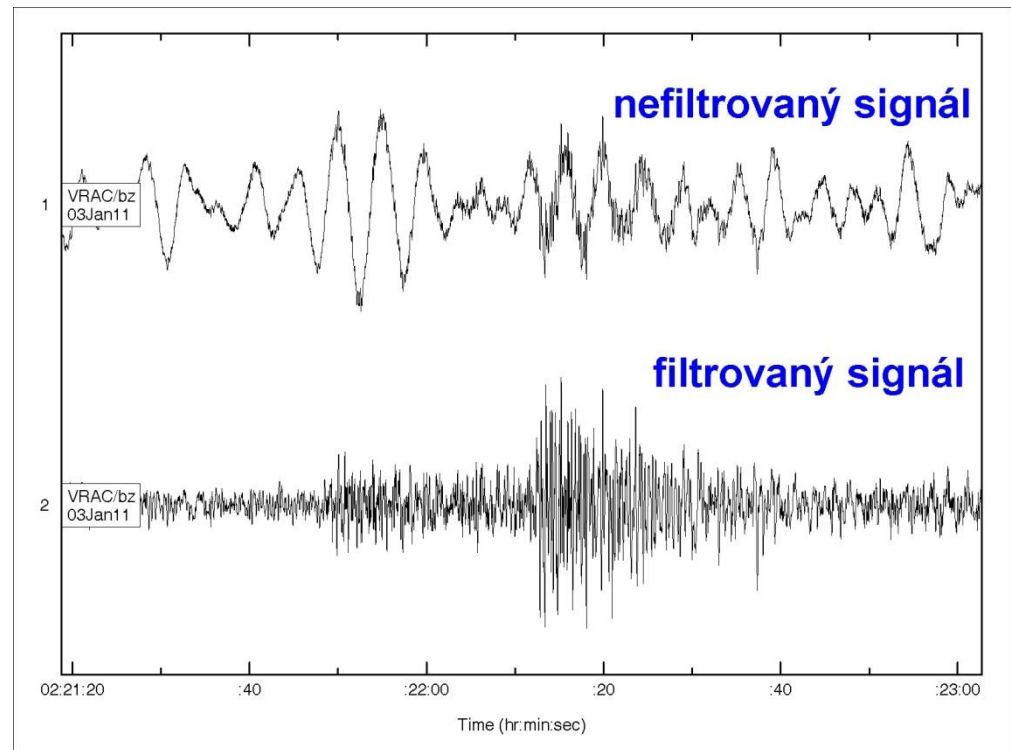
Proto musí být před digitalizací ze signálu odstraněna složka s frekvencí vyšší, než je Nyquistova frekvence. To je zajištěno filtrováním signálu tzv. **anti-alias filtrem**, tj. filtrem typu dolní propusti s rohovou frekvencí rovnou Nyquistově frekvenci.



6.2.b: Filtrace signálu

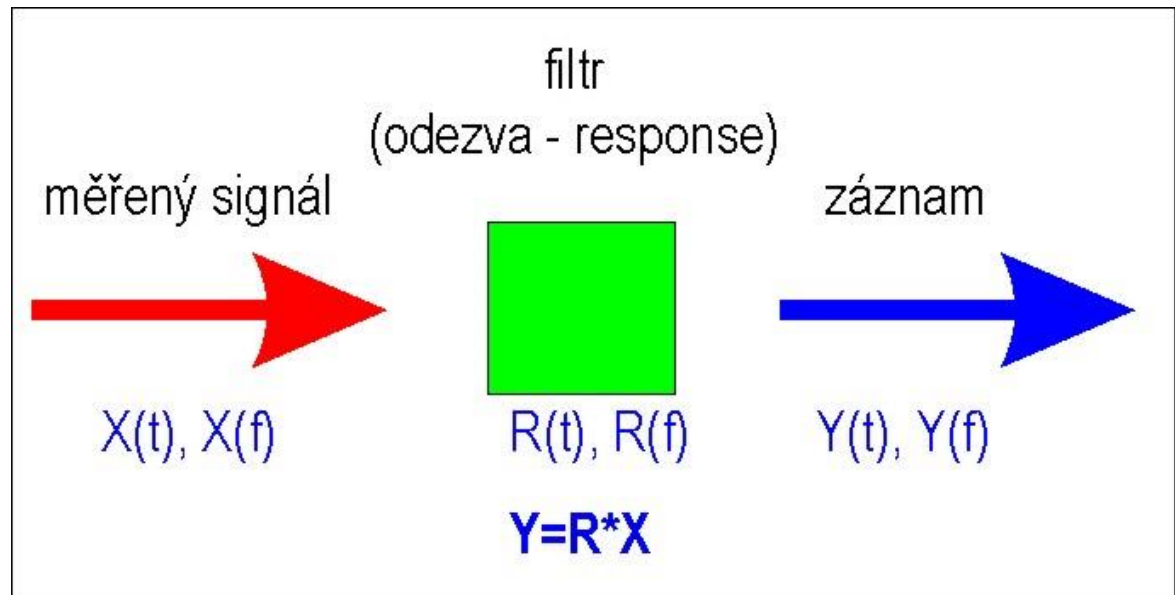
Zpracování seismického signálu vyžaduje z různých důvodů tzv. filtraci = odstranění nežádoucích frekvencí.

Filtrace např. umožňuje odstranění rušivých složek pozadí a následné snadné zpracování užitečné části signálu.

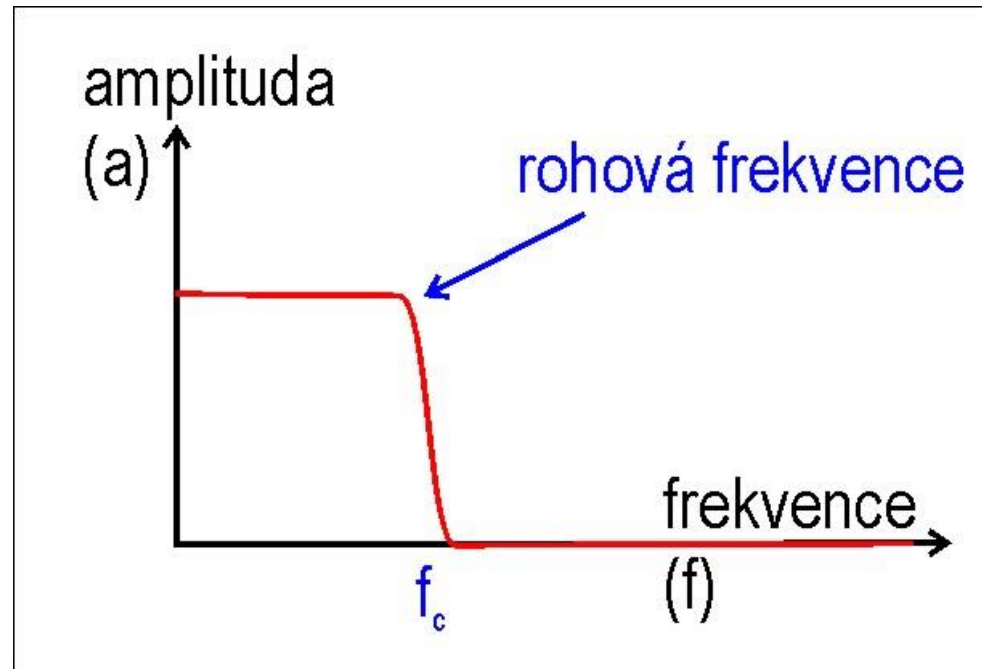


Lze rozlišit čtyři základní typy filtru podle toho, jaký úsek frekvencí chceme odstranit a jaký chceme zachovat:

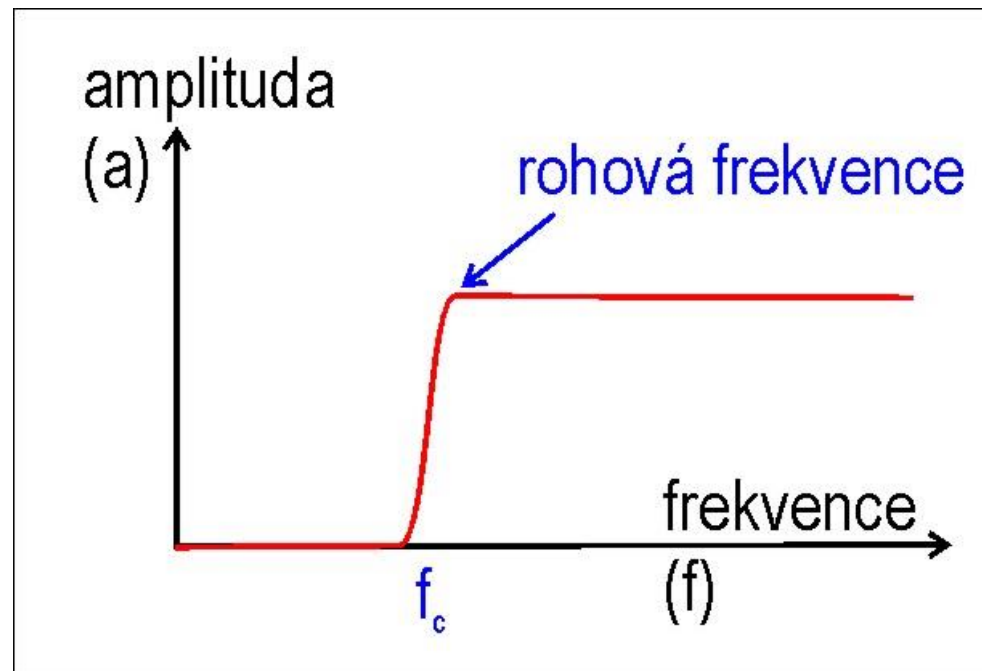
- dolní propust
- horní propust
- pásmová propust
- pásmová zadrž



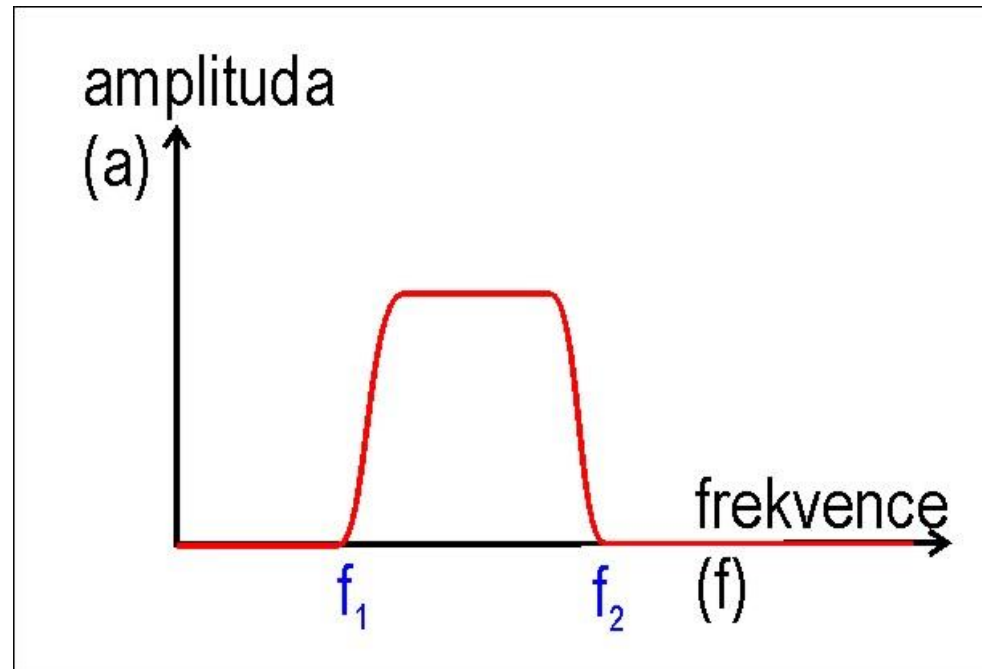
Dolní propust (dolnofrekvenční propust, lowpass filter): propouští nezměněný dlouhoperiodický signál, signál s frekvencí vyšší, než je mezní frekvence (rohová frekvence) je zcela potlačen.



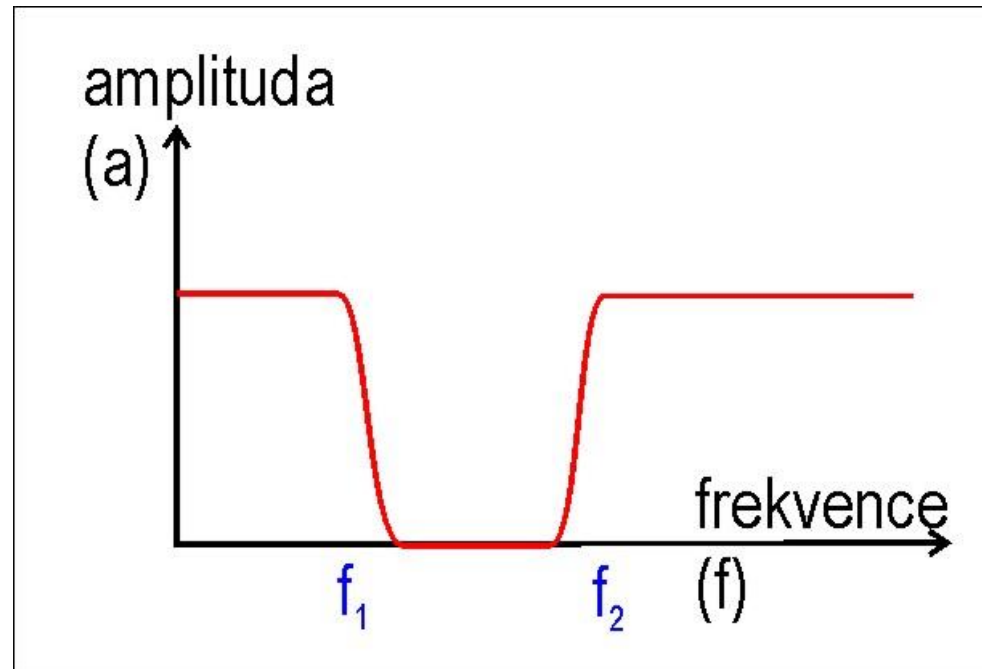
Horní propust (vysokofrekvenční propust, highpass filter): propouští nezměněný vysokofrekvenční signál, signál s nižší vyšší, než je mezní frekvence (rohová frekvence) je zcela potlačen.



Pásmová propust (bandpass filter): propouští nezměněný signál v pásmu mezi dvěma předem zvolenými frekvencemi, ostatní signál je zcela potlačen.

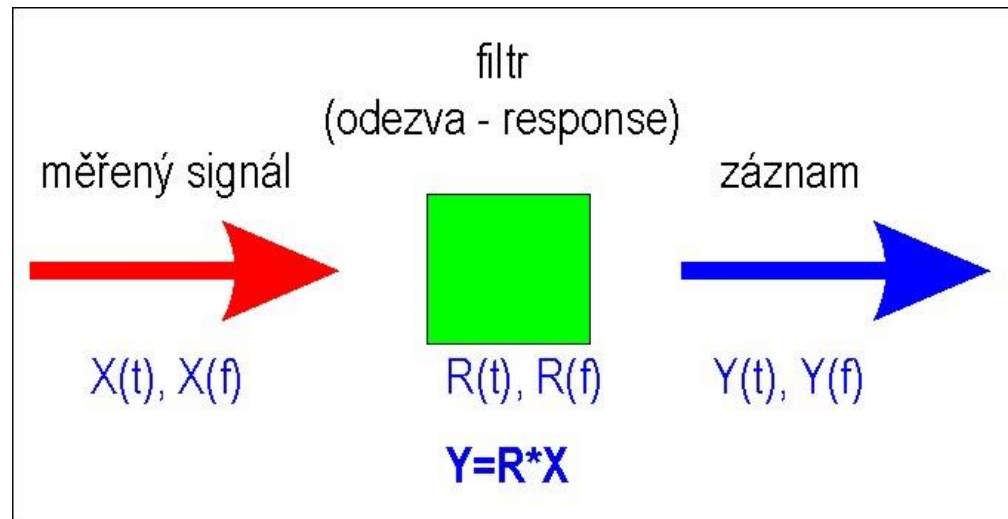


Pásmová zádrž (notch filter): potlačí signál v pásmu mezi dvěma předem zvolenými frekvencemi, ostatní signál propustí nezměněný.



Stejně jako v případě seismometru, lze také vliv filtru popsat funkcí, která se nazývá **odezva filtru**. Matematický popis jejího vlivu na seismický signál je shodný s popisem odezvy seismometru.

Filtraci lze provádět tedy nejen pomocí skutečných přístrojů (filtrů), které jsou sestaveny tak, aby potlačovaly určité frekvence signálu a jiné propouštěly, ale v případě digitálního záznamu lze provádět filtraci signálu pouhým výpočtem (tzv. **digitální filtry**), kdy je původní signál přepočítán podle zvolené odezvy filtru na nový, filtrovaný záznam.



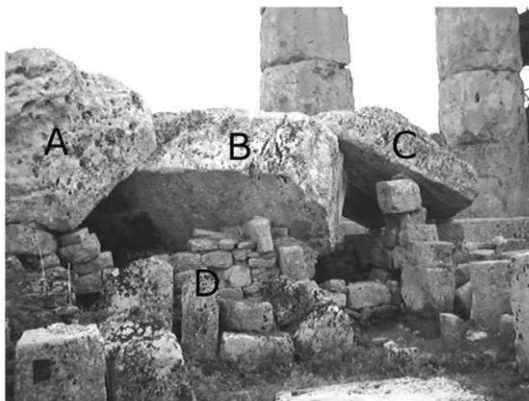
6.3: Stručná historie seismického monitorování

Nejstarší záznamy seismické aktivity jsou spojeny výhradně s makroseismickým pozorováním.



(a)

dominový styl zřícených sloupů chrámu v Selitunte (Sicílie) - dopad zemětřesení ve 4.st.n.l. (Bottari et al. 2009)



(b)

Nicméně první úspěšné přístrojové zaznamenání nepocíteného seismického signálu bylo provedeno již ve 2.st.n.l. v Číně (zemětřesení v Gansu v roce 143).



seismoskop čínského filozofa Chang Henga

První známý seismoskop v Evropě navrhl francouzský abbé, fyzik a konstruktér Jean de Haute Feuille (1647-1724) v roce 1703. Příklad měl sledovat naklonění zemského povrchu (principem bylo přemístění kapaliny při naklonění), nikoli horizontální či vertikální kmitání.

První použití kyvadla pro detekci zemětřesení předvedli v roce 1731 Nicola Cirillo (1671-1735) a v roce 1751 Andrea Bina (1724-1792).



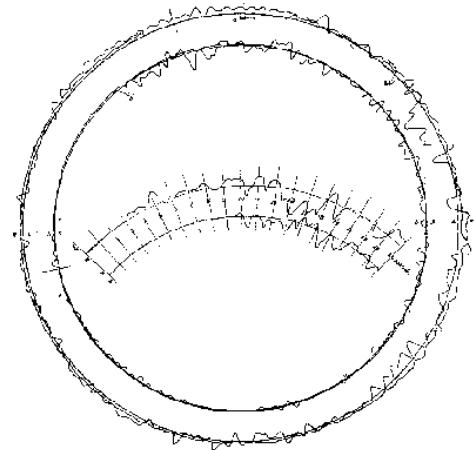
přístroj sestavený A. Binou, 1751

Přístrojové monitorování

Limitem pro přístrojové monitorování seismické aktivity bylo sestavení seismografů schopných produkovat záznamy seismického signálu.

První takové seismografy byly vyvinuty v poslední čtvrtině 19. století.

*záznam Ewingova seismometru s
horizontálním kyvadlem (8.3.1888)*

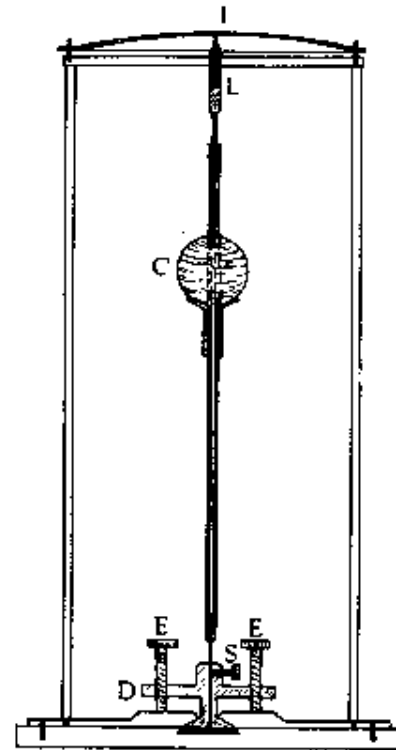


Jeden z prvních seismometrů sestrojil James Forbes, který popsal jeho princip ve své práci z roku 1844. Přístroj pracoval na principu obráceného kyvadla.



*Yours sincerely
James D. Forbes*

**James David Forbes
(1809-1868)**

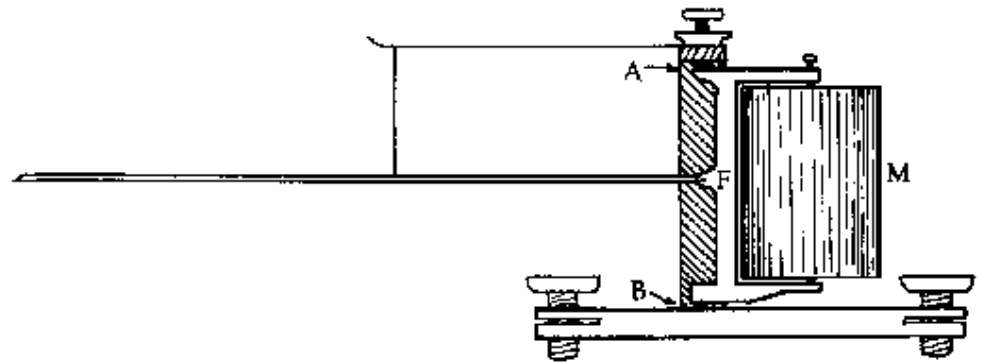


Forbesův seismometr z r. 1844

Vývoj prvních seismometrů založených na principu horizontálního kyvadla je spojen s pracemi Jamese Alfreda Ewinga (1855-1935), Johna Milna (1850-1913) a Thomase Lomara Graye (1850-1908).

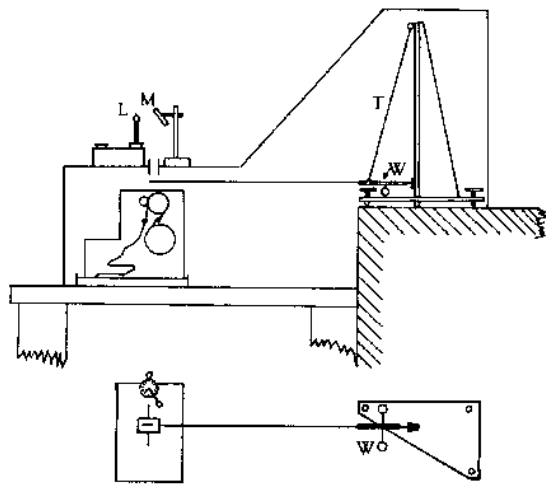


John Milne (1850-1913)

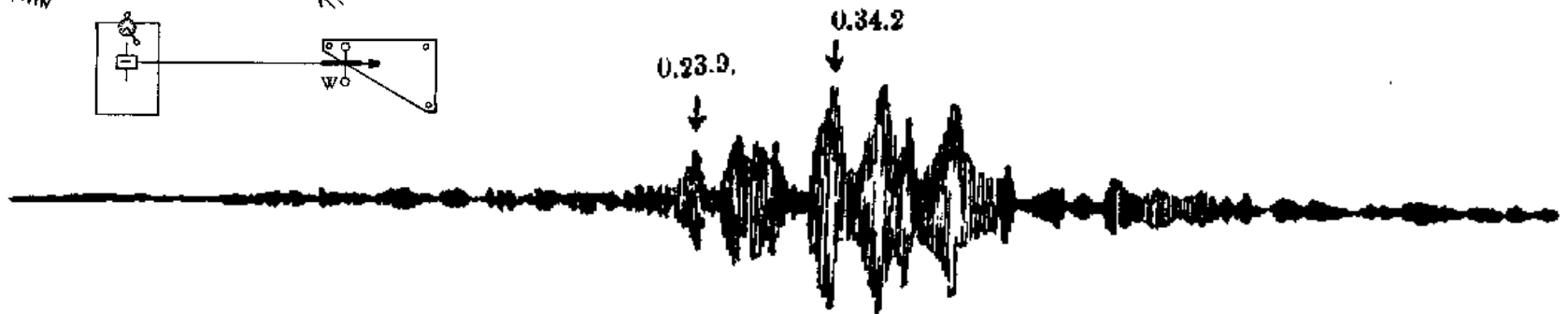


Ewingův seismometr z r. 1881 - první úspěšný seismometr s horizontálním kyvadlem

Teprve tyto novější seismometry z konce 19.století byly schopny zaznamenat vzdálená (teleseismická) zemětřesení a zřetelně rozlišit jednotlivé seismické fáze.

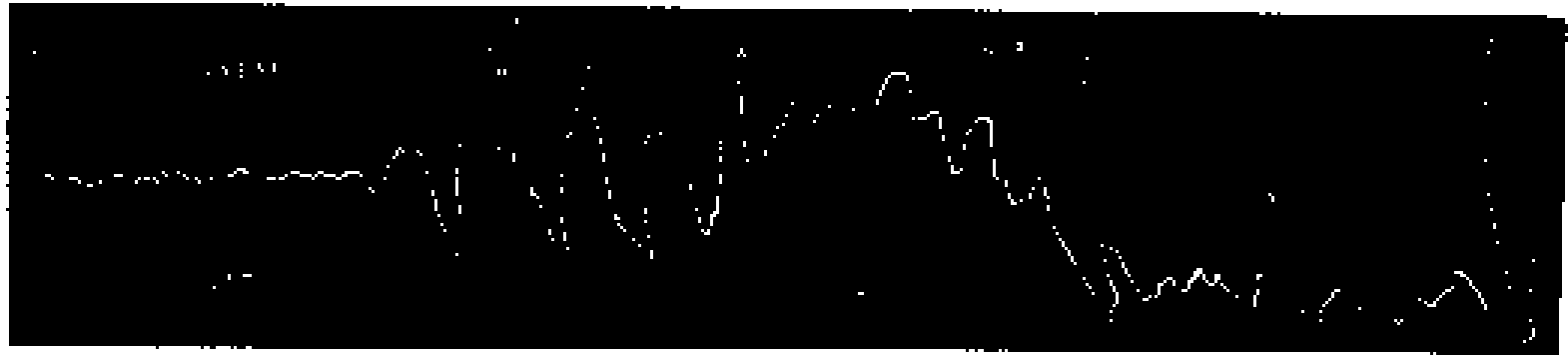


Milnův seismometr s horizontálním kyvadlem (Milne 1898)



záznam vzdáleného zemětřesení z 5.4.1901 získaný pomocí Milnova horizontálního seismometru

První seismograf sestrojený Cecchim (Itálie, 1875) byl schopen zaznamenat signál s pouze trojnásobným zesílením.

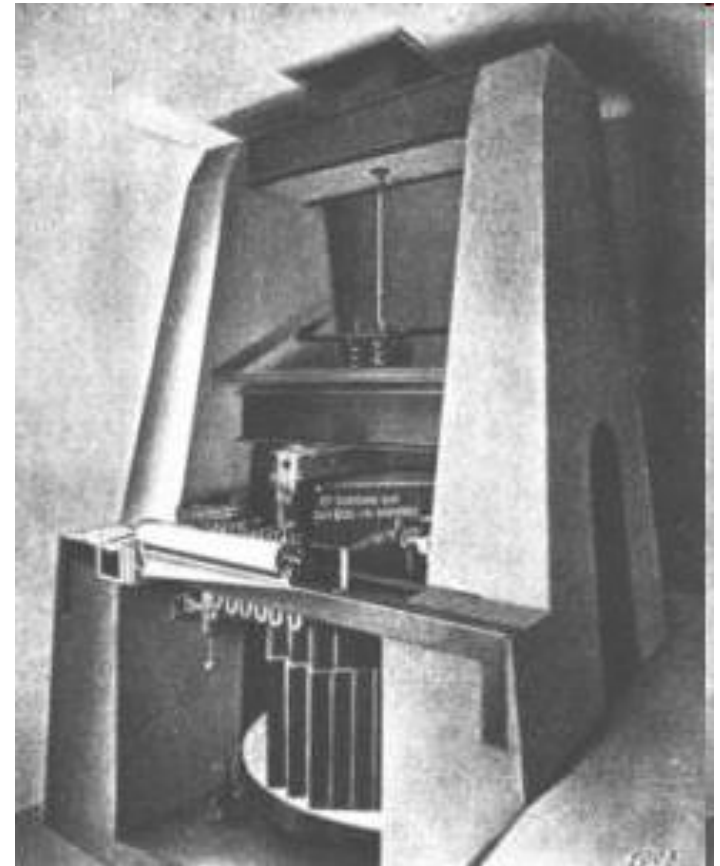


záznam Cecchiho seismografu (Moncalieri, 23.2.1887)

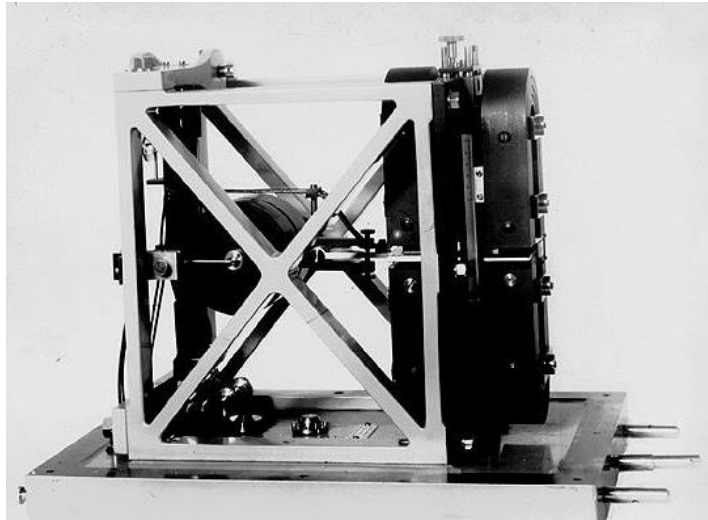
Technická problematika mechanických seismometrů se soustředila na dosažení většího zesílení signálu. To bylo dosahováno:

- větší délkou kyvadla
- větší zátěží (největší seismometry měly závaží o hmotnosti desítek tun)
- snížením vlivu tření při zápisu

seismometr de Quervaina a Piccarda z r. 1922 - měl závaží o hmotnosti 21 tun



První elektromagnetický seismometr sestrojil v r.1903 B.B. Galitzin. Elektromagnetický seismometr produkoval záznam ve formě elektromagnetických kmitů, které lze jednoduše digitalizovat



*Galitzin-Wilipuv elektromagnetický seismometr.
Elektromagnetické kmity jsou měřeny
galvanometrem.*



*Boris Borisovič Galitzin
(1862-1916)*

Výhodou elektromagnetických seismometrů je:

- mnohem snazší zesílení signálu (a tedy větší citlivost přístroje)
- velmi snadná digitalizace signálu (a tedy možnost počítačového zpracování)
- možnost snadného přenosu signálu na dálku (např. rádiem)
- možnost zlepšit charakteristiku přístroje zpětnou vazbou

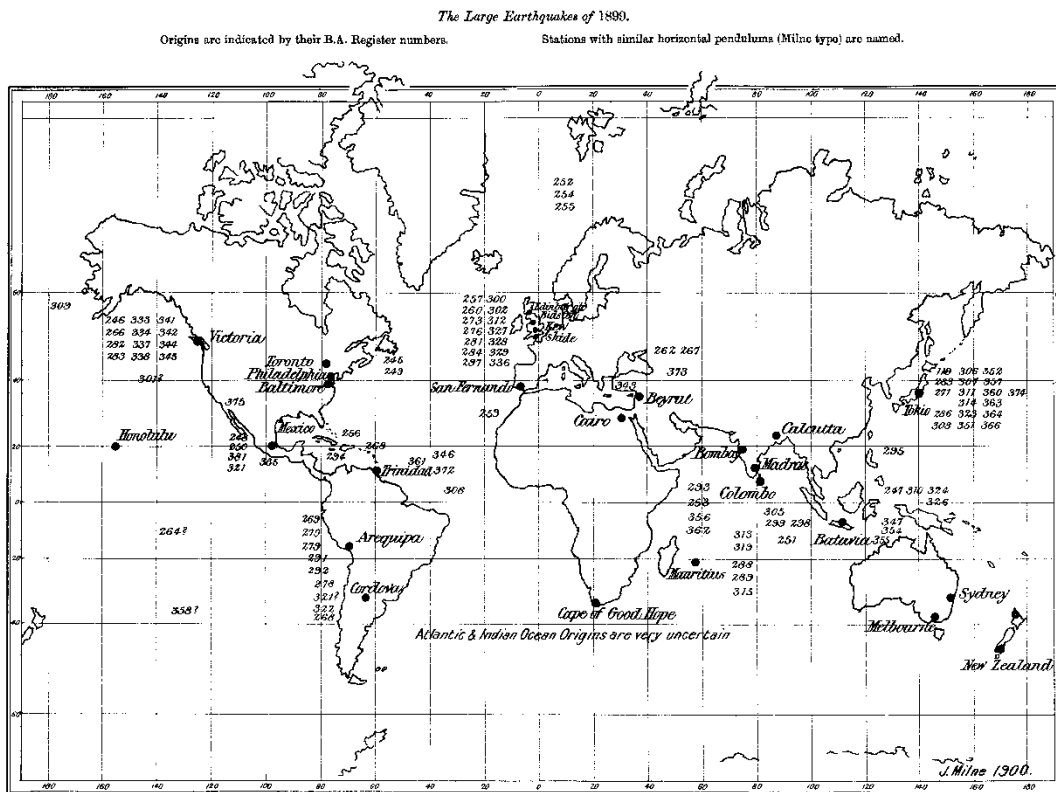
Významným krokem v historii seismologie byl rozvoj seismického monitorování ke konci 19. století v Japonsku, vedený skupinou britských badatelů.

Hlavní postavou byl John Milne, na jehož podnět byla v roce 1880 (po zemětřesení 22. 2. 1880 při pobřeží Honshu) založena Japonská seismologická společnost (**Seismological Society of Japan**).



John Milne (1850-1913)

Milne se zasloužil o globální rozšíření seismického monitorování (také díky vývoji relativně finančně nenáročných přístrojů).



**Milneho mapa s
vyznačenými stanicemi
osazenými Milneho přístroji k
roku 1899**

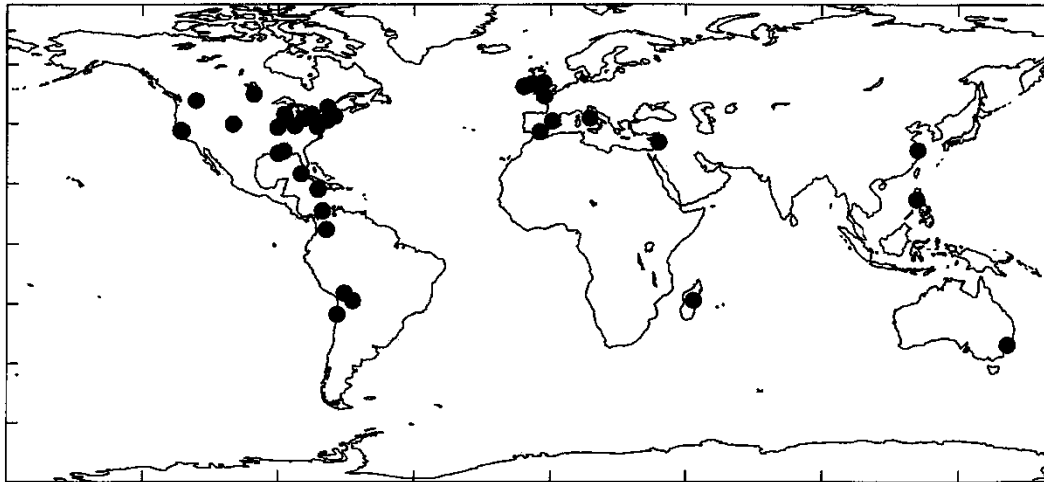
Problém byl, že první seismografy dobře detekovaly seismický signál, ale jejich rozlišení neumožňovalo studium bližších detailů tohoto signálu.

Zlepšení situace přinesly seismometry sestavené Galitzinem a Wiechertem na počátku 20. století.

Ale už v roce 1893 byly na záznamu seismického signálu poprvé rozlišeny podélné a příčné vlny (Itálie, Cancani).

K rozvoji studia globální seismicity mimořádně přispěly vědecké aktivity podporované Jezuitským řádem, který od poloviny 19. století vybudoval v různých místech světa cca 40 geofyzikálních observatoří. Na mnohých z nich již v průběhu 19. století pracovaly seismologické přístroje.

Jezuitské aktivity vedly v roce 1925 k založení Jezuitské seismologické asociace (**Jesuit Seismological Association**).



rozmístění "Jezuitských" stanic osazených seismografy (konec 19., počátek 20. století)

Další významné mezinárodní seismologické společnosti:

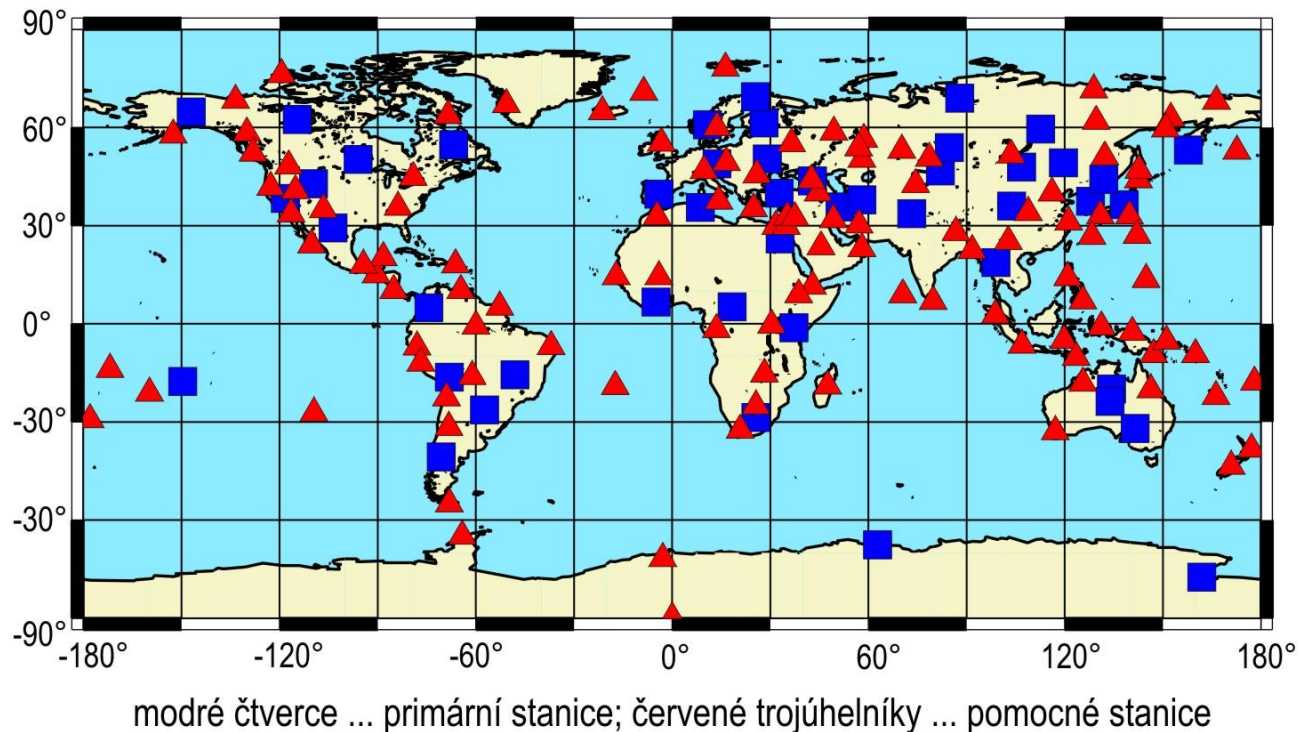
- International Association of Seismology (1904-1916) s centrem ve Strasbourgu.
- Seismology Section of the International Union of Geodesy and Geophysics (1922-1930)
ze seismologické sekce IUGG vznikla v roce 1930 opět International Association of Seismology (1930-1951)
- International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (od roku 1951)

V roce 1996 byla valnému shromáždění OSN předložena Smlouva o úplném zákazu jaderných zkoušek (**Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty - CTBT**).

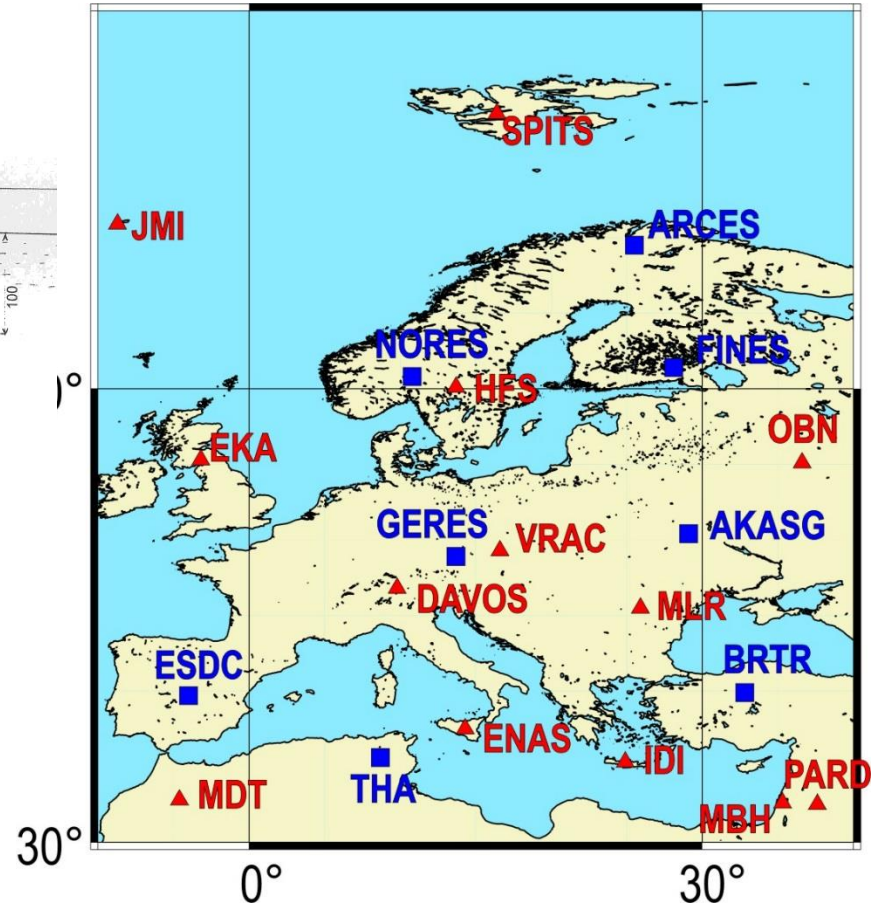
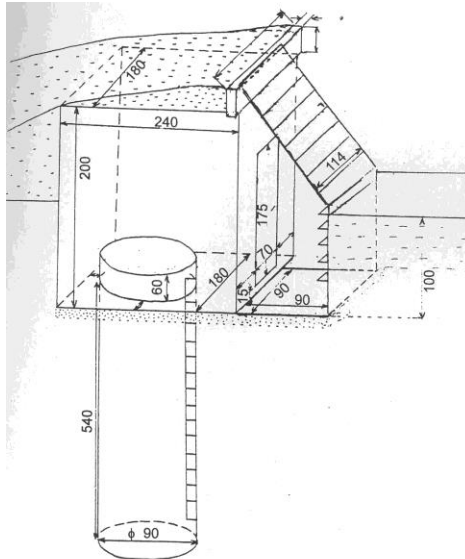
Jednou z hlavních technologií kontroly dodržování této Smlouvy bylo seismologické monitorování. Využití této technologie bylo testováno již během přípravné fáze, před předložením Smlouvy CTBT.

Tento krok byl dalším impulzem pro intenzivní mezinárodní aktivity spojené se seismologií a s globálním monitorováním.

Pro účely verifikace Smlouvy CTBT byla vybudována globální síť, která má sestávat ze 170 moderně vybavených stanic s jednotnou metodikou zpracování dat.

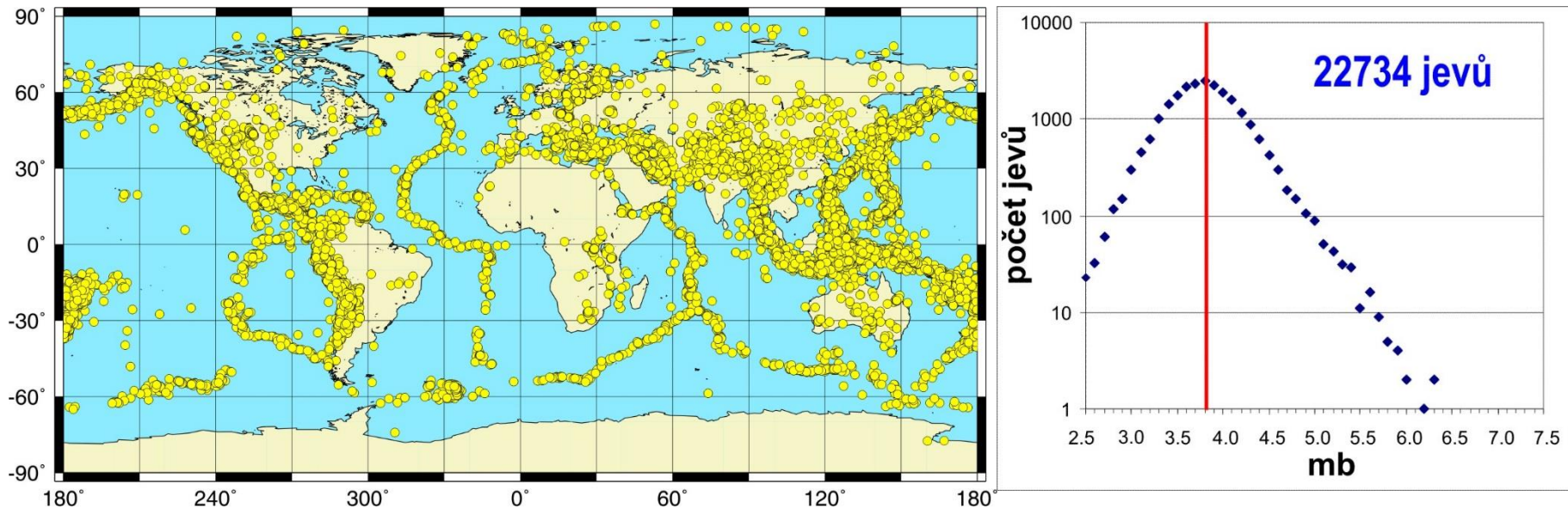


Jednou ze stanic seismické sítě Monitorovacího systému CTBTO je stanice VRAC situovaná u Vranova u Brna.



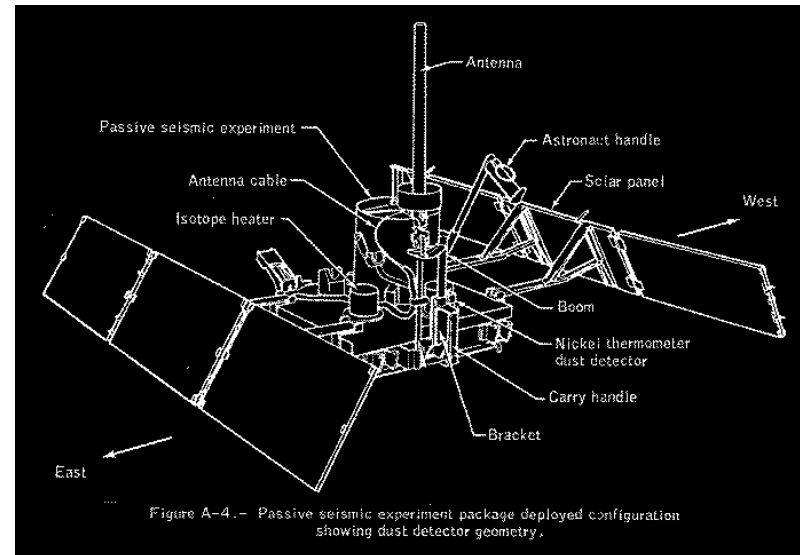
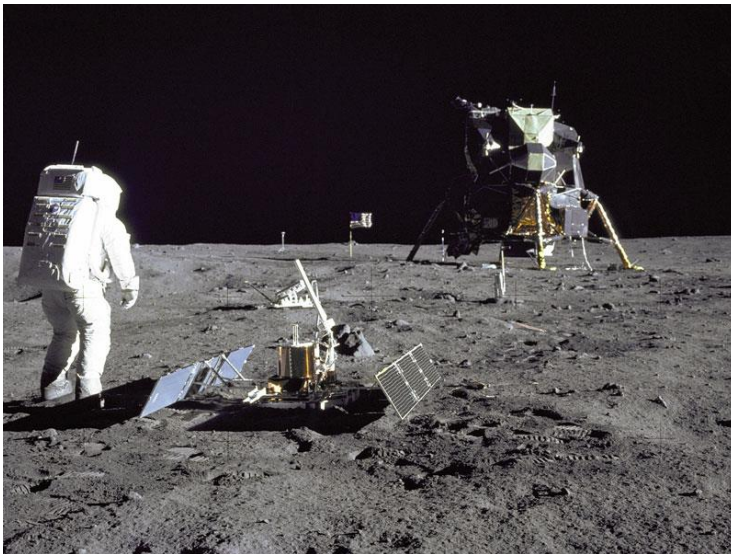
V roce 2002 detekovala a lokalizovala seismická síť Mezinárodního monitorovacího systému CTBTO 23431 jevů. Většina z nich byla zemětřesení situována na deskových rozhraních.

Magnitudo (počítané z objemových vln) většiny jevů se pohybovalo mezi 3 a 4.5. Spolehlivě byly zaznamenány otřesy s hodnotou magnituda $m_b > 4$.



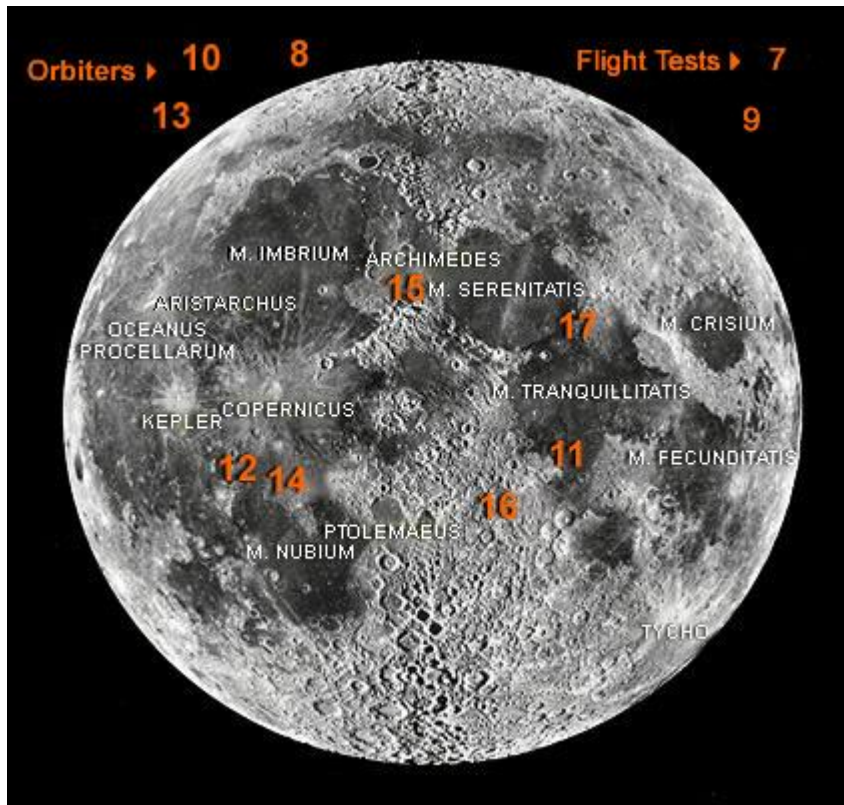
S rozvojem kosmonautiky bylo seismické monitorování rozšířeno také na další tělesa sluneční soustavy.

První seismometr byl dopraven na Měsíc při misi Apollo-11 v roce 1969. Dodával data cca 3 týdny.



instalace seismometru při misi Apollo-11

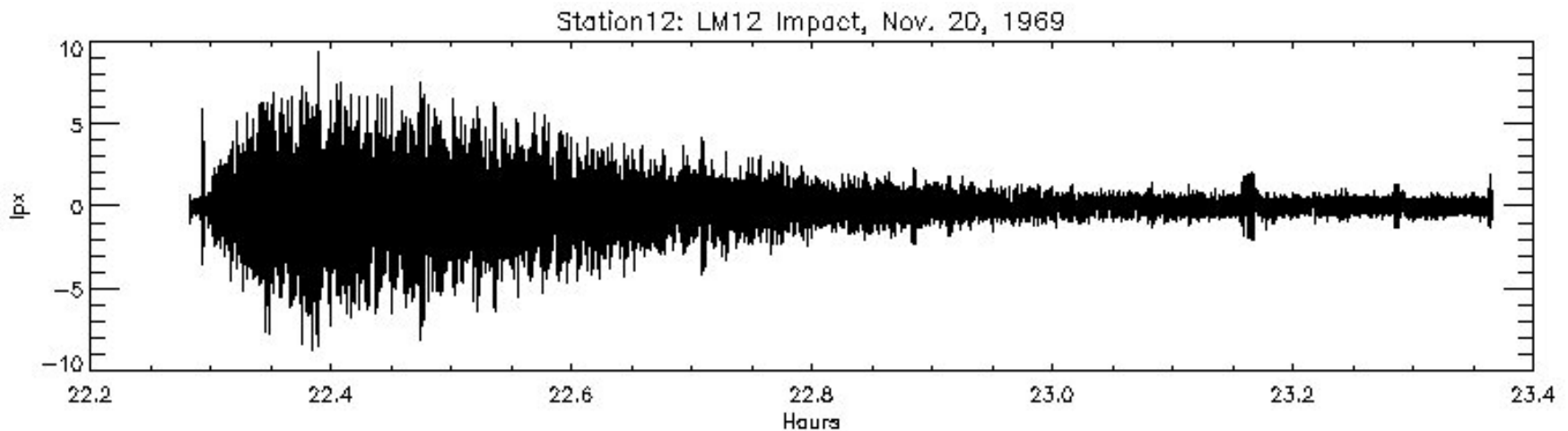
Modernější aparatury byly instalovány při misích Apollo-12, 14, 15 a 16 v letech 1969-1972. Dodávaly data do roku 1977.



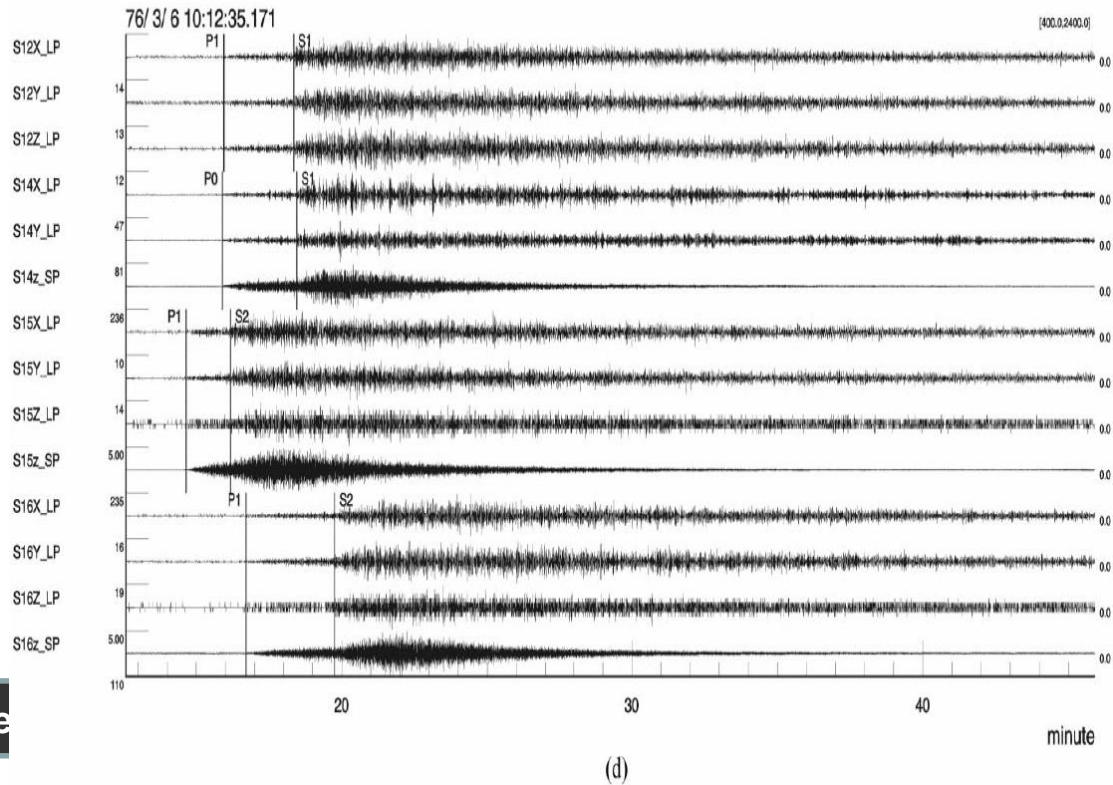
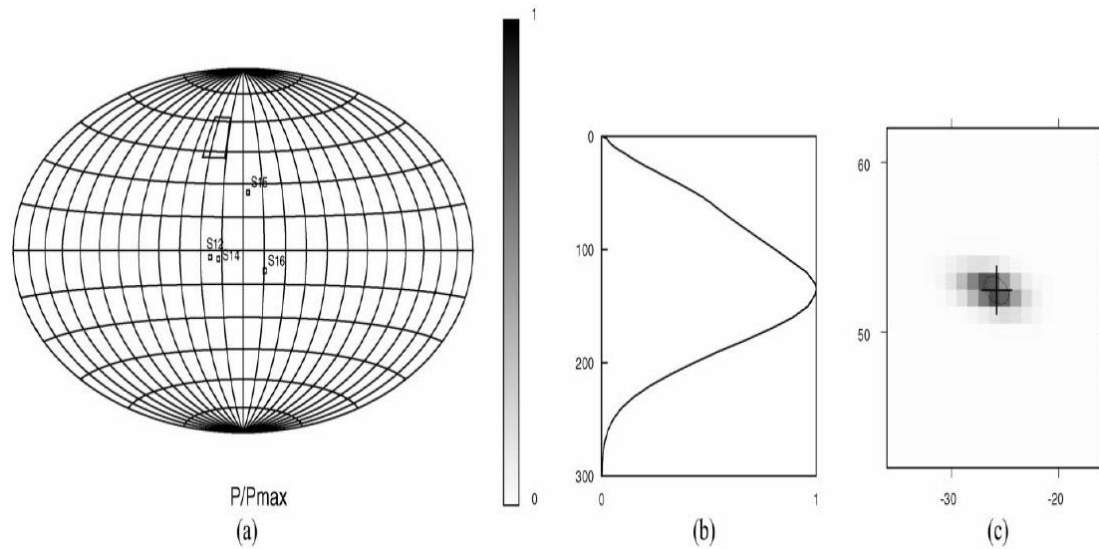
zařízení Pasivního Seismického Experimentu – mise Apollo-12

Pasivní Seismický Experiment (Passive Seismic Experiment)

Zařízení instalovaná na Měsíci registrovala otřesy spojené s aktivitou uvnitř tělesa Měsíce a s dopadem impaktů.

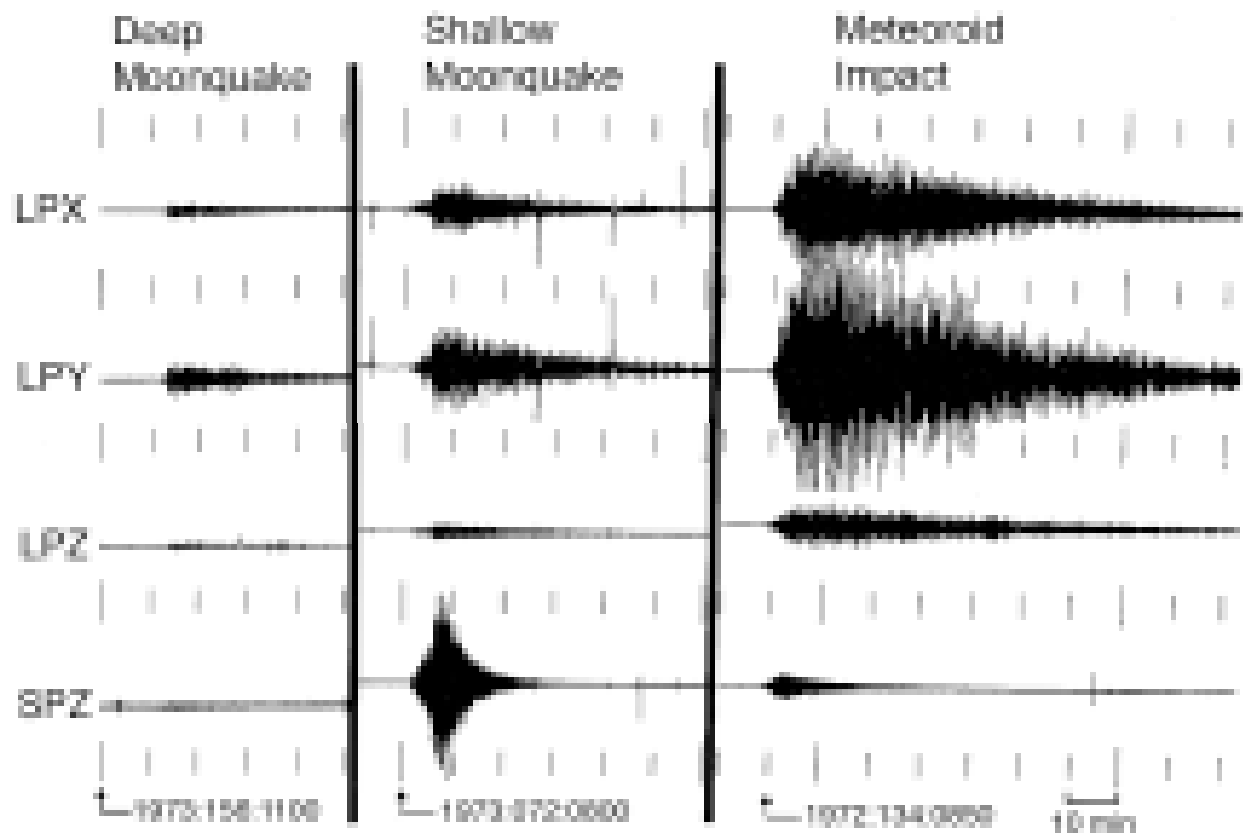


záznam otřesu způsobeného dopadem startovacího modulu Apollo 12



Příklad lokace seismického jevu na Měsíci sítí Apollo (podle Lognonne at al. 2000).

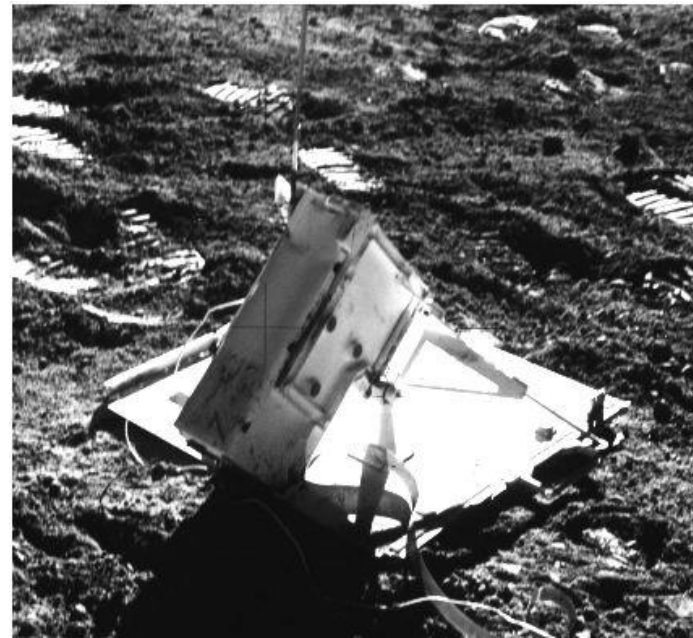
Byly zaznamenány také seismické jevy uvnitř tělesa Měsíce.



Ukázky záznamů různých typů seismických jevů na Měsíci zaregistrovaných sítí Apollo (Neal et al. 2004).

Aktivní Seismický Experiment (Active Seismic Experiment)

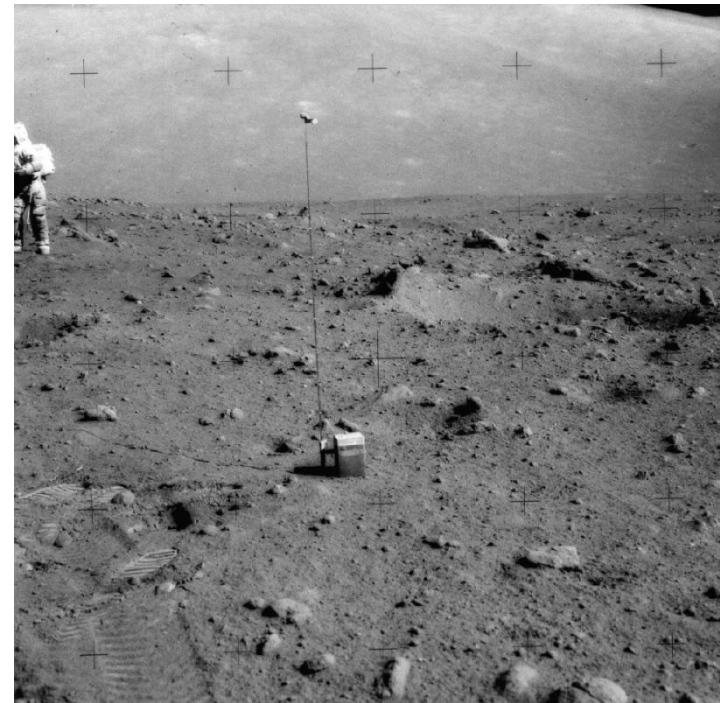
Provedený při misích Apollo-14 a 16. Byla instalována řada tří geofonů a odpáleny drobné nálože do vzdáleností 150 až 1500 metrů od seismometrů.



minometné zařízení dopravené misí Apollo-16 pro účely Aktivního Seismického Experimentu

Seismické Profilování (Seismic Profiling Experiment)

Při misi Apollo-17 v roce 1972 bylo instalováno osm náloží ve vzdálenosti 100 až 3500 metrů od arraye skládající se ze čtyř geofonů.



instalace náloží při misi Apollo-17 pro účely Seismického Profilování

Plány do budoucna:

SALSA (Small Aperture Lunar Seismic Arrays)

Využití technologie arraye rozvinuté během experimentů pro potřeby globální sítě CTBT.

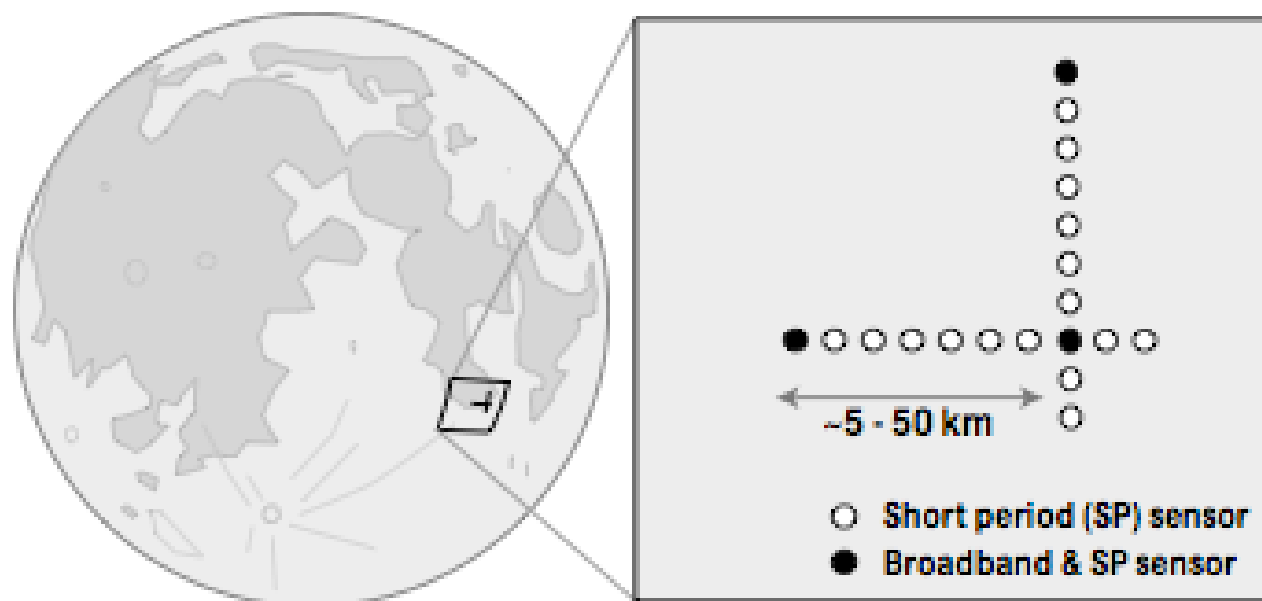
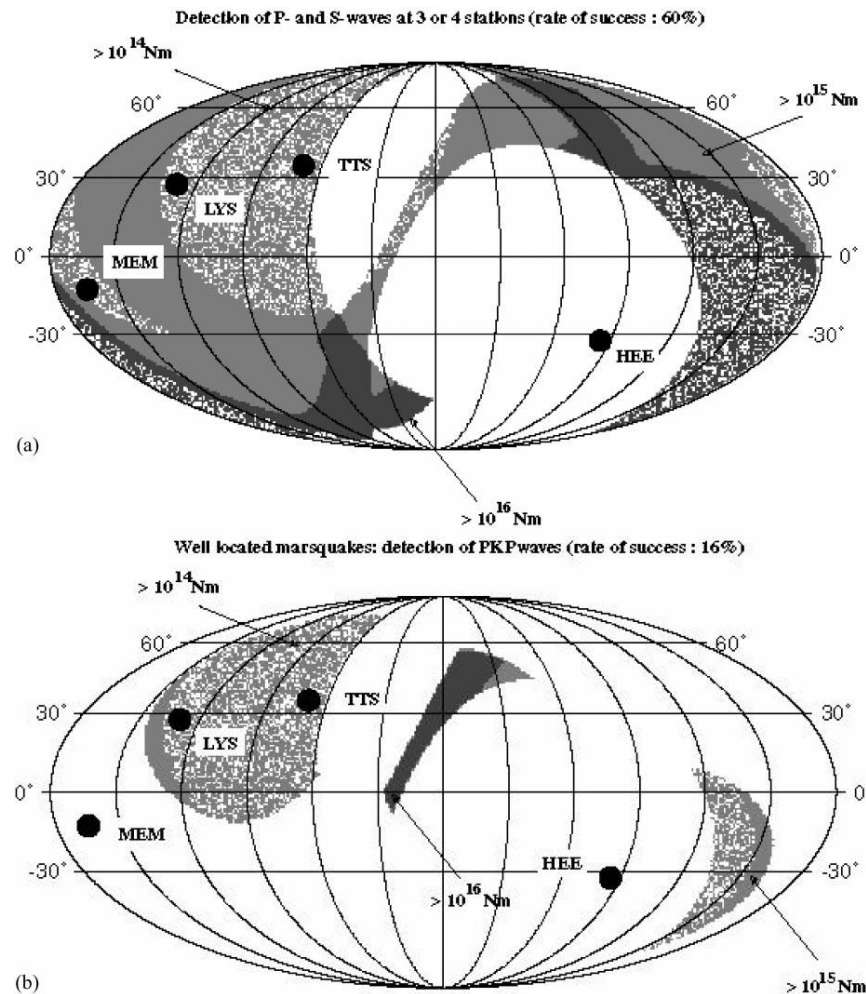
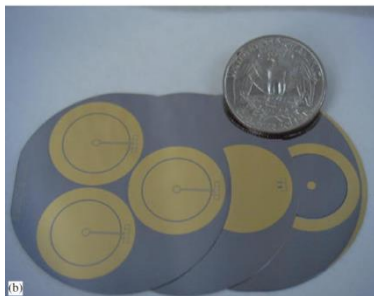
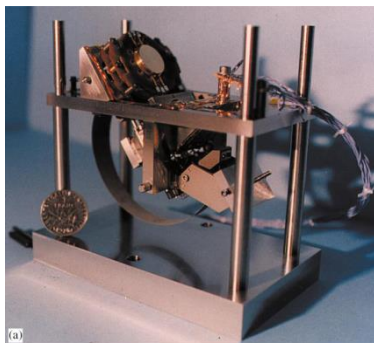


schéma arraye projektu SALSA (podle Fouch et al. 2009)

MARS – projekt NetLander

Plánované rozmístění seismometrů na Marsu během misí v letech 2007 nebo 2009 – neuskutečnilo se.

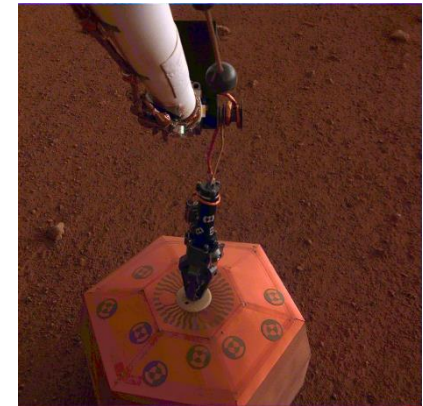
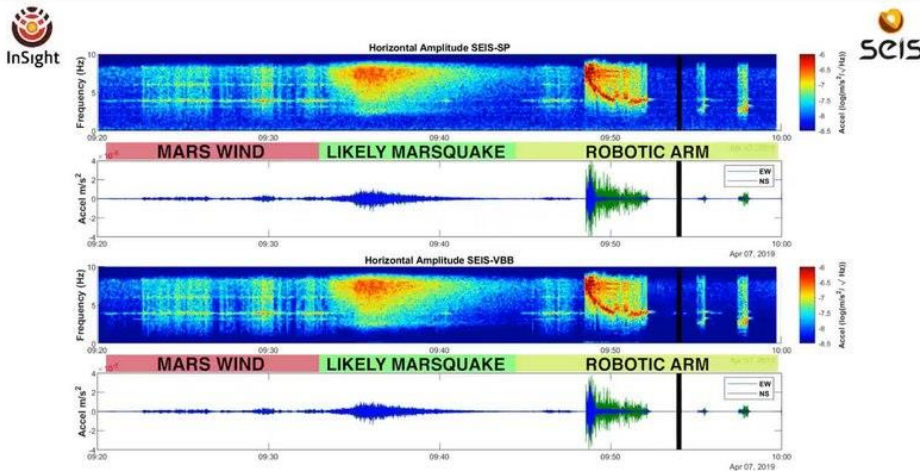
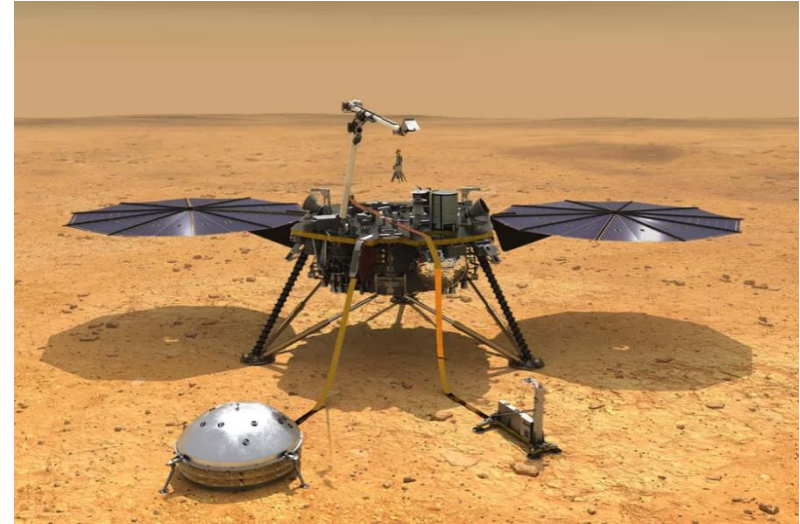


předpokládané detekční možnosti seismometrů na Marsu (podle Lognonne et al. 2000)

MARS – projekt InSight

Instalace funkčního seismometru po přistání (26. 11. 2018).

6. 4. 2019 získaný první signál pravděpodobného marsotřesení



seismometr SEIS instalovaný v rámci mise InSight (2018)