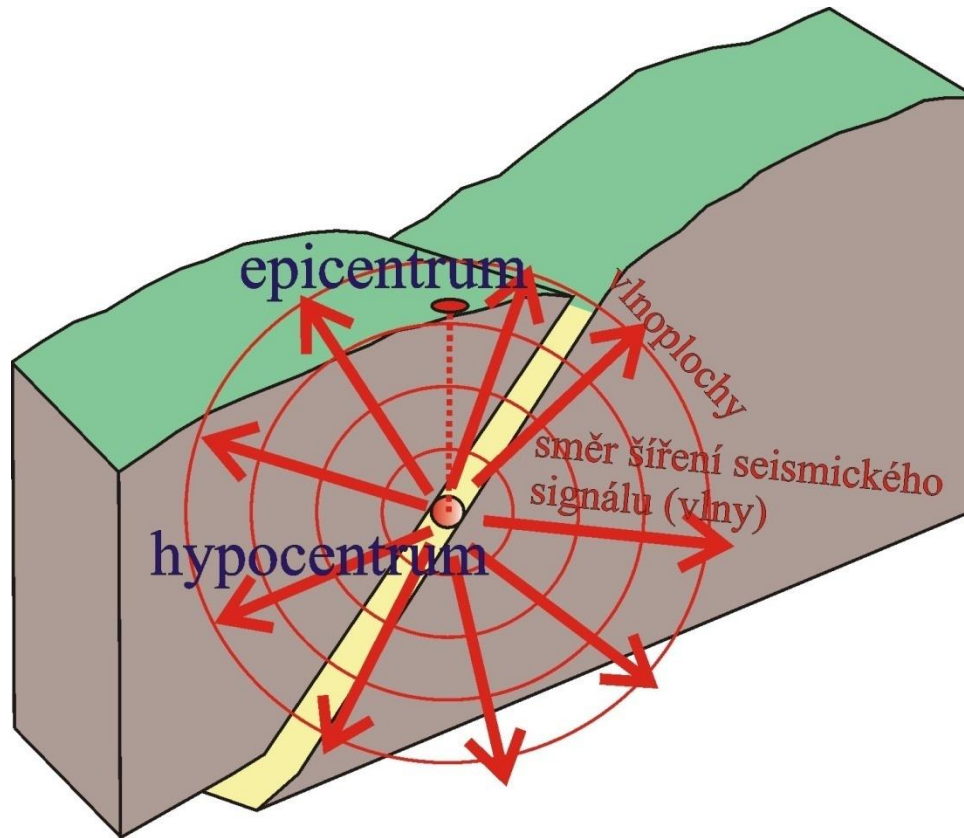


# **SEISMOLOGIE A SEISMOTEKTONIKA**

## **část 5.: Seismické zdroje a jejich parametry**

# 5.1: Klasifikace seismických zdrojů

Zdroj (bodový) seismických vln nazýváme **hypocentrum**.  
Jeho průmět na zemský povrch nazýváme **epicentrum**.



## Zdroje elastických vln:

**přirozené** ... neovlivněné lidskou činností

**indukované** ... samotný proces je přirozený (nejde přímo o lidskou činnost), ale byl indukovaný změnou vnějších podmínek způsobenou lidskou činností

**umělé** ... související přímo s lidskou činností

## Zdroje elastických vln:

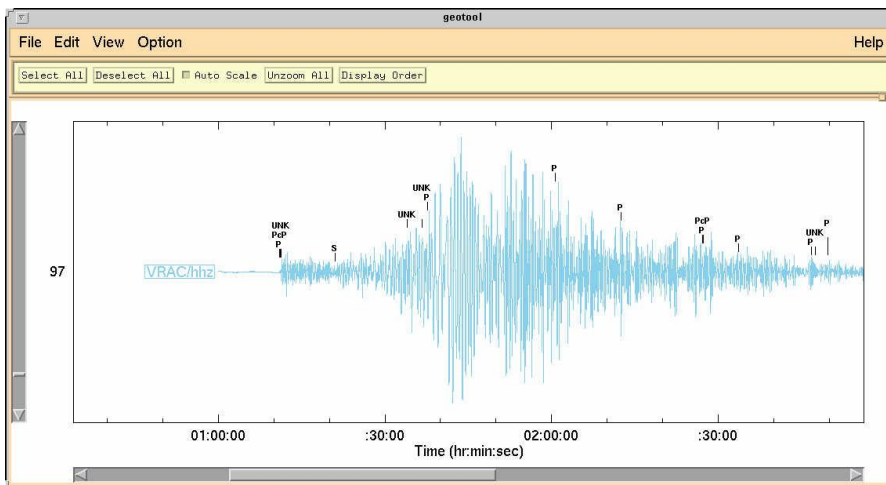
**vnitřní** ... zdroje vzniklé uvnitř pevné části tělesa Země

**vnější** ... zdroje vzniklé vně pevné části tělesa Země ale působící na tuto pevnou část

**smíšené** ... zdroje působící částečně uvnitř a částečně vně pevné části tělesa Země

## Vnitřní zdroje elastických vln:

a) Pohyby podél zlomových ploch  
přírozené ... tektonická zemětřesení  
indukované ... důlní otřesy, otřesy v okolí přehradních nádrží, otřesy  
v okolí plynových zásobníků



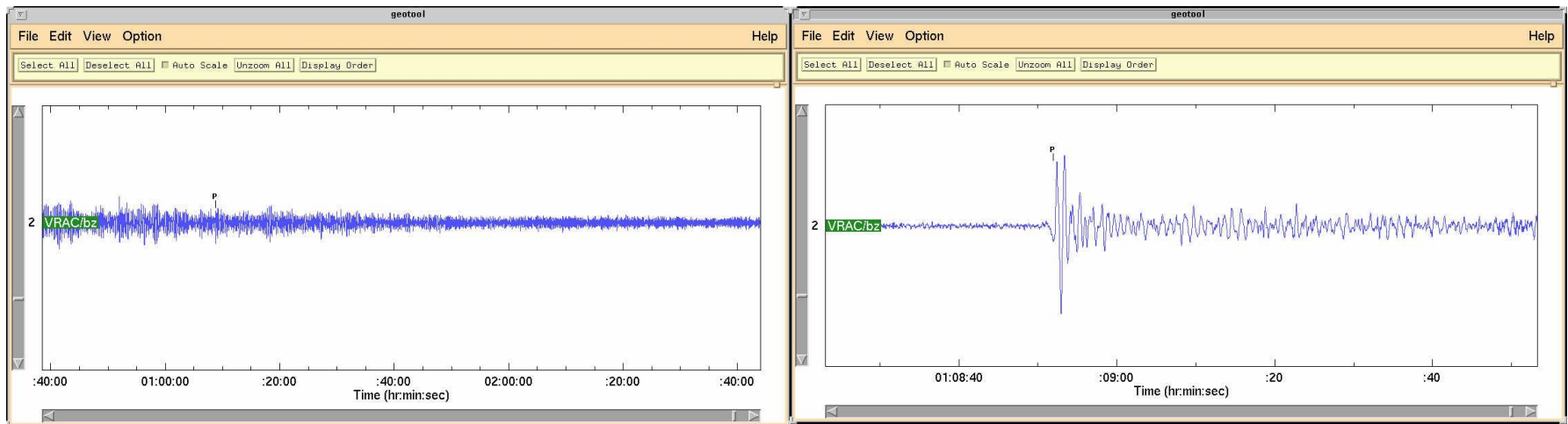
***Zemětřesení na Sumatře, 26.12.2004, Mw=9.0***

## Vnitřní zdroje elastických vln:

### b) Podzemní exploze

přirozené, indukované ... exploze plynů

umělé ... technické exploze, výzkumné exploze, jaderné testy



*Podzemní jaderná exploze, Čína, Lop Nor, 17.8.1995*

## Vnitřní zdroje elastických vln:

c) Hydrologické cirkulace

d) Pohyby magmatu

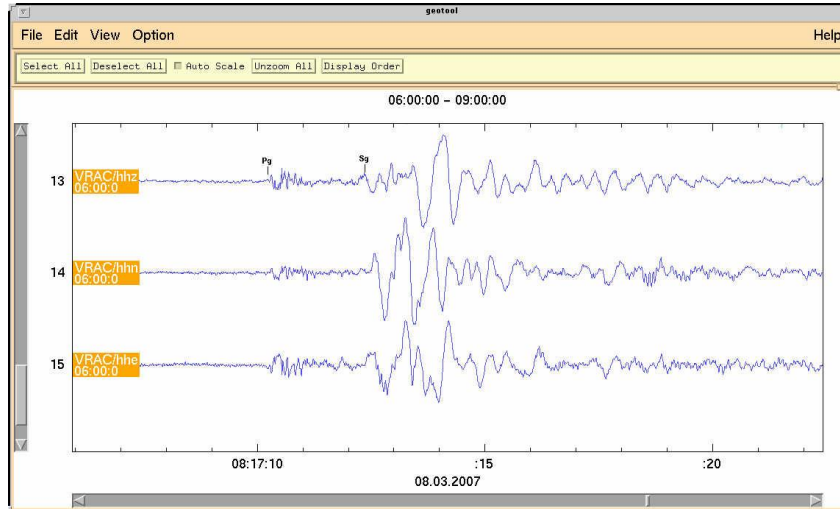
e) Náhlé fázové změny

} zpravidla přirozené



## Vnitřní zdroje elastických vln:

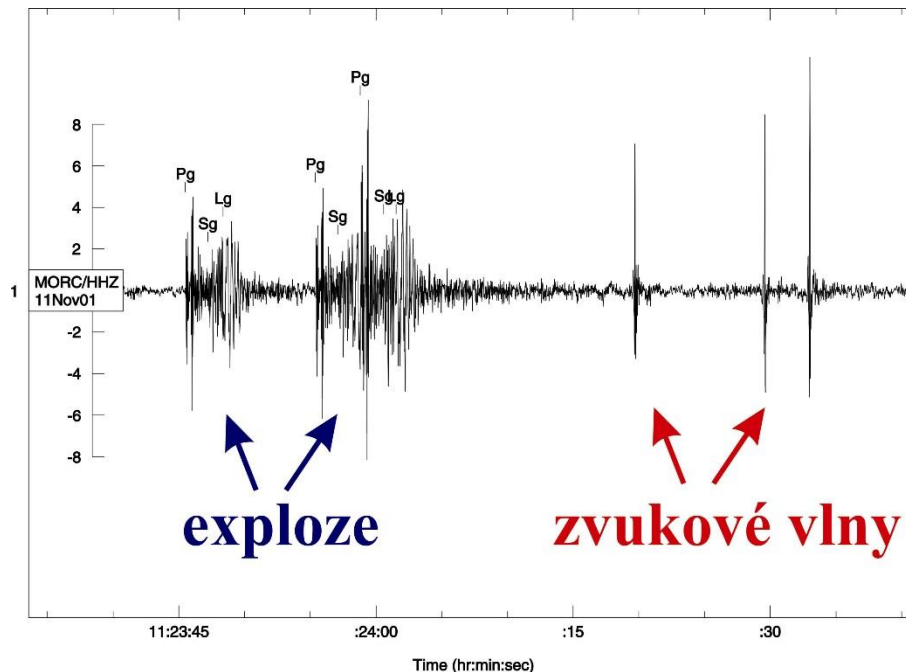
f) Odpaly v lomech a důlních dílech  
umělé zdroje související s těžbou nebo s výstavbou podzemních děl  
(ražba tunelů)



*Odpal v lomu, 8.3.2007*

## Vnitřní zdroje elastických vln:

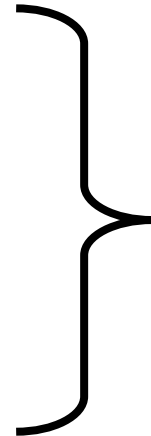
další exploze např. pro vojenské účely



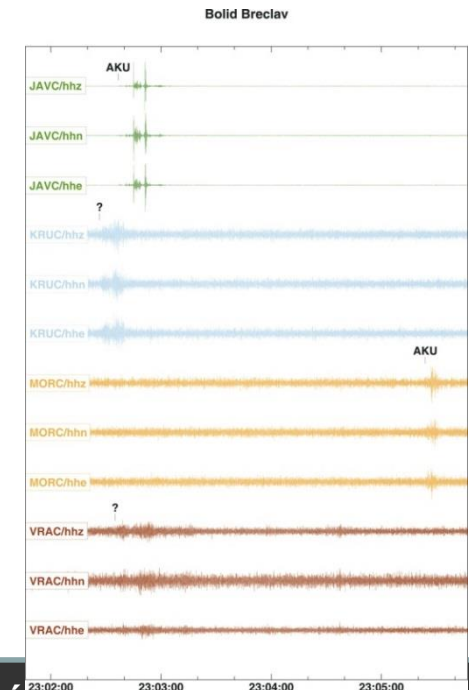
*Exploze ve vojenském prostoru na s. Moravě doprovázené zvukovými vlnami, 1.11.2011*

Vnější zdroje elastických vln (představují rušivý element, tzv. "šum", při studiu vnitřních zdrojů):

- a) Vítr, atmosferický tlak
- b) Impakty mimozemských těles
- c) Vlnění vody, příboj a příliv

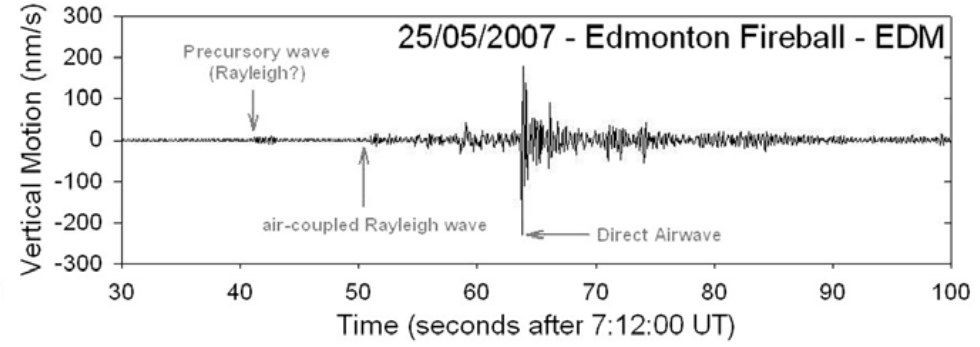
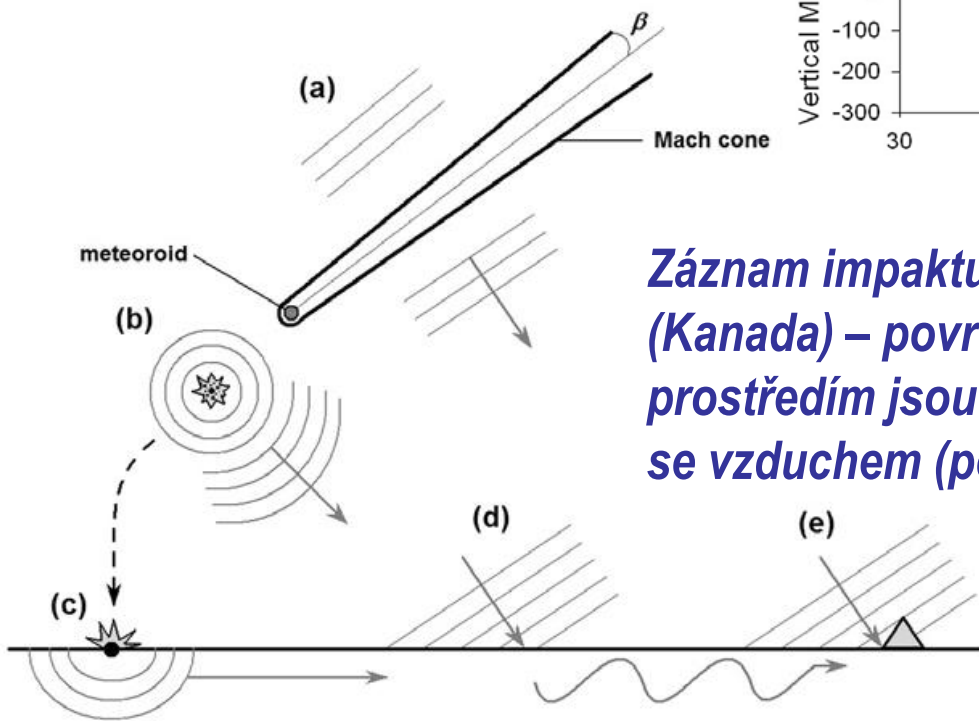


přírozené zdroje



*Průlet bolidu, 4.2.2007*

# Průlet a dopad bolidu



*Záznam impaktu pozorovaného poblíž Edmontonu (Kanada) – povrchové vlny šířící se horninovým prostředím jsou registrovány dříve, než fáze šířící se vzduchem (podle Edwards et al. 2008).*

*Rázové vlny jsou produkovány v několika různých fázích: vstup do atmosféry při nadzvukové rychlosti (a), fragmentace (b) a dopad (c) (podle Edwards et al. 2008).*

**Vnější zdroje elastických vln (představují rušivý element, tzv. "šum", při studiu vnitřních zdrojů):**

**d) Šum související s lidskou činností  
(zejména pozemní doprava)**

**e) Starty raket, přelet letadel**

**} umělé zdroje**

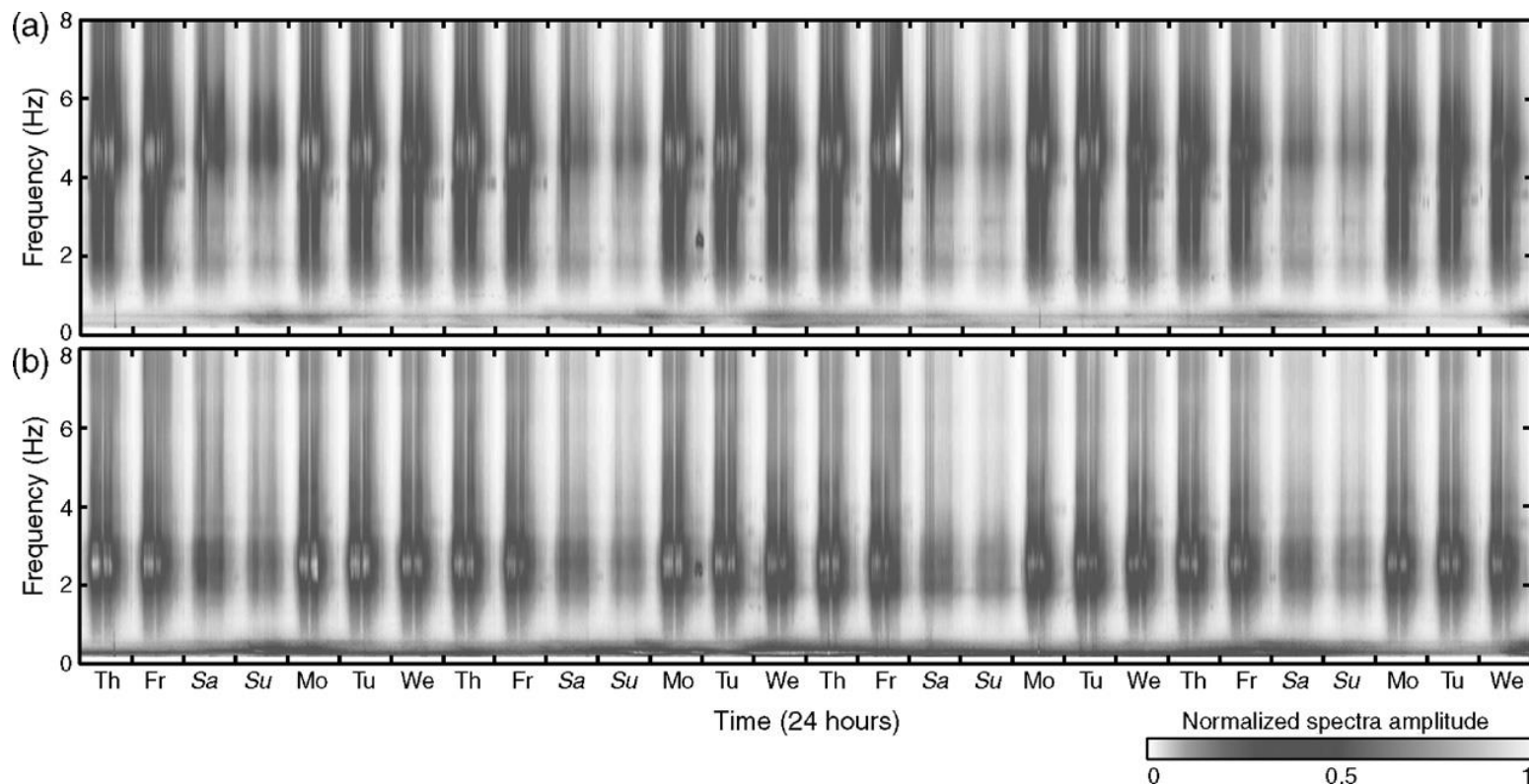
**Vnější zdroje elastických vln (představují rušivý element, tzv. "šum", při studiu vnitřních zdrojů):**

**c) Vlnění vody, příboj a příliv**

**d) Šum související s lidskou činností  
(zejména pozemní doprava)**



tyto zdroje jsou  
předmětem studia  
"šumu" (tzv. šumová  
měření)



*Kontinuální záznam normalizovaného spektra šumu pořízený v regionu Grenoblu (Francie) od 10.6.2004 do 22.7.2004 (převzato z Bonnefoy-Claudet et al. 2006). Horní graf (a) znázorňuje šum na vertikální složce, dolní graf (b) na severojižní horizontální složce. Na vodorovné ose je čas, na vertikální ose je vynášena frekvence, amplituda je pro danou frekvenci čas vyjádřena barvou.*

## Smíšené zdroje elastických vln:

a) Vulkanické erupce

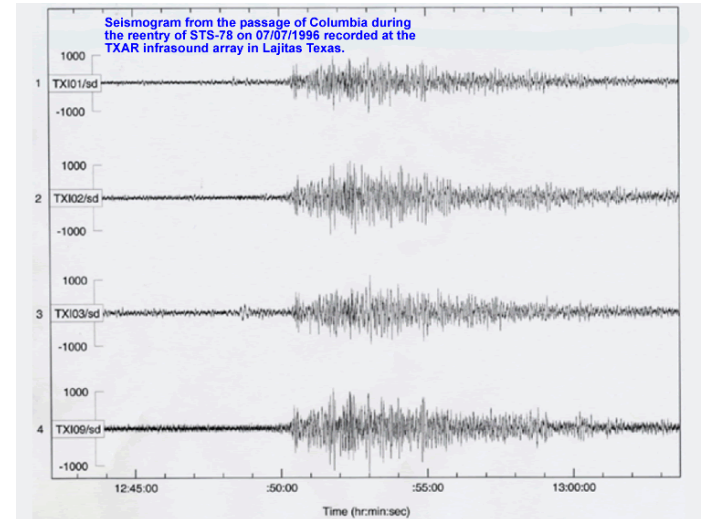
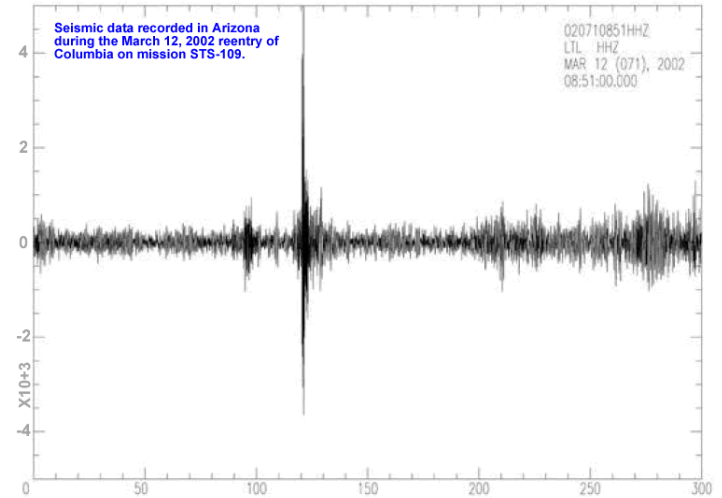
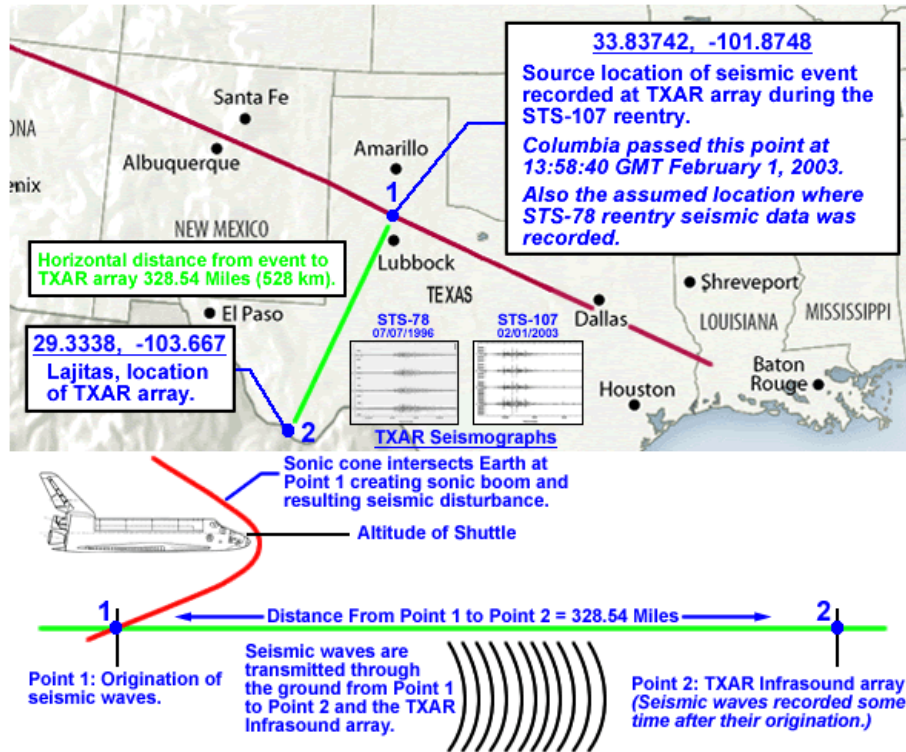
b) Sesuvy



přirozené zdroje



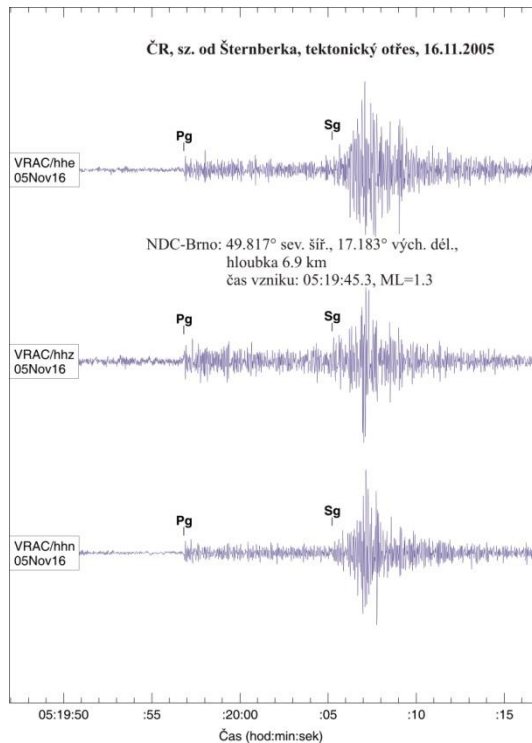
# Průlet raketoplánu



*Záznamy vln způsobených raketoplánem při návratu na Zem, pořízené na seismických stanicích na území USA.*

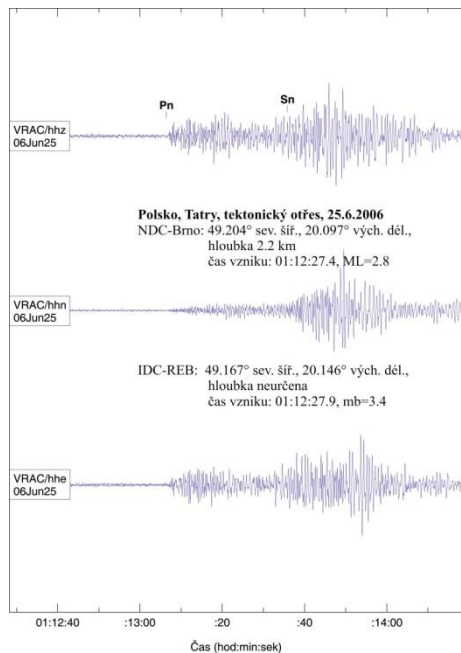
## Rozdělení vzdáleností otřesů od místa měření:

lokální ... do 100 km; signál je silně ovlivněn mělkými strukturami zemské kůry (dominují vlny Pg a Sg)



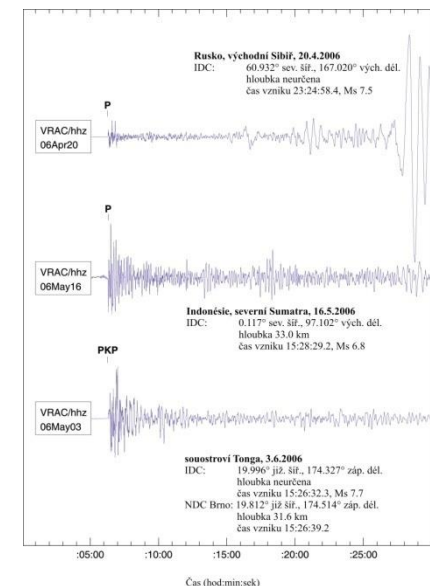
## Rozdělení vzdáleností otřesů od místa měření:

regionální ... 100 až 1400-2000 km ( $1^\circ$  až  $13^\circ$ - $20^\circ$ ); záznamu dominuje energie vln lomených na MOHO a odrážených od MOHO (dominují vlny Pn a Sn)



## Rozdělení vzdáleností otřesů od místa měření:

vzdálené (teleseismické) ... od 20° či 30°; signál prochází většinou hlubšími partiemi zemského pláště, u velmi vzdálených otřesů také zemským jádrem (dominují vlny P a S, u velmi vzdálených otřesů PKP). Do 95° mají vlny velmi jednoduchý charakter. Od 95° jsou komplikované a nesou informace o stavbě zemského jádra.



## Rozdělení vzdáleností otřesů od místa měření:

svrchnokorové ... 13° až 30°; v signálu dominují vlny s bodem návratu v hloubce 70 až 700 km, jsou ovlivněny zónou snížených rychlostí ve svrchním plášti a případně dvěmi výraznými zónami v hloubce 400 a 660km (dominují vlny P a S, do 20° často také vlny Pn a Sn). Jevy se vzdáleností od 13° do 20° jsou obvykle řazeny ještě k regionálním jevům, jevy se vzdáleností od 20° do 30° jsou řazeny k jevům teleseismickým.

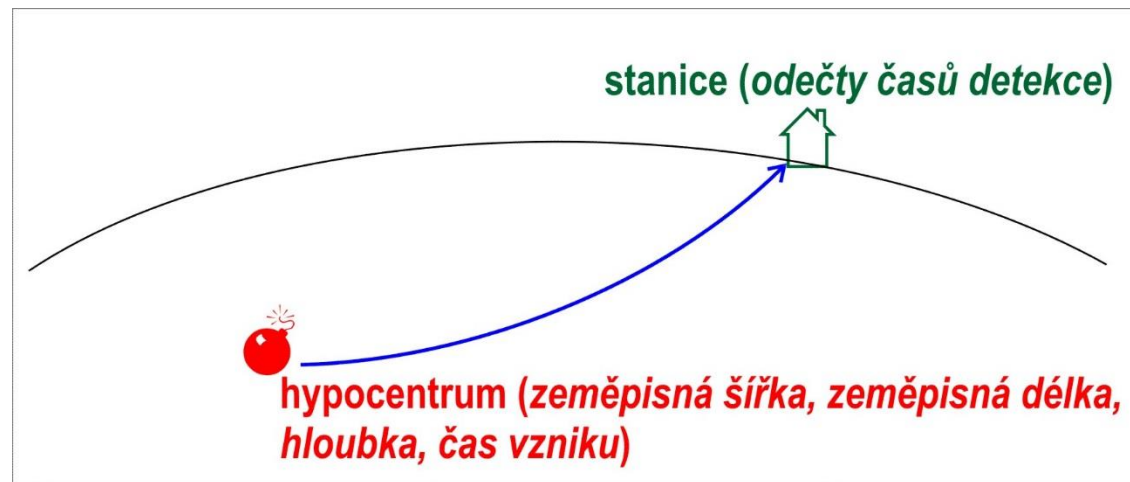
## 5.2: Poloha hypocentra

Prvním cílem základního zpracování seismického signálu je obvykle určit zdroj detekovaných seismických vln. K naplnění tohoto cíle je třeba:

- Odečíst časy příchodu jednotlivých seismických fází (jednotlivých typů seismických vln) na stanice, jejichž záznam je vyhodnocován.
- Na základě odečtů lokalizovat zdroj, tj. určit souřadnice hypocentra a čas vzniku jevu.

Při hledání polohy hypocentra či epicentra určujeme jednak vzdálenost hypocentra (respektive epicentra) od stanic, které zaznamenaly seismický jev a jednak azimut spojnic mezi epicentrem a stanicemi.

**Lokalizací seismického jevu** se rozumí určení alespoň tří parametrů, které definují **souřadnice hypocentra**, a případně určení také čtvrtého parametru definujícího **čas vzniku** daného jevu.

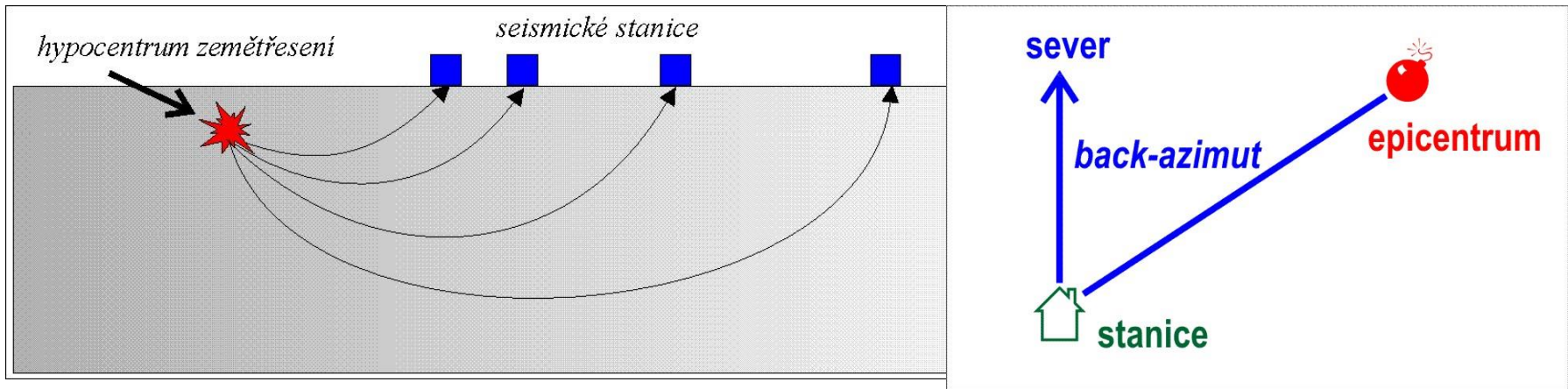




# Polarizace signálu

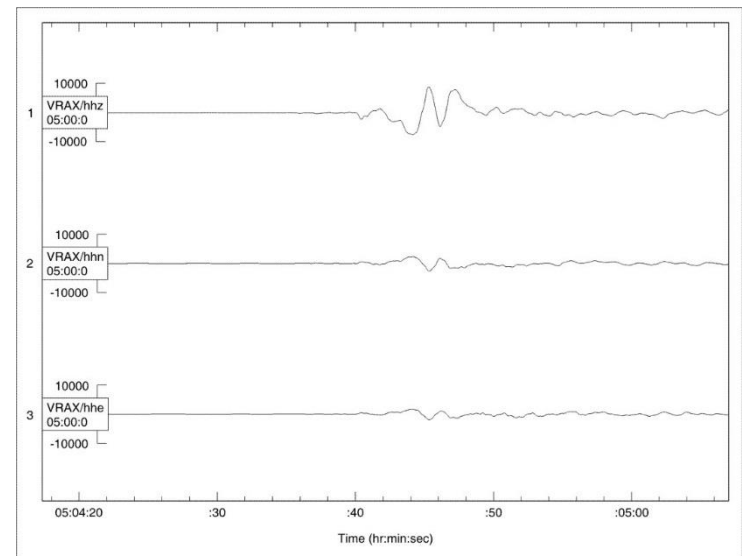
Seismický paprsek přichází na stanici z určitého směru, definovaného jeho **deklinací** (azimut v horizontální ploše) a **inklinací** (sklonem vůči horizontální ploše).

V mapě (v horizontální ploše, nebo v případě vzdálených zemětřesení na zakřiveném povrchu Země) je směr šíření signálu od epicentra ke stanici definován tzv. **back-azimutem** – tj azimutem spojnice od stanice k epicentru.



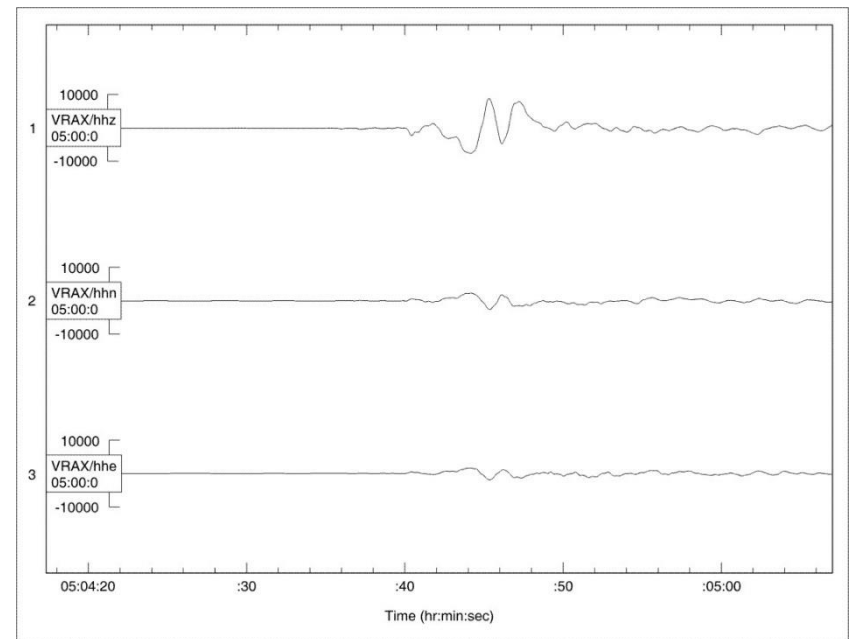
Seismické vlny jsou polarizovány v závislosti na svém typu. Příčné vlny jsou polarizovány do roviny kolmé na směr šíření seismického signálu – v rámci této roviny však mohou kmitat do libovolného směru. Výraznější usměrnění je v případě podélných vln, kde je kmitání usměrněno do směru paralelního se směrem šíření seismického signálu.

Toto lineární usměrnění podélných vln je pak dobře využitelná při odvození směru, z něhož přichází detekovaný signál na seismickou stanici. Toto odvození je prováděno na základě tzv. **polarizační analýzy**.



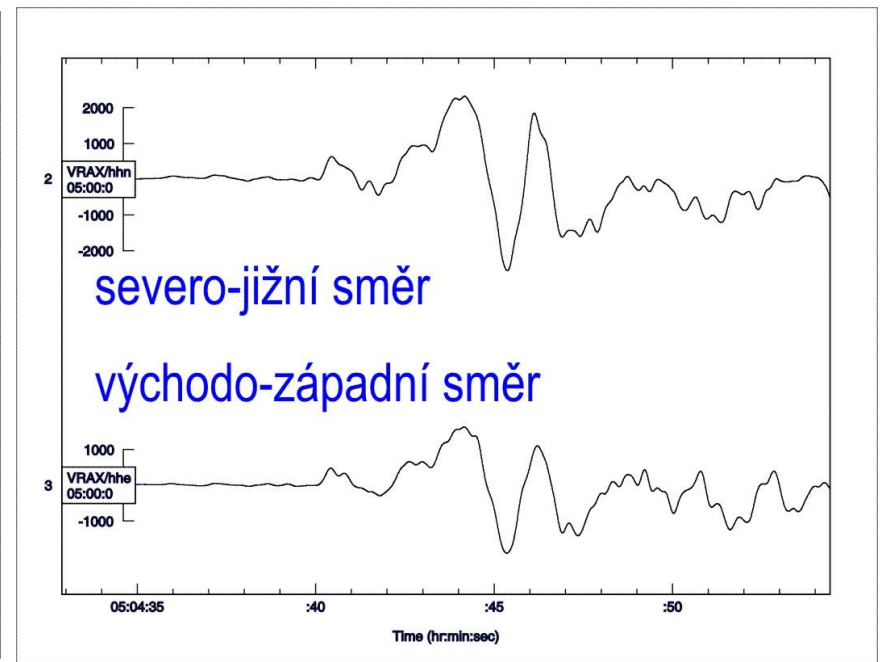
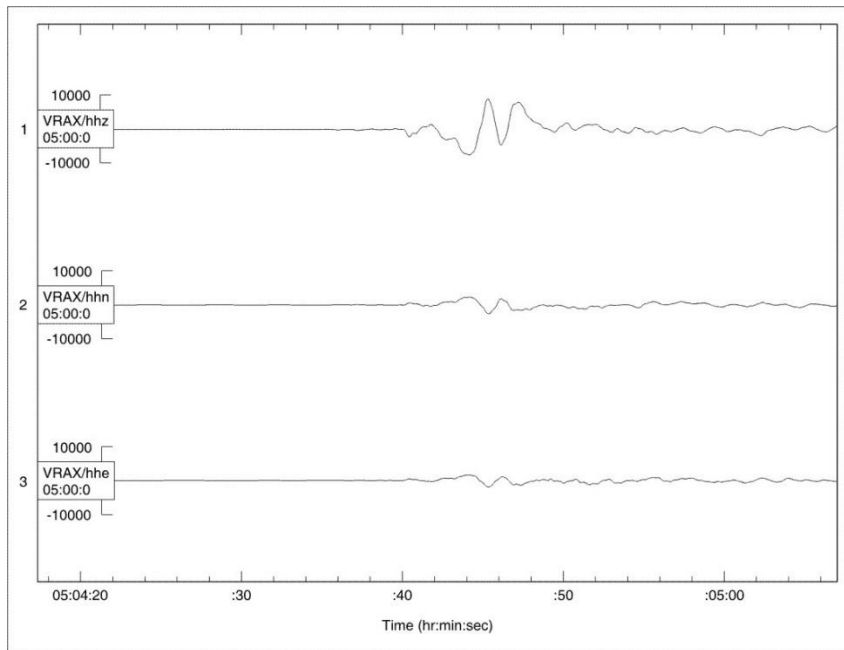
Při znázornění všech tří vzájemně kolmých složek záznamu tříložkové seismologické stanice je patrné, že amplitudy se v různých směrech zřetelně liší. Tato skutečnost je výsledkem polarizace v jediném směru – do tří vzájemně kolmých sledovaných směrů se pak polarizovaná vlna promítá různou měrou v závislosti na směru polarizace.

V případě vzdálených zemětřesení je detekován signál s velkými hodnotami inklinace, tedy signál přicházející z hloubky. Polarizace podélné vlny se pak projevuje tak, že největší amplitudy signálu jsou zjištěny na vertikální složce záznamu, kmitání v horizontálním směru se děje s výrazně menší amplitudou.



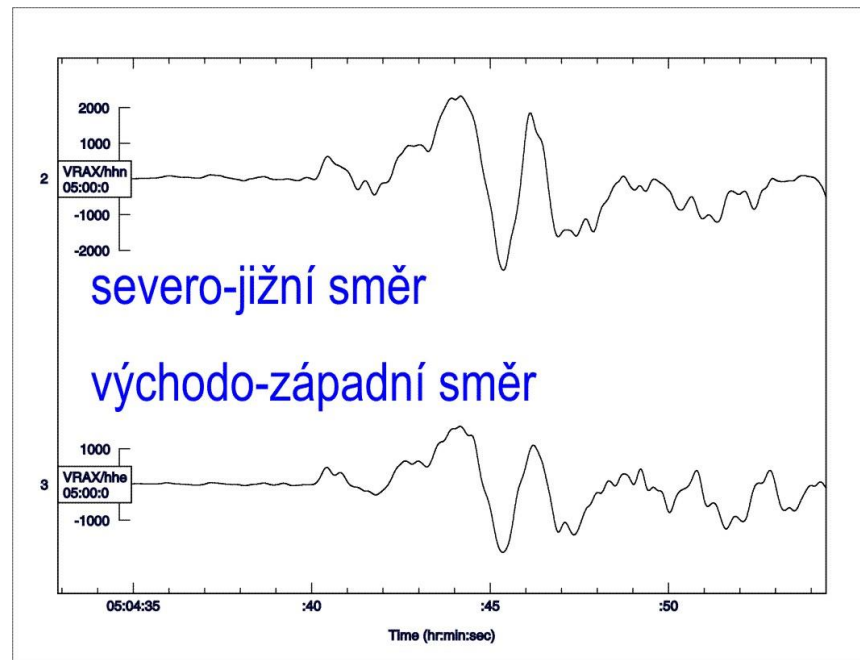
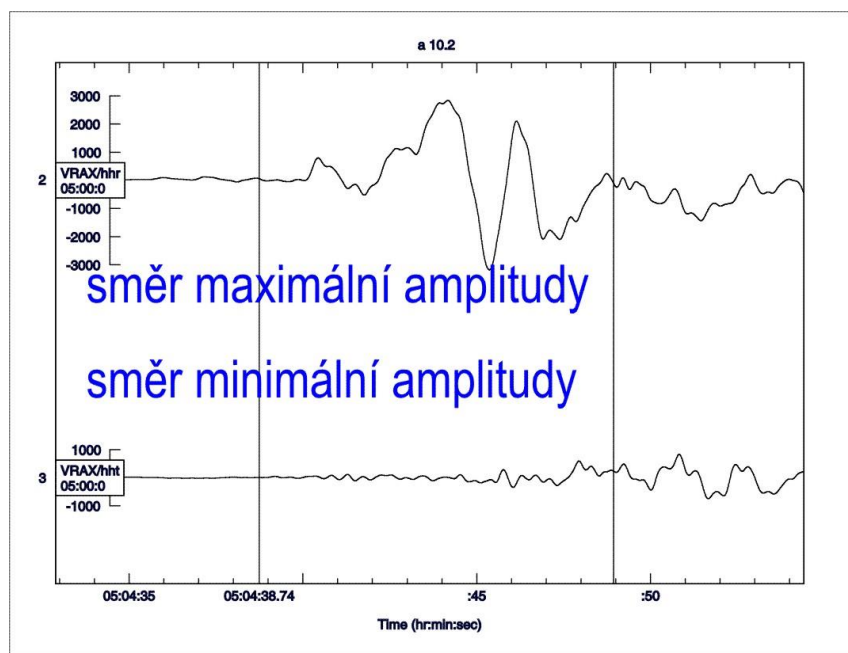
Rozdíl je také v amplitudě kmitání ve směru sever-jih a východ-západ.

Při polarizační analýze je využito polarizace podélné vlny ve směru šíření signálu. Je tedy hledán takový horizontální směr, ve kterém je amplituda vlny maximální – ve směru kolmém na tento směr by naopak měla být amplituda užitečného signálu nulová.



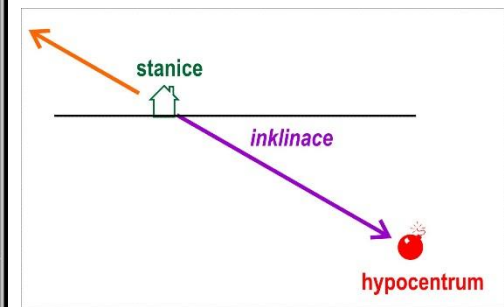
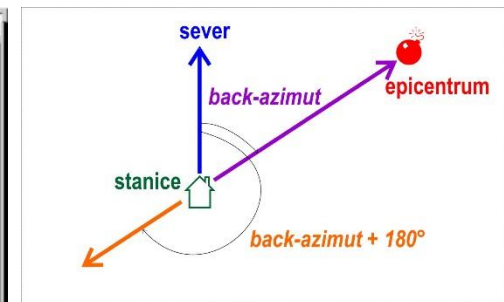
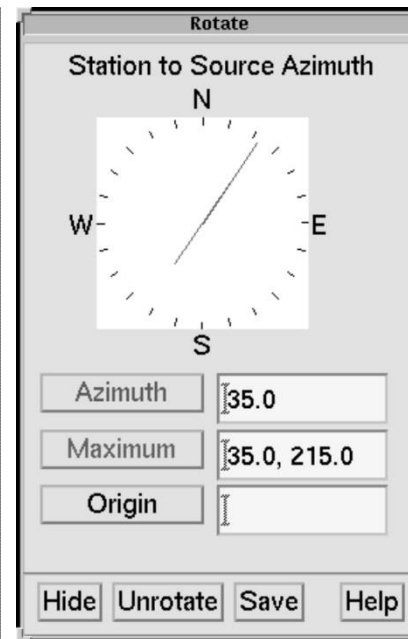
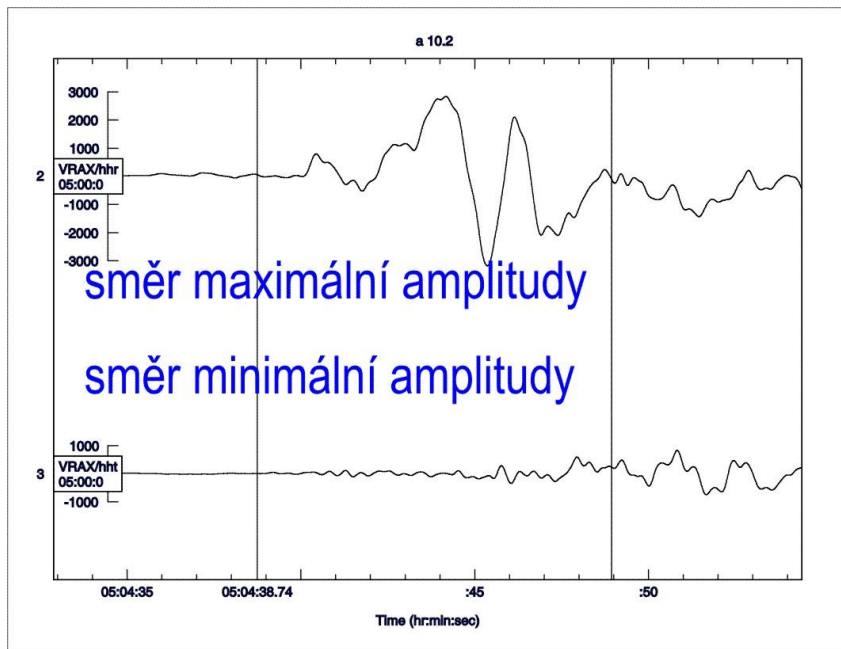
Signál horizontálních složek je v rámci polarizační analýzy přepočítáván tak, že je uměle počítán signál, který by byl zaznamenán na horizontálních složkách pootočených vůči zeměpisným souřadnicím o určitý známý úhel.

Cílem je nalézt takové pootočení, při kterém je signál na jedné složce maximální, zatímco na druhé složce zcela vymizí.



Hledaný směr je popsán dvěma azimuty s rozdílem  $180^\circ$  - oba azimuty tedy popisují jedinou přímku. Pouze jeden z azimutů je back-azimut.

Při polarizační analýze v ploše kolmé k zemskému povrchu a paralelní se směrem maximální horizontální amplitudy lze ale snadno určit inklinaci signálu. V případě zemětřesení signál přichází z nitra Země, nikoli z atmosféry, což jasně určuje, který z nalezených azimutů je back-azimut.

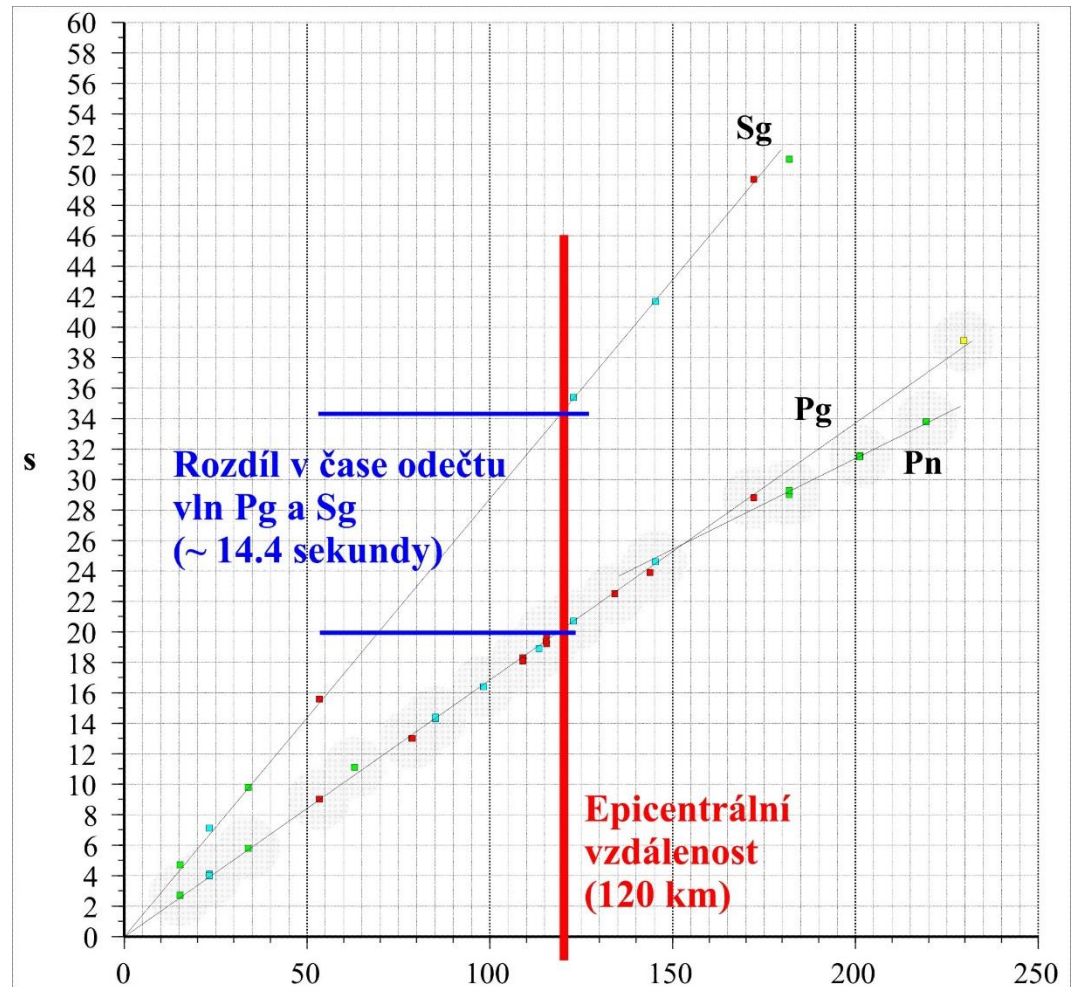


## ***Vzdálenost ohniska***

Existence více seismických fází umožňuje získat na jediné stanici více časových údajů. Tyto údaje pak mohou sloužit např. k určení alespoň přibližné vzdálenosti ohniska.

**Vzdálenost hypocentra lze odvodit z rozdílů časů odečtu dvou fází (obvykle podélné a příčné vlny), známe-li rychlosti (respektive hodochrony) daných seismických fází.**

Známe-li hodochrony, lze odečítat přibližnou vzdálenost ohniska lokálních jevů z grafů.



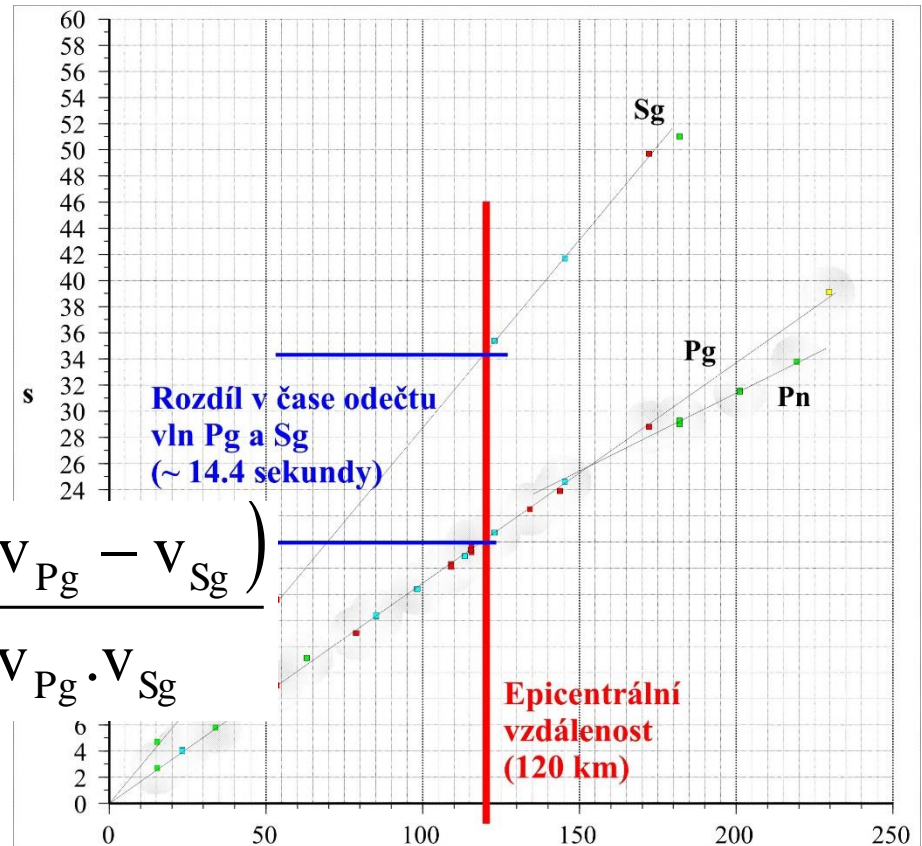


Je-li prostředí homogenní (rychlosti seismických vln jsou konstantní), lze určit vzdálenost ohniska  $D$  jednoduchým výpočtem (pro přímé vlny  $P_g$  a  $S_g$ ):

$$V_{P_g} = \frac{D}{t_{P_g}}, V_{S_g} = \frac{D}{t_{S_g}}$$

$$\Rightarrow t_{P_g} = \frac{D}{V_{P_g}}, t_{S_g} = \frac{D}{V_{S_g}}$$

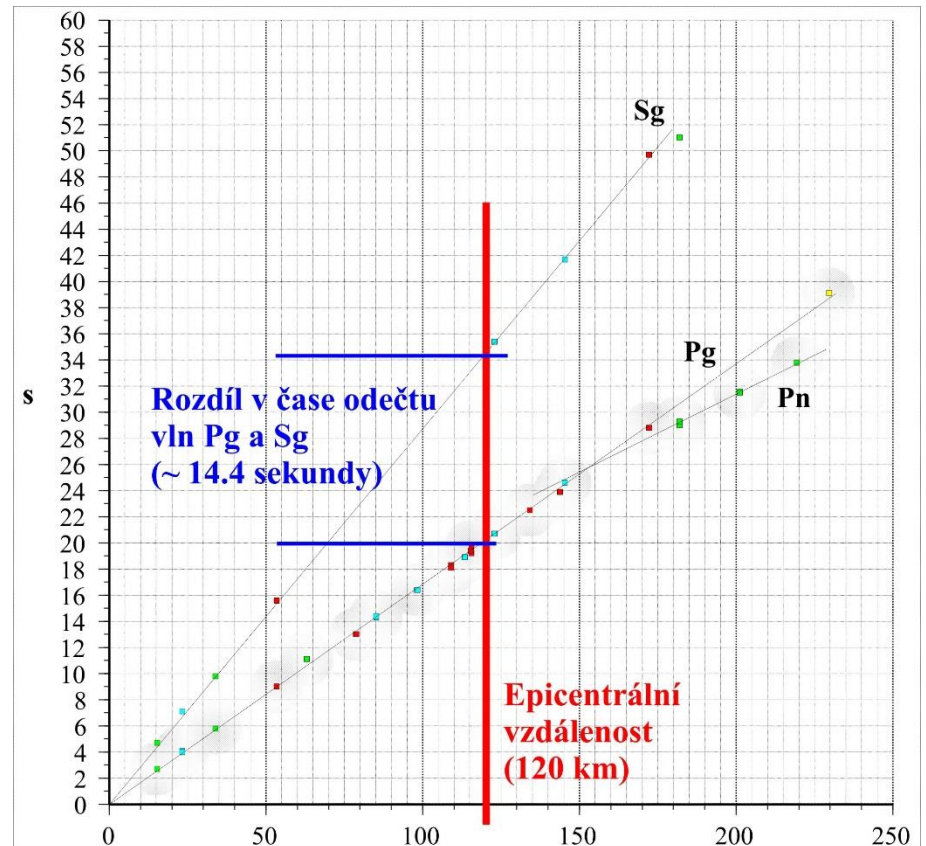
$$t_{S_g} - t_{P_g} = \frac{D}{V_{S_g}} - \frac{D}{V_{P_g}} = \frac{D(V_{P_g} - V_{S_g})}{V_{P_g} \cdot V_{S_g}}$$



Vzdálenost D je tedy v homogenním prostředí rovna:

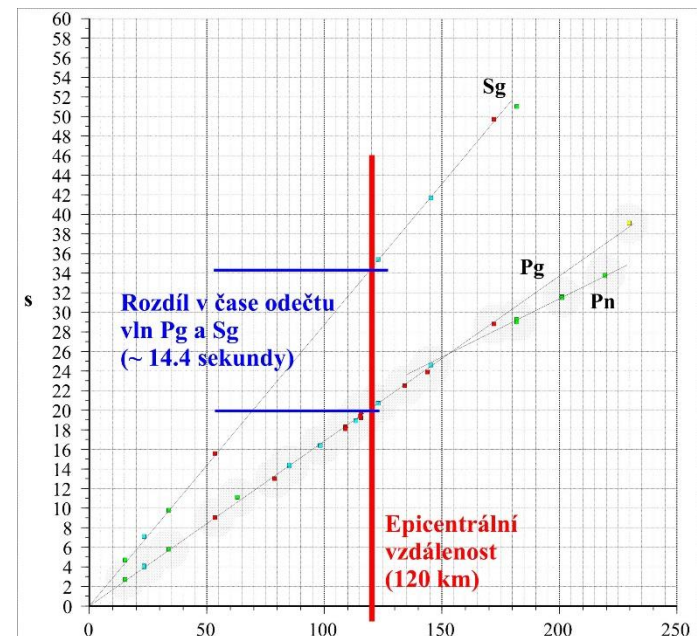
$$t_{Sg} - t_{Pg} = \frac{D(v_{Pg} - v_{Sg})}{v_{Pg} \cdot v_{Sg}}$$

$$D = \frac{v_{Pg} \cdot v_{Sg} \cdot (t_{Sg} - t_{Pg})}{(v_{Pg} - v_{Sg})}$$

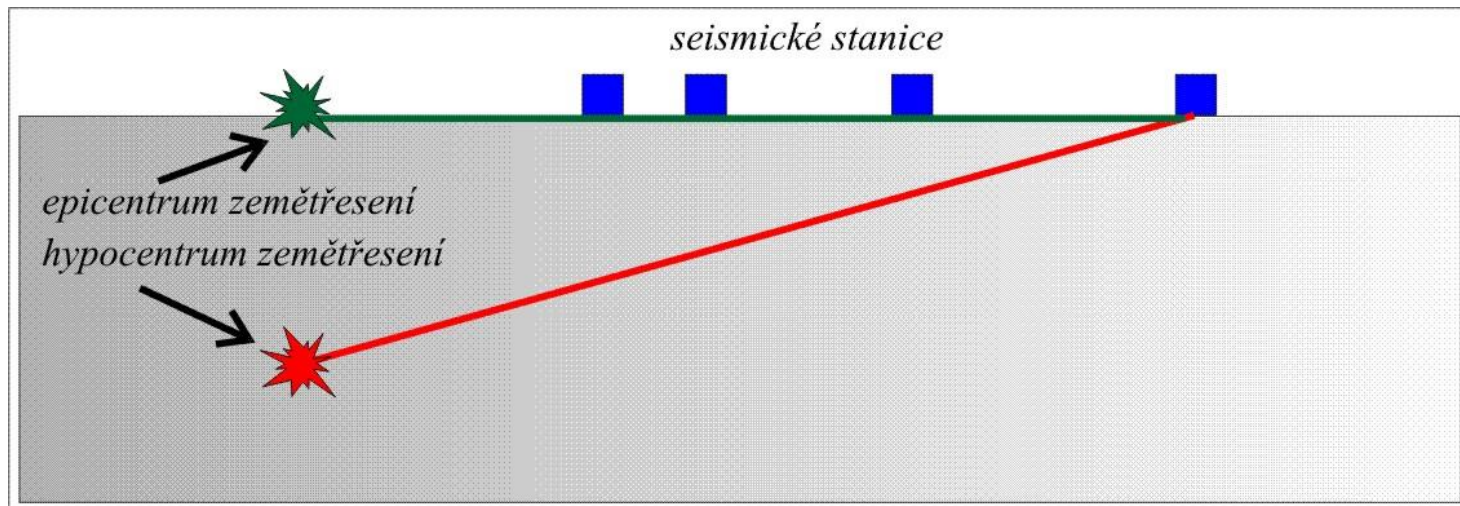


Rychlosti podélných a příčných vln nejsou zcela nezávislé veličiny, jejich poměr závisí na reologických vlastnostech prostředí. Proto pro lokální vzdálenosti platí přibližně tento vztah mezi rozdílem časů odečtů  $P_g$  a  $S_g$  vln a vzdáleností:

$$D \cong (t_{S_g} - t_{P_g}) \cdot 8$$



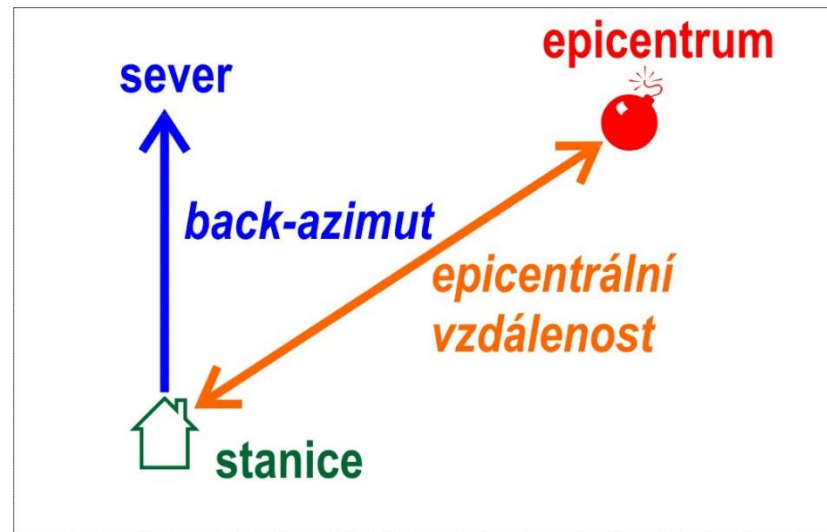
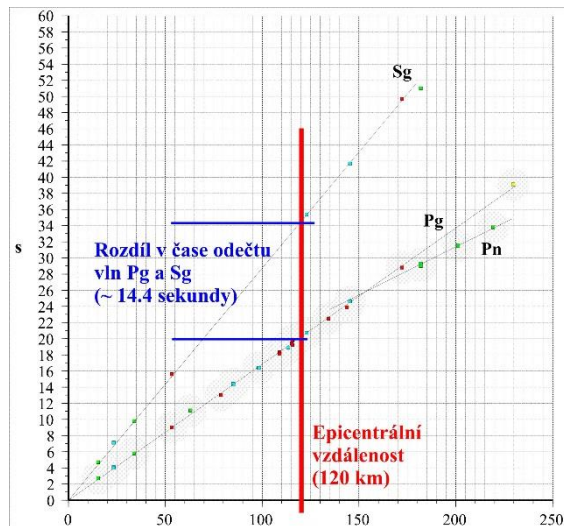
Pokud je epicentrální vzdálenost zemětřesení výrazně větší než hloubka zemětřesení, pak je hodnota epicentrální a hypocentrální vzdálenosti podobná. Např. při epicentrální vzdálenosti 100km a hloubce 10km je hypocentrální vzdálenost zhruba 100.5km.



**Teoreticky lze tedy i na základě údajů z jediné seismologické stanice určit přibližnou polohu epicentra (poloha je určena back-azimutem a vzdáleností od stanice):**

- určení back-azimutu např. na základě polarizační analýzy
- určení vzdálenosti např. výpočtem z rozdílů odečtů času příchodu Pg a Sg vln.

**Určení polohy ohniska na základě údajů z jediné stanice je ale nepřesné - jde spíše jen o odhad.**

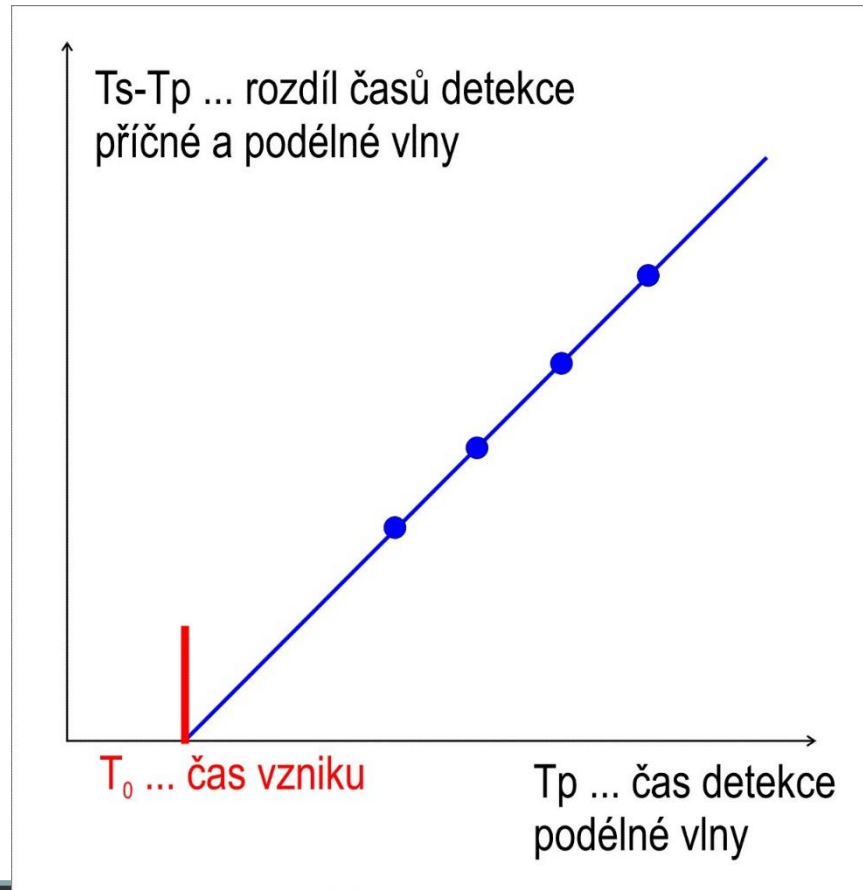


# Wadatiho graf

K určení času vzniku jevu a případně k určení vzdálenosti hypocentra lokálních jevů lze za předpokladu homogenního prostředí využít tzv. **Wadatiho grafu**.

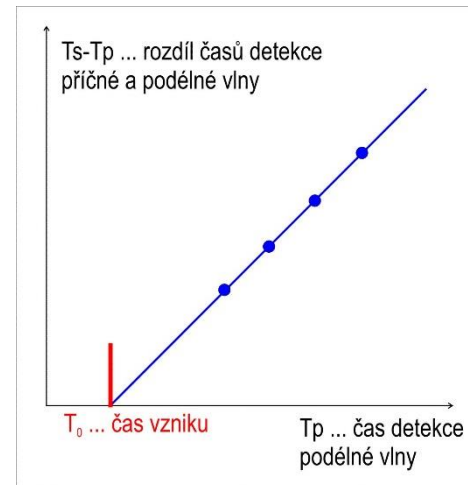


*Kiyoo Wadati (1902-1995)*



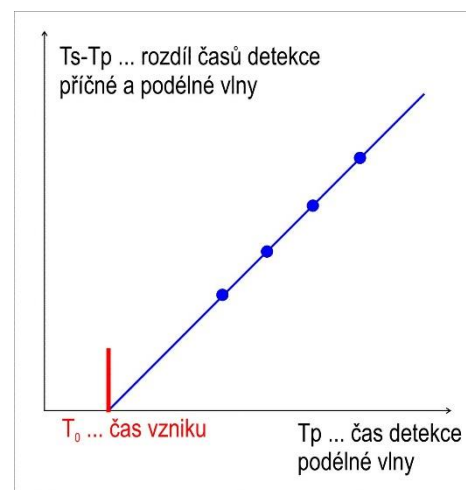
Wadatiho jednoduchá grafická metoda využívá skutečnosti, že rychlosti jak podélných tak i příčných vln jsou závislé na reologických (elastických) vlastnostech horninového prostředí.

Metoda spočívá ve vynesení rozdílu v odečtu času podélné a příčné vlny proti času detekce podélné vlny. Při správných odečtech detekce podélné a příčné vlny (přímé), by měly body vynesené do Wadatiho grafu ležet v přímce.



Signál  $P_g$  a  $S_g$  vychází z jediného zdroje ve stejný čas, tj. rozdíl detekce časů  $T_s$  a  $T_p$  v hypocentru je nula. Z Wadatiho grafu lze tedy snadno odečíst čas vzniku jako průsečík přímkové závislosti vynesných bodů s horizontální souřadnou osou.

Sklon přímky proložené vynesnými body je funkcí poměru rychlostí podélné a příčné vlny. Tangens úhlu, který tato přímka svírá s horizontální osou, se označuje jako **malé písmeno I**. Tento poměr obecně není konstanta, je ale mnohem méně variabilní, než hodnoty samotných rychlostí.



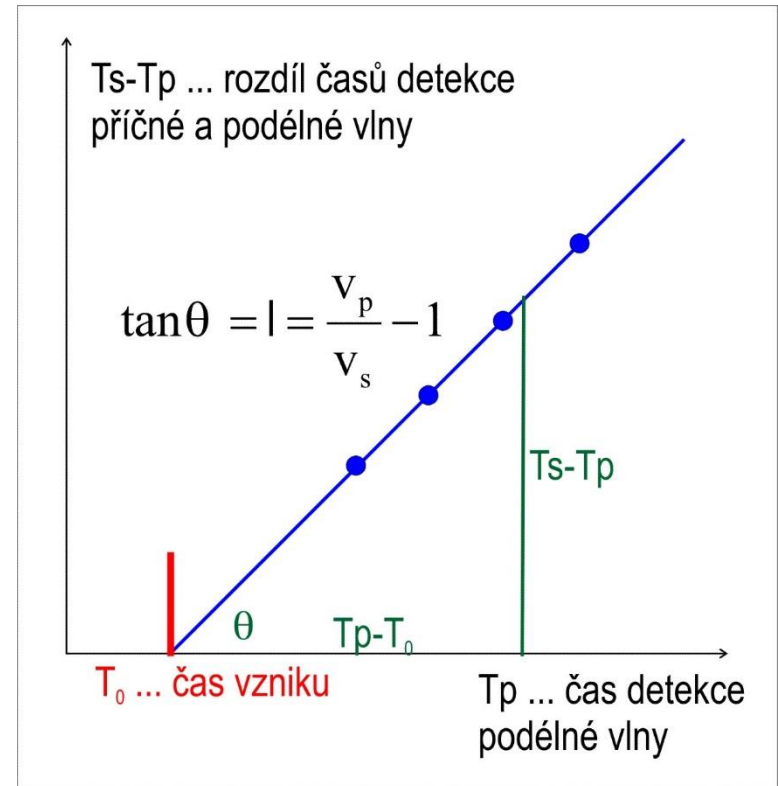


Z jednoduchého řešení pravoúhlého trojúhelníku sestrojeného ve Wadatiho grafu plyne vztah pro výpočet času vzniku:

$$T_0 = T_p - \frac{T_s - T_p}{l}$$

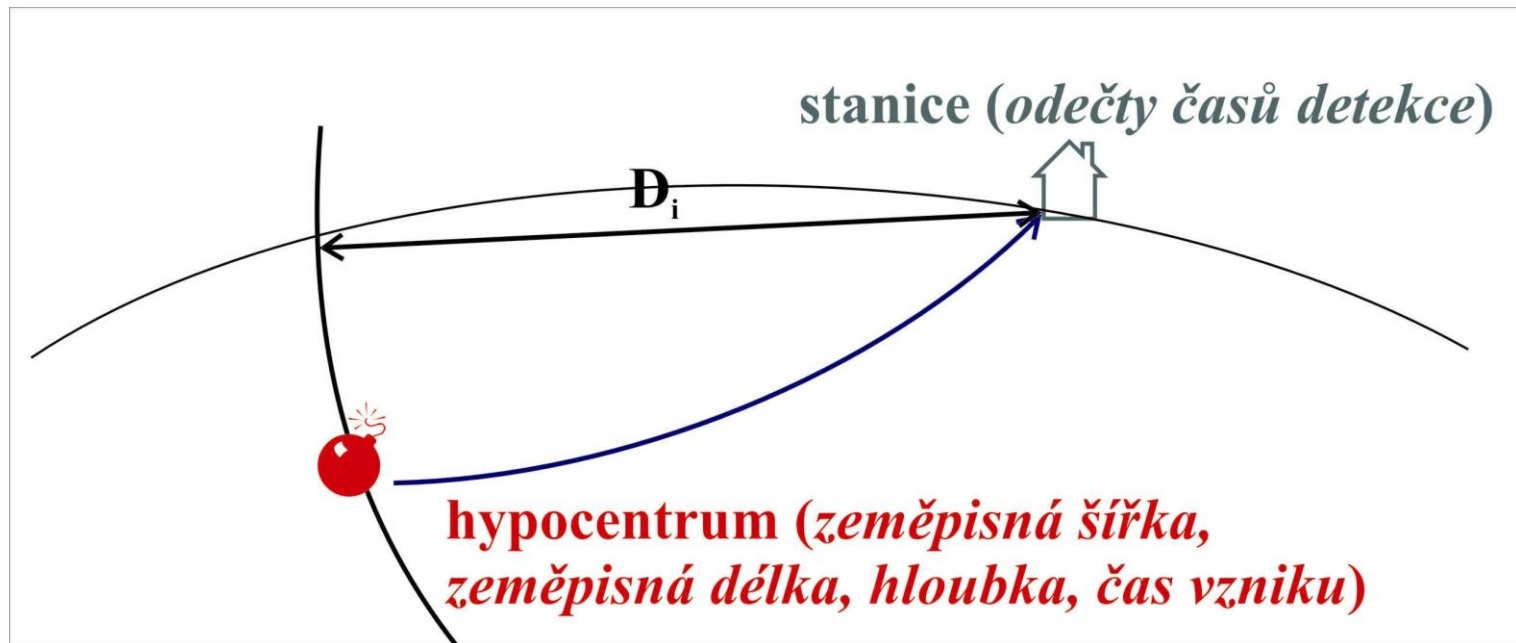
Pro výpočet času vzniku nám stačí znát poměr rychlosti podélné a příčné vlny (který lze určit empiricky z grafu), jednotlivé hodnoty rychlostí znát nemusíme.

Známe-li ale také rychlost podélné nebo příčné vlny, můžeme snadno dopočítat hypocentrální vzdálenost, neboť známe celkovou dobu šíření seismické vlny.



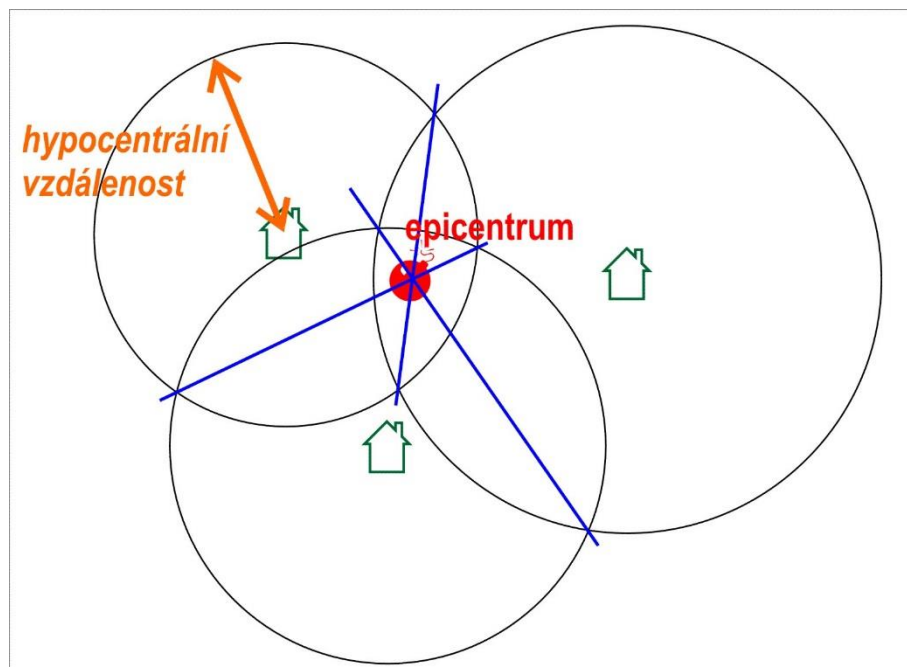
## Lokace hypocentra – metoda kružnic

Hypocentrum by mělo ležet na polokouli, jejíž střed je dán stanicí a poloměr  $D_i$  je roven vzdálenosti mezi stanicí a hypocentrem. Vzdálenost  $D_i$  lze přitom pro každou ze stanic určit z rozdílu časů detekce P a S vln.

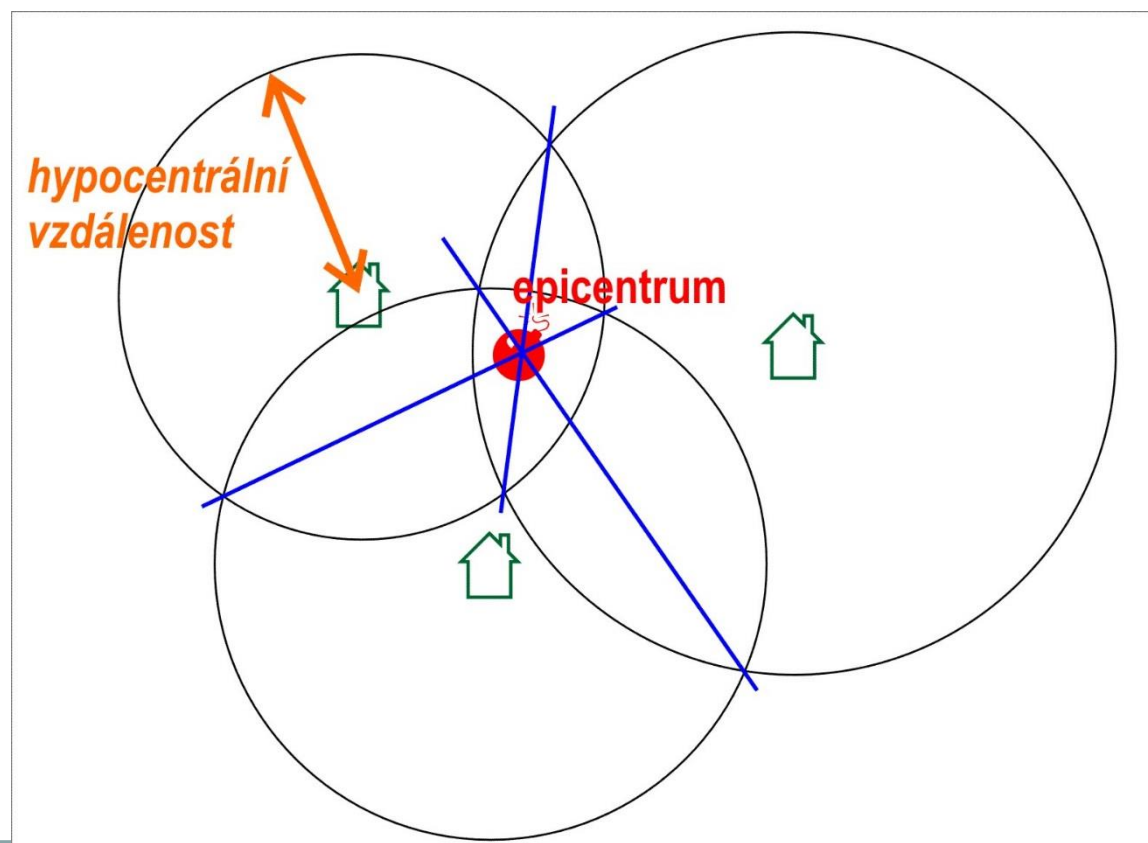


Je-li k dispozici více stanic, mělo by hypocentrum ležet na průsečíku příslušných polokoulí sestrojených kolem všech stanic.

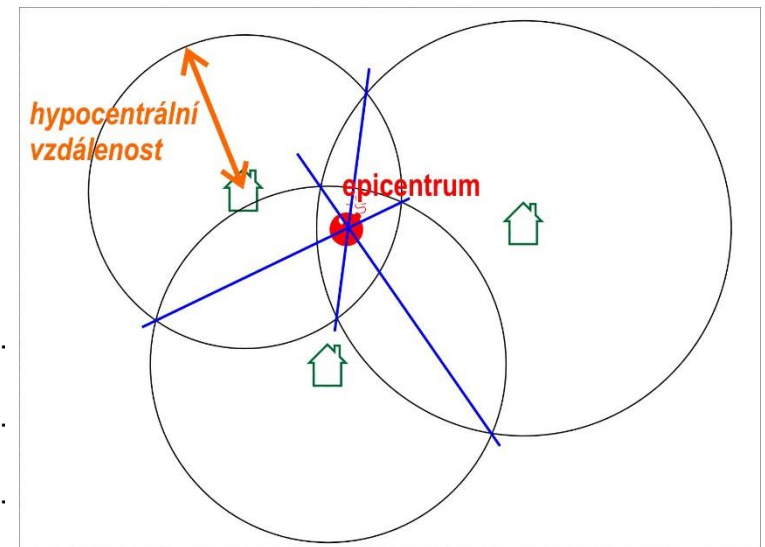
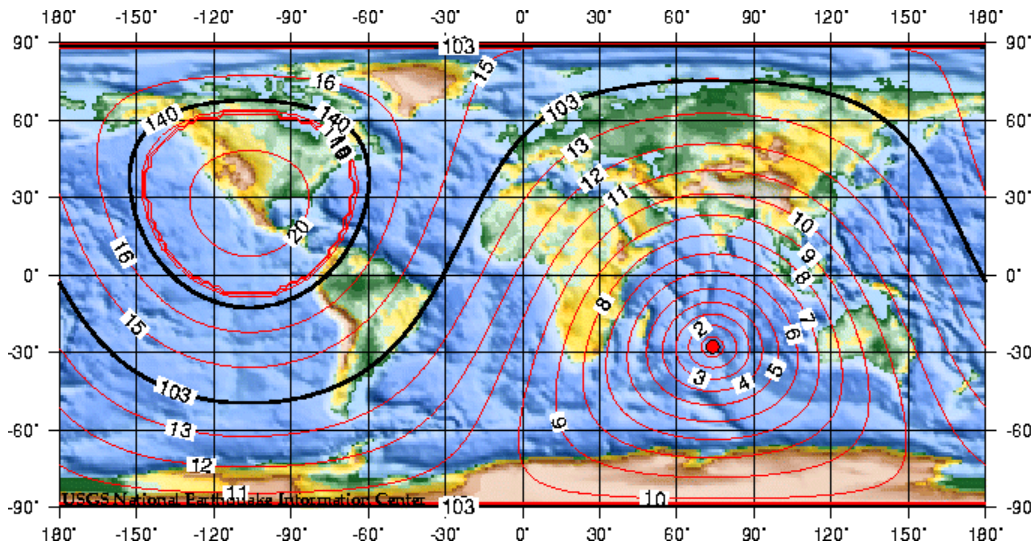
V ideálním případě se při minimálním počtu tří koulí (tří různých stanic) protínají povrchy koulí v jediném bodě – v hypocentru. Na tomto předpokladu je založená jednoduchá grafická metoda lokalizace, tzv. **metoda kružnic**.



Kolem stanic sestrojíme kružnice o poloměrech odpovídajících hypocentrální vzdálenosti. Každé dvě kružnice by se měly protínat ve dvou bodech. Spojíme-li vždy tyto dva průsečíky kružnic úsečkou, pak se všechny takto sestrojené úsečky protnou v jediném bodě – epicentru.

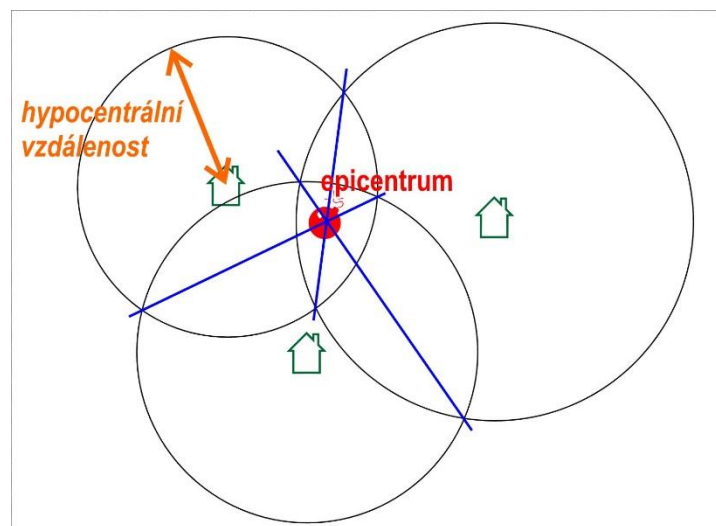


U vzdálených zemětřesení hraje významnou roli také zakřivení zemského povrchu – zjednodušená představa stanic umístěných v rovné ploše pak vede ke značnému zkreslení výsledku lokalizace. Při aplikaci metody pro lokalizaci vzdálených otřesů je nutné zakřivení zemského povrchu zohlednit.



Tato jednoduchá grafická metoda umožňuje velmi rychlé **přibližné** odhady polohy epicentra. Výsledná lokace je ale vždy zatížená chybou vyplývající z nepřesného určení vzdálenosti od stanice, protože:

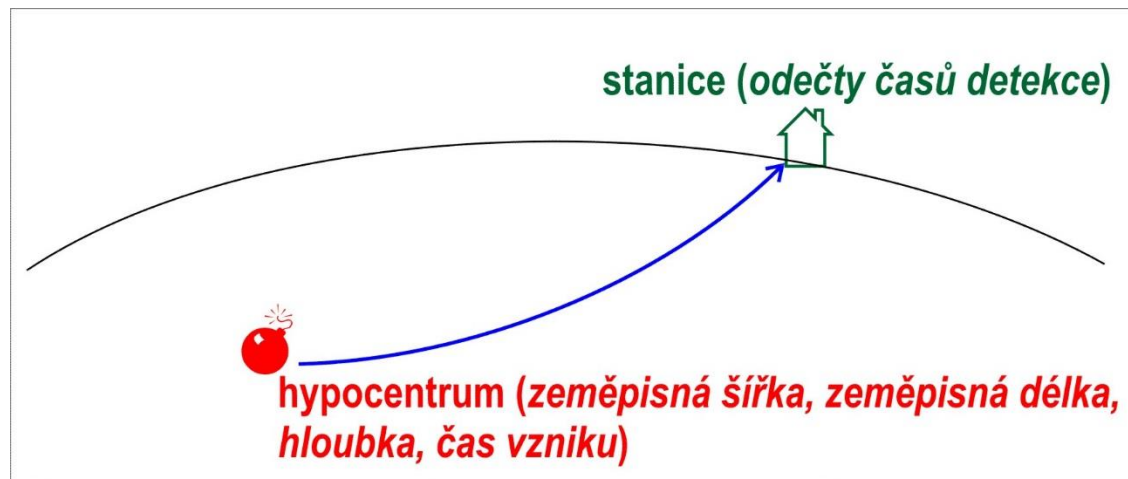
- Rychlost šíření vln je známa jen s určitou přesností
- Paprsky, podél kterých se signál šíří, jsou zakřivené.



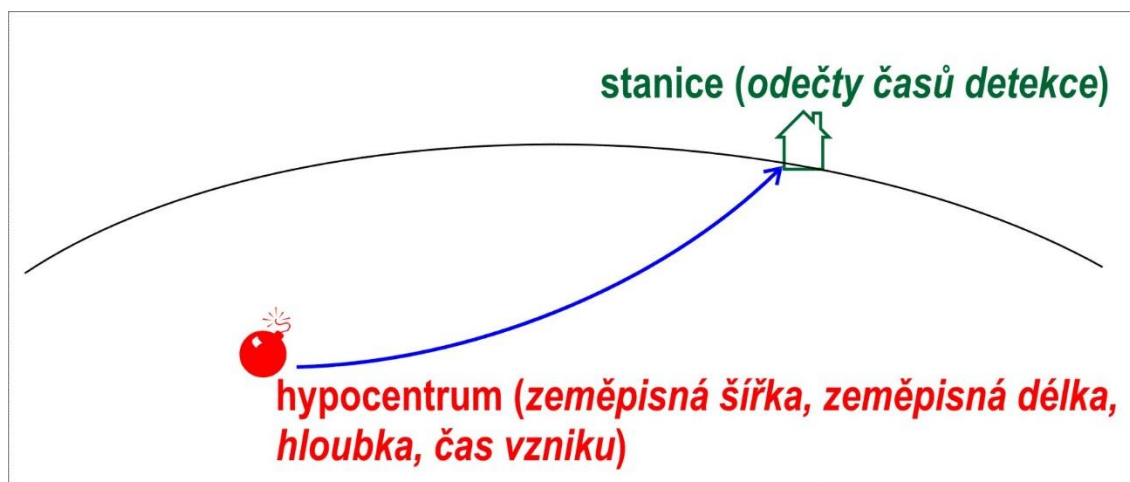
# Lokace hypocentra – Geigerova metoda

Cílem výpočtů lokace hypocentra je zjistit čtyři parametry:

- zeměpisnou šířku hypocentra
- zeměpisnou délku hypocentra
- hloubku hypocentra
- čas vzniku jevu



Pokud známe všechny čtyři parametry lokalizace a pokud známe model prostředí, kterým se šíří seismické vlny, můžeme i pro složité modely zkonstruovat dráhy paprsků od hypocentra ke stanicím a vypočítat ideální časy, v nichž by měly být na jednotlivých stanicích zaznamenány příchody jednotlivých seismických fází (přímá úloha).

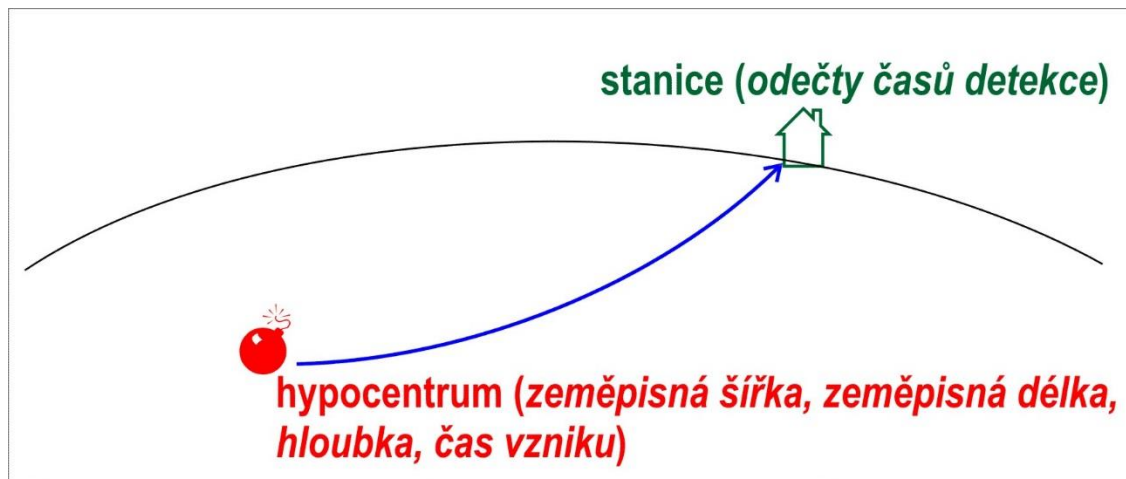




Vztah mezi parametry lokalizace a odečty časů seismických vln na stanicích je nelineární a lze jej popsat následující rovnicí:

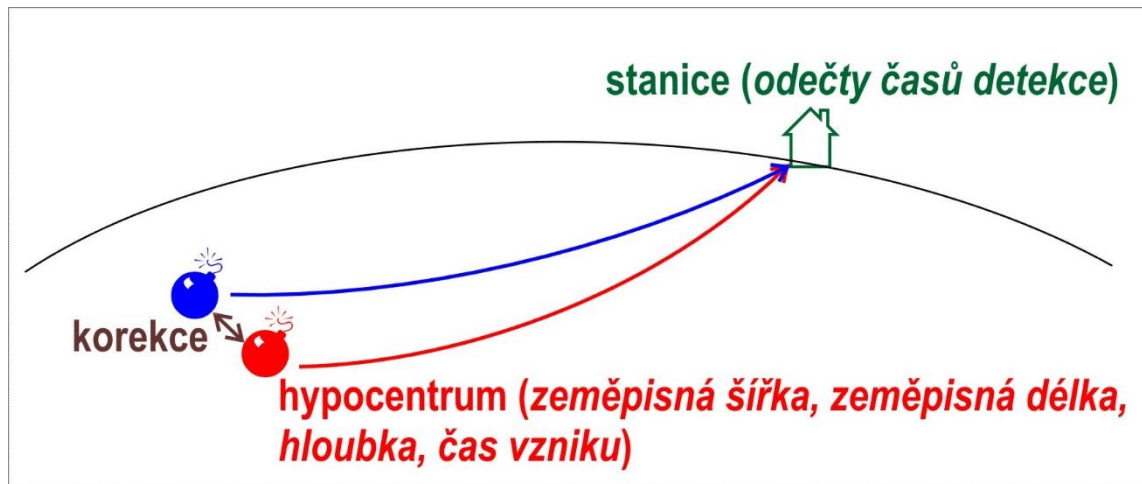
$$t_i = t + \frac{\sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2}}{v}$$

Proto nelze jednoduše přímo spočítat parametrů lokalizace z měřených časů detekce (obrácená úloha).



Snadno lze ale spočítat rozdíly mezi měřenými časy a časy vypočtenými pro konkrétní (teoreticky stanovené) parametry lokalizace.

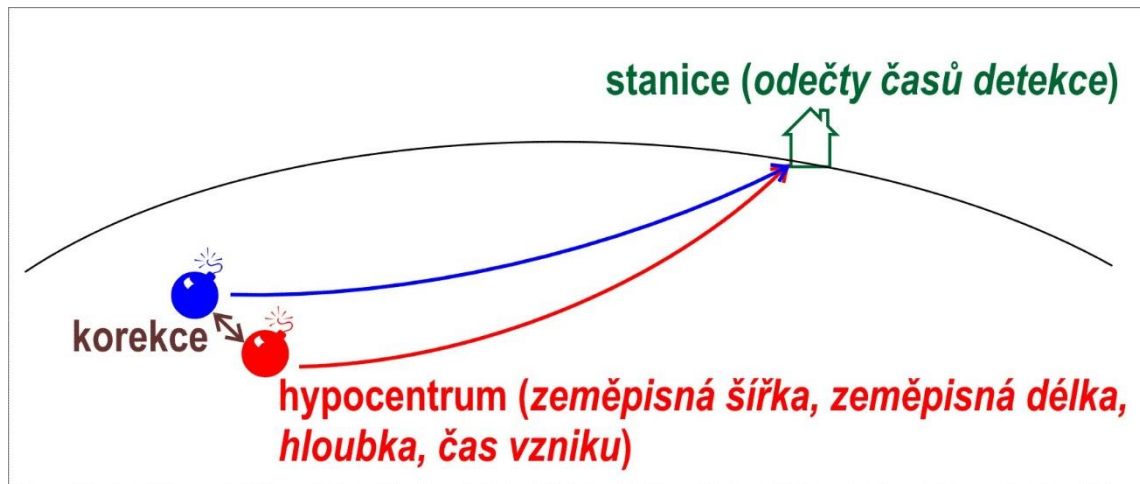
Lokalizovat pak znamená hledat takové parametry lokalizace, aby zmíněné rozdíly byly co nejmenší. Výpočetní technika umožňuje použít i složitější matematické postupy, které vedou co nejrychleji k co nejsprávnějšímu řešení.



Relativně snadno lze pomocí aplikace metody nejmenších čtverců spočítat korekce všech čtyř parametrů lokalizace, které udávají, jak posunout předpokládané hypocentrum, aby lépe odpovídalo měřeným datům.

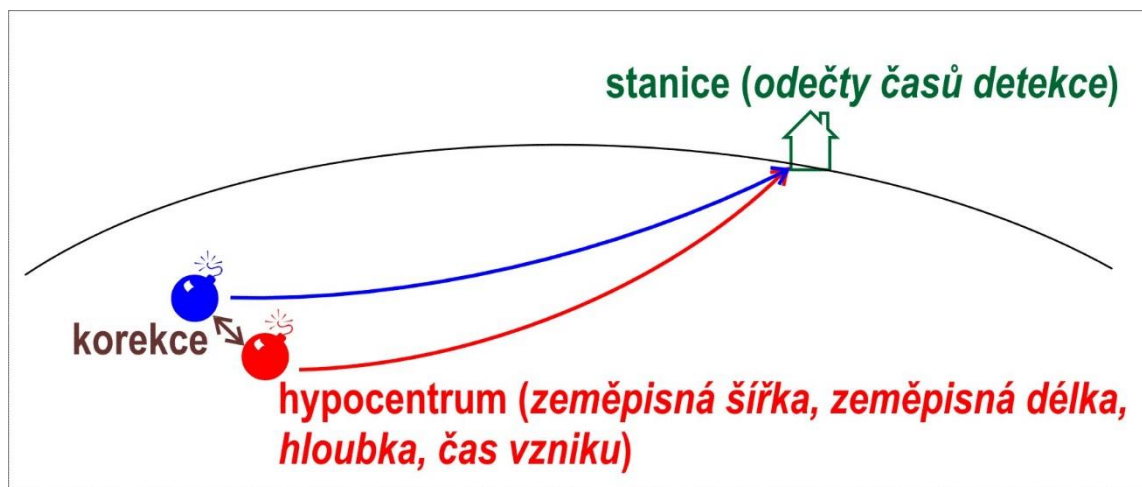
Z nově získané předpokládané lokalizace lze opět spočítat korekce a opět zpřesnit lokalizaci hypocentra.

Celý proces se neustále opakuje. Je-li řešení stabilní velikost korekce se zmenšuje a po konečném (nepříliš velkém) počtu kroků klesnou hodnoty korekcí pod určitou předem stanovenou mez.



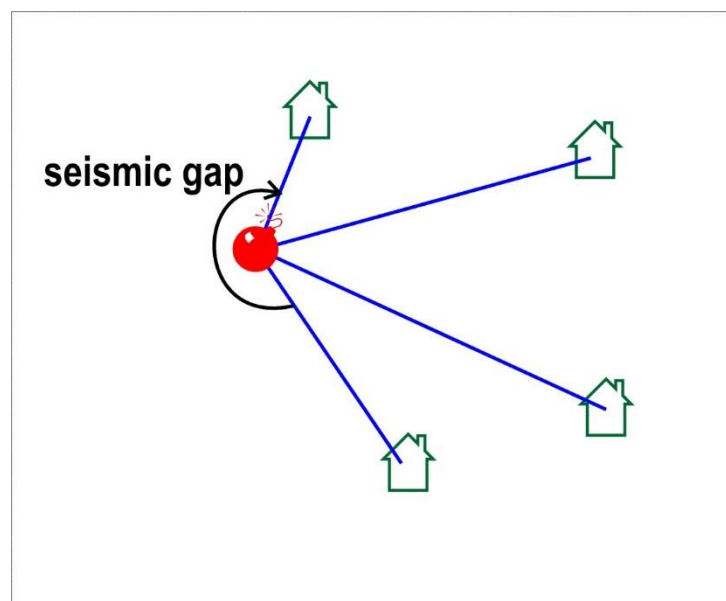
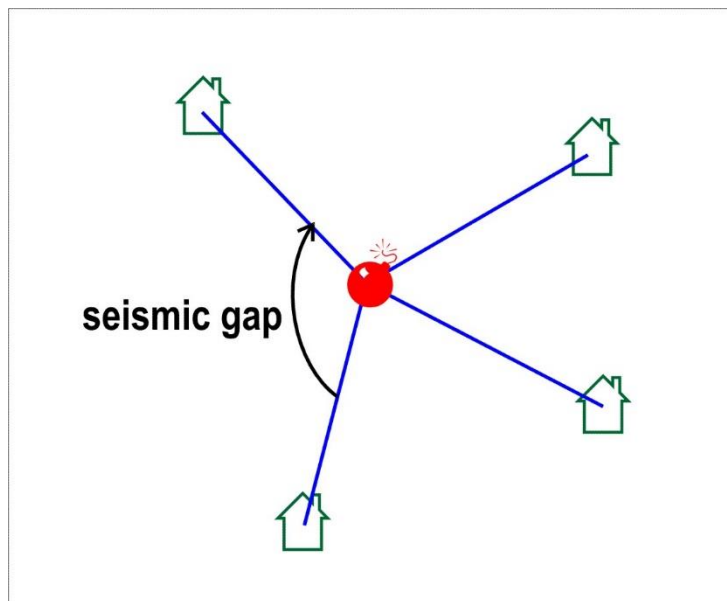
Tento opakovaný postup numerické metody lokalizace byl poprvé navržen v roce 1910 Geigerem (prakticky byla ale využívána až s nástupem výpočetní techniky po roce 1960) a označuje se proto jako **Geigerova metoda**.

*Ludwig Carl Geiger (1882-1966)*



Geigerova metoda je citlivá na velikosti tzv. „**seismic gap**“ – největšího úhlu svíraného spojnicemi stanic a epicentra. Metoda je dostatečně přesná, pokud hodnota seismic-gap nepřesáhne  $200^\circ$  (pokud epicentrum leží uvnitř sítě stanic).

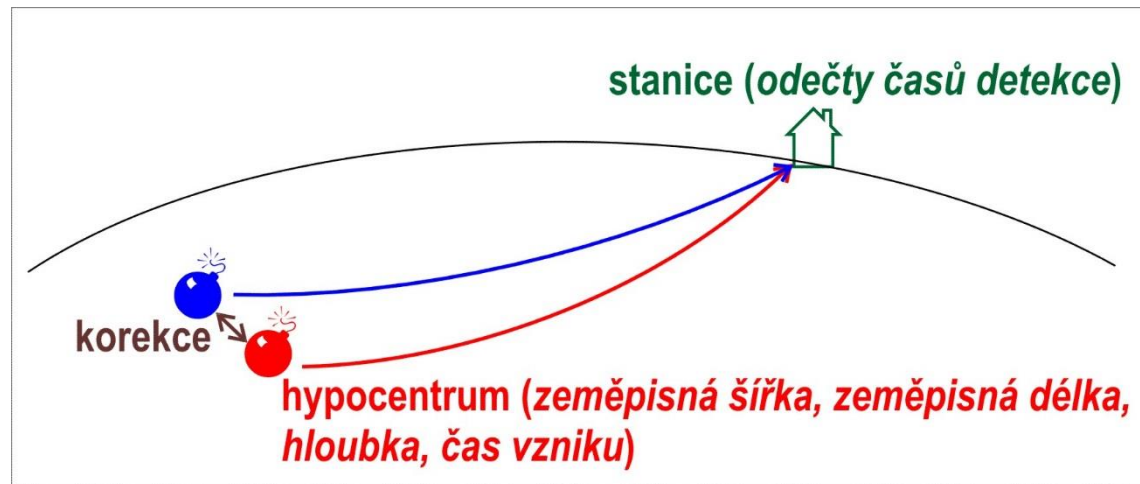
Pokud hodnota seismic-gap přesáhne  $200^\circ$  (pokud epicentrum leží zřetelně mimo síť stanic), je proces lokalizace Geigerovou metodou velmi nestabilní.



Lokalizace – tj. nalezení čtyř parametrů – vyžaduje teoreticky alespoň čtyři vstupní údaje. Na jedné stanici jsou ale obvykle odečteny alespoň dva časy – detekce podélné a detekce příčné vlny. Lokalizace je tedy teoreticky možná, pokud máme údaje alespoň ze dvou stanic.

Lokalizace ze dvou stanic je ale značně nepřesná a nejednoznačná, proces lokalizace bývá často ukončen v lokálním minimu funkce, které je zásadně rozdílné od skutečné pozice epicentra.

**Pro odstranění nejednoznačností je zapotřebí údajů z alespoň tří stanic.**



# 5.3: Velikost zemětřesení

Otřesy pozorované na povrchu Země se liší svou „velikostí“ – abychom rozlišili otřesy podle jejich „velikosti“, je nutné tento pojem blíže definovat. Pod pojmem „velikost zemětřesení“ můžeme rozumět různé veličiny, z nichž každá popisuje „velikost“ zemětřesení z jiného hlediska.

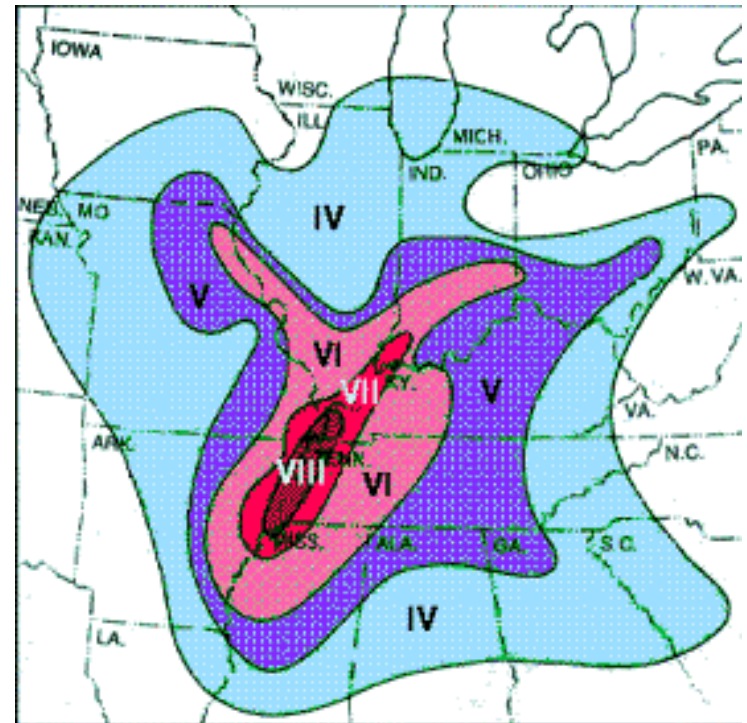




## 5.3.a: Seismická intenzita

**Seismická intenzita** je veličina kvantifikující účinek zemětřesení v určitém místě. Je tedy funkcí „velikosti zemětřesení“ a místa. Zjištěné hodnoty seismické intenzity lze v mapě konturovat – spojnice bodů se stejnými hodnotami intenzity se nazývají **izoseisty**.

Izoseisty vytváří kolem epicentra často nepravidelné křivky protažené v některých směrech. Obvykle směry protažení korespondují s orientací hlavních tektonických linií, podél nichž se seismický signál snadněji šíří.



**Seismická intenzita** byla odvozena pro vyhodnocení **makroseismických účinků** zemětřesení, tj. účinků, které je možné přímo pozorovat (bez použití jakýchkoli přístrojů) v průběhu zemětřesení a po jeho skončení. Určení intenzity je tedy nezávislé na přístrojovém měření a tuto veličinu lze tedy určit také pro historická zemětřesení, kdy přístrojová měření nebyla možná.



***Marmarské moře, Turecko 1509***

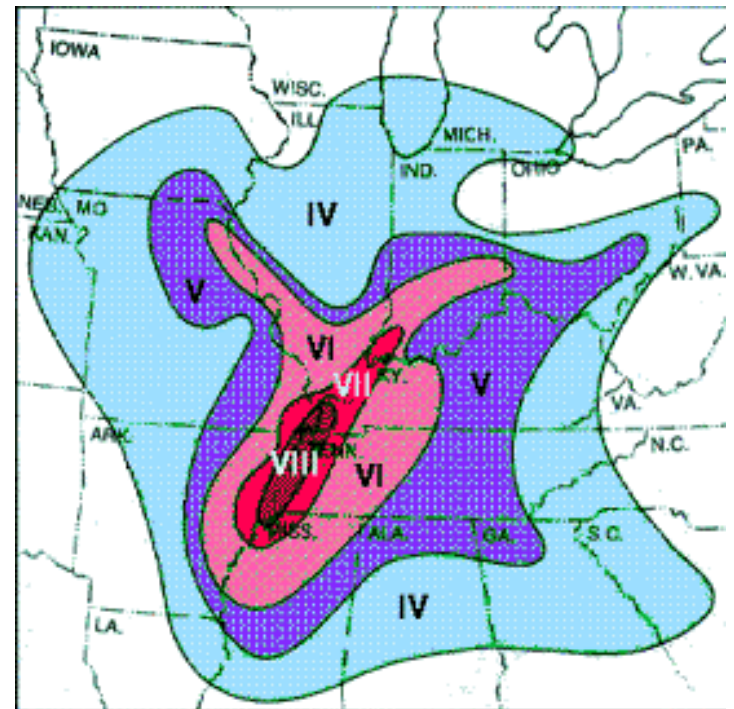


***Basilej, Švýcarsko 1356***

**Makroseismickými účinky** rozumíme různé pocity (pocit nestability zemského povrchu, strach, panika), zrakové a sluchové vjemy (kmitání zavěšených předmětů, rachocení, cinkání, zvonění zvonů) a škody způsobené vibracemi zemského povrchu (škody na budovách a komunikacích, křehké poruchy viditelné na zemském povrchu).

Nejvyšší hodnota seismické intenzity je v epicentru, kde jsou účinky zemětřesení nejsilnější. Této hodnotě říkáme **epicentrální intenzita**.

S rostoucí vzdáleností od epicentra hodnota intenzity klesá.



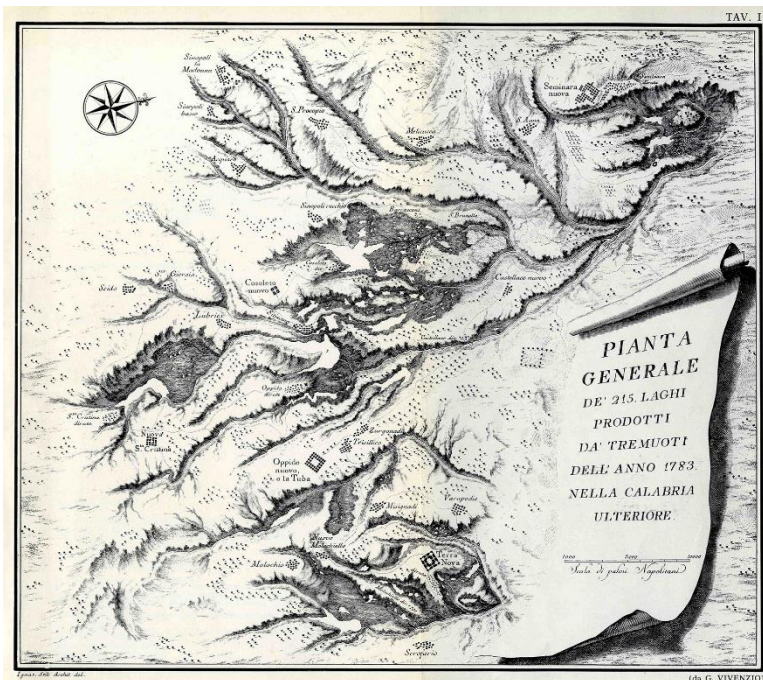
Epicentrální vzdálenosti, v níž je možné pozorovat makroseismické účinky, je u různých zemětřesení různá. Nejslabší otřesy nejsou makroseismicky pozorovány ani v epicentru. Nejsilnější otřesy jsou makroseismicky pozorovány i ve vzdálenostech stovek kilometrů od epicentra. Např. účinky zemětřesení v Basileji v roce 1356 byly pozorovány také na území Moravy.



Vyhodnocení makroseismických účinků je často velmi subjektivní (různí lidé jsou různě citliví k vnímání vibrací, škoda na stavbách silně závisí také na kvalitě provedení staveb apod.). Proto nelze intenzitu určit na základě jediného znaku, je nutné statisticky vyhodnotit vždy velký soubor pozorování z daného místa.

**Škály seismické intenzity** popisují účinky typické pro určité hodnoty seismické intenzity. Hodnota seismické intenzity je pak stanovena na základě porovnání pozorovaných účinků s účinky popsány ve škále intenzity.

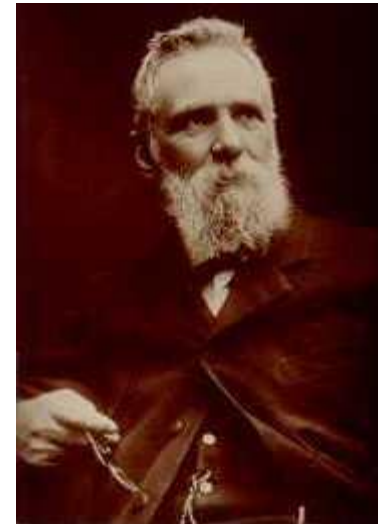
První jednoduché klasifikace účinků zemětřesení se objevují v mapách makroseismických účinků zemětřesení v Itálii v druhé polovině 18. století. První doložené použití seismické intenzity známe ale až z roku 1828 (použití veličiny intenzity Egenem při zpracování zemětřesení v Belgii). Veličina **seismická intenzita** tedy začala být používána dříve, než byly otřesy půdy zaznamenávány přístrojově.



*Vivenziova mapa účinků zemětřesení v Kalábrii z r.1783.*

*U názvů obcí jsou značky označující míru škod způsobených zemětřesením.*

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)***



Škálu Rossi-Forel revidoval v roce 1883 a 1902 Mercalli a po dalších úpravách byla v roce 1932 vytvořena škála dvanáctistupňová MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg), která je dosud rozšířená v jižní Evropě.



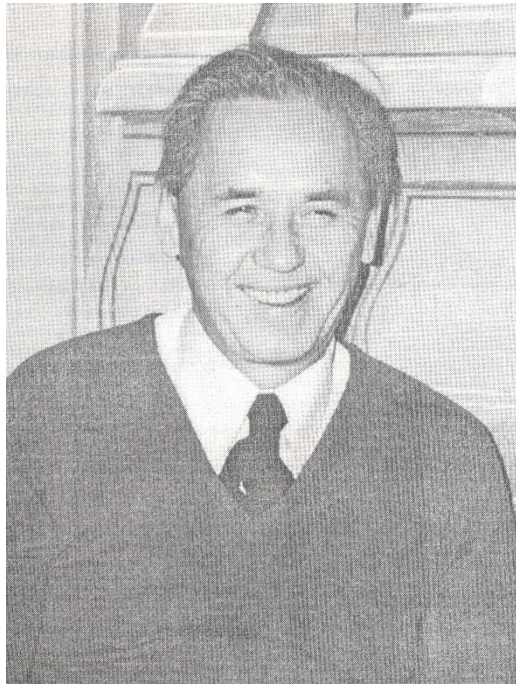
**Giuseppe Mercalli**  
(1850-1914)



August Heinrich Sieberg  
Prof. d. Physik

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

V České republice je široce používána dvanáctistupňová škála 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.



***Jednání o škále EMS v Mnichově (1991).***

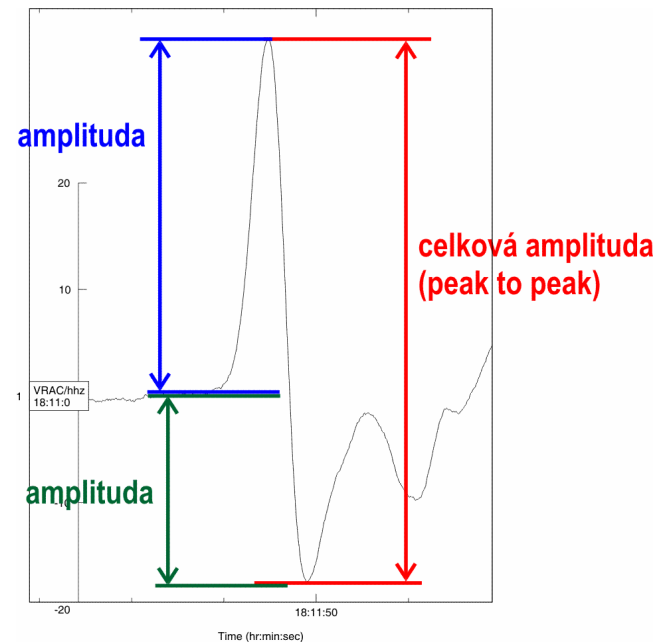


## 5.3.b: Magnitudo

**Magnitudo** je veličina úměrná výchylce seismometru v určité předem definované vzdálenosti 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.

Záporná a kladná výchylka obvykle není stejná, proto není amplituda odečítána jako jedna z těchto výchylek, ale přihlíží se k oběma. Amplituda, která je součtem záporné a kladné výchylky, se nazývá **celková (nebo totální) amplituda** (peak-to-peak amplituda). Do vzorců pro výpočet magnituda se ale většinou dosazují poloviční hodnoty celkové amplitudy (tzv. hlaf-peak-to-peak amplituda).



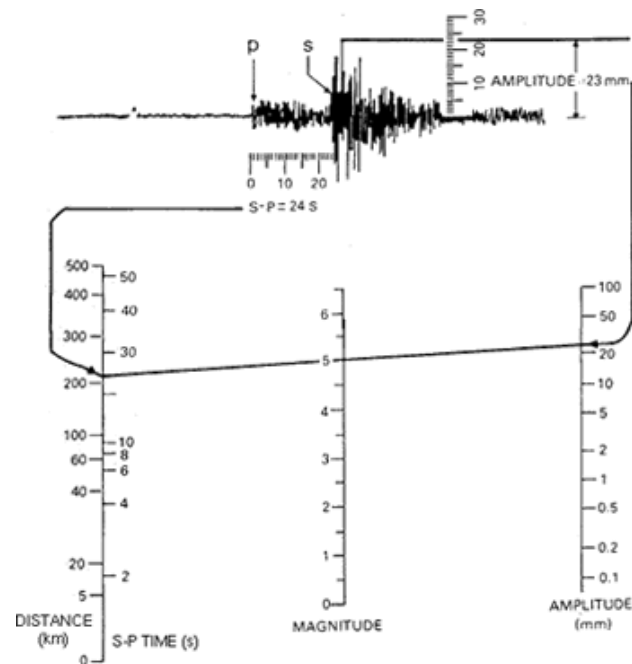
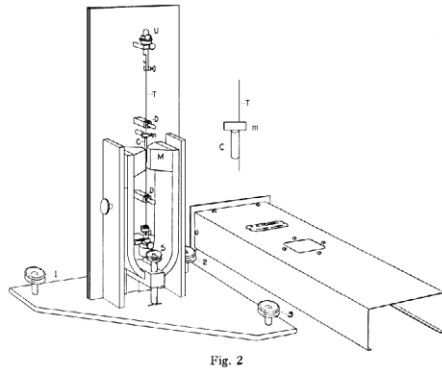
Veličinu **magnitudo** definoval Richter v roce 1935 jako veličinu úměrná logaritmu výchylky odečtené na Wood-Andersonově seismometru ve vzdálenosti 100km od epicentra zemětřesení v oblasti jižní Kalifornie.



*Charles F. Richter (1900-1985)*

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

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





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 magnituda jsou odvozovány tak, aby platily pro učitou studovanou oblast. Vycházejí ovšem z Richterova vzorce.

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

Obecná forma magnituda je:

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

M ... magnitudo

A ... amplituda

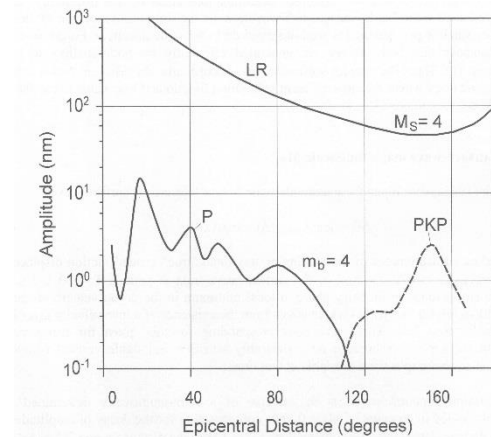
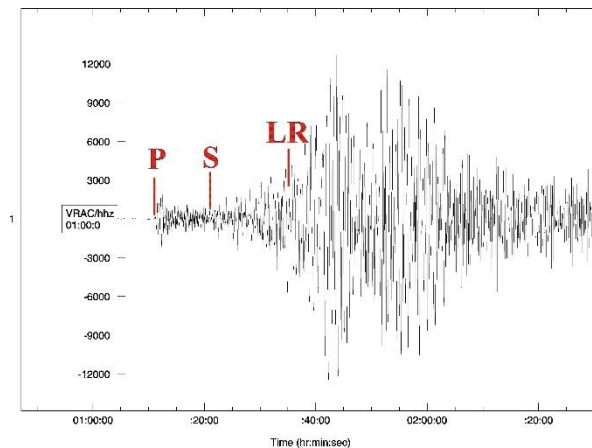
T ... perioda

f ... funkce popisující korekci pro epicentrální vzdálenost ( $\Delta$ ) a hloubku hypocentra (h)

$C_s$  ... staniční korekce

$C_r$  ... korekce zohledňující vlastnosti zdrojové oblasti

U vzdálených zemětřesení jsou nejčastěji registrovány vlny P a PKP (relativně často také vlny PP a S), v nízkofrekvenčním signálu pak jsou amplitudově dominantní povrchové vlny (LR – povrchové vlny Rayleighova typu). Tyto typy vln jsou potom využívány pro výpočet magnituda u vzdálených zemětřesení.



Na základě Richtrova lokálního magnituda odvodil Gutenberg v roce 1945 **magnitudo počítané z objemových vln** (pro vlny P, PP a S) vzdálených otřesů.



*Beno Gutenberg (1889-1960)*

## Gutenbergovo magnitudo počítané z objemových vln:

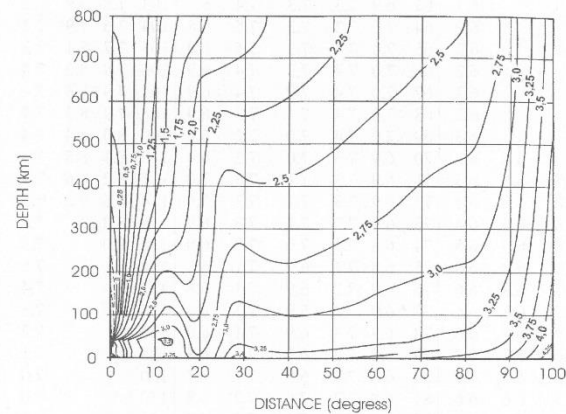
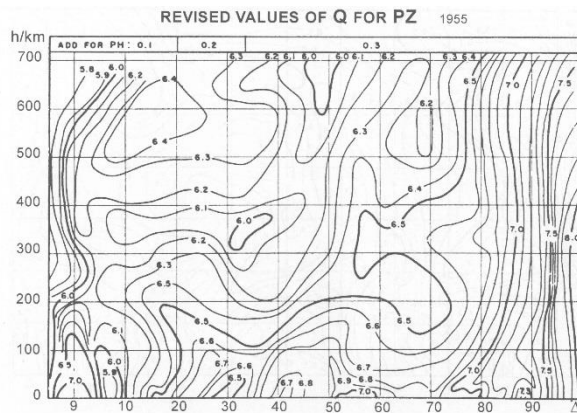
$$m_B = \log \left( \frac{A}{T} \right) + q(\Delta, h)$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

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

q ... kalibrační funkce závislá na epicentrální vzdálenosti a hloubce – hodnoty kalibrační funkce jsou určeny pro všechny vzdálenosti a hloubky pomocí komplikovaného konturového grafu.

V současnosti se v široké míře používá pro výpočet magnituda  $m_b$  z objemových vln P a PKP vztah určený Veithem a Clawsonem (1972) pro krátkoperiodické záznamy, který je formálně shodný s Gutenbergovým magnitudem  $m_B$ , liší se grafy pro funkci  $q(\Delta, h)$  a způsobem odečtu amplitudy (peak-to-peak, v nanometrech):



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

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

Pro vzdálené otřesy odvodil Gutenberg v roce 1945 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,

$\Delta$ ... 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).

Vzorec pro magnitudo počítané z objemových vln byl následně upravován tak, aby platil také pro další stanice. Nejpoužívanější je tzv. pražský vzorec (Vaněk et al. 1962).

Pražský vzorec magnituda **počítaného z povrchových vln** (Vaněk et al. 1962):

$$M_s = \log \left( \frac{A}{T} \right) + 1.66 * \log \Delta + 3.3$$

A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny,

$\Delta$  ... epicentrální vzdálenost ve stupních



Pražský vzorec byl převzat IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) a doplněn omezeními, s nimiž je znám jako **IASPEI vzorec**:

$$M_s = \log \left( \frac{A}{T} \right) + 1.66 * \log \Delta + 3.3$$

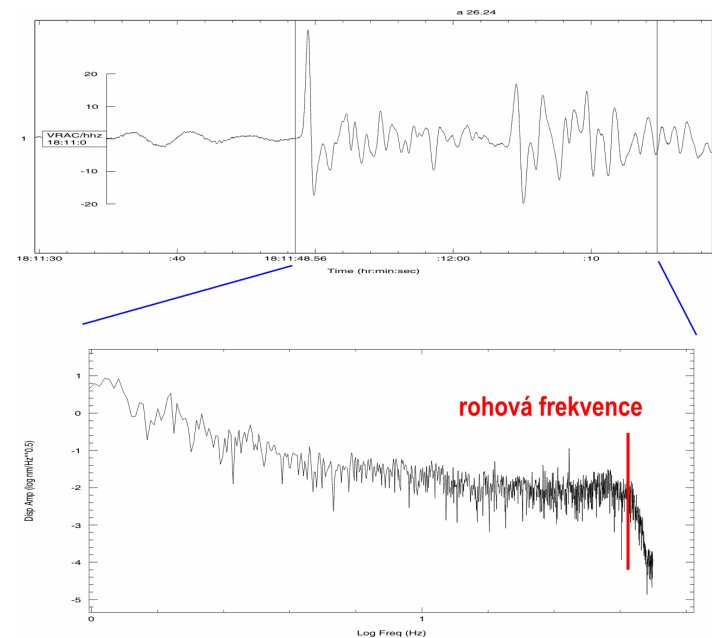
A ... maximální amplituda – posunutí v mikrometrech,

T ... perioda maximální vlny (10s =< T =< 60s, doporučená je hodnota 18s =< T =< 22s),

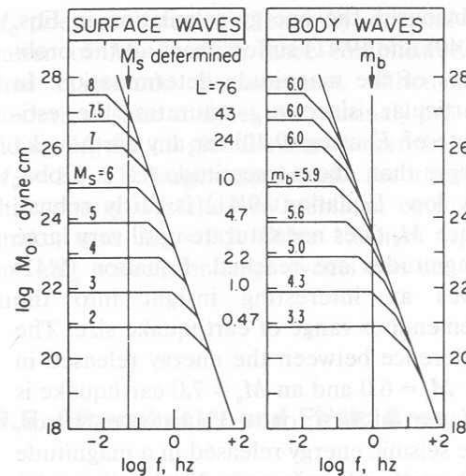
$\Delta$  ... epicentrální vzdálenost ve stupních

# Saturace magnituda

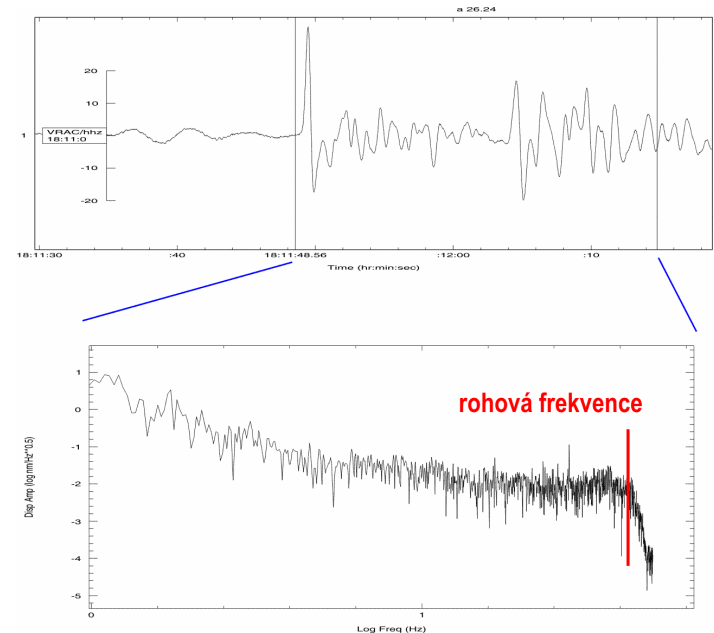
Amplituda seismického signálu procházejícího horninovým prostředím je frekvenčně závislá. Pro frekvence nižší než tzv. rohová frekvence (závisí na vzdálenosti a velikosti otřesu) je frekvenční spektrum ploché a amplituda je pro všechny frekvence podobná. Pro frekvence vyšší než rohová frekvence naopak amplituda ve frekvenčním spektru užitečného signálu rychle klesá.



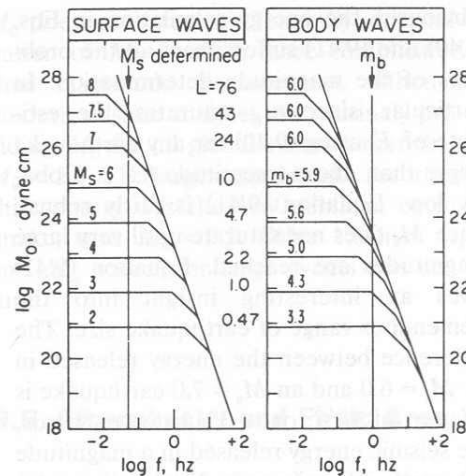
Rovněž určení velikost magnituda závisí na odečtu frekvenčně závislé amplitudy užitečného signálu. Zatímco pro magnitudo počítané z objemových vln odečítáme amplitudu při frekvencích kolem 1Hz, pro magnitudo počítané z povrchových vln odečítáme amplitudu při frekvencích kolem 0,05Hz.



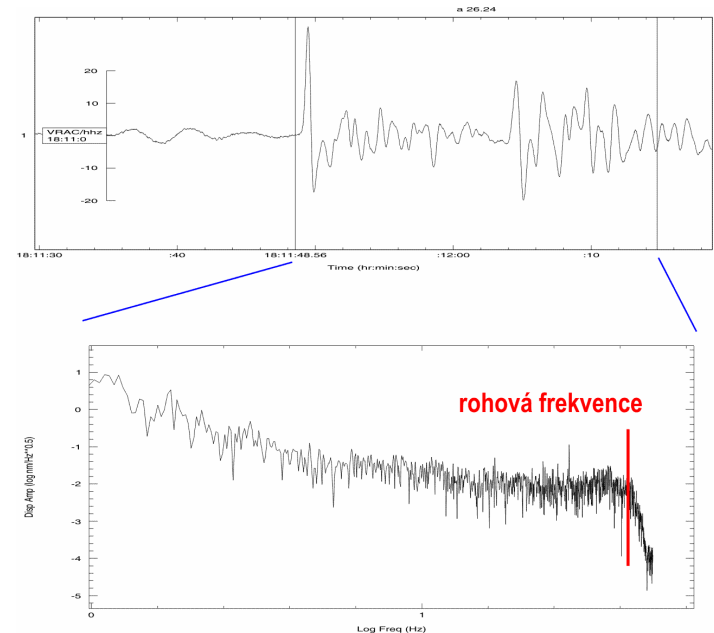
**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_S$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



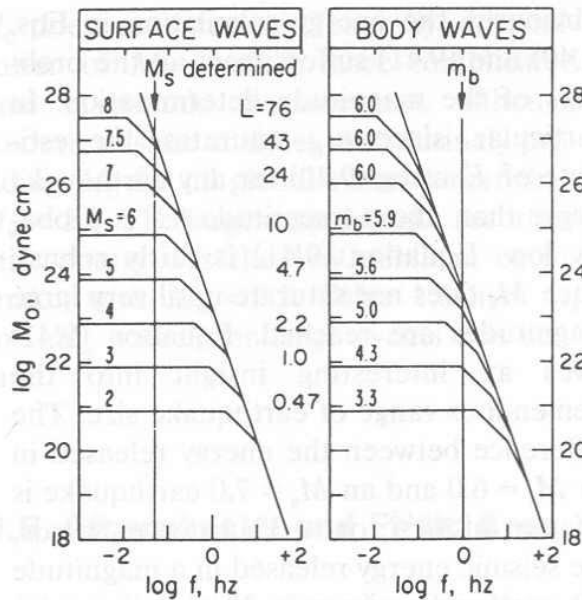
Rohová frekvence u silných otřesů ( $m_b > 5.5$ ) je menší než 1 Hz. To znamená, že jsou silně potlačeny amplitudy objemových vln, jejichž perioda je typicky řádově první sekundy. Amplitudy povrchových vln jsou přitom i u silnějších otřesů (do  $M_s = 7.25$ ) stále ještě odečítány v ploché části spektra.



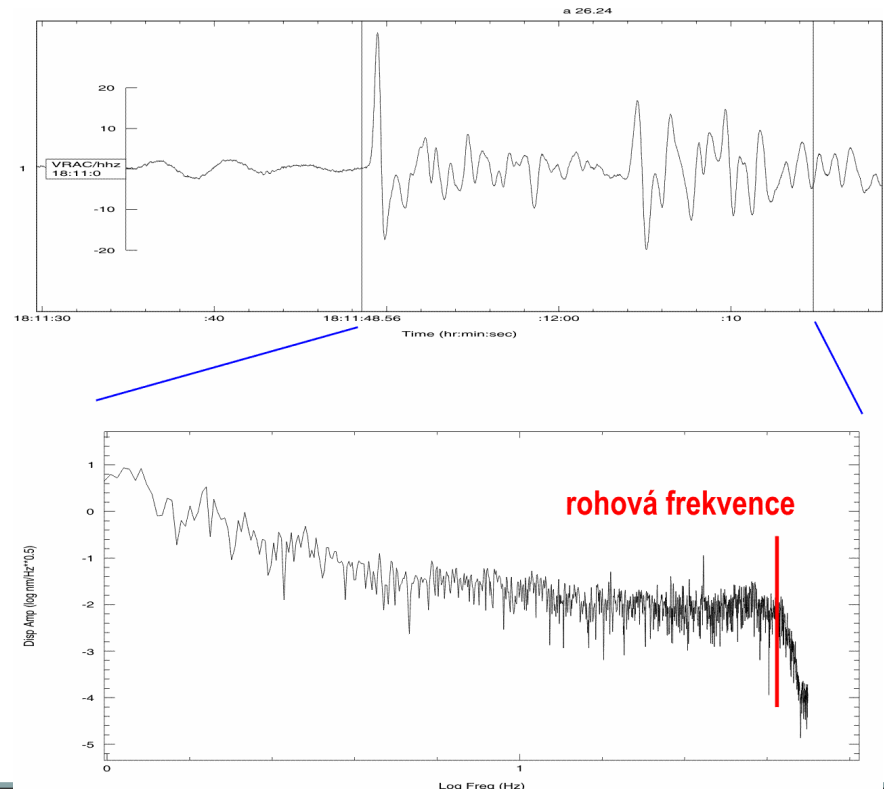
**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_s$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



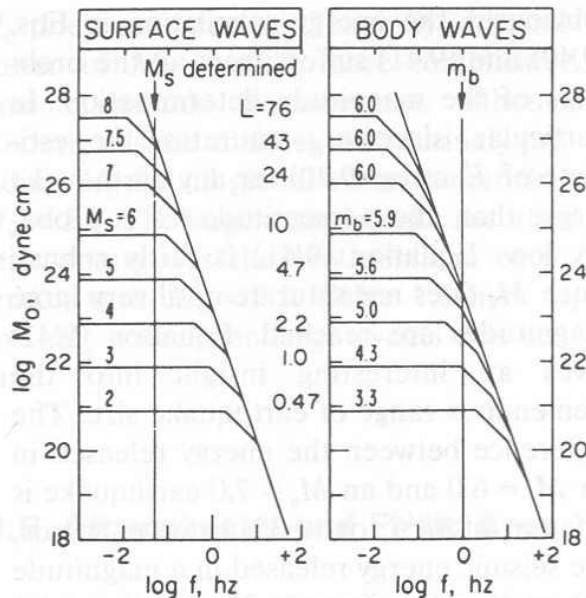
S rostoucí uvolněnou energií tedy již amplituda objemových vln dále významně neroste, růst hodnoty magnituda vypočítaného z objemových vln je tak drasticky zpomalen – tomuto jevu říkáme **saturace magnituda**.



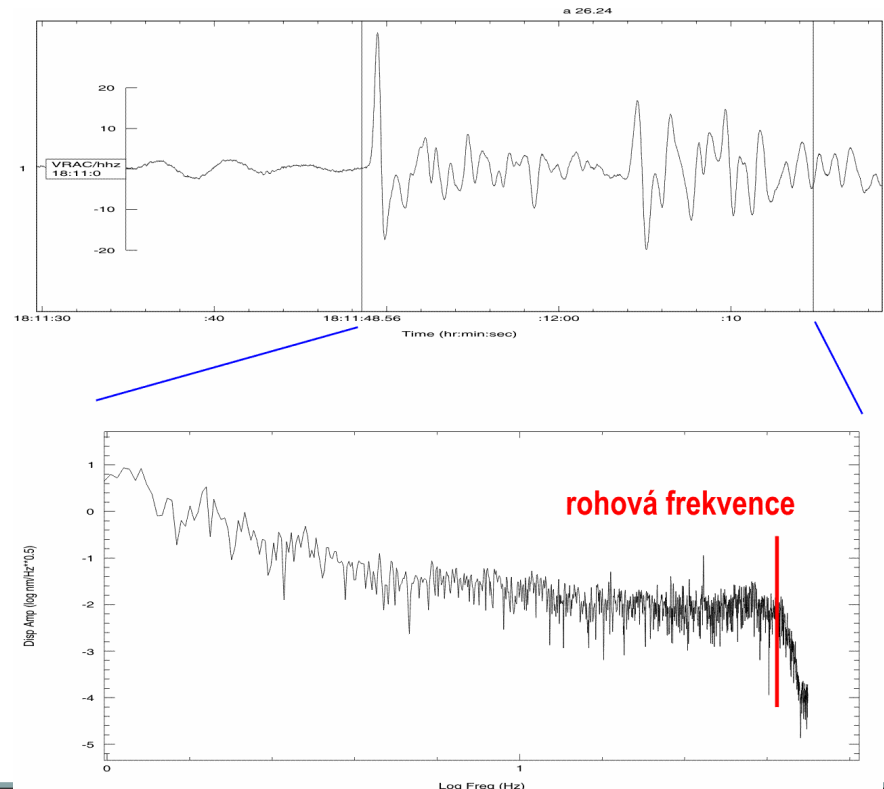
**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_S$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



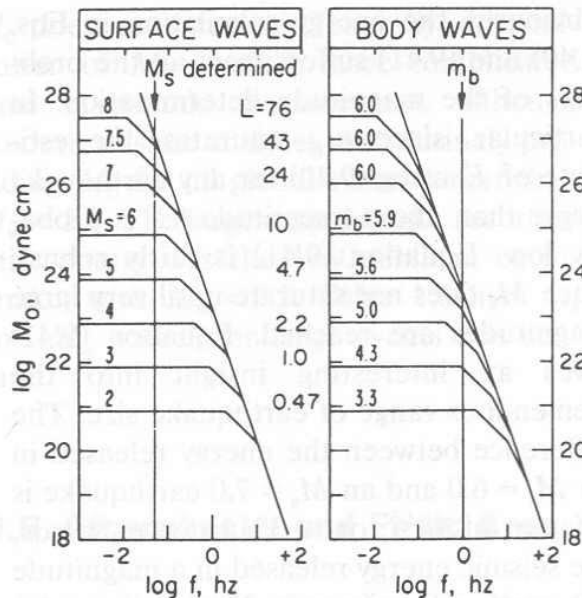
Magnitudo počítané z objemových vln začíná být saturováno u jevů s  $m_b=5.5$ , k plné saturaci dochází při  $m_b=6.0$ .



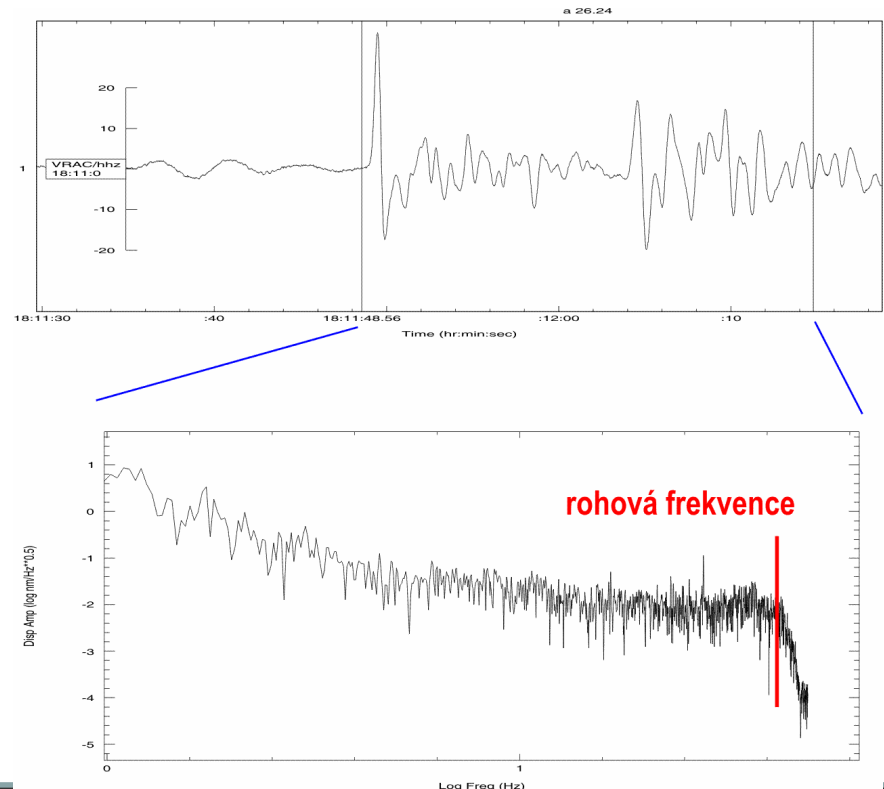
**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_S$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



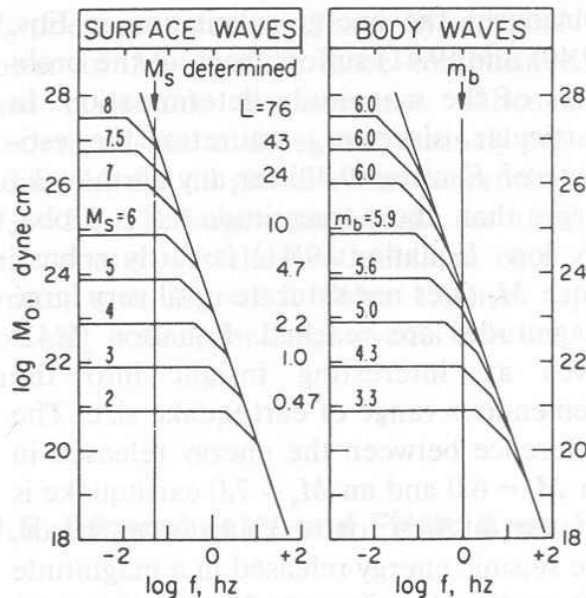
U velmi silných otřesů dochází také k saturaci magnituda počítaného z povrchových vln. Magnitudo počítané z povrchových vln začíná být saturováno u jevů s  $M_S=7.25$ , k plné saturaci dochází při  $M_S=8.0$ .



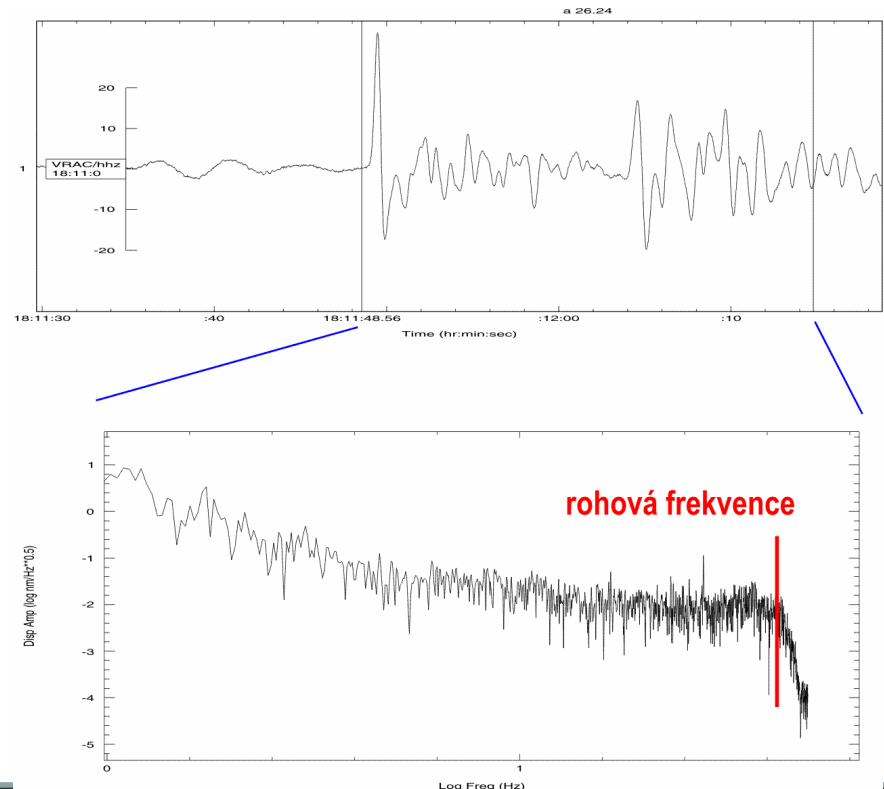
**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_S$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)



Pro velmi silné jevy s  $M_S > 8.0$  není velikost otřesu možné dostatečně vyjádřit pomocí magnituda počítaného z objemových či povrchových vln. Velikost takových jevů nejvěrněji popisuje tzv. momentové magnitudo  $M_W$ .



**FIGURE 9.20** Spectra for different-sized earthquakes and the relationship of these spectra to the frequencies at which  $M_S$  and  $m_b$  are determined. (From Geller, 1976.)





<b>typ magnituda</b>	<b>frekvence signálu</b>	<b>použitelnost</b>
lokální magnitudo $M_L$	> 1 Hz	do cca $M_L=5$
magnitudo z objemových vln $m_b$	~ 1 Hz	do cca $m_b = 6$
magnitudo z povrchových vln $M_s$	~ 0.05 Hz	do cca $M_s=8$
momentové magnitudo $M_w$	-	neomezeno

## 5.3.c: Seismický moment a momentové magnitudo

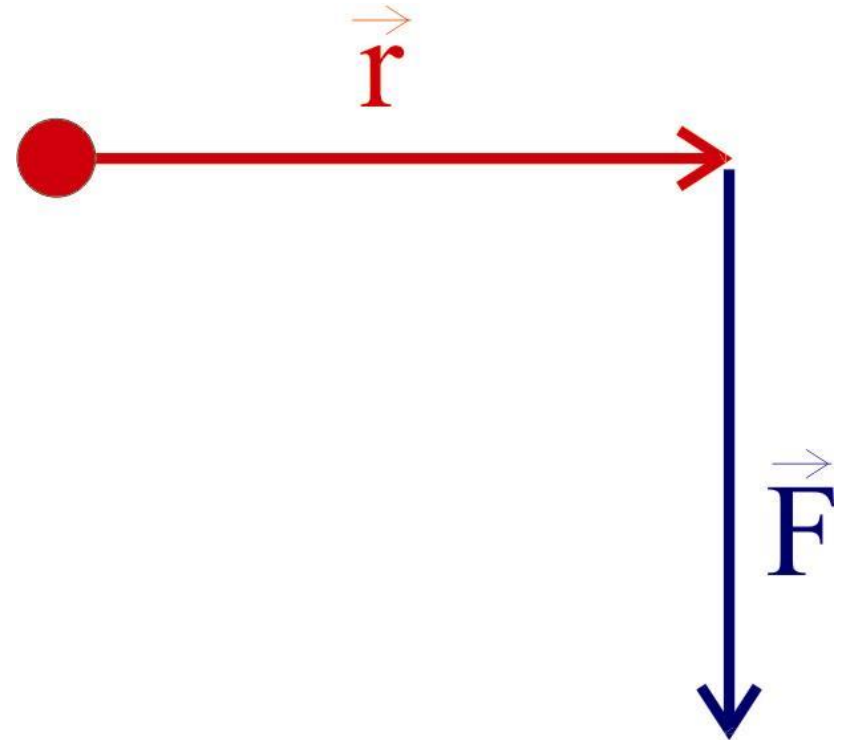
**Moment síly** - charakterizuje otáčivý účinek síly

$$\vec{M} = \vec{r} \times \vec{F}$$

M ... moment síly

F ... síla

r ... průvodič síly (polohový  
působíště síly vůči ose



**Moment síly** - charakterizuje otáčivý účinek síly

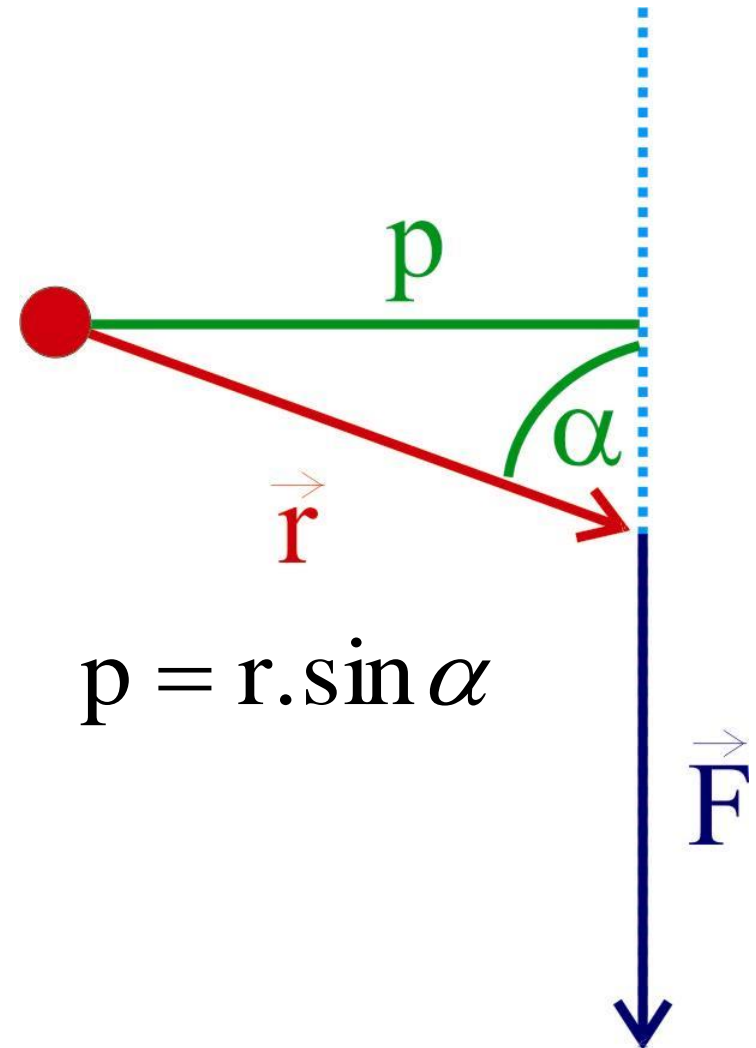
$$M = F \cdot r \cdot \sin \alpha = F \cdot p$$

M ... moment síly

F ... síla

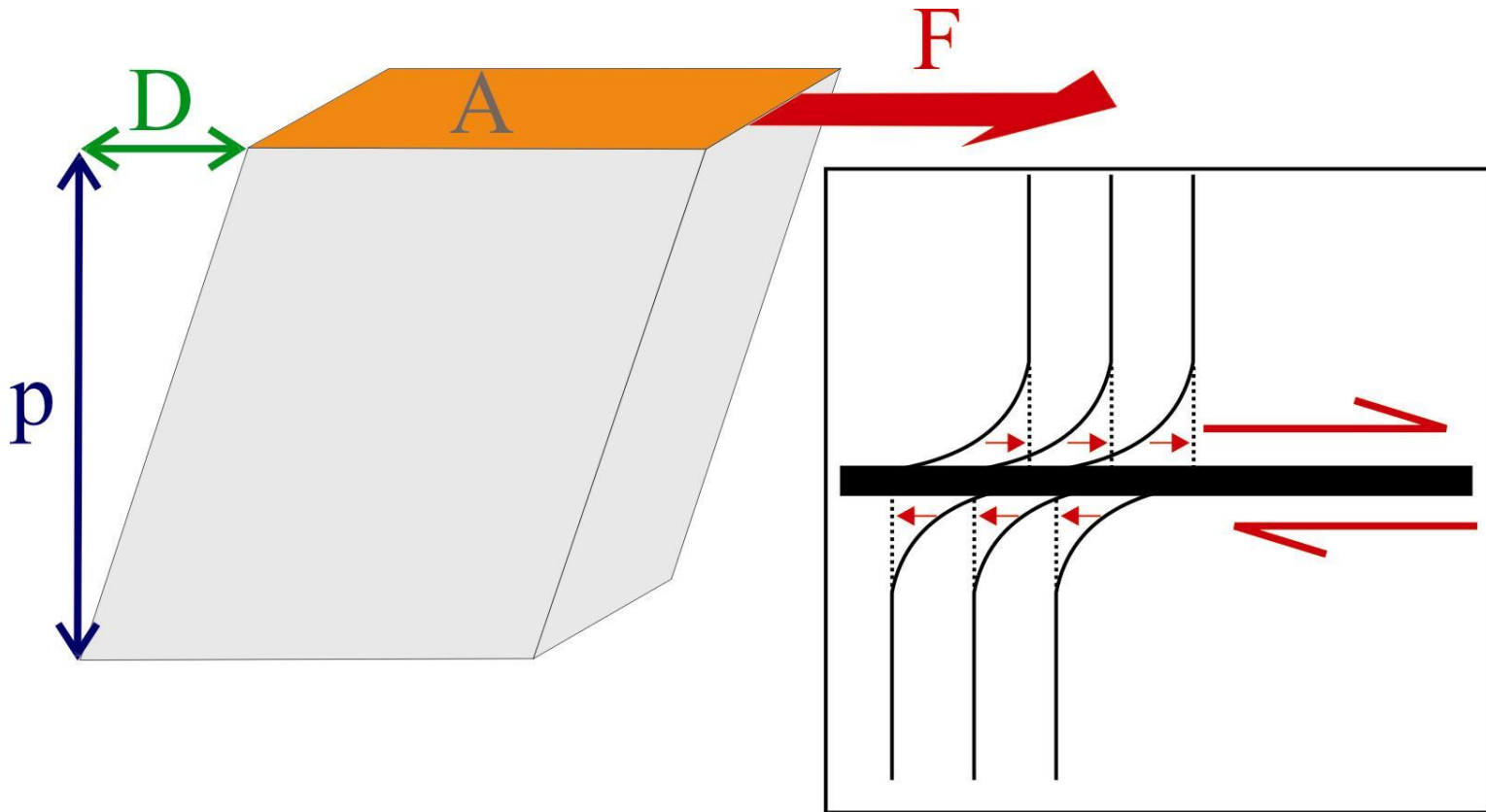
r ... průvodič síly (polohový  
působíště síly vůči ose

p ... rameno síly



seismický moment - odvození:

$$M_o = F \cdot p$$



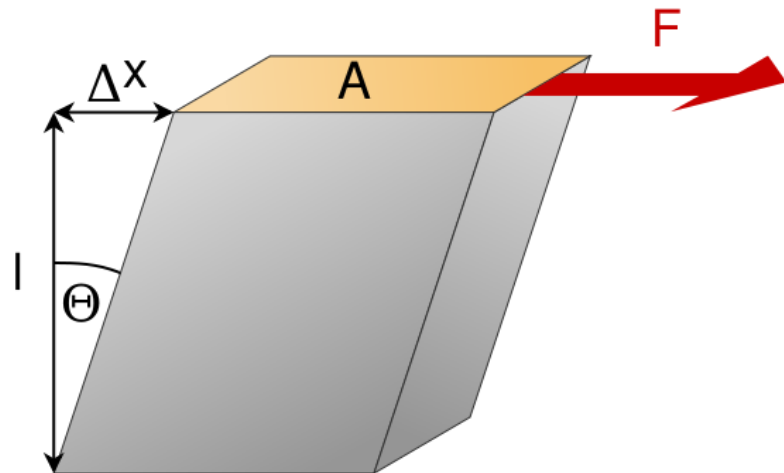
Modul pružnosti ve smyku (Lamého parametr  $\mu$ ):

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma}$$

kde  $\tau$  je střížné napětí a  $\gamma$  je střížná deformace.

$$\tau = \frac{F}{A}$$

$$\gamma = \frac{\Delta x}{l}$$



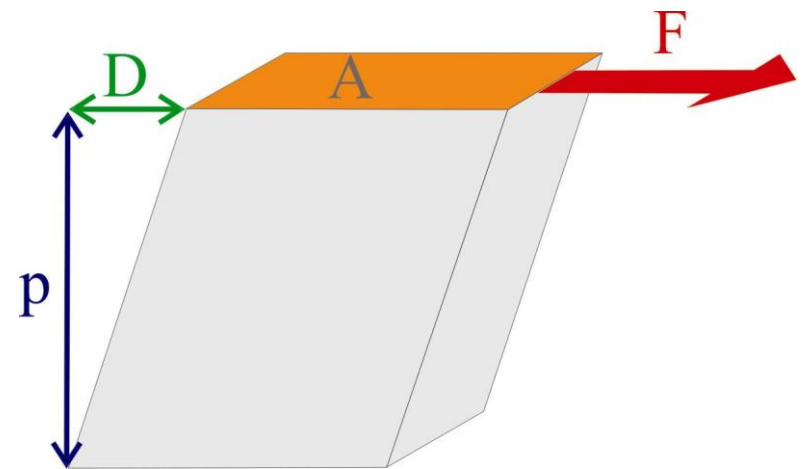
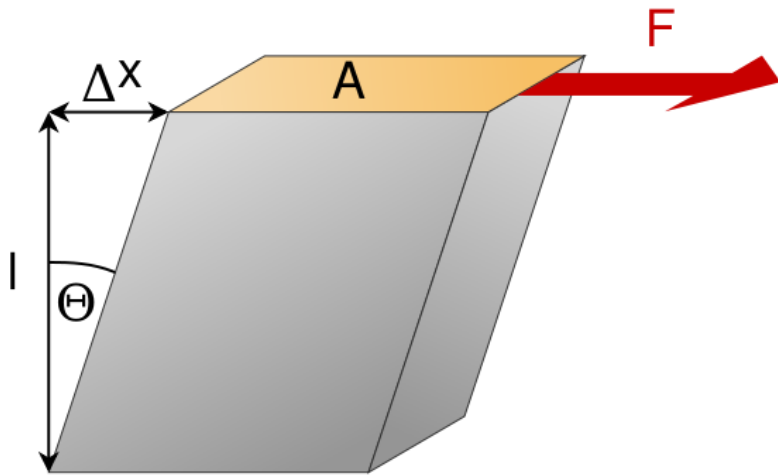
seismický moment - odvození:

$$M_o = F \cdot p$$

$$\tau = \frac{F}{A} \quad \gamma = \frac{\Delta x}{l} = \frac{D}{p}$$

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma} = \frac{F}{A} \cdot \frac{p}{D} = \frac{F \cdot p}{A \cdot D}$$

$$\Leftrightarrow \mu \cdot D \cdot A = F \cdot p = M_o$$



**Seismický moment  $M_0$**  ... je veličina určená pro zemětřesení vznikající vlivem pohybu podél zlomových ploch.

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot A$$

$\mu$ .. modul pružnosti ve smyku hornin

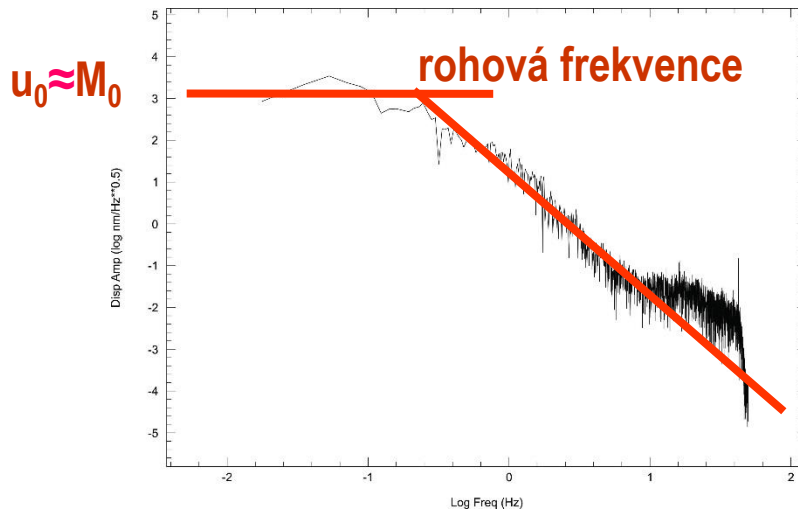
D ... průměrné posunutí na zlomu

A ... plocha zlomu

**U seismického momentu nedochází k saturaci.**



Velikost seismického momentu lze odvodit také ze spektra seismického jevu. Za předpokladu homogenního prostředí a při dostatečném rozsahu sledovaných frekvencí platí, že spektrum seismického jevu lze rozdělit na plochou část s frekvencemi nižšími než tzv. rohová frekvence a na část za rohovou frekvencí, kde signál s rostoucí frekvencí slábne. Úroveň ploché části je přitom úměrná seismickému momentu.



Ze seismického momentu je odvozeno tzv. **momentové magnitudo** nezávislé na měřícím přístroji (podle manuálu IASPEI z roku 2002):

$$M_w = \frac{2}{3} (\log M_0 - 9.1)$$

kde  $M_0$  je seismický moment

Správné určení seismického momentu je obecně mnohem komplikovanější, než určení magnituda. Protože ale u seismického momentu nedochází k saturaci, není saturováno ani momentové magnitudo  $M_w$ . Proto bývá ve významnějších datových centrech rutinně určován seismický moment a momentové magnitudo pro globální jevy s  $M_w > 5.0$ . Největší dosud zjištěné magnitudo mělo hodnotu  $M_w = 9.5$  (Chile, 1960).

Empiricky byl sledován vztah mezi magnitudem (popřípadě momentem) a velikostí porušené části křehké poruchy (plocha či délka zlomu).

Z regresní analýzy vyplývají vztahy typu:

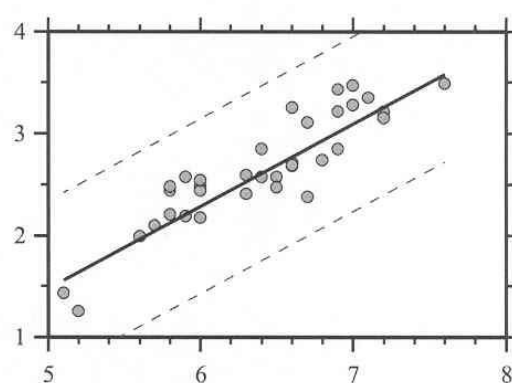
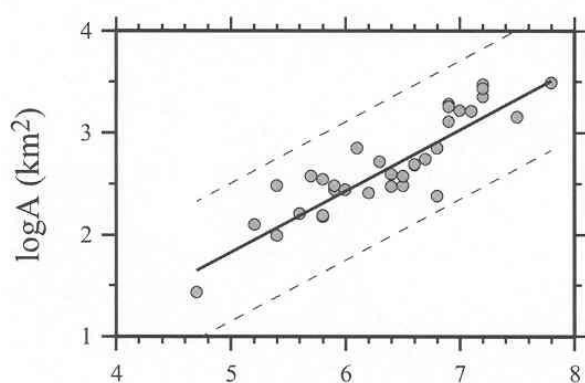
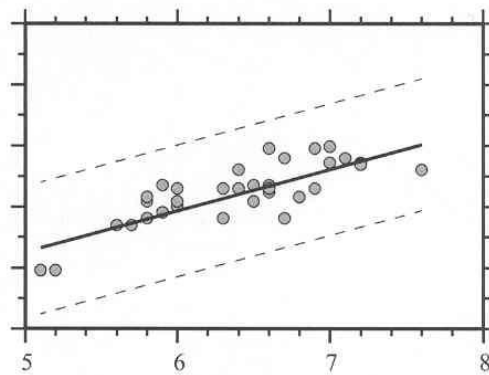
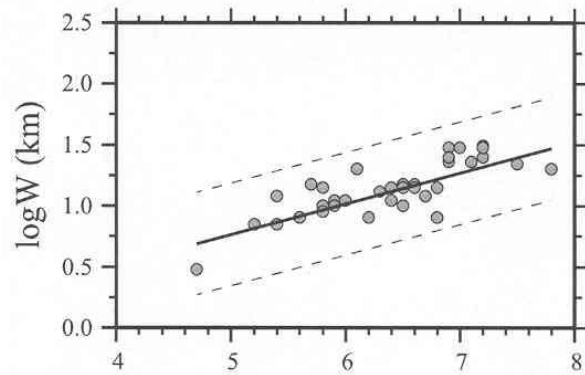
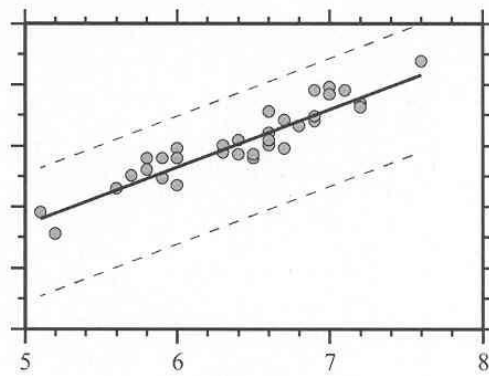
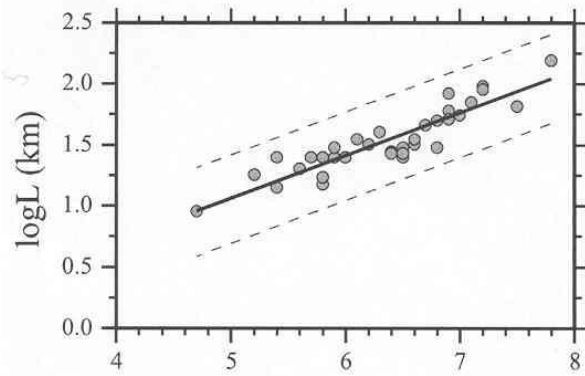
$$\log(L, W, A) = a + b(M_s, M_w)$$

L ... délka zlomu

W ... šířka zlomu

A ... plocha zlomu

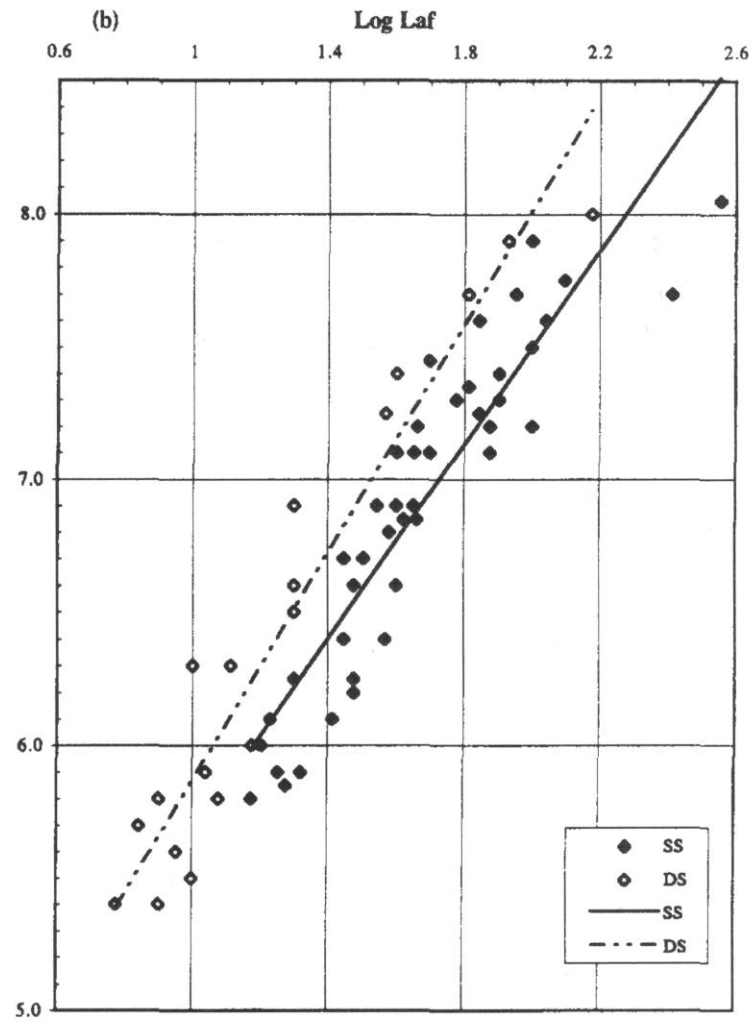
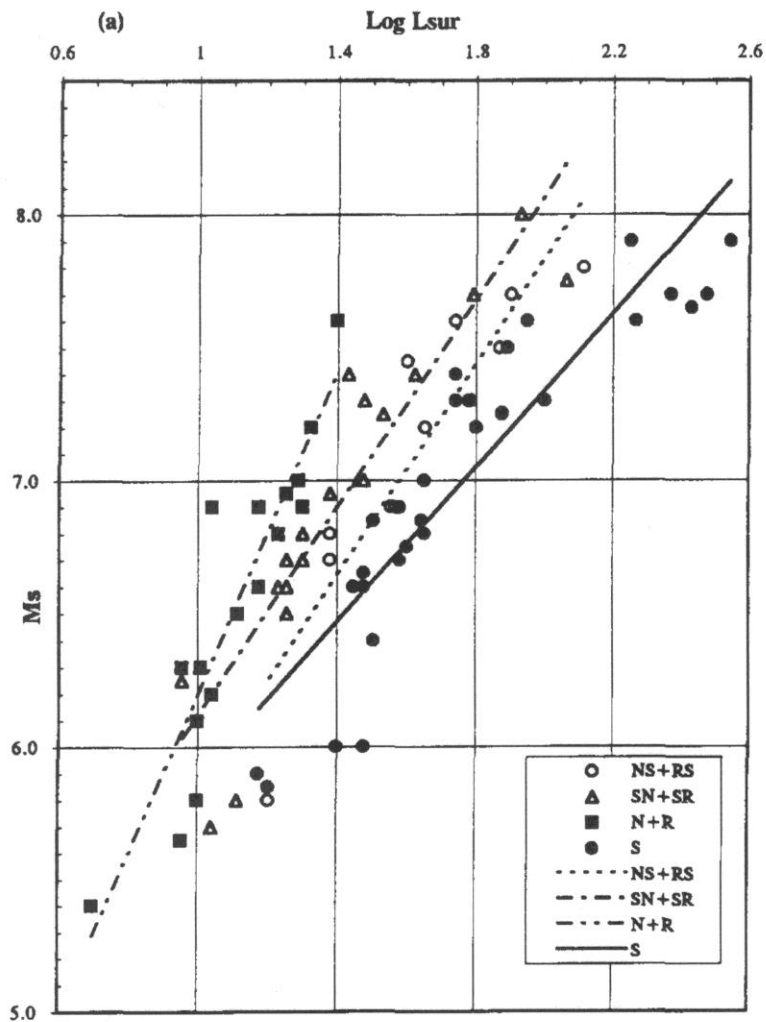
a,b ... regresní koeficienty



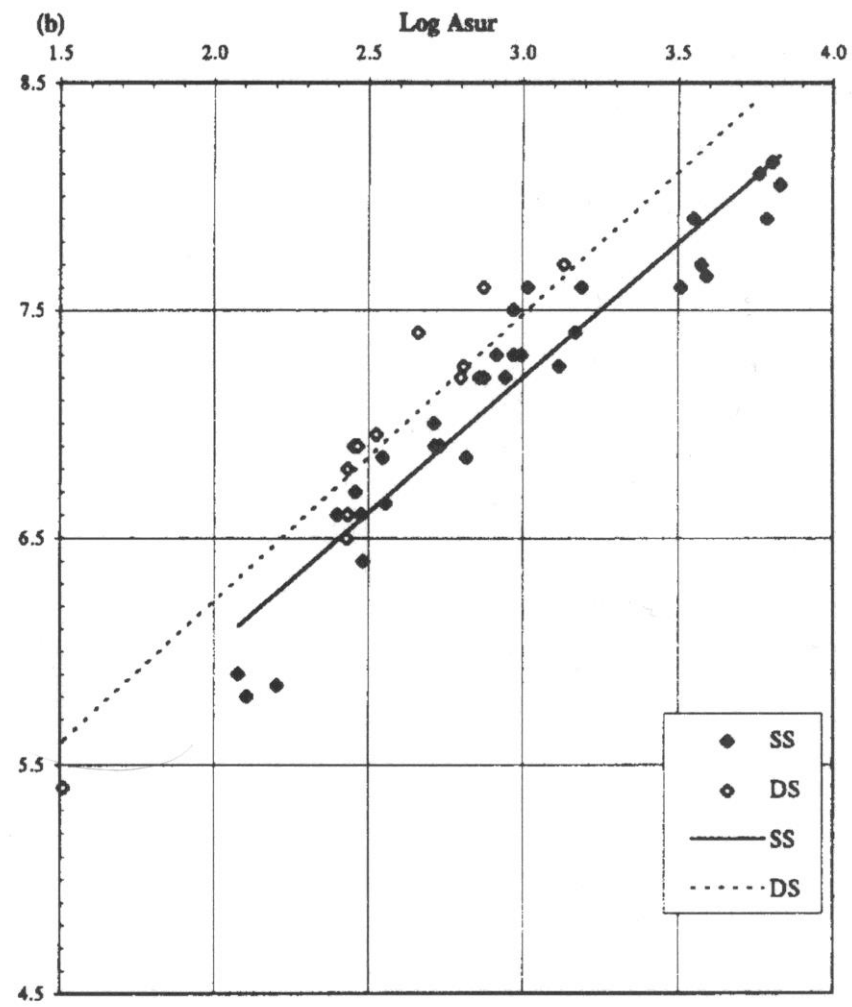
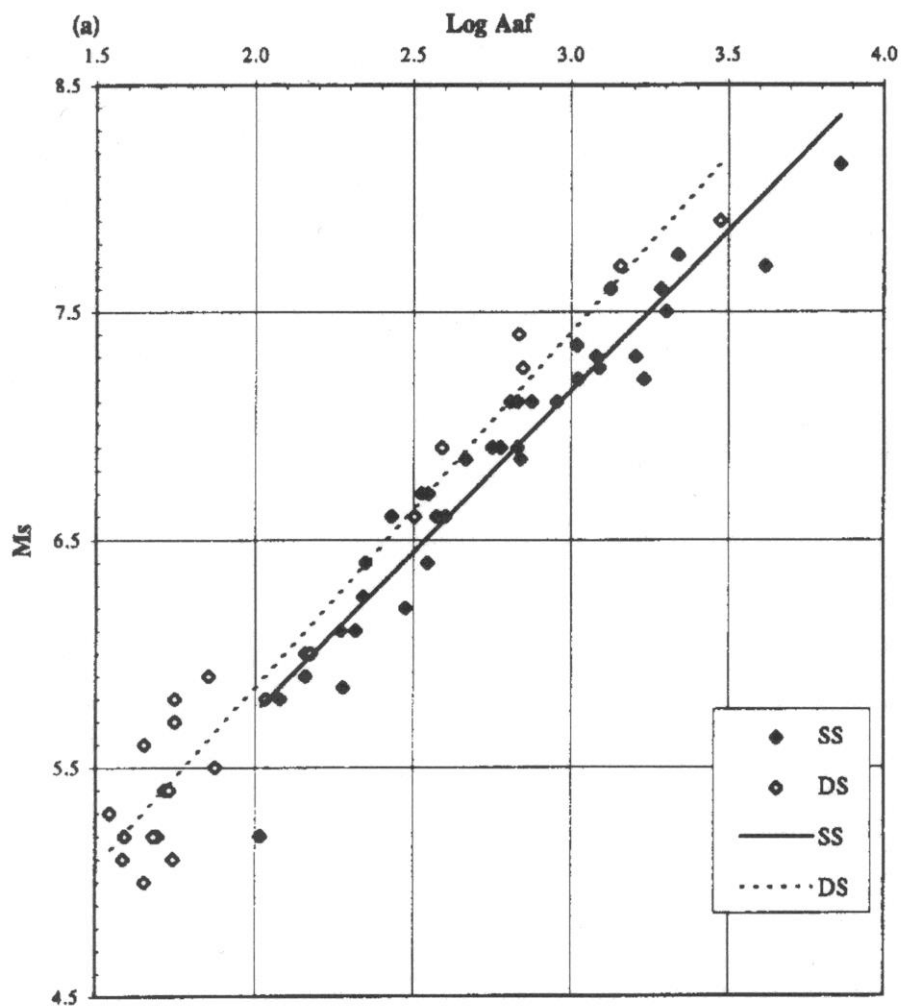
*Vztahy mezi magnitudem a velikostí křehkého porušení v regionu středoziemního moře (Konstantinou et al. 2005)*

Ms

Mw



*Vztahy mezi magnitudem a délkou zlomů podle Vávra (1996).  
Lsur ... délka na povrchu, Laf ... délka pod povrchem*



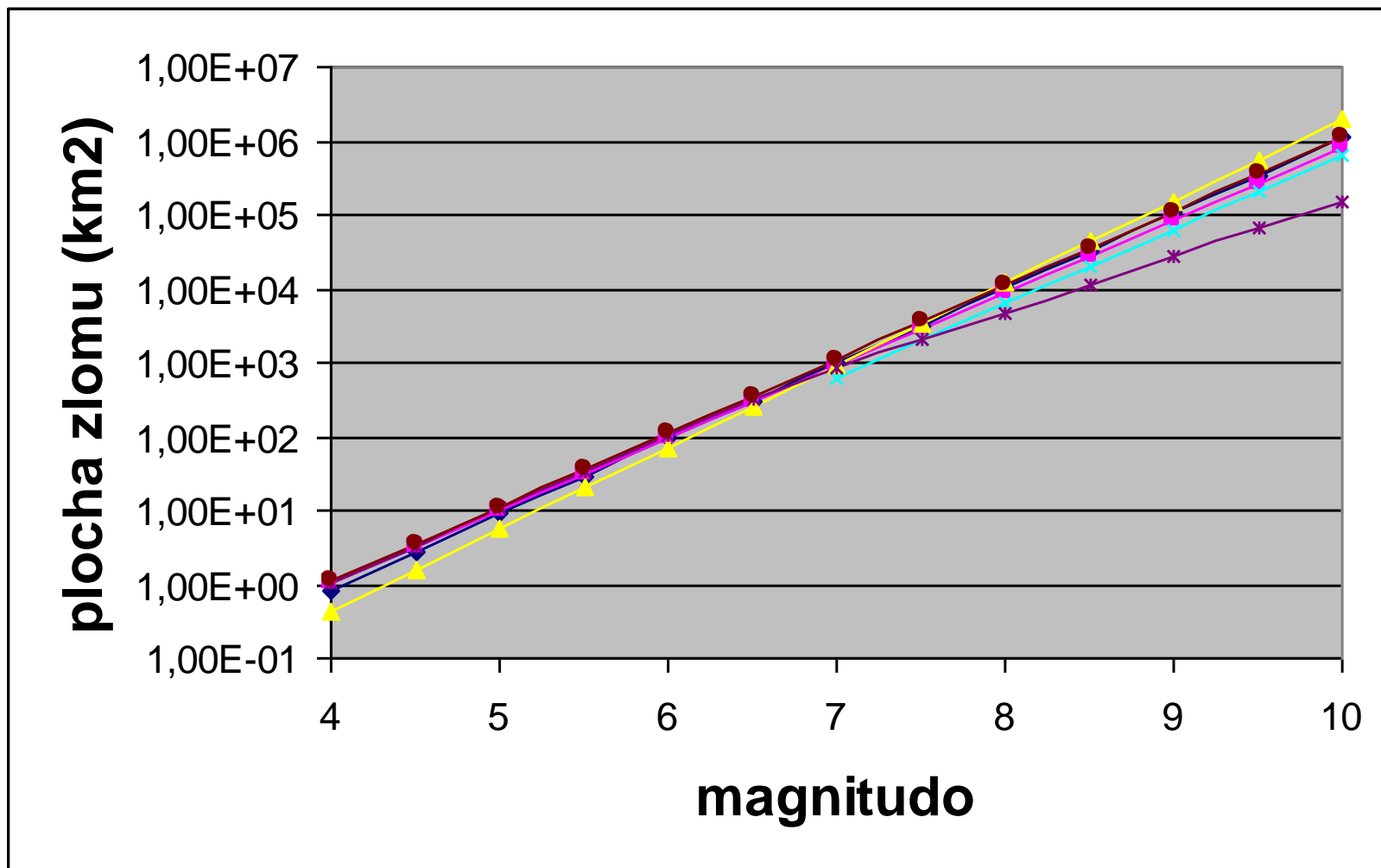
***Vztahy mezi magnitudem a plochou zlomů podle Vakova (1996).***

***$A_{af} = L_{af} \cdot W$ ,  $A_{sur} = L_{sur} \cdot W$  kde  $W$  je šířka zlomu***

Wells and Coppersmith (1994) all fault types	$M = 0.98 \text{ Log} (A) + 4.07$
Wells and Coppersmith (1994) strike-slip	$M = 1.02 \text{ Log}(A) + 3.98$
Wells and Coppersmith (1994) reverse	$M = 0.90 \text{ Log}(A) + 4.33$
Ellsworth (2001) strike-slip for $A > 500 \text{ km}^2$	$M = \log(A) + 4.1$ (lower range: 2.5 <sup>th</sup> percentile) $M = \log(A) + 4.2$ (best estimate) $M = \log(A) + 4.3$ (upper range: 97.5 <sup>th</sup> percentile)
Hanks and Bakun (2001) strike-slip	$M = \log(A) + 3.98$ for $A < 468 \text{ km}^2$ $M = 4/3 \text{ Log}(A) + 3.09$ for $A > 468 \text{ km}^2$
Somerville et al (1999)	$M = \log(A) + 3.95$

*Vztahy mezi magnitudem a plochou ruptury podle různých autorů (převzato z Abrahamson 2006)*





*Graf závislosti mezi magnitudem a plochou ruptury podle různých autorů (vzorce převzaty z Abrahamson 2006)*

M <sub>w</sub>	plocha zlomu (km <sup>2</sup> )	délka zlomu (km)
5	~ 5 - 10	~ 1 - 3
6	~ 70 - 110	~ 6 - 12
7	~ 630 - 1100	~ 45 - 60
8	~ 5.000 - 12.000	~ 250 - 330
9	~ 30.000 - 150.000	~ 1.250 - 2.400
10	~ 600.000 - 1.500.000	~ 6.000 - 17.000

*Hrubé odhady vztahu mezi momentovým magnitudem a velikostí porušené zóny (sumarizováno podle Abrahamson 2006, Bormann 2002 a Vakov 1996).*

## 5.3.d: Seismická energie

Velikost zemětřesení lze vyjádřit také pomocí veličin **seismická energie** a **seismický moment**.

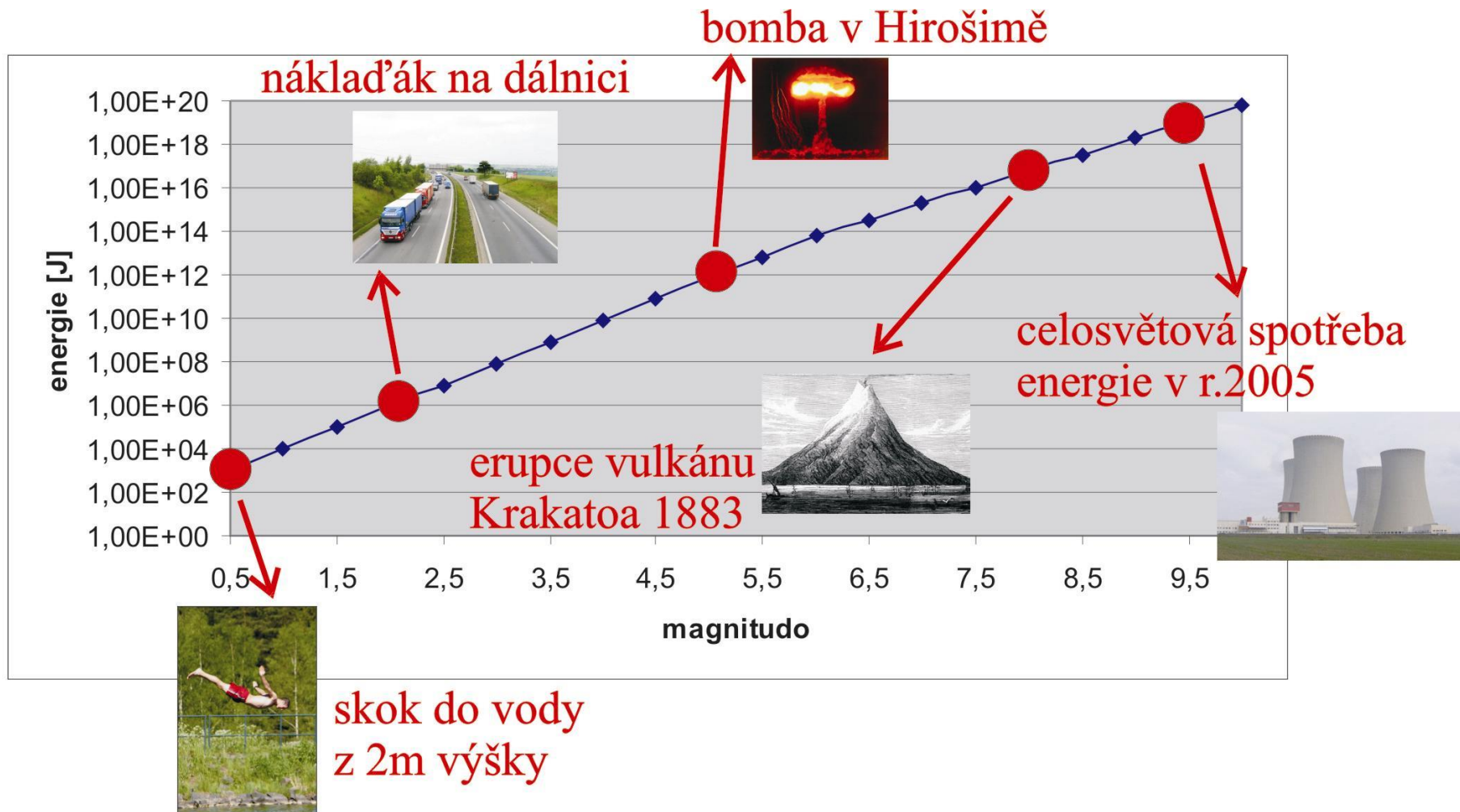
**Seismická energie E** ... velikost energie vyzářené ve formě seismických vln. Gutenberg a Richter empiricky odvodili vztah mezi seismickou energií a magnitudem (pro energii v joulech):

Pro slabší jevy ( $m_b$  není saturováno):

$$\log E = 2.4m_B - 1.2$$

Pro silnější jevy ( $m_b$  je saturováno):

$$\log E = 1.5M_s + 4.8$$



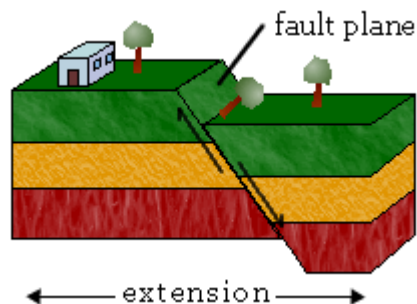
*Graf závislosti mezi magnitudem a seismickou energií.*

# 5.4: Zdrojové mechanismy

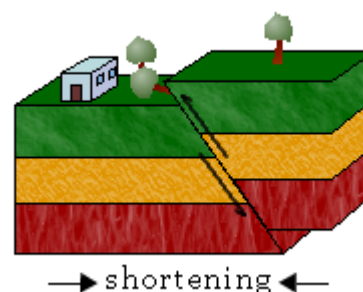
Jedním z cílů základního zpracování seismologických dat je studium geometrie ohniska zemětřesení.

V následující části budeme předpokládat, že studovaný seismický jev je spojen s náhlým střížným pohybem podél plochy zlomu.

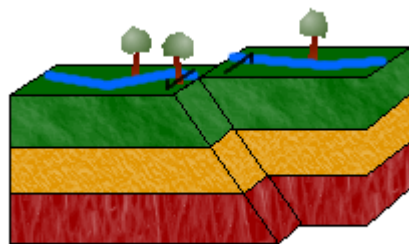
### **pokles**



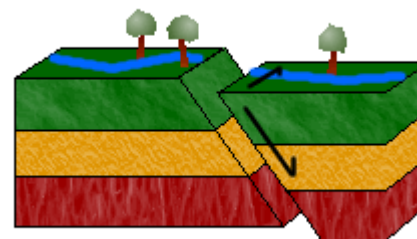
### **násun**



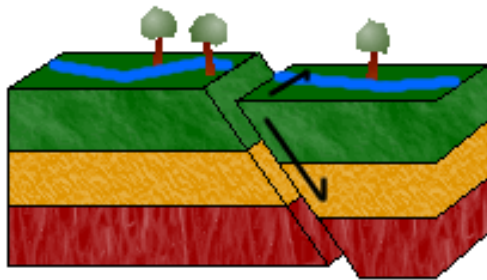
### **horizontální posun**



### **šikmý posun**



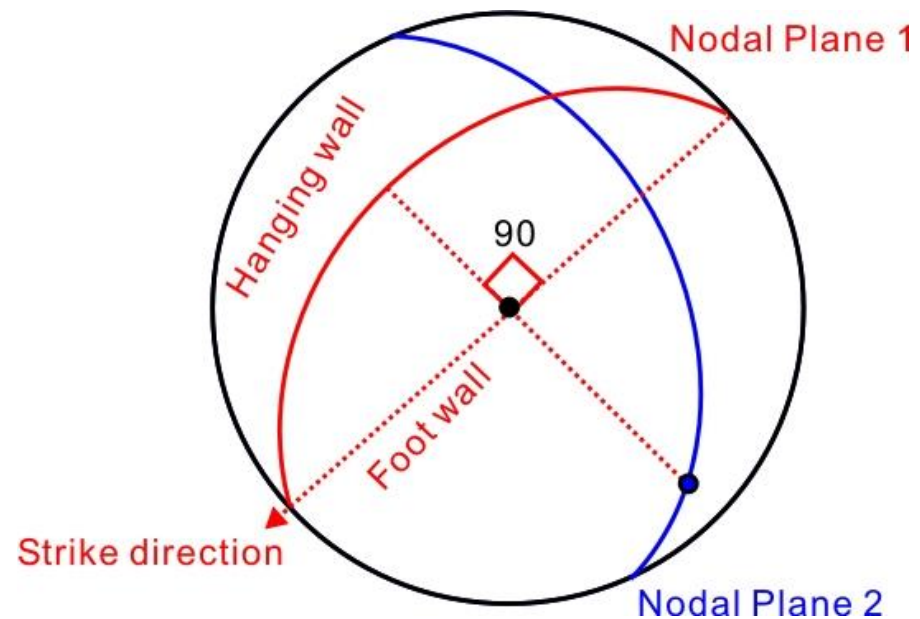
Obecně dochází na střížném zlomu k šikmému pohybu paralelně s plochou zlomu.





## 5.4.a: Fokální mechanismus

**Fokální mechanismy** nás informují o orientaci zlomové plochy a o směru a smyslu pohybu podél této plochy. Tato informace ale není jednoznačná – fokální mechanismus ukazuje dvě řešení, z nichž jedno je skutečný zlom a druhé je plocha kolmá na zlom a na směr pohybu. Plochám definovaným fokálním mechanismem říkáme **nodální plochy**.



Graficky se fokální mechanismy znázorňují jako dvě vzájemně kolmé plochy na spodní polokouli Lambertovy projekce, zcela v souladu se zvyklostmi platícími i v geologii.

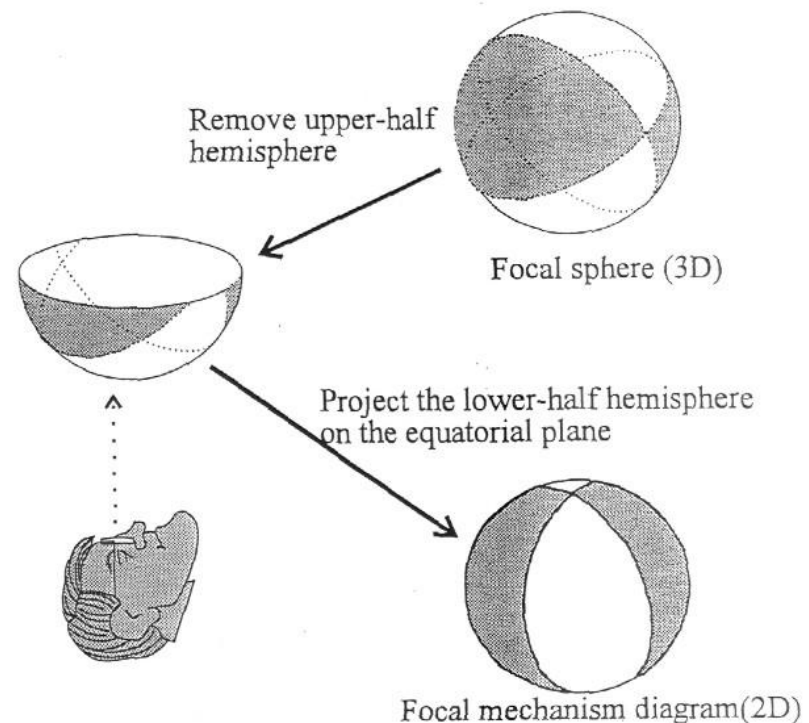


Figure 5-3 Projection of focal sphere onto a equatorial plane.

Nodální plochy vymezují čtyři kvadranty. Ve dvou protějších kvadrantech působí relativní tah, v dalších dvou protějších relativní komprese. Kvadranty jsou barevně odlišeny podle toho, zda v nich působí tah či komprese. Barevné rozlišení kvadrantů vymezených nodálními plochami nás tak informuje o smyslu pohybu.

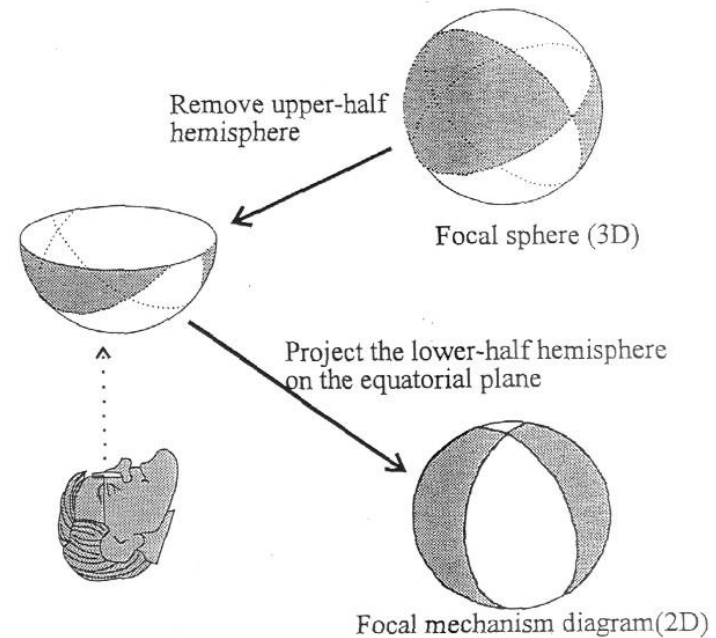
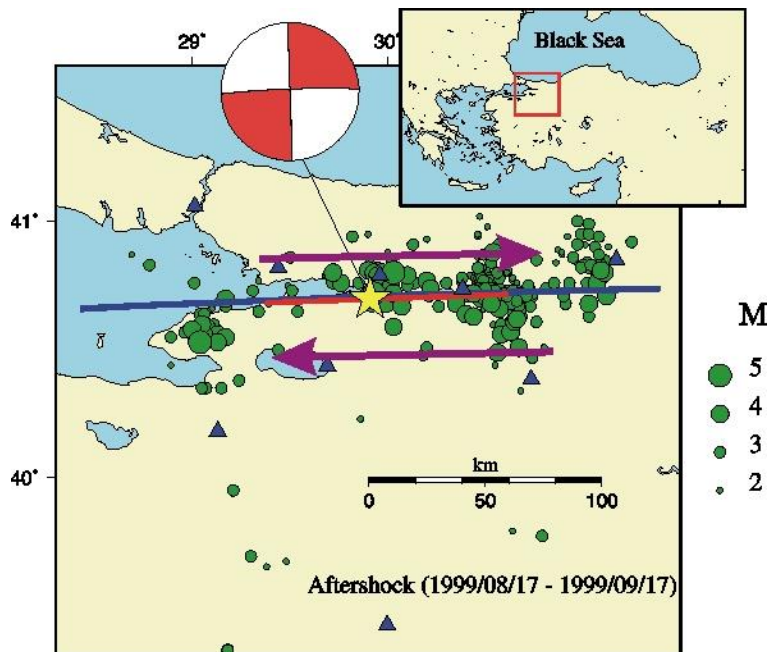


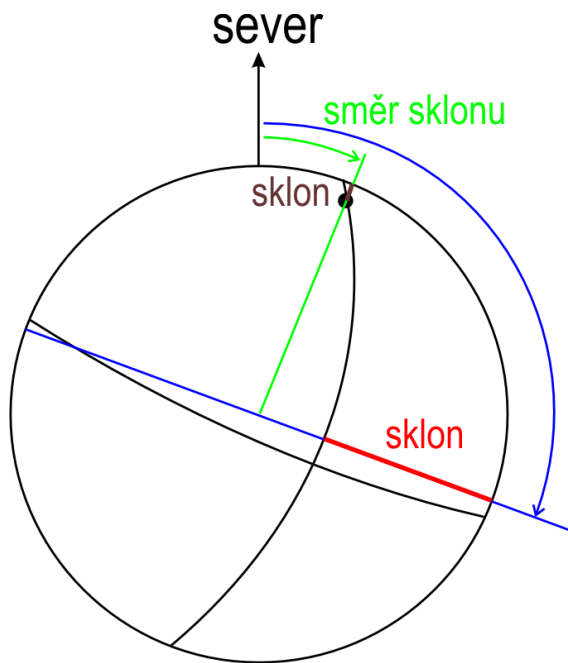
Figure 5-3 Projection of focal sphere onto a equatorial plane.

V geologii je orientace plochy zlomu a směru pohybu obvykle vyjádřena hodnotami čtyř úhlů:

**směr sklonu plochy, sklon plochy,**

**směr sklonu směru pohybu, sklon směru pohybu**

Máme o jeden údaj více, než je nutné. Pokud jsou údaje chybné (směr pohybu neleží v ploše zlomu), lze pak určit míru této chyby.



smysl pohybu se pak vyznačuje písmenkem:

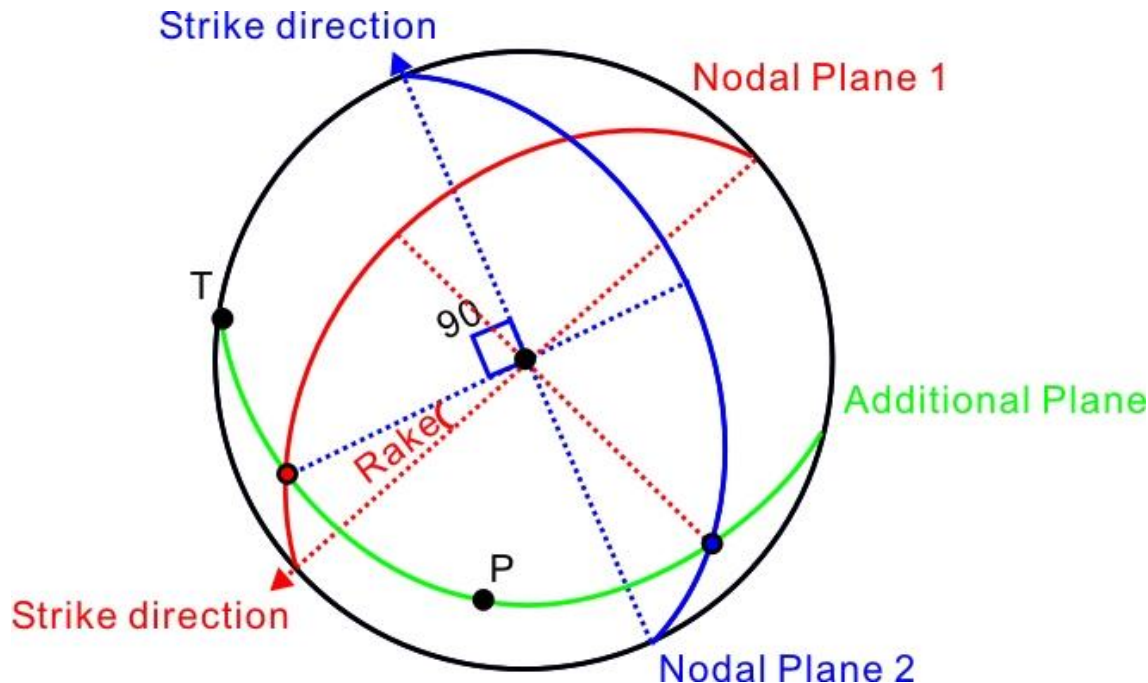
n ... pokles (normal)

r ... přesmyk (reverse)

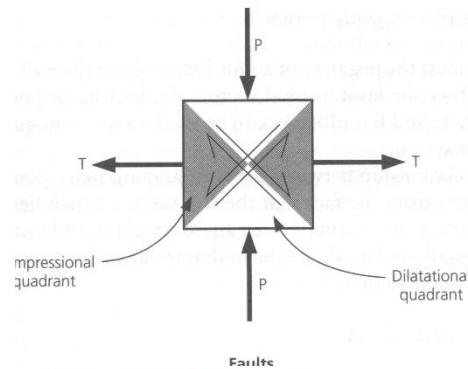
d ... pravostranný horizontální posun (dextral)

s ... levostranný horizontální posun (sinistral)

V seismologii je orientace plochy zlomu a směru pohybu (včetně smyslu pohybu) obvykle vyjádřena hodnotami tří úhlů:  
**směr zlomu (strike), sklon zlomu (dip), odklon směru pohybu v ploše zlomu (rake)**

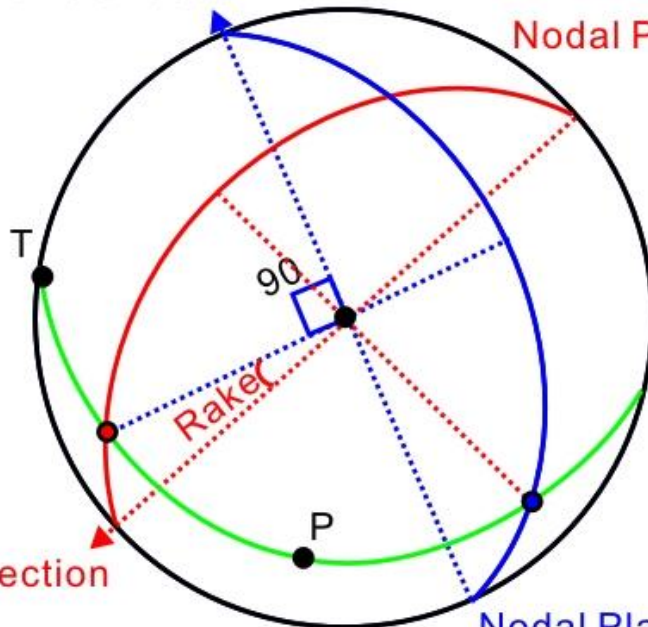


Geometrii fokálního mechanismu lze vyjádřit také ve formě dvou navzájem kolmých os **P** (osa maximální komprese) a **T** (osa maximální extenze).



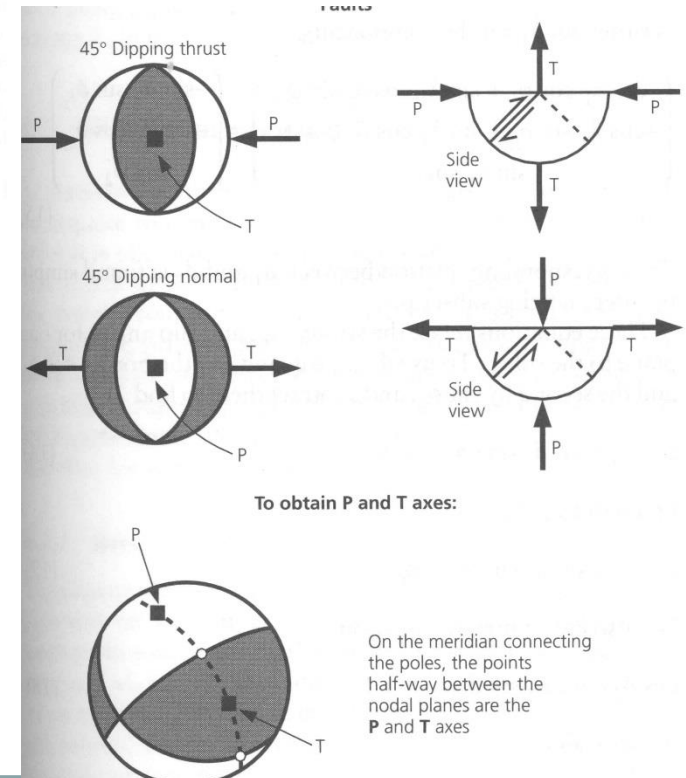
Strike direction

Nodal Plane 1



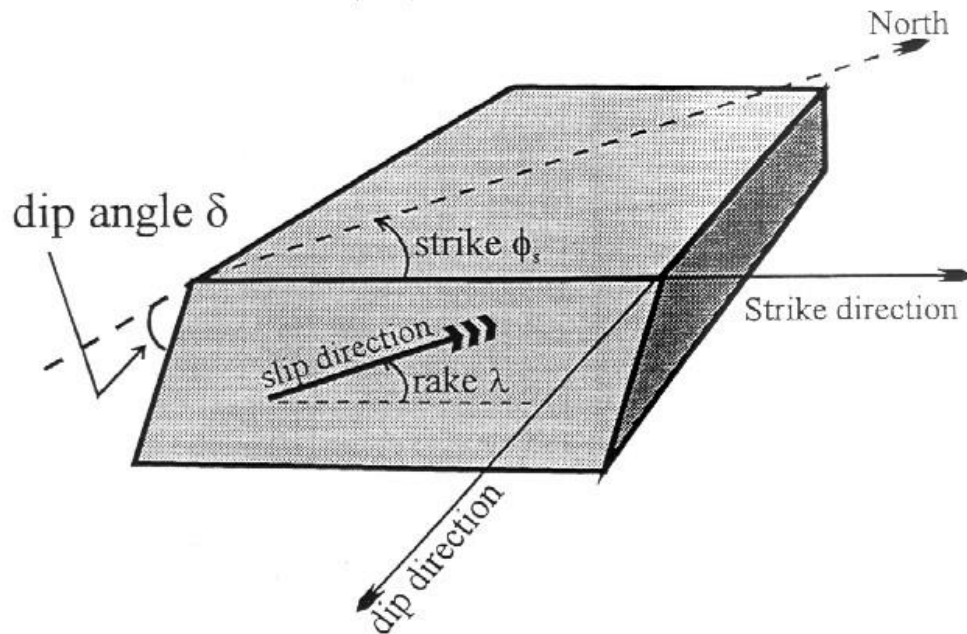
Strike direction

Nodal Plane 2



(seismické zdroje a jejich parametry)

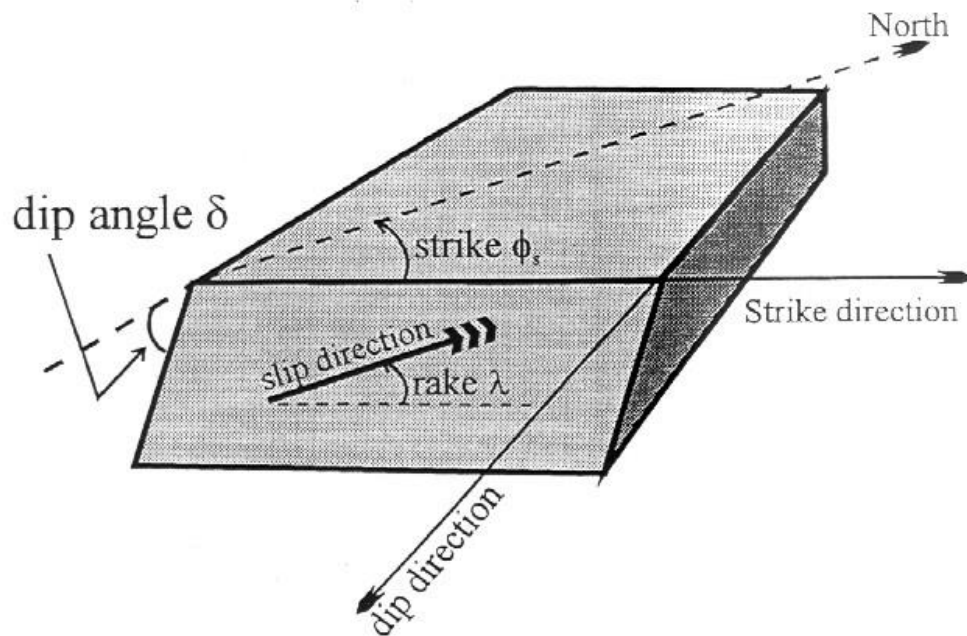
Směr zlomu je chápán jako vektor a nabývá hodnot od  $0^\circ$  do  $360^\circ$ . Ze dvou možných „směrů“ je vybrán vždy takový, aby byl zlom **ukloněný doprava**. Sklon zlomu je počítán od horizontály a nabývá hodnot od  $0^\circ$  do  $90^\circ$ .



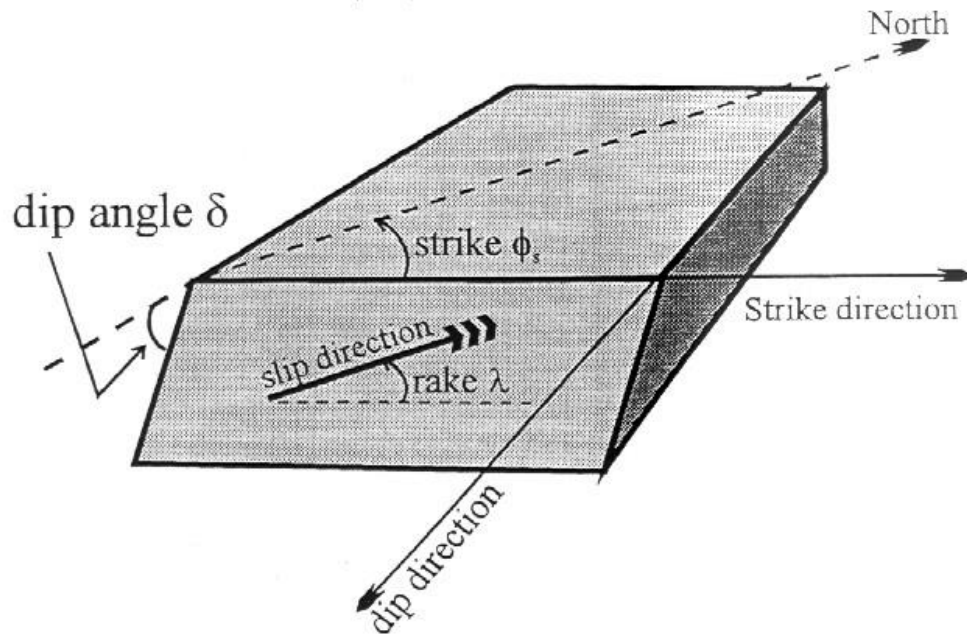


Odklon (rake) definuje nejen směr, ale také smysl pohybu a nabývá hodnot od  $-180^\circ$  do  $180^\circ$ .

Jde o vektor, který má směr i smysl shodný s vektorem pohybu horní kry. Kladné hodnoty jsou u vektoru mířícího vzhůru, záporné u vektoru mířícího dolů. Tj. kladné hodnoty jsou v případě přesmyků, záporné v případě poklesů.

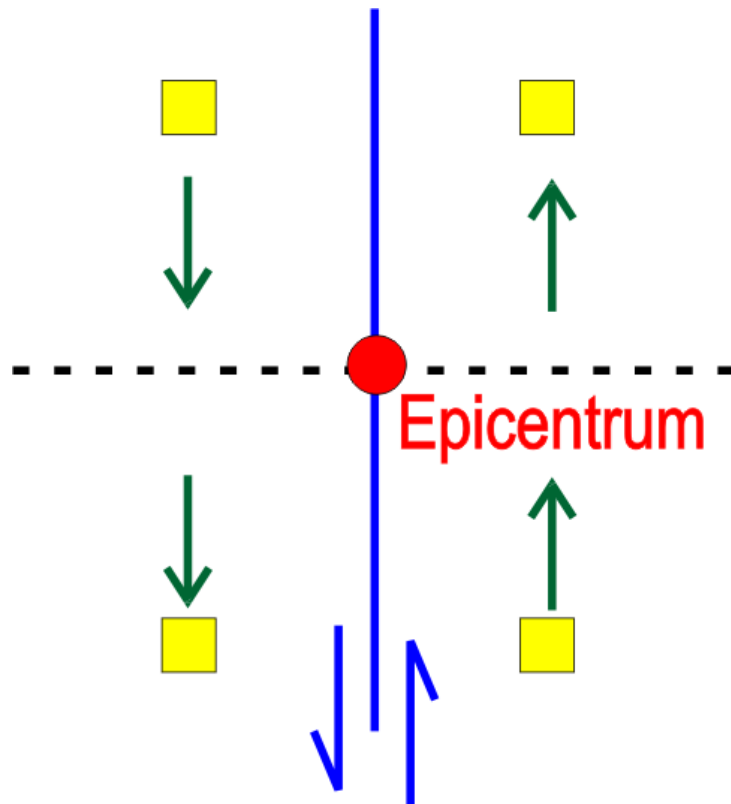


Stačí vždy definovat jen jednu z nodálních ploch. Známe-li orientaci nodální plochy, orientaci směru pohybu a smysl pohybu, pak tyto údaje definují jednoznačně také geometrii druhé nodální plochy.



# Polarita P vln

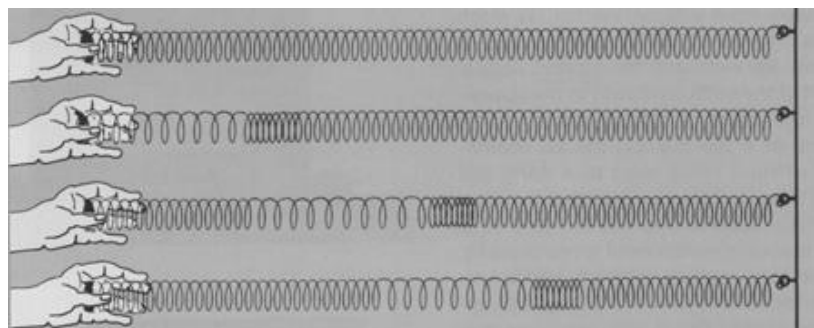
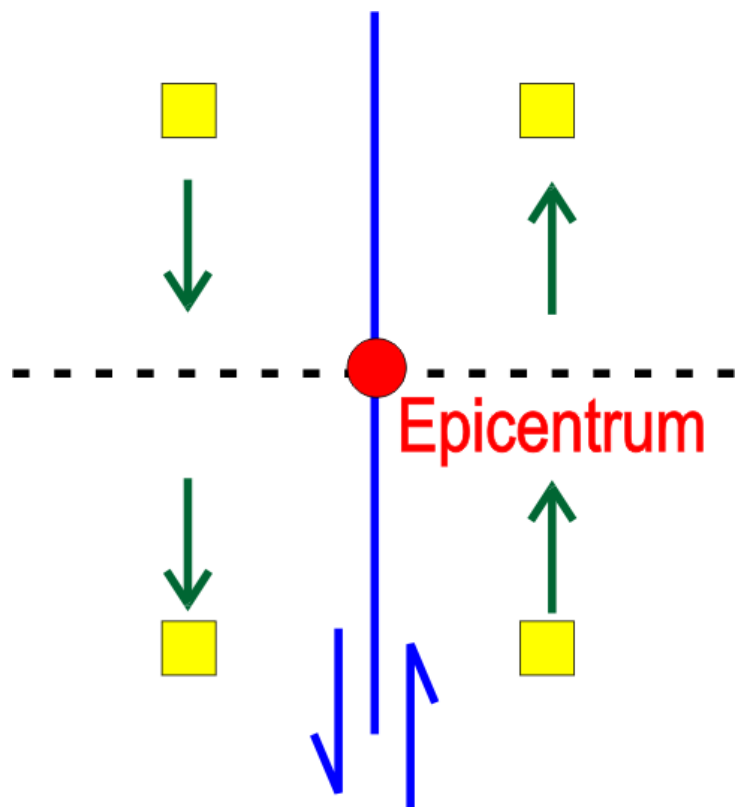
Nodální plochy vymezují čtyři kvadranty. Vždy ve dvou protějších kvadrantech lze pozorovat stejnou polaritu podélné vlny, naopak v sousedních kvadrantech je polarita opačná.



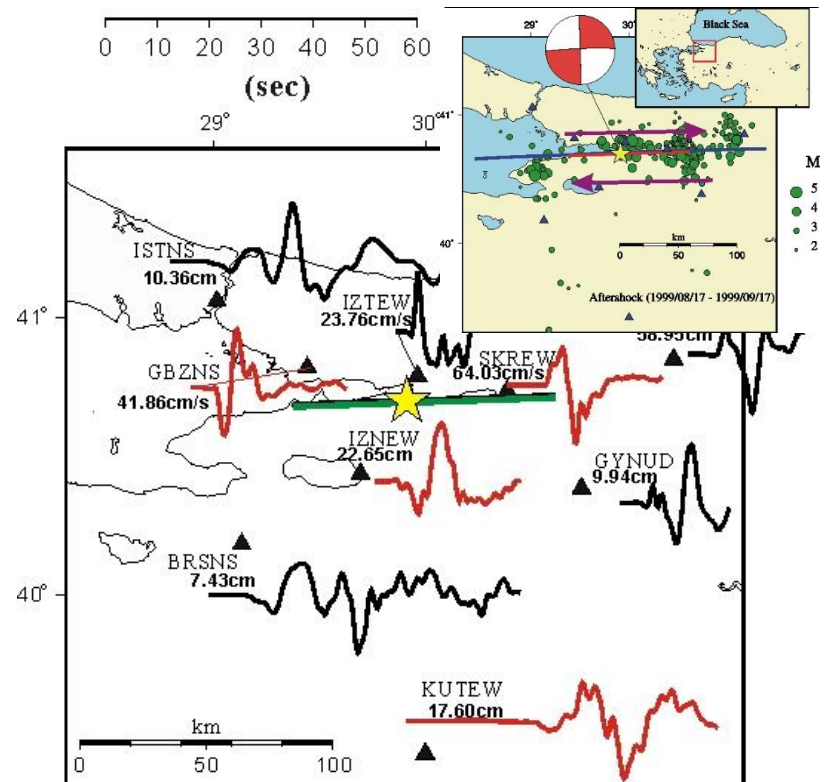
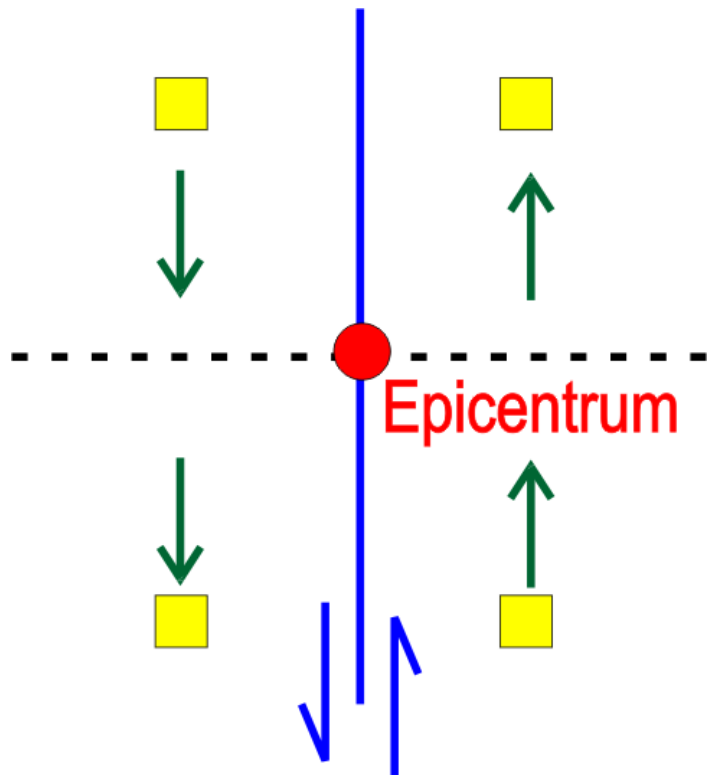
Vidíme, že ve dvou protějších kvadrantech jsou na čele první vlny částice prostředí odtlačovány od zdroje, v dalších dvou kvadrantech jsou tyto částice ke zdroji přitahovány.

Kmitání podélné vlny znamená cyklické stlačování a natahování prostředí.  
Ve dvou kvadrantech šířící se P vlna tedy **nejprve** prostředí stlačí a **pak** natáhne.

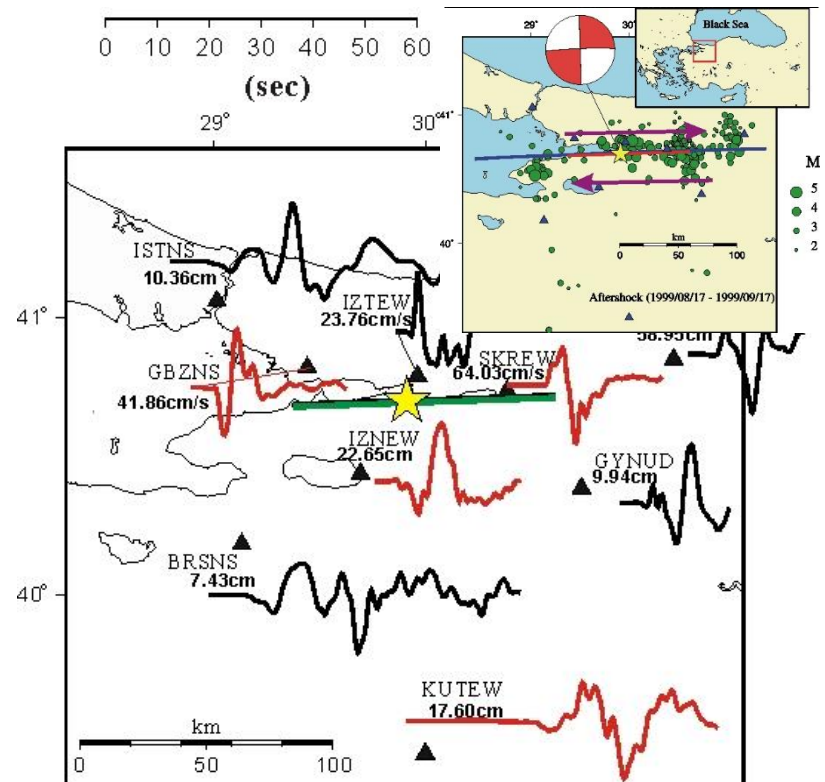
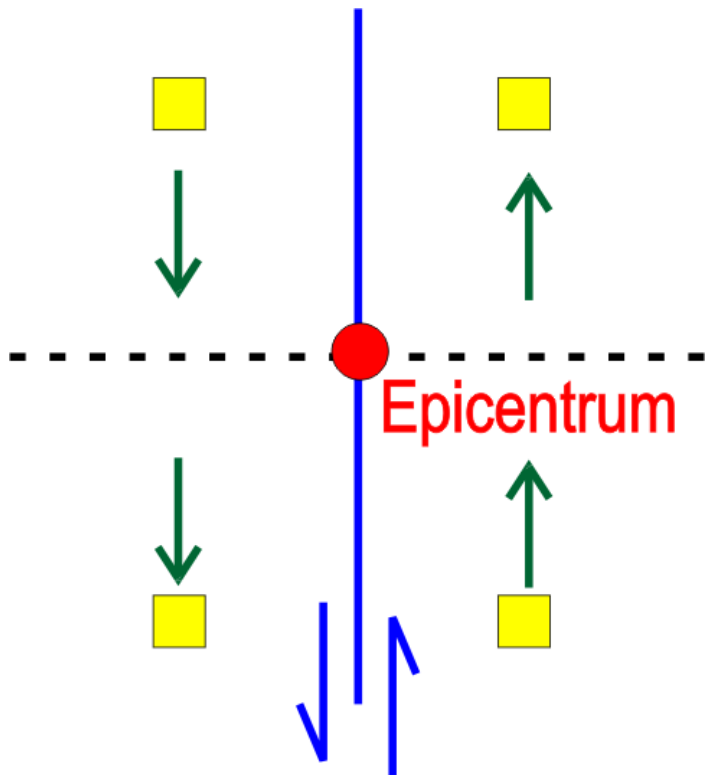
V dalších dvou kvadrantech šířící se P vlna **nejprve** prostředí natáhne a **pak** stlačí.



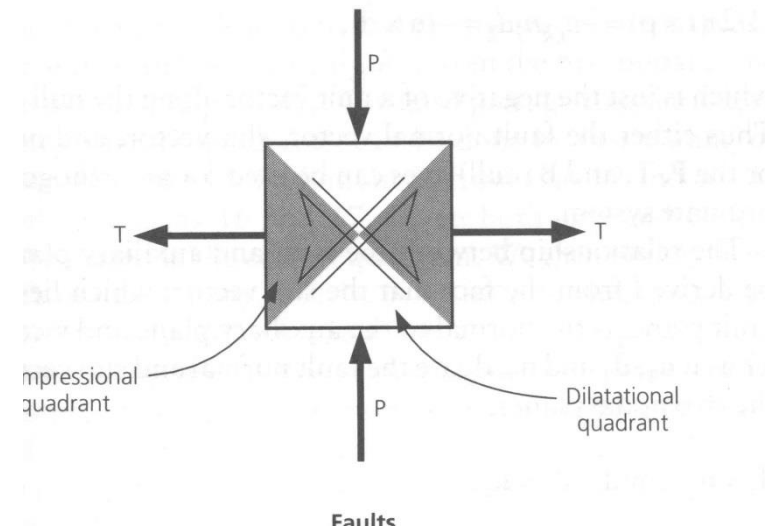
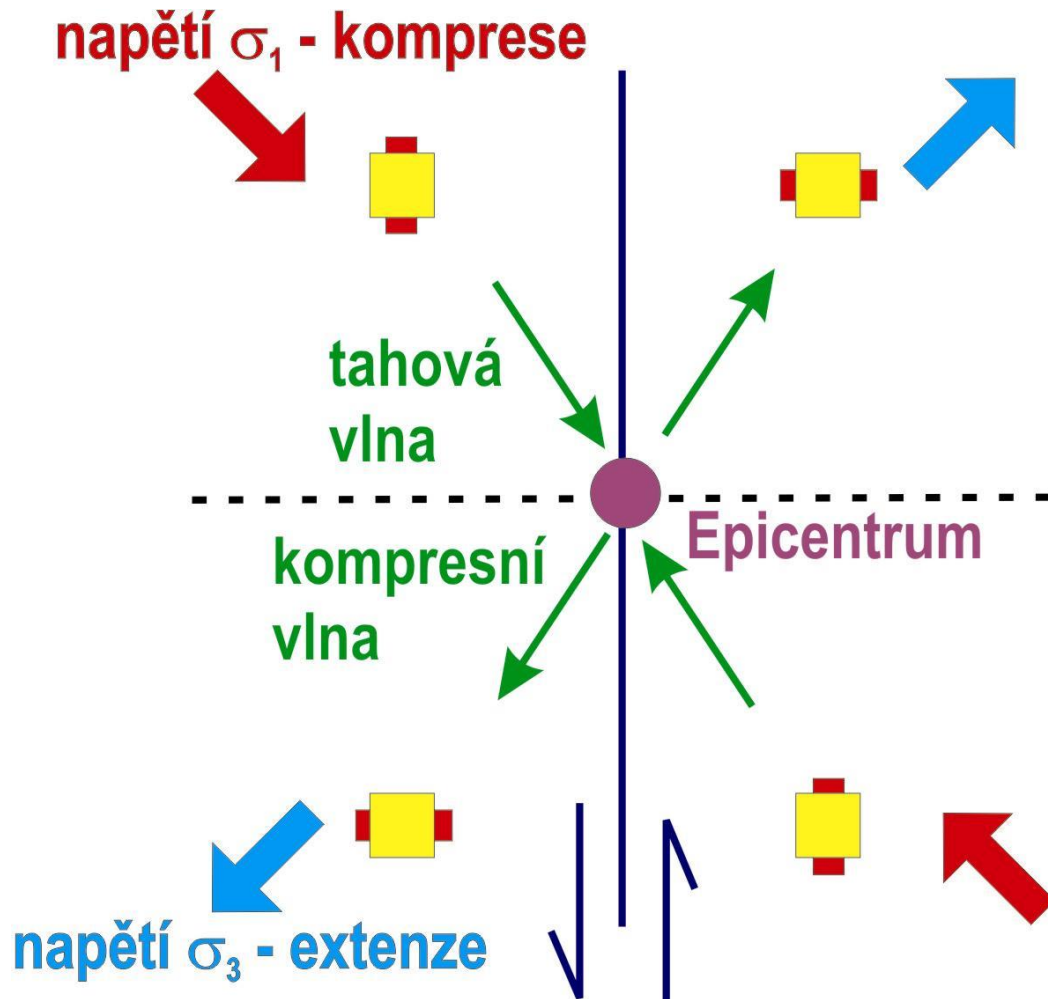
Znamená to, že první pohyb částic vyvolaný podélným kmitáním směřuje ve dvou kvadrantech směrem od hypocentra (**kompresní vlna**). Na vertikální složce záznamu tak pozorujeme nejprve **kladnou výchylku** („utržení nahoru“).



První pohyb částic vyvolaný podélným kmitáním směřuje v dalších dvou kvadrantech směrem k hypocentru (**tahová vlna**). Na vertikální složce záznamu tak pozorujeme nejprve **zápornou výchylku** („utržení dolů“).

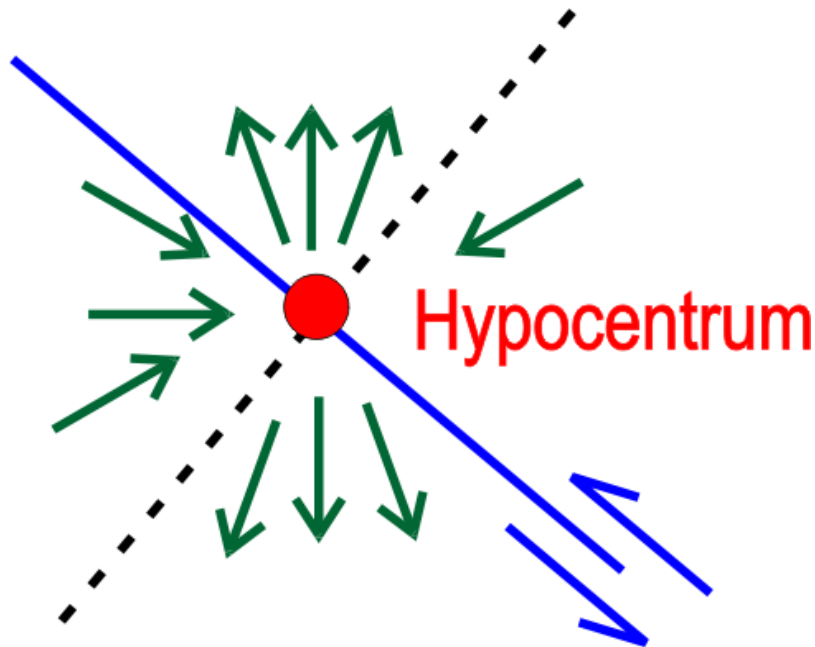


**Ve směru šíření kompresní vlny působí relativní tahové napětí.  
Ve směru šíření tahové vlny působí relativní kompresní napětí.**



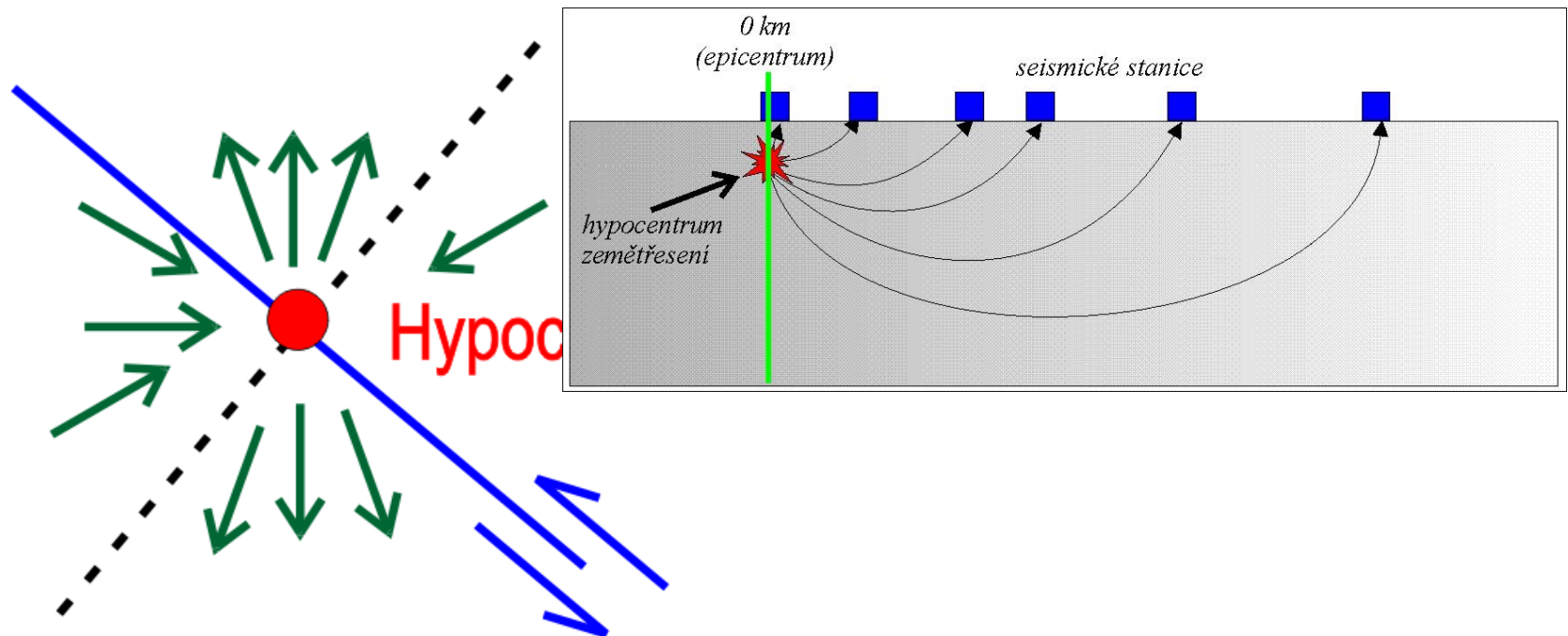
## Metoda prvních nasazení P vln

Signál se šíří z hypocentra do všech stran. Pro vymezení nodálních ploch potřebujeme znát polaritu P-vlny (kmitající ve směru šíření signálu) jejíž paprsky směřují z hypocentra do různých směrů.

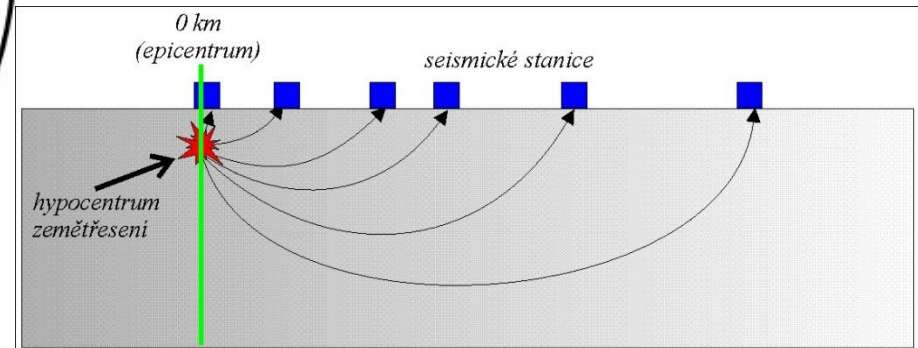
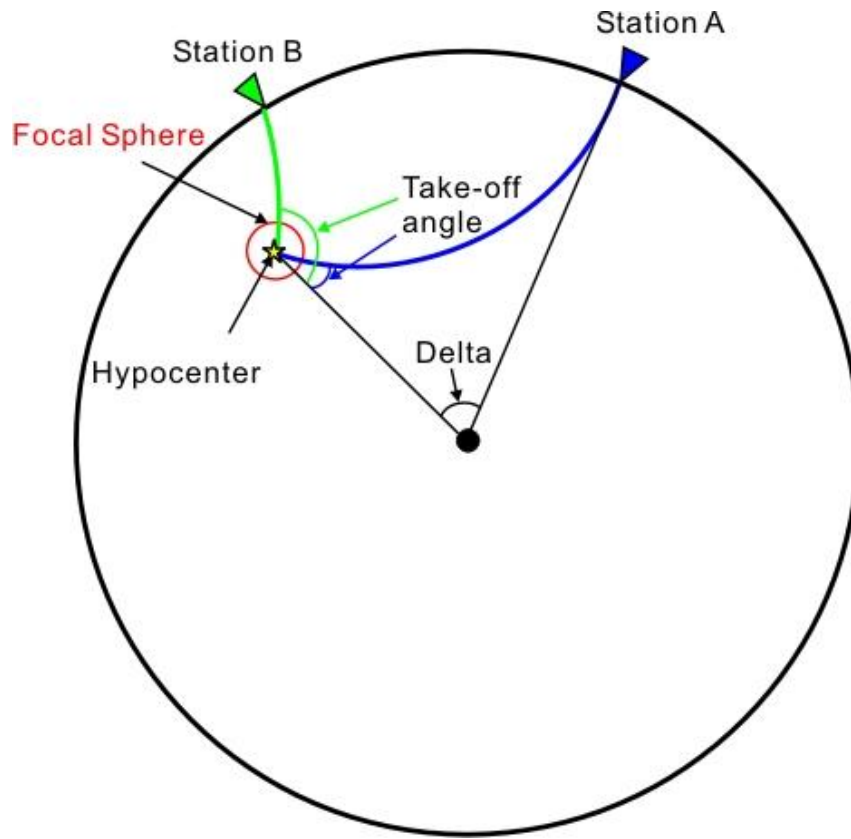




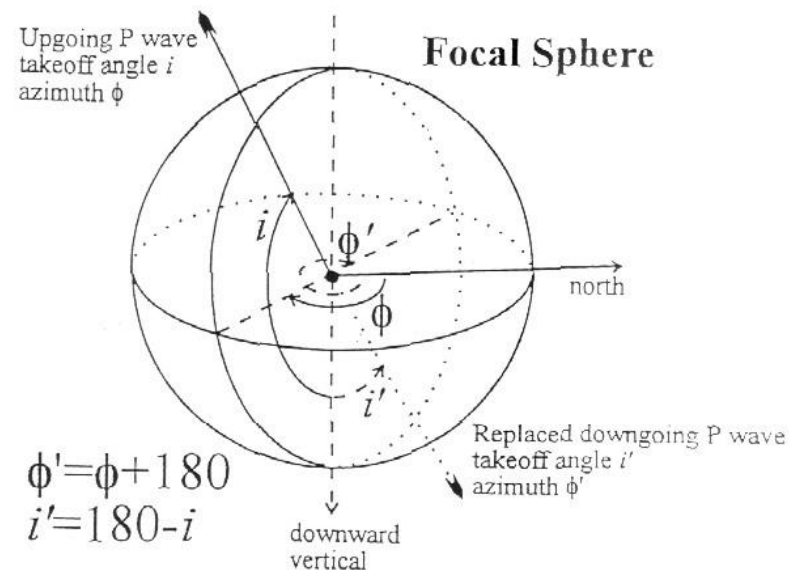
Potřebujeme znát jednak polaritu a jednak deklinaci a inklinaci paprsku. Polaritu zjistíme ze záznamu vertikální složky na seismologické stanici. Ale deklinace a inklinace paprsku na stanici se obecně liší od deklinace a inklinace v ohniskové oblasti.



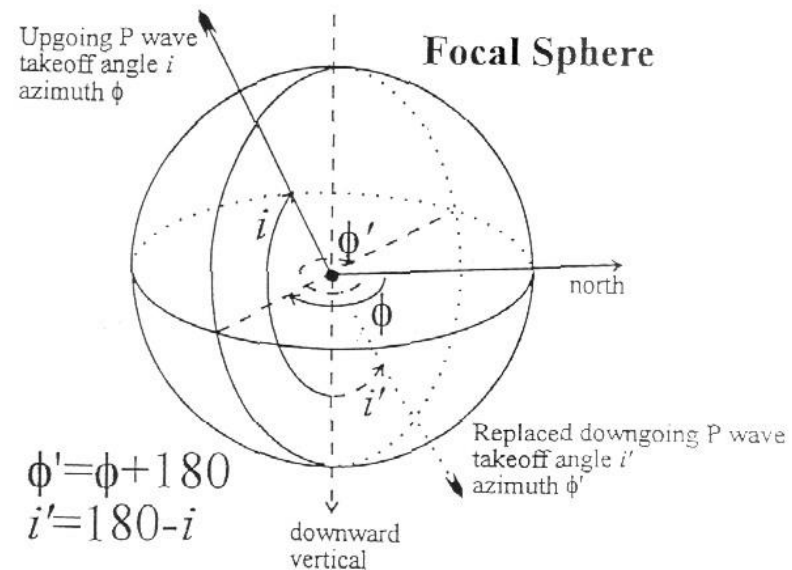
Nezanedbatelný je zejména rozdíl v inklinaci. Musíme tedy určit inklinaci signálu v ohniskové oblasti. Musíme tedy určit inklinaci signálu v ohniskové oblasti – tzv. **take-off úhel**.



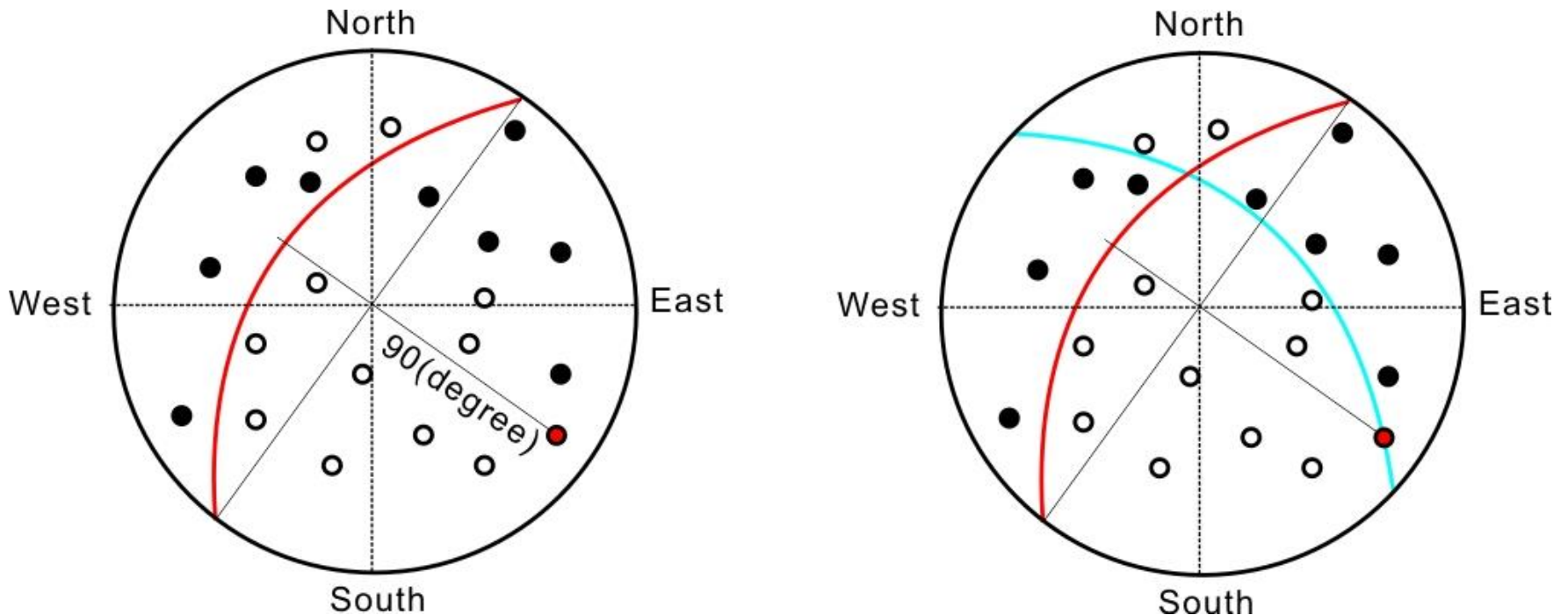
Známe-li deklinaci a inklinaci paprsku v ohniskové oblasti, můžeme si orientaci paprsku vynést do Lambertovy projekce. Orientaci paprsku chápeme jako orientaci přímky, která protíná kouli sestrojenou kolem hypocentra (tzv. ohnisková či **nodální koule**) a její směr odpovídá směru paprsku na povrchu této koule.



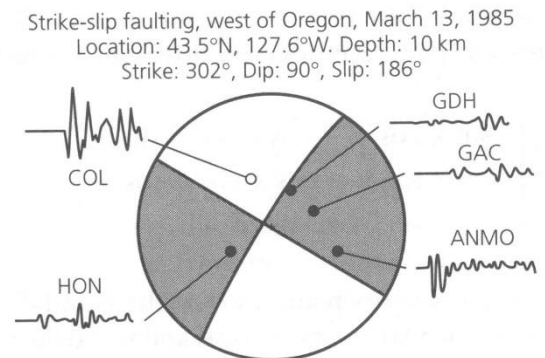
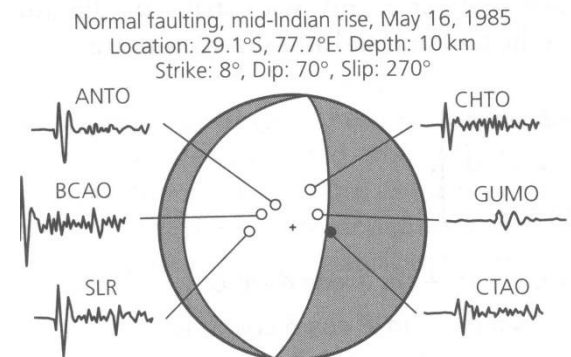
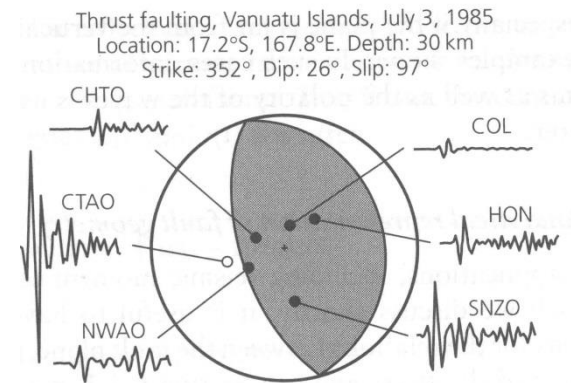
V Lambertově projekci zobrazujeme směr paprsku jako osní data a pro zobrazení volíme spodní polokouli. **Protíná-li paprsek ve směru ke stanici nodální kouli v její horní polokouli, pak na spodní polokouli odpovídá tomuto paprsku bod s opačným azimutem.**



Pro každý vynesení směr paprsku vyznačíme zjištěnou polaritu signálu („utržení“ nahoru či dolů). Určení fokálního mechanismu pak znamená nalezení dvou vzájemně kolmých nodálních ploch, které rozdělí prostor do dvou kvadrantů tak, aby každý kvadrant obsahoval signál o stejné polaritě.



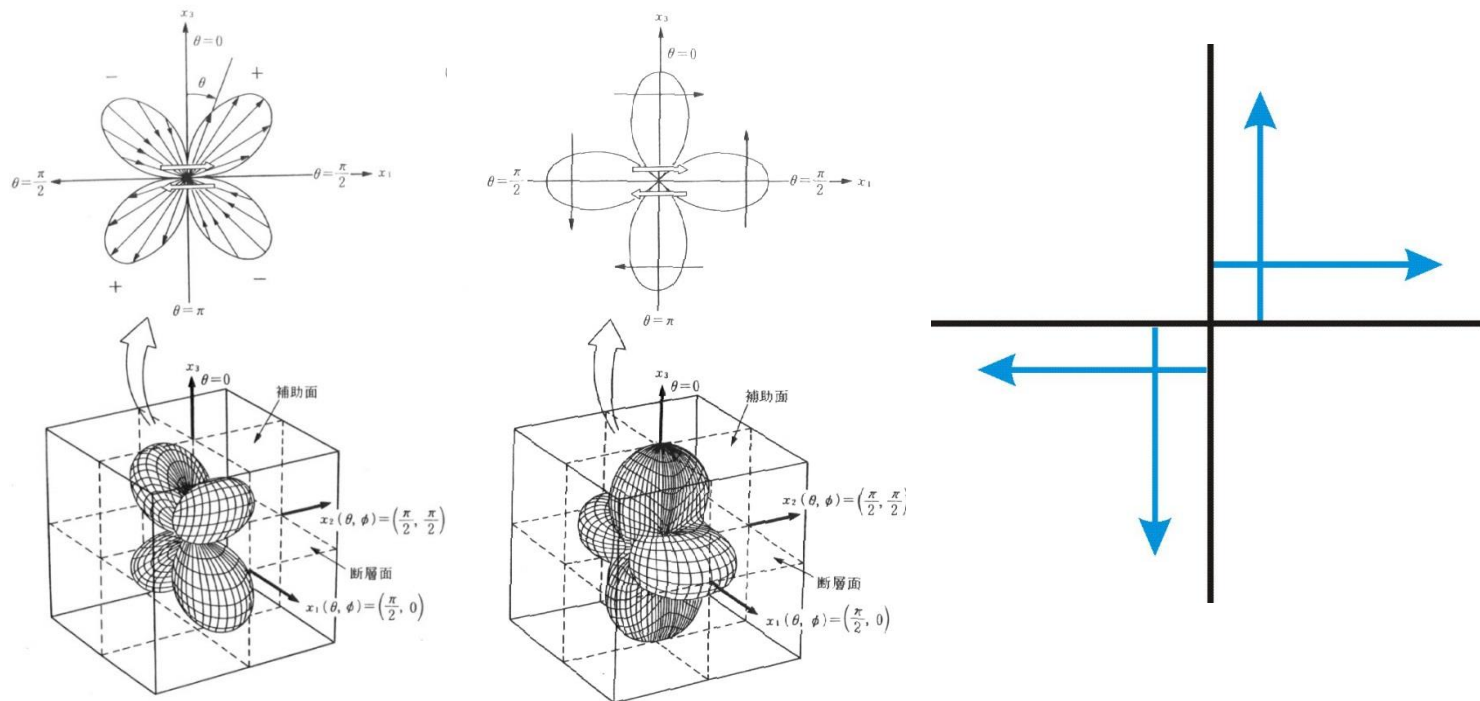
Odlišná polarita signálu v jednotlivých kvadrantech je vyznačena odlišnou barvou.



***Příklady fokálních mechanismů a polarity P vlny  
 (Stein, Wysession 2003)***

# Vyzařovací model

Charakter zdroje má vliv nejen na polaritu, ale také na amplitudu signálu šířícího se v určitém směru.

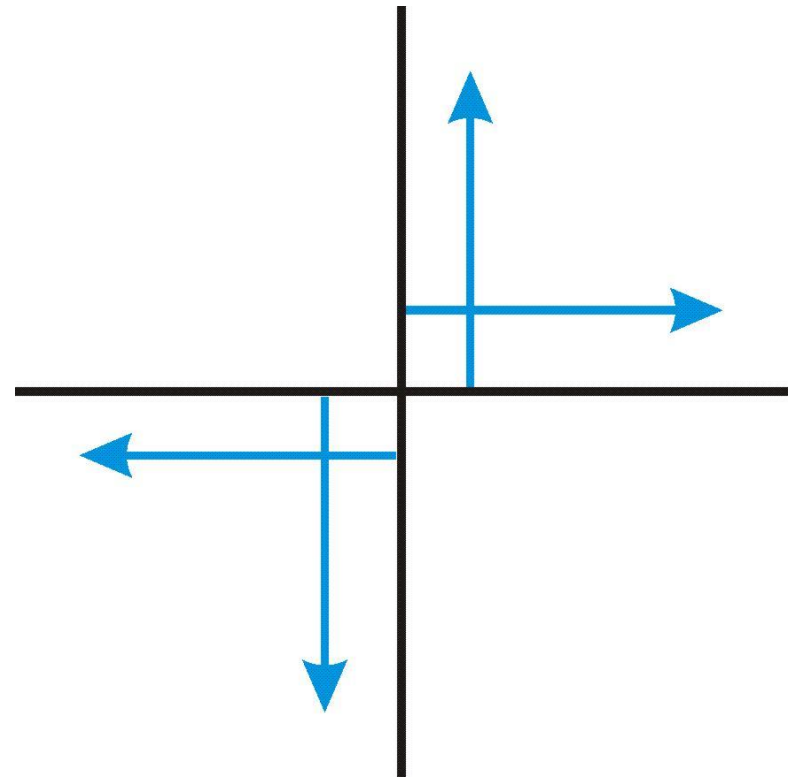


**Grafické znázornění vyzařovacího modelu pro podélné (vlevo) a příčné (vpravo) vlny**

Vztah mezi amplitudou seismických vln a směrem jejich šíření vychází z tzv. **double-couple** modelu, který popisuje síly působící ve zdroji při pohybu způsobujícím zemětřesení ve formě dvou párů sil.

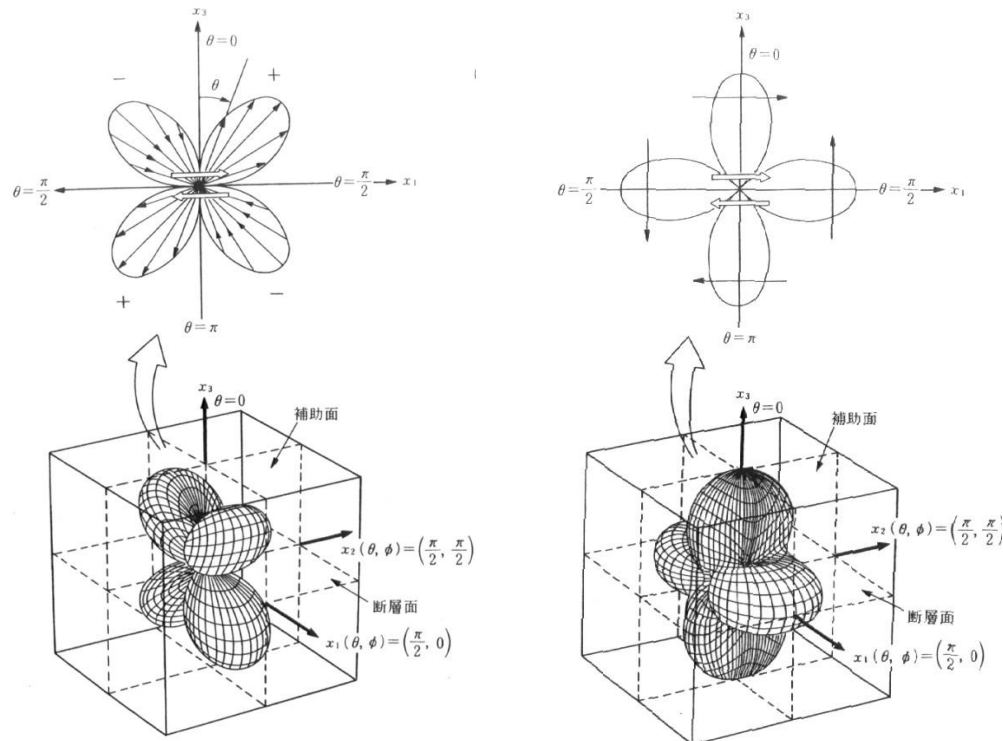
Každý pár obsahuje dvě síly stejné velikosti a opačného směru, takže **součet všech sil je nulový** (systém není nikam žádnou celkovou silou tlačěn či tažen).

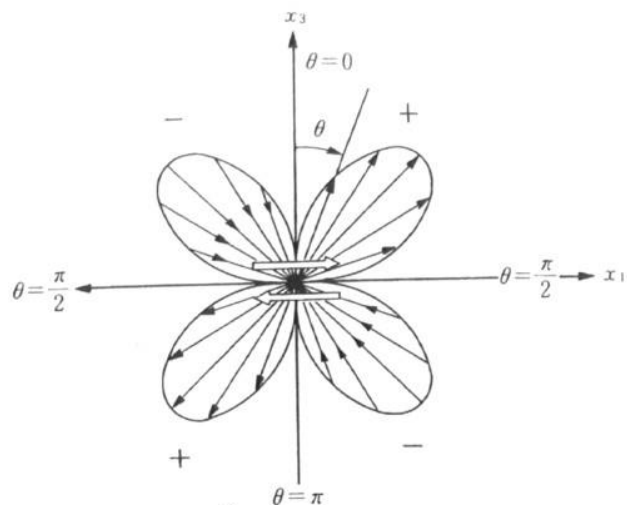
Otočné momenty obou párů sil mají stejnou velikost a opačný směr, takže **součet všech momentů je nulový** (systém není nucen žádným celkovým momentem k rotaci).



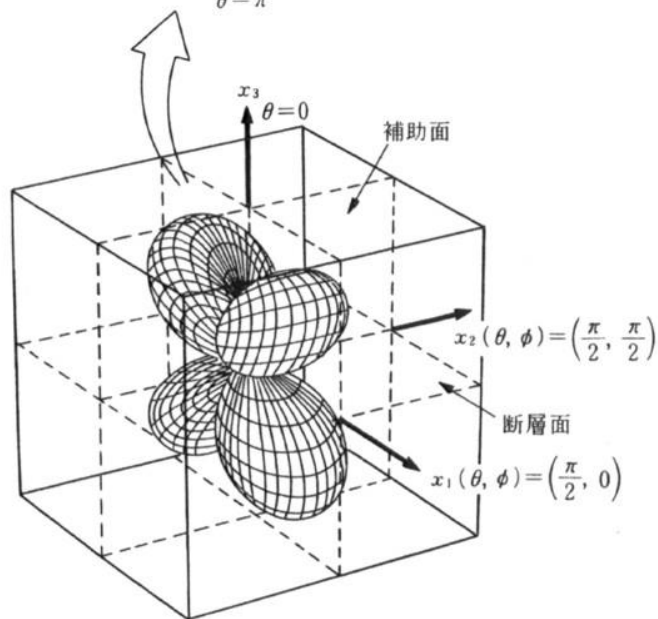


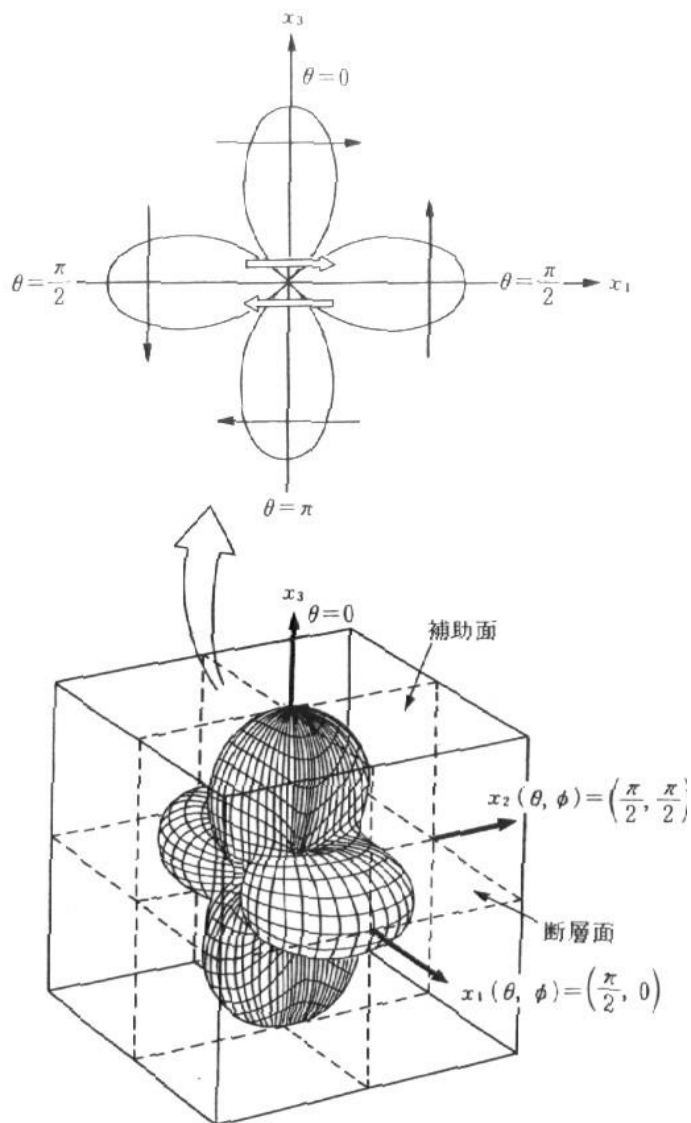
Pro vymezení nodálních ploch je velikost amplitudy porovnána s předpokladem plynoucím z vyzařovacího modelu (popisuje směrovou závislost amplitudy seismického signálu) – je tak umožněno přesnější určení fokálního mechanismu.





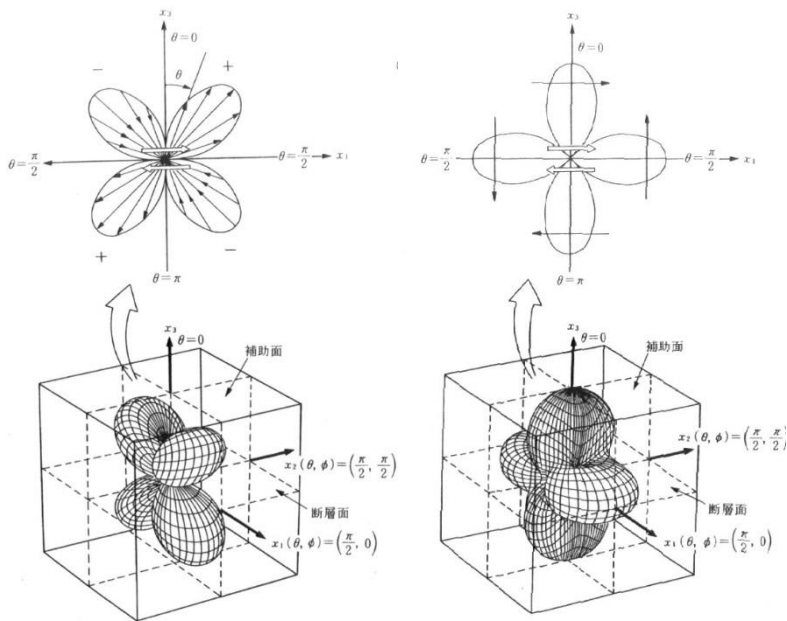
Podélná vlna má největší amplitudy ve směru, který svírá s oběmi nodálními plochami úhel  $45^\circ$ . Naopak ve směrech blízcích se některé z nodálních ploch klesá amplituda až k nule.





Příčná vlna má největší amplitudy ve směrech ležících v některé z nodálních ploch. Naopak ve směru, který svírá s oběma nodálními plochami úhel  $45^\circ$ , klesá amplituda až k nule.

Amplituda signálu registrovaného na stanici je ale ovlivněna také prostředím, kterým se signál šířil, přístrojem, který jej zaznamenal a také vzdáleností mezi hypocentrem a stanicí. Protože využíváme údajů z více stanic, musíme vzít v potaz rozdílný vliv na různých stanicích – musíme vědět, nakolik se liší amplituda na různých stanicích vlivem vyzařovací charakteristiky a nakolik je tento rozdíl dán jinými vlivy.

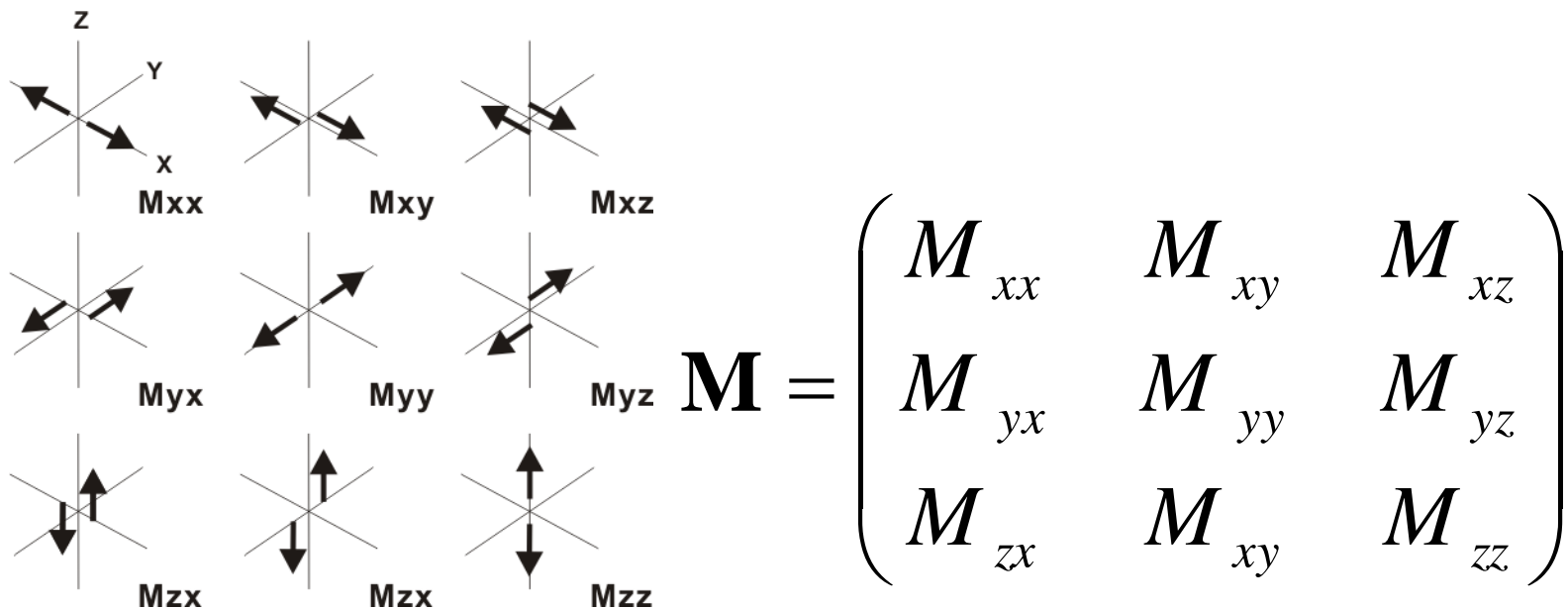


Při vymezení nodálních ploch je sledován poměr amplitudy podélné a příčné vlny. Tento poměr ukazuje vliv zdroje mnohem lépe, než samotné amplitudy P nebo S vln.

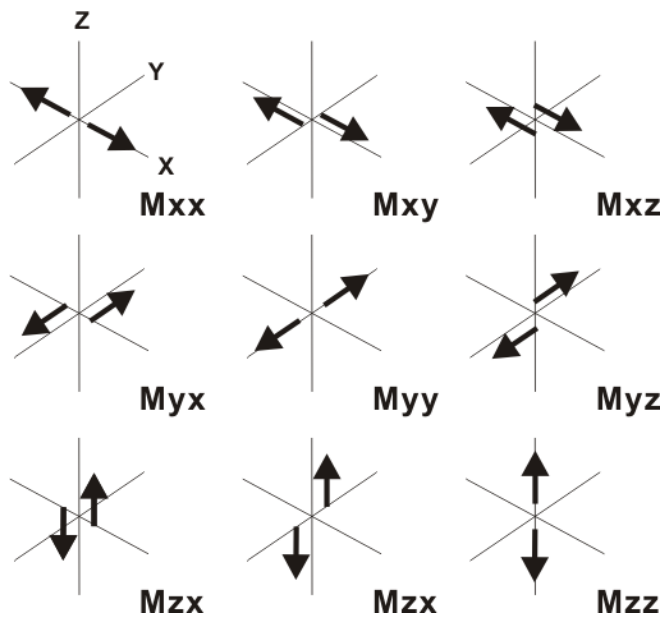
## 5.4.b: Momentový tenzor

Mechanismus pohybu ve zdroji lze vyjádřit ve formě zdrojového signálu (impulsu), který se šíří z hypocentra. Je popisován ve formě tenzoru 3\*3, který nazýváme **tenzorem seismického momentu**.

Tenzor seismického momentu se skládá z devíti složek reprezentujících devět jednotlivých párů sil (single-couple forces). Obsahuje nejen složky, které odpovídají double-couple modelu v ploše (složky  $M_{ij}$  a  $M_{ji}$  mimo hlavní diagonálu), ale také objemové složky.

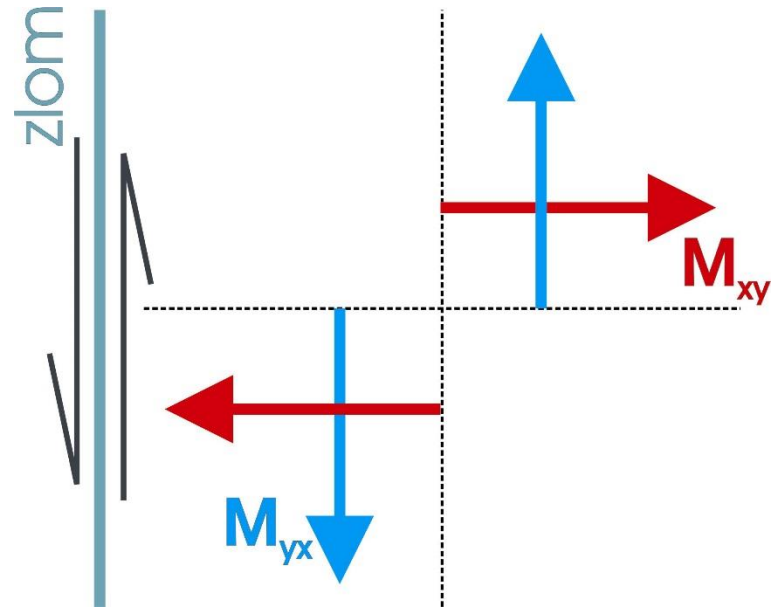


**Tenzor seismického momentu** tak může popsat nejen střížnou složku pohybu podél zlomové plochy, ale také další non-double-couple části pohybu ve zdroji (např. extenzní pohyb kolmý na plochu zlomu). Tenzor je symetrický (má tedy jen 6 nezávislých složek).



Moment tensor	Beachball	Moment tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

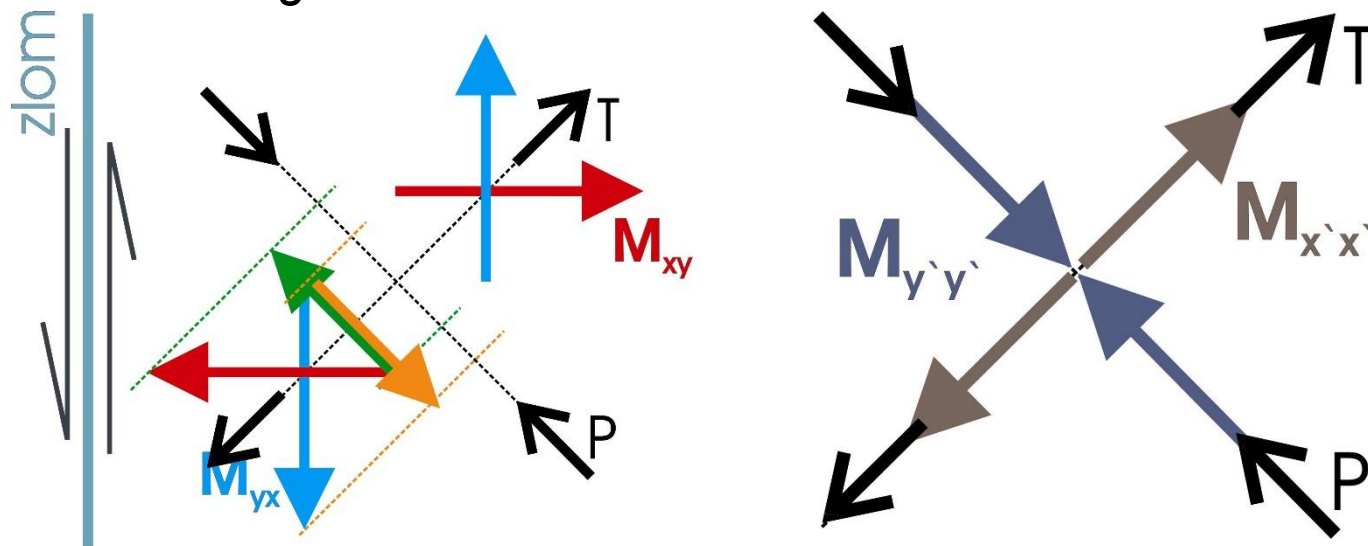
Double-couple složky lze snadno vyjádřit v souřadné soustavě spojené se zlomem:



$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} 0 & M_{xy} & 0 \\ M_{yx} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$



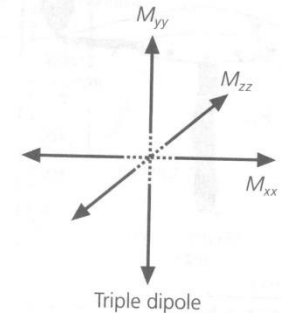
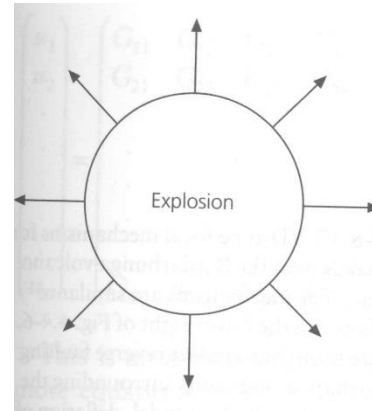
Tentýž tenzor lze ale vyjádřit také v soustavě spojené s osami P a T.  
 V této soustavě jde o dvojice sil působící v jedné ose. V soustavě spojené s osami P a T má tedy tenzor seismického momentu nenulové složky v hlavní diagonále:



$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & M_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$$

Lze rozlišit dvě základní non-double-couple složky: isotropní a CLDV (compensated-linear-vector-dipoles).

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{xy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$



Isotropní složka reprezentuje objemové změny - explozi nebo implozi

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} E & 0 & 0 \\ 0 & E & 0 \\ 0 & 0 & E \end{pmatrix} \quad E \neq 0$$

CLDV složka reprezentuje pohyby kolmé na plochu zlomu, které neobsahují objemové změny.

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{xy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$

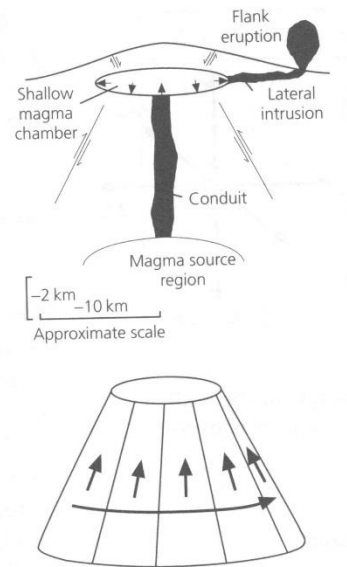
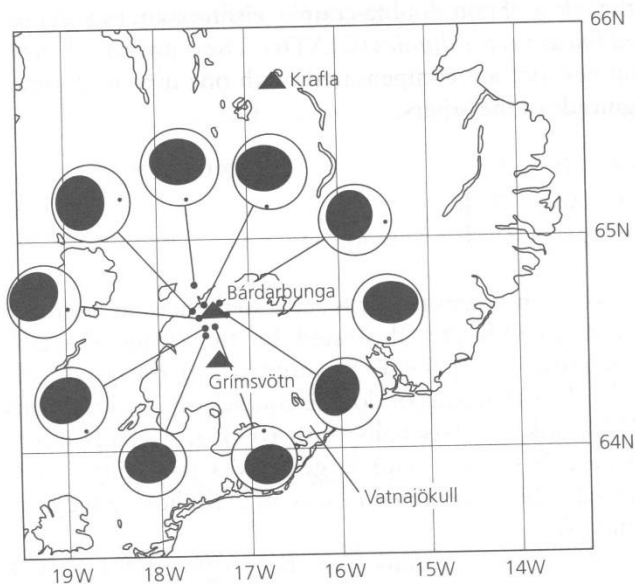
$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} -\lambda & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\lambda}{2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\lambda}{2} \end{pmatrix} \quad \lambda \neq 0$$

## Mechanismus zdroje spojeného s vnikáním magmatu do žíly

Tensor seismického momentu:

$\lambda$  a  $\mu$  jsou Lamého parametry

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix}$$



Tenzor lze rozepsat jako součet dvou složek:  
isotropní a CLVD

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} \lambda & 0 & 0 \\ 0 & \lambda & 0 \\ 0 & 0 & \lambda + 2\mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E & 0 & 0 \\ 0 & E & 0 \\ 0 & 0 & E \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -\frac{2}{3}\mu & 0 & 0 \\ 0 & -\frac{2}{3}\mu & 0 \\ 0 & 0 & \frac{4}{3}\mu \end{pmatrix}$$

$$E = \lambda + \frac{2}{3}\mu$$

CLVD složku je možné matematicky vyjádřit také jako součet dvou double-couple složek:

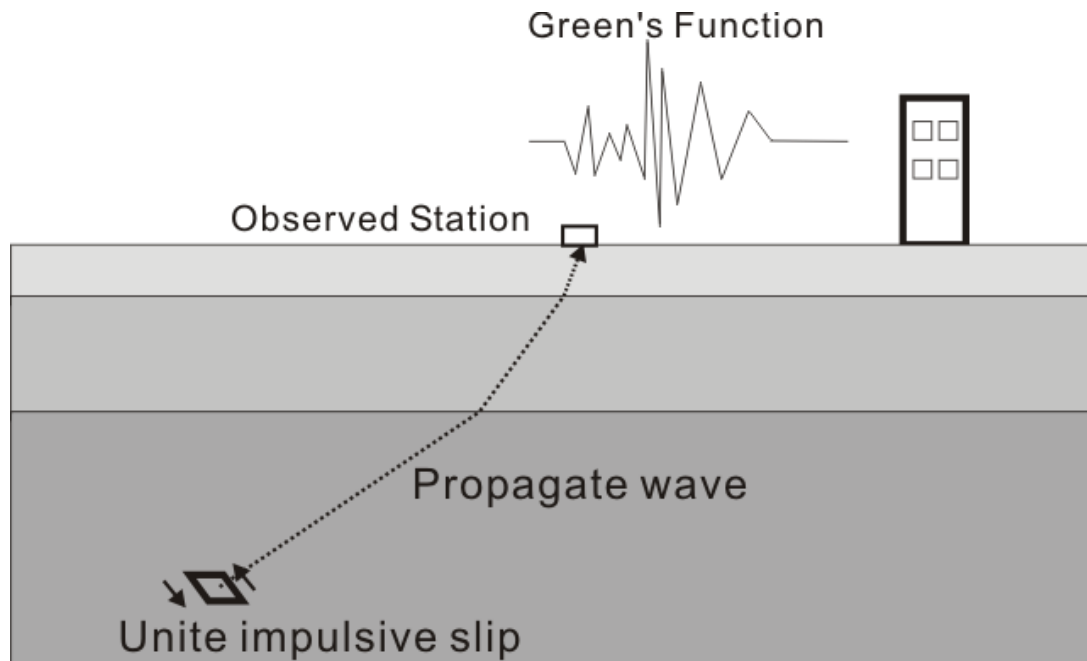
$$\begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -2M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 2M_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -2M_0 & 0 \\ 0 & 0 & M_0 \end{pmatrix}$$

**Tensor seismického momentu umožňuje více interpretací příčiny pohybu ve zdroji.**

# *inverze vlnového obrazu*

# Inverze vlnového obrazu

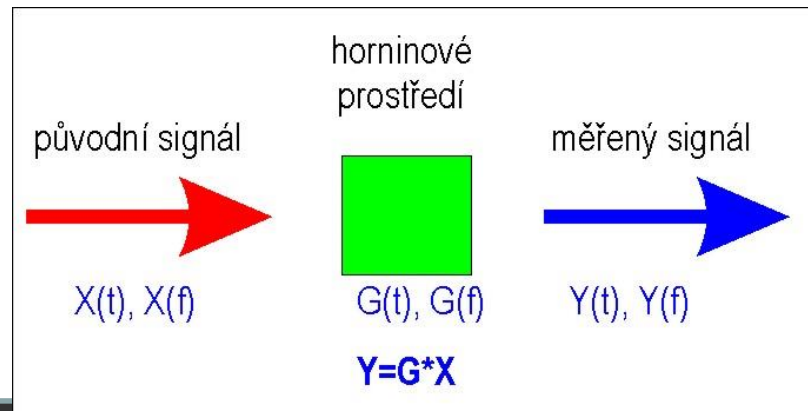
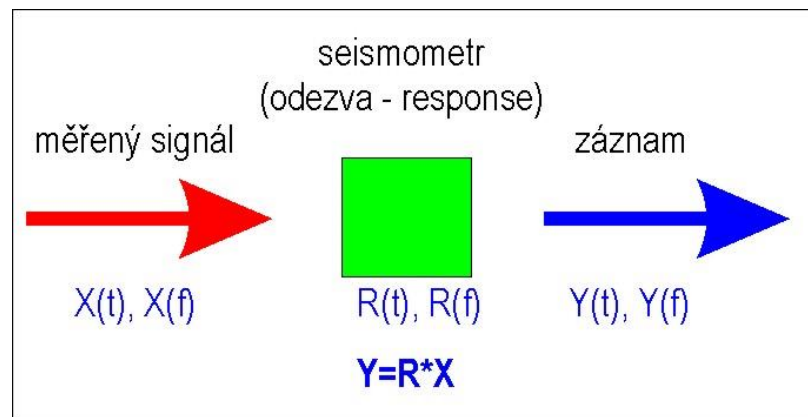
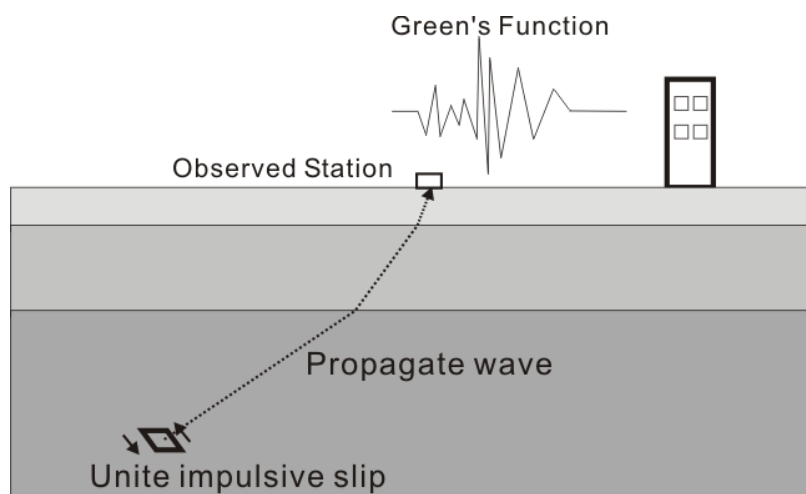
Zdrojový impuls registrujeme po průchodu horninovým prostředím na stanici jako záznam seismického signálu, registrovaný záznam je ovlivněn prostředím (závisí také na vzdálenosti zdroje od stanice), kterým se signál šířil, a přístrojem, který jej zaznamenal.



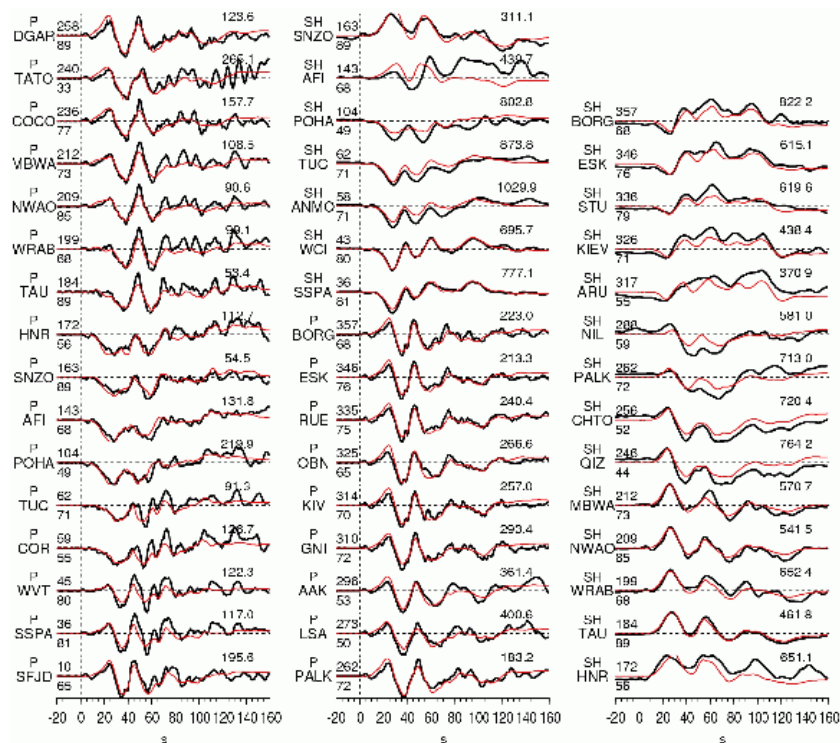


Vliv přístroje můžeme přesně zjistit jeho kalibrací. Vliv prostředí můžeme jen odhadnout – vyjadřujeme jej pak pomocí Greenovy funkce.

Umíme-li dobře matematicky popsat oba tyto vlivy (prostředí a přístroje), můžeme vypočítat pro každý charakter fokálního mechanismu ideální tvar signálu, jaký bychom měli registrovat na stanici.



Určení zdrojového mechanismu (určení tenzoru seismického mechanismu) pak znamená nalezení takového mechanismu, při kterém se tvar ideálního vypočítaného signálu shoduje se signálem, který byl registrován na všech stanicích využitých k analýze.



metoda	podmínky aplikace	věrohodnost výsledku
metoda prvních nasazení	nejméně 10 stanic	relativně nejmenší, výsledek je mnohdy nejednoznačný
metoda prvních nasazení + využití amplitud	nejméně 5 až šest stanic, dobrá znalost vlivu prostředí a přístrojů na velikost amplitudy signálu	průměrná
inverze vlnového obrazu	nejméně 3 stanice, velmi dobrá znalost vlivu prostředí a přístrojů na celkový obraz signálu – lze aplikovat jen na jednoduché vlnové obrazy	pro jednoduchý signál při skvělé znalosti prostředí velmi vysoká věrohodnost, při méně dobré znalosti prostředí a při komplikovaných vlnových obrazech pak věrohodnost řešení klesá

## ***Porovnání podmínek pro aplikaci metod***