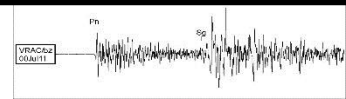


Zpracování seismických dat

**část D: Statistika
seismických jevů**

X. Četnosti seismických jevů

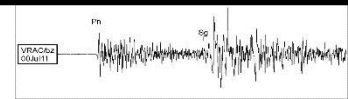
Josef Havíř
havir@ipe.muni.cz



Seismo-tektonická analýza (poznání seismicity vybraného regionu) vyžaduje statistické zpracování reprezentativního vzorku seismických jevů.

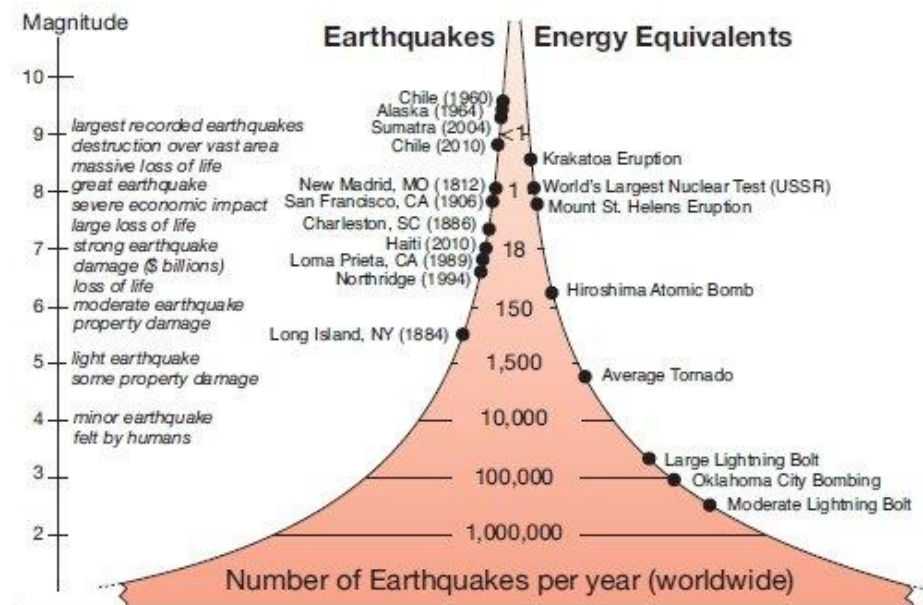
Můžeme sledovat:

- četnost otřesů (vztah četnosti jevů k magnitudu, k času pozorování atd.)
- řazení epicenter (případný vztah k tektonickým strukturám)
- vztah k dalším fenoménům
- ...



a) Magnitudo-četnostní vztahy

Jak v globálním tak i regionálním měřítku pozorujeme, že četnost zemětřesení klesá s rostoucí hodnotou jejich magnituda. Existuje tedy matematicky kvantifikovatelný vztah mezi magnitudem a četností jevů.



Mezi logaritmickou četností a magnitudem je (podle Gutenberga a Richtera) lineární vztah:

$$\log N(M) = A - bM$$

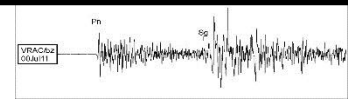
kde M je magnitudo; $N(M)$ je kumulativní počet zemětřesení o magnitudu M a vyšším; A , b jsou empiricky odvozené konstanty.

nebo:

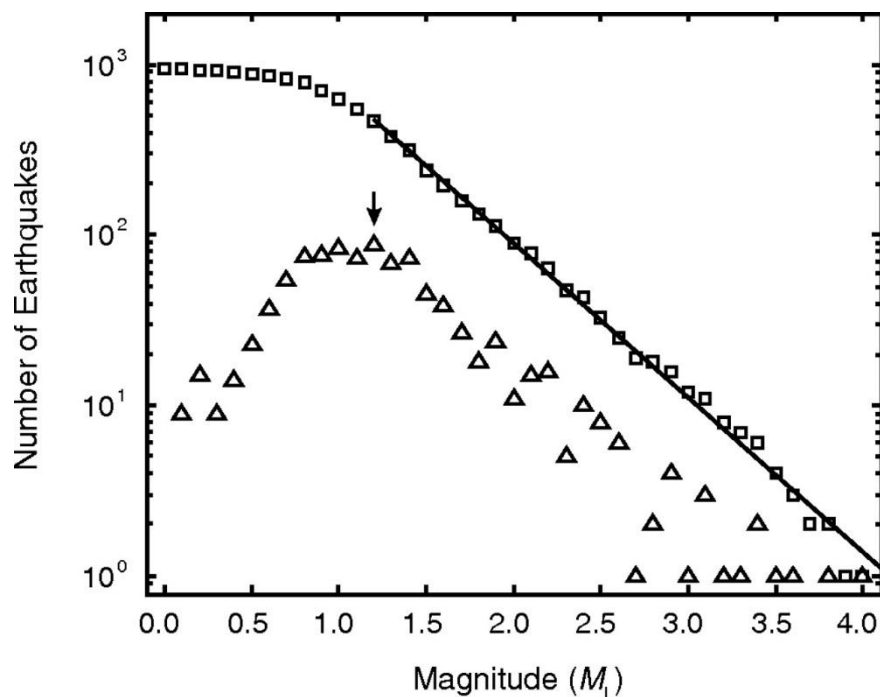
$$\log n(M) = a - bM$$

kde M je magnitudo; $n(M)$ je počet zemětřesení o magnitudu M ; a , b jsou empiricky odvozené konstanty.

$$N(M) = \int_M^{\infty} n(M) dM$$

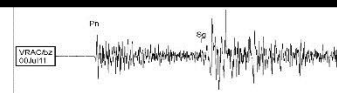


Původní Gutenbergova a Richterova definice vychází z kumulativní četnosti zemětřesení N . Protože je ale vzat logaritmický a diskrétní černost n si můžeme vyjádřit jako derivaci dN/dM , parametr b je v obou vztazích stejný, liší se pouze parametry A (respektive a).



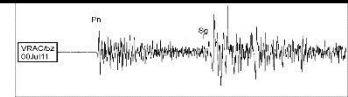
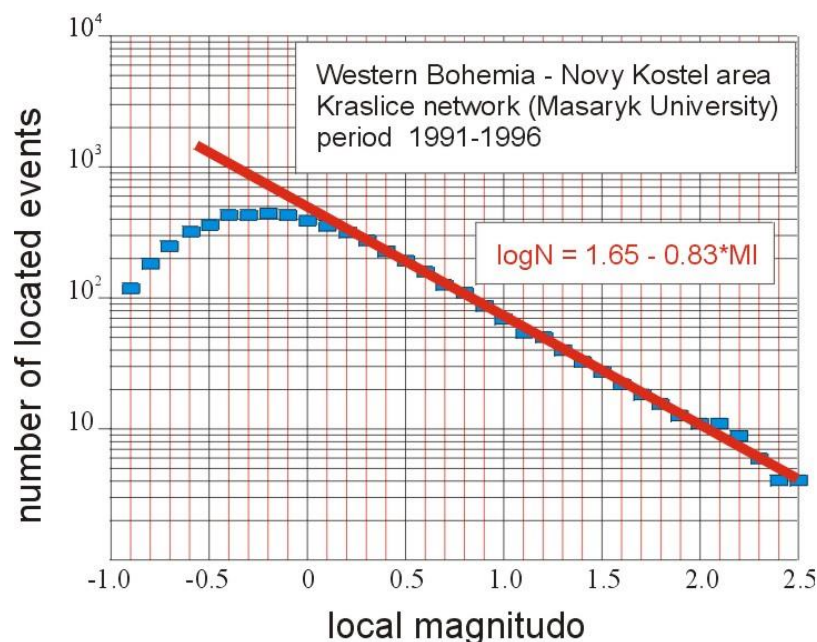
$$\log N(M) = A - bM$$

$$\log n(M) = a - bM$$



Četné empirické studie potvrzují, že Gutenbergův a Richterův magnitudo-četnostní vztah je skutečně přibližně lineární a hodnota parametru b kolísá v rozmezí 0.6 až 1.4 (u vulkanických zemětřesení může být až kolem 2)

$$\log n(M) = a - bM$$

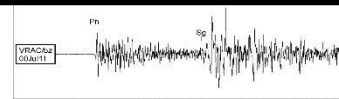


Globálně z empirického pozorování závislosti četnosti otřesů na velikosti magnituda od roku 1977 vyplývá, že ročně by se mělo vyskytnout průměrně:

1 otřes s $M_w > 8.0$

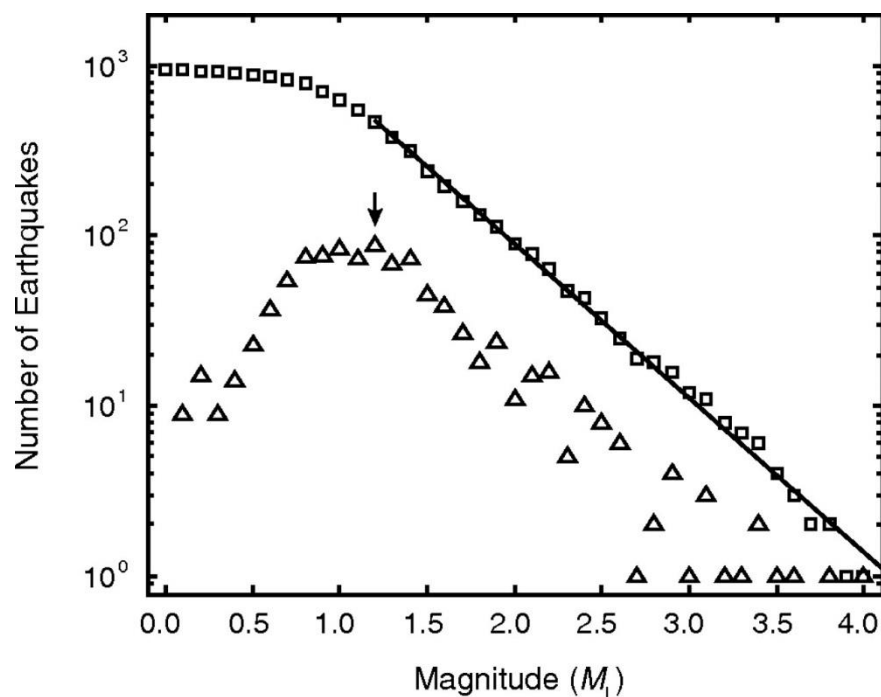
asi 18 otřesů s $M_w > 7.0$

asi 120 otřesů s $M_w > 6.0$



V případě kumulativní četnosti $N(t)$ ukazuje konstanta A počet otřesů s magnitudem větším než 0.

$$\log N(M) = A - bM$$



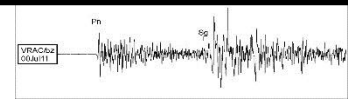
Parametr b má zásadní důležitost např. při studiu seismického hazardu. Vypovídá např. o tom, jak často lze pro daný region očekávat silná zemětřesení.

I malá změna v hodnotě parametru b může mít velký vliv na četnost silných otřesů!

Např. máme-li v daném regionu za určité období zjištěno 10.000 jevů s magnitudem 4 a větším, pak můžeme předpokládat, že za stejné období bude region postižen průměrně:

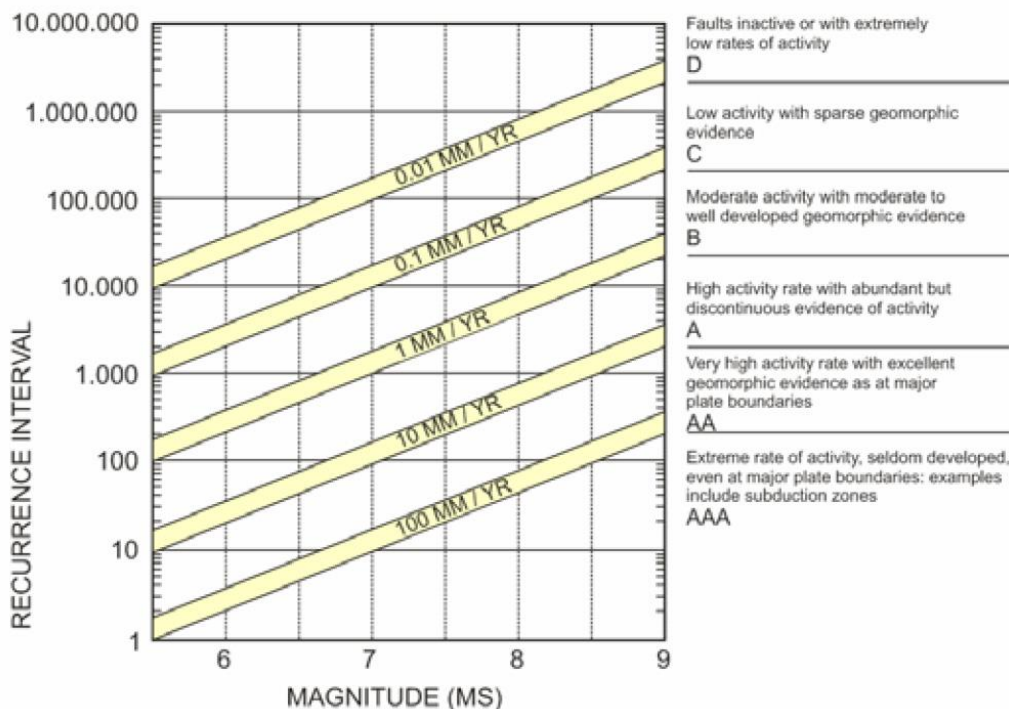
Při $b=1.0$ 10 silnými otřesy s magnitudem 7 a větším,

Ale při $b=0.9$ již 20 silnými otřesy s magnitudem 7 a větším!



Parametr b tedy určuje, kolik otřesů o magnitud M_2 můžeme v daném regionu průměrně očekávat, známe-li průměrný počet jevů o magnitudu M_1 .

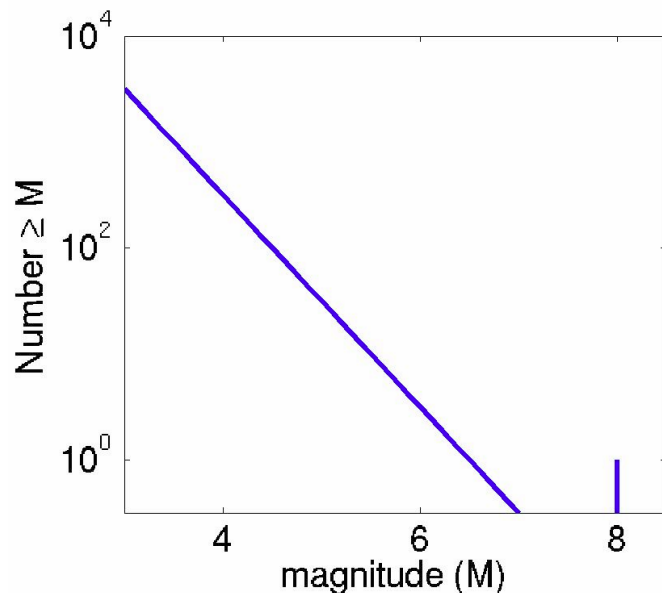
A nebo lze úvahy obrátit s ohledem na čas, kdy bude četnost otřesů o magnitudu M_2 právě rovna jedné (tj. čas, za který se průměrně vyskytne jev o dané velikosti), tj s ohledem na opakovací periody silných otřesů.



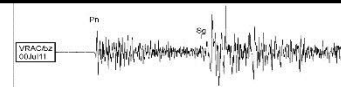
Problém silných zemětřesení

Ukazuje se, že Gutenberg-Richterův vztah nepopisuje skutečnost zcela v souladu s pozorováním.

Např. mimořádně silná zemětřesení jsou v některých regionech pozorována s vyšší četností, než by vyplývalo Gutenberg-Richterovo pravidla.

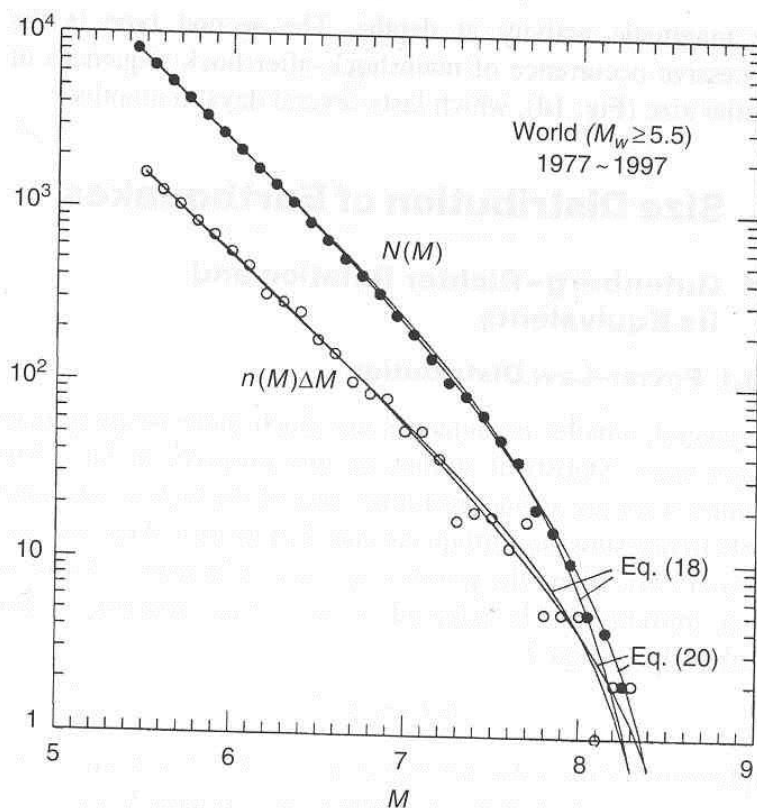


(Wesnousky et al. 1983, podle presentace K. Felzer)

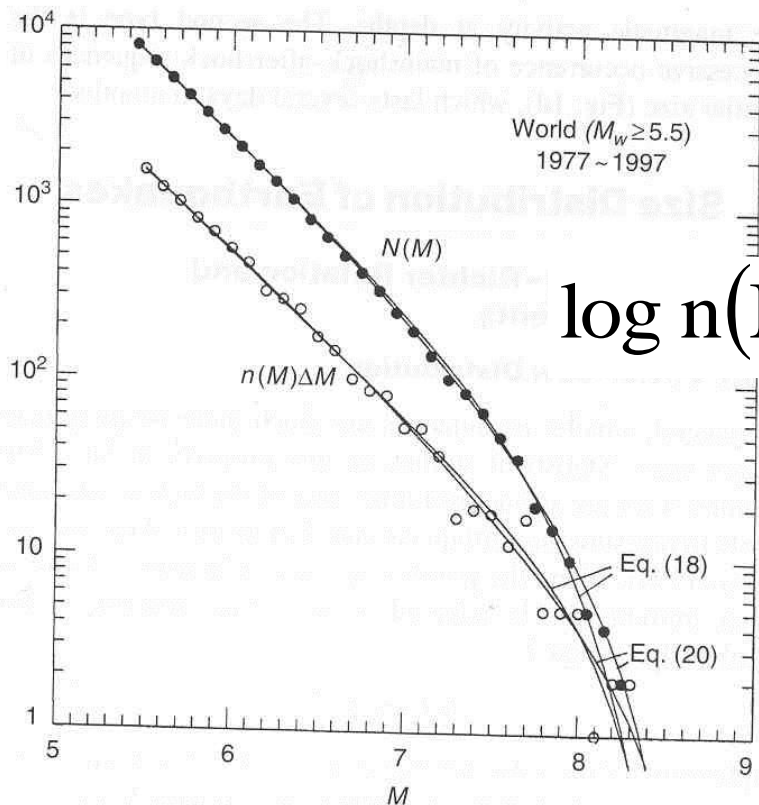


Dalším problémem je problém maximálního magnituda.

Některé magnitudo-četnostní grafy ale vykazují pozorovatelné zakřivení v části silných zemětřesení, kdy křivka dosahuje pouze jistého mezního magnituda M_{\max} a do vyšších hodnot nezasahuje.

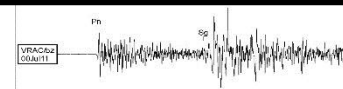


Jsou proto snahy zavést jisté modifikace Gutenberg-Richterova vztahu, které by postihly zmíněné zakřivení.



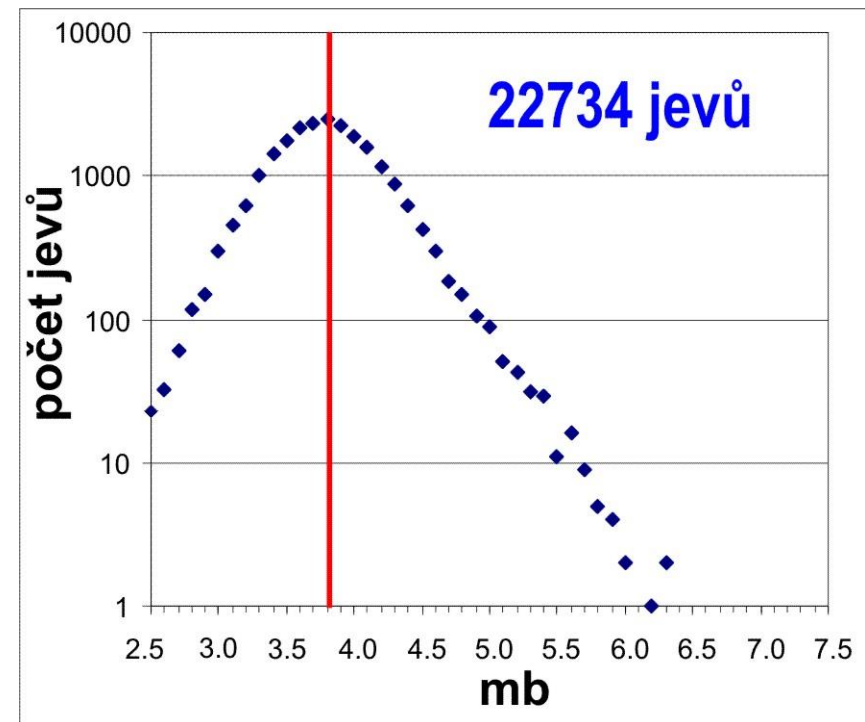
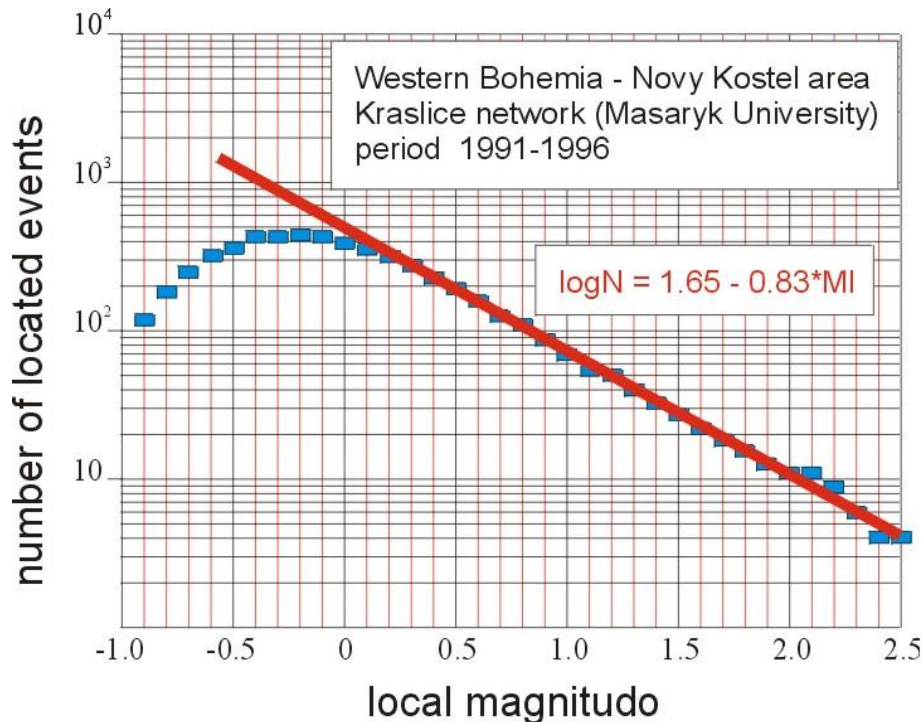
$$\log n(M) = a - bM - k10^{1.5M}$$

$$\log n(M) = a - bM + \log(M_{\max} - M)$$

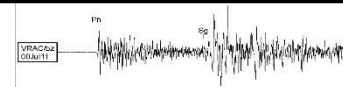
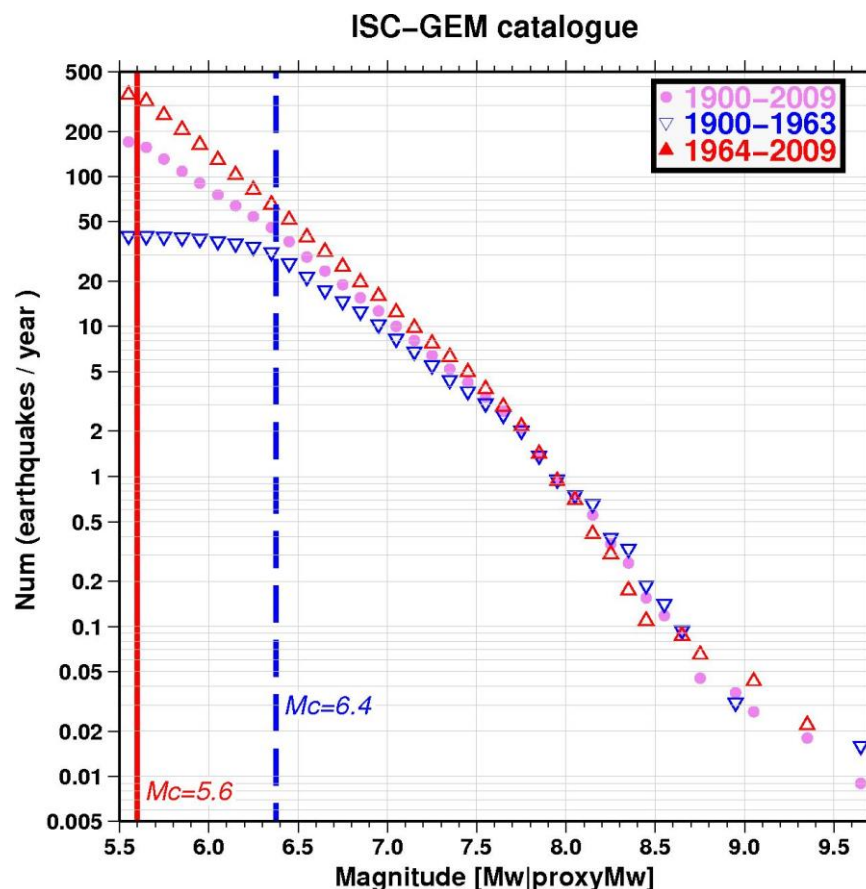


Problém slabých zemětřesení

U malých hodnot magnituda je linearita grafů silně narušena z toho důvodu, že takto slabé jevy jsou pod detekčním prahem sítě či stanice – tzv. roll-off efekt.

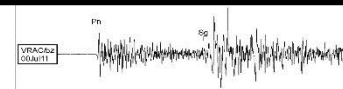
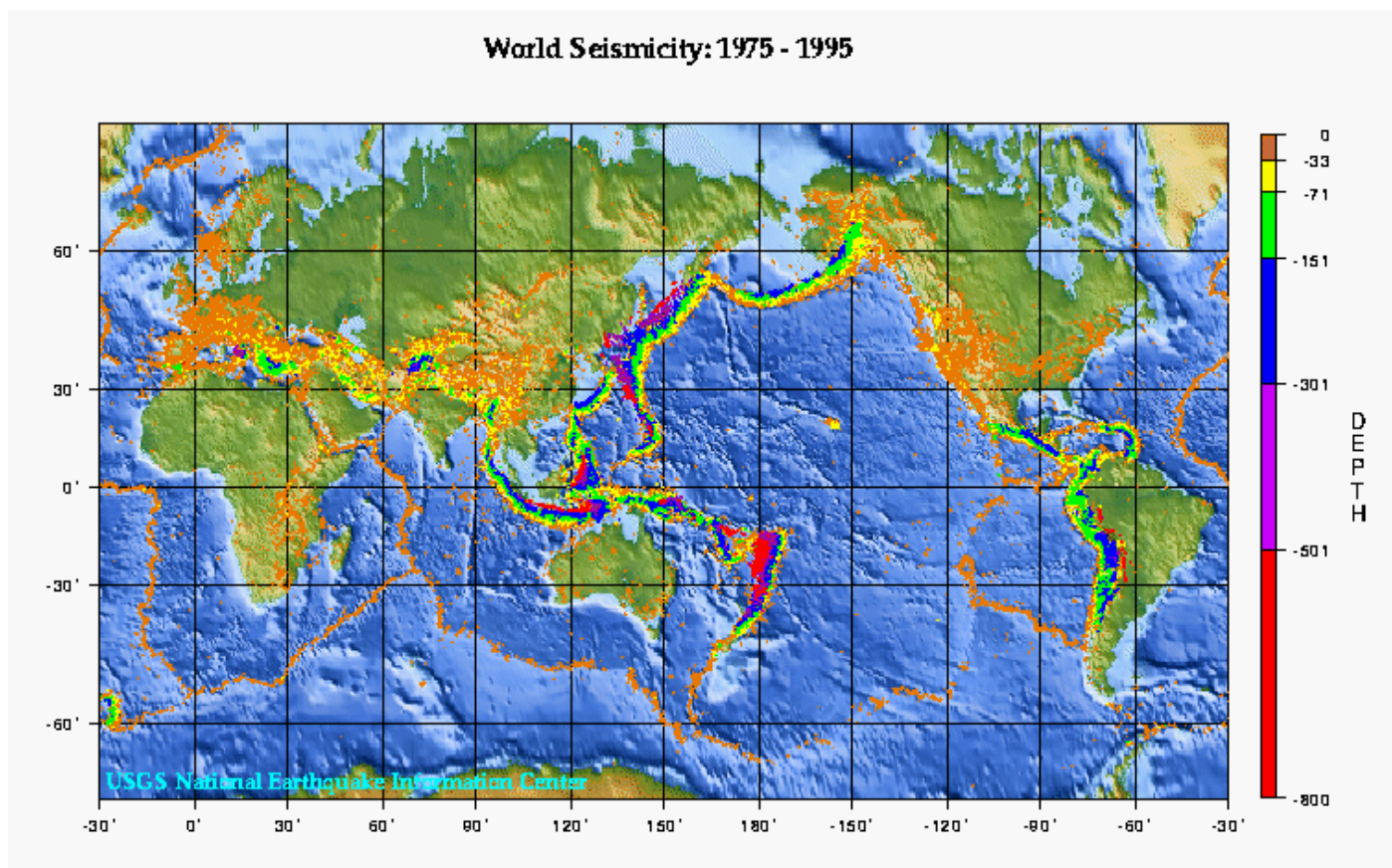


V případě katalogů zemětřesení ukazuje roll-off efekt mezní hodnotu magnituda (toto mezní magnitudo se často označuje M_c), pro kterou lze katalog považovat za kompletní.

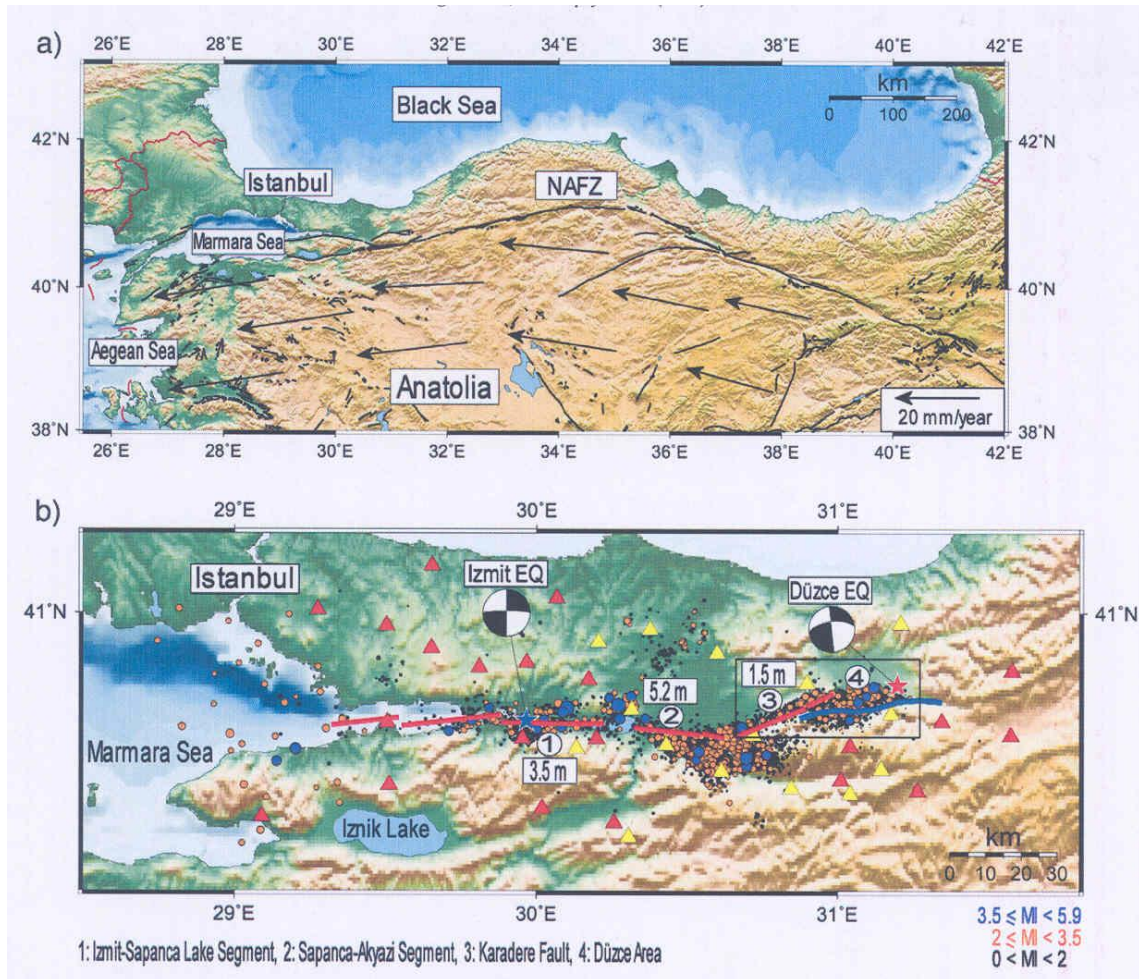


b) Distribuce jevů v prostoru

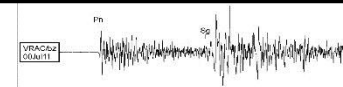
Řazení epicenter a hypocenter jeví vztah k tektonickým strukturám.



Prostorová distribuce epicenter - vztah ke geometrii hlavní zlomové struktury.

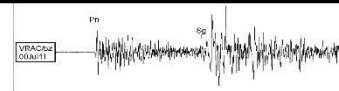
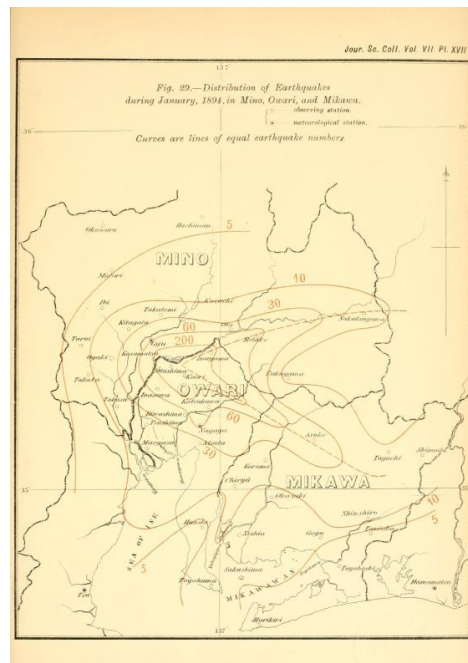
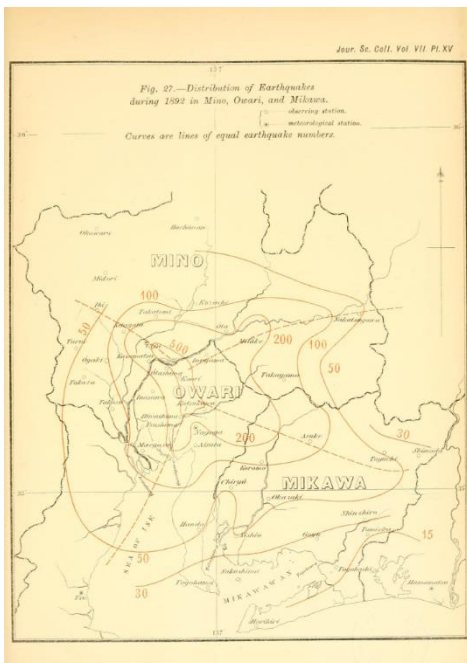


**Severoanatolský zlom
(podle Gorgun et al.
2009)**



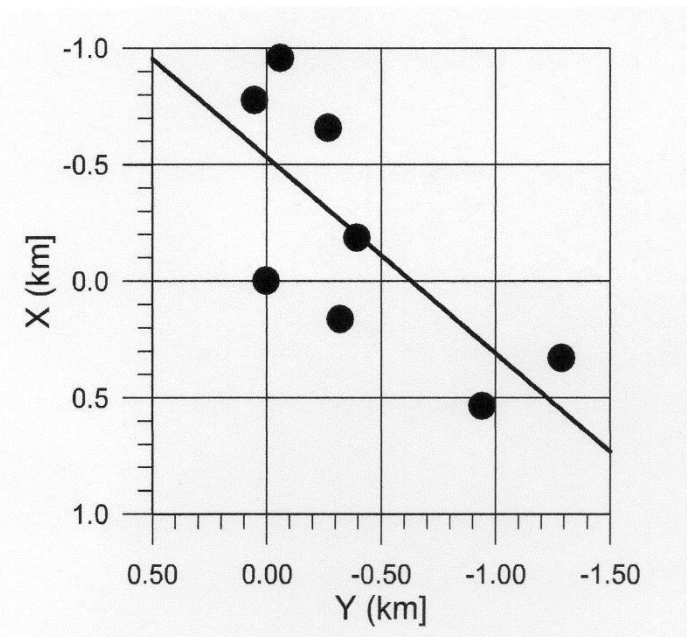
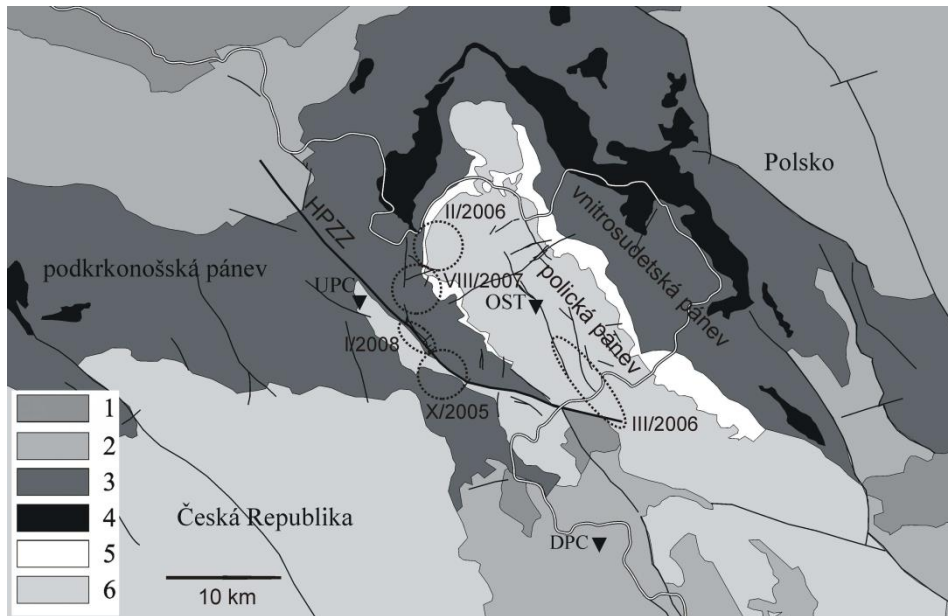
Příklad prostorové distribuce epicenter v epicentrální oblasti Mino-Owari (střední Japonsko):

Omori v práci z r. 1895 statisticky vyhodnotil otřesy, které následovaly po silném zemětřesení v oblasti Mino-Owari (28. 9. 1891, $M_s=8.0$). Předpokládá se, že hlavní otřes souvisel s pohybem na zlomu Neodani orientovaném ve směru SZ-JV.



Příklad prostorové distribuce epicenter při hronovsko-poříčské poruše:

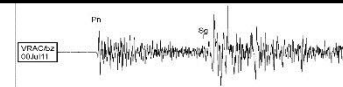
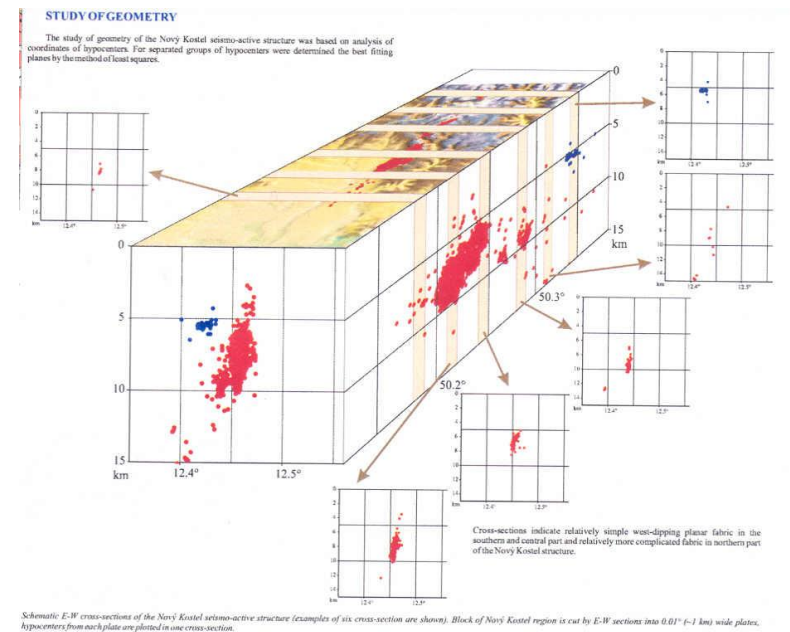
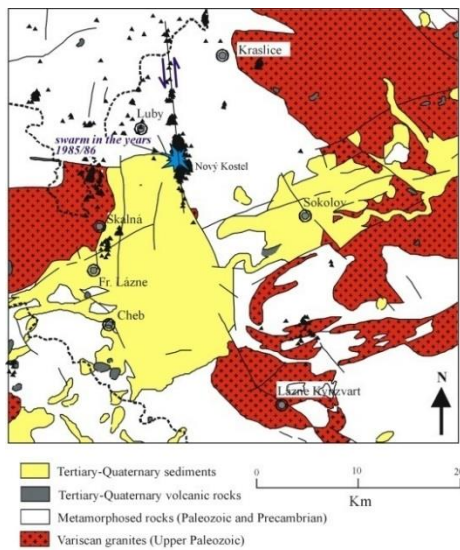
Jednoduché vyhodnocení relativního rozložení otřesů z ledna 2008 v prostoru hronovsko-poříčské poruchy ukazuje vazbu na směr SZ-JV, který odpovídá orientaci hronovsko-poříčské zlomové zóny.



(Málek et al. 2008)

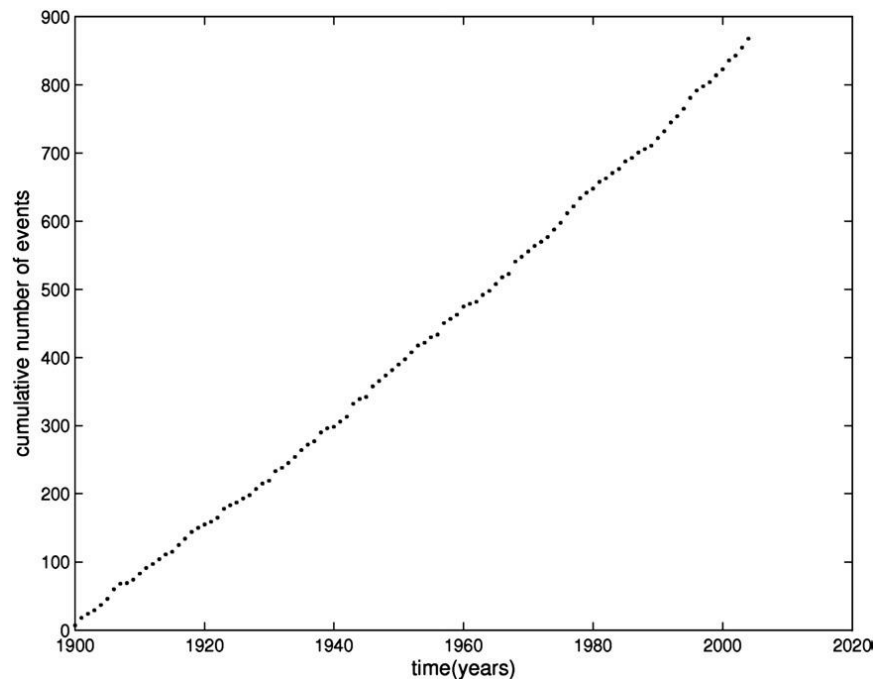
Příklad prostorové distribuce hypocenter v regionu západních Čech:

V epicentrální oblasti Nového Kostela se hloubky hypocenter pohybují většinou mezi 5 a 11km, hodnotu 20km zde nepřekračují. Prostorová distribuce hypocenter ukazuje existenci recentně aktivní zóny směru SSZ-JJV až S-J ukloněné strmě k západu („zóna Nový Kostel-Počátky-Zwota“ podle Nehybky a Skácelové 1995, „zóna Počátky-Plesná“ podle Bankwitz et al. 2003).

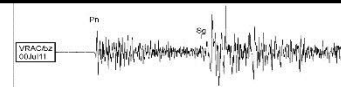


c) Distribuce jevů v čase

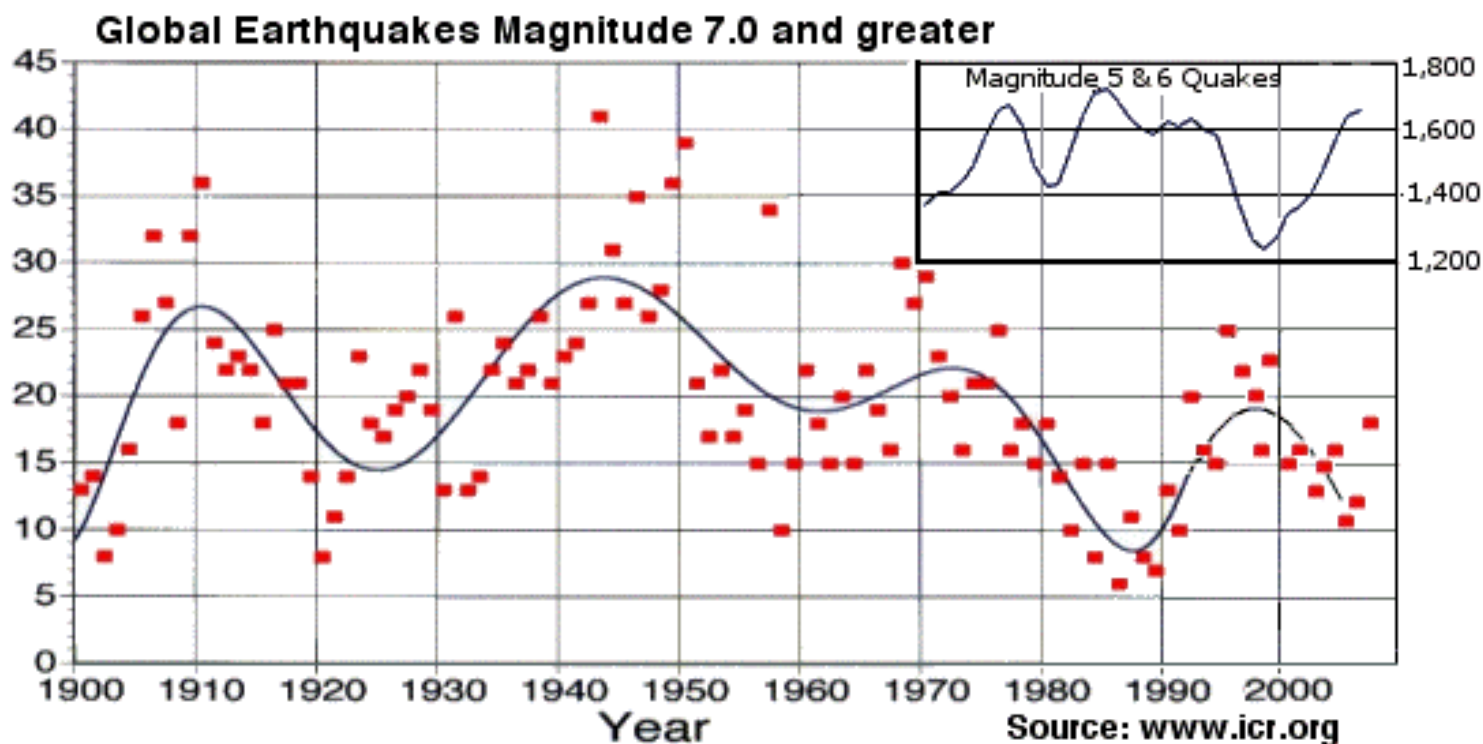
Dlouhodobé průměry počtů silných zemětřesení jsou v posledních sto letech více méně rovnoměrné.



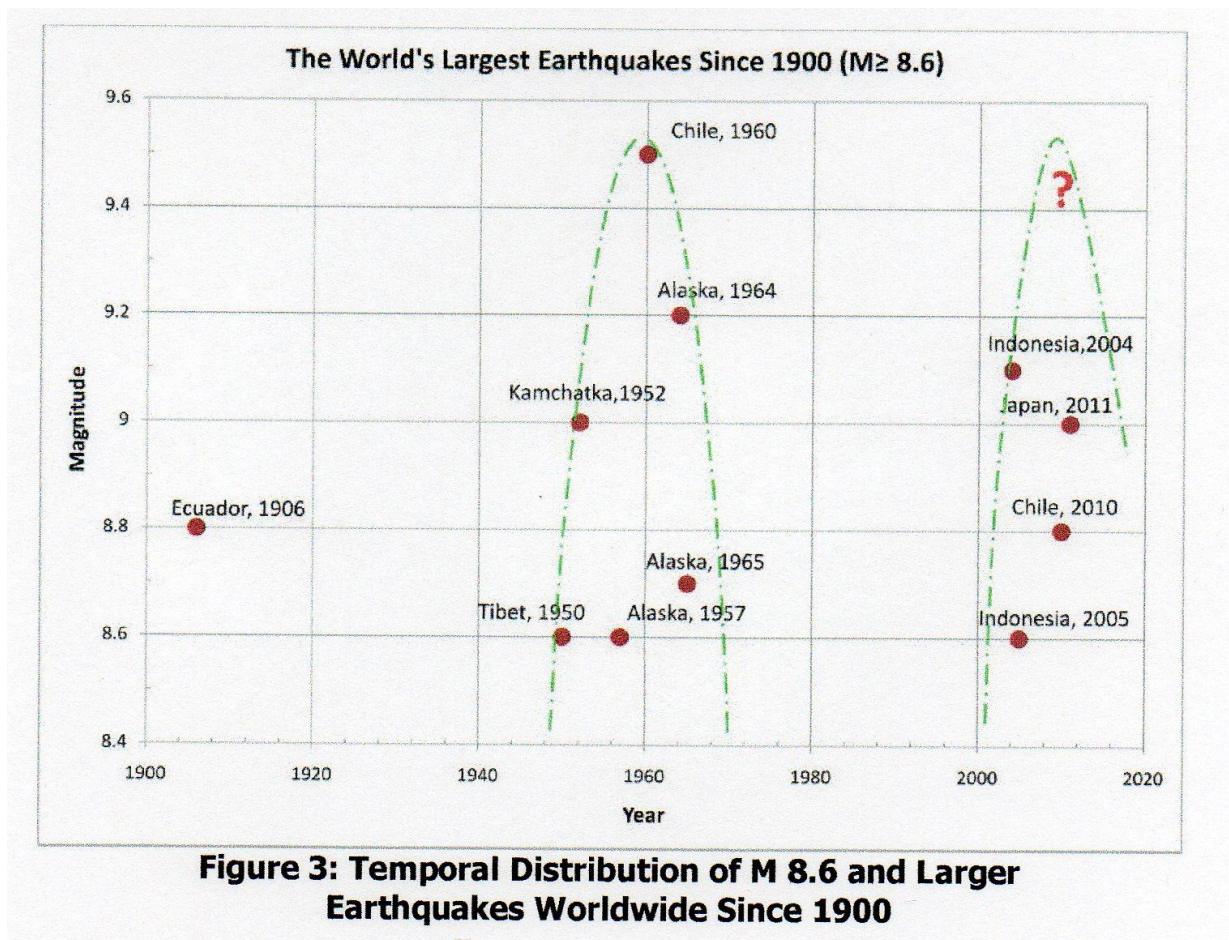
Kumulativní počty zemětřesení s M_s větší nebo rovno 7 od roku 1900 (podle Faenza et al 2008).



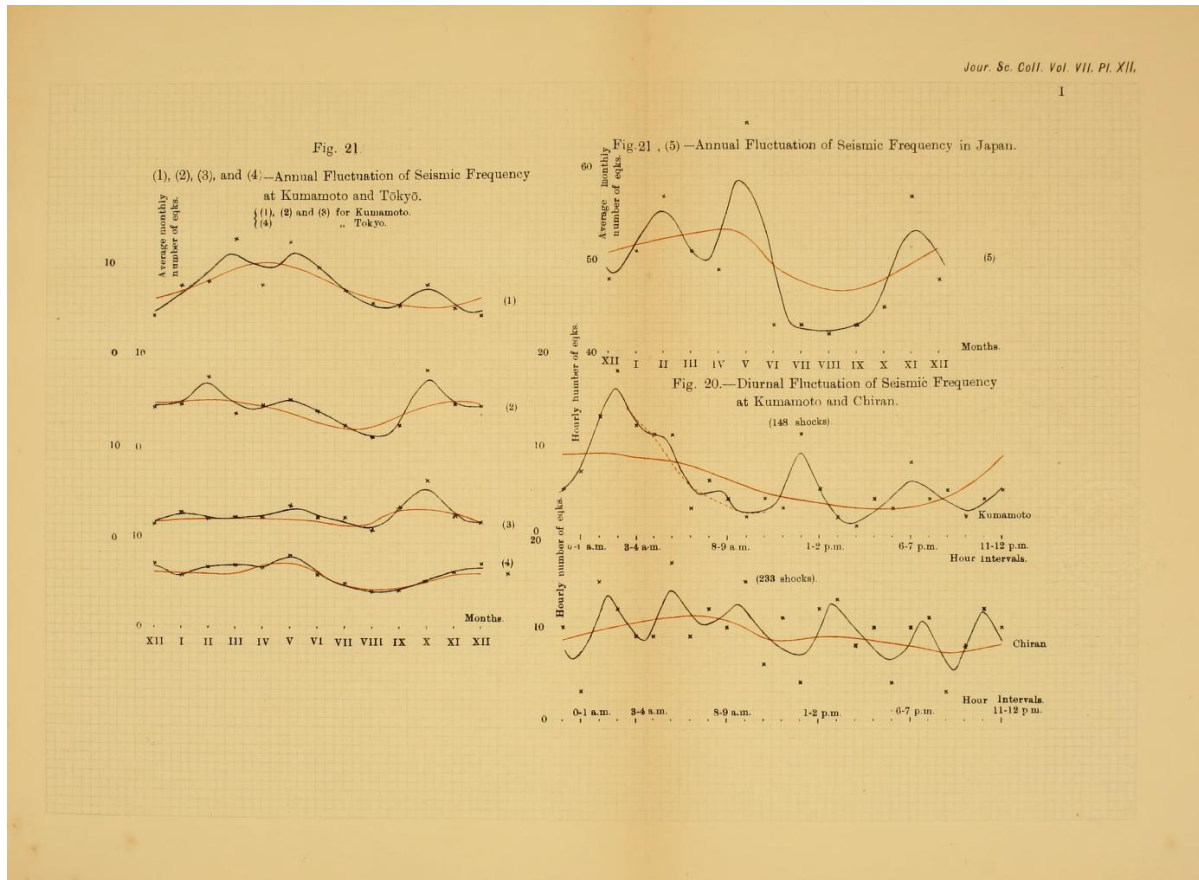
Počty silných otřesů během posledního století v čase kolísají, ale nejeví tendenci k dlouhodobému poklesu či vzrůstu počtu jevů s časem.



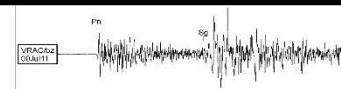
Na druhé straně se zdá, že výskyty extrémně silných zemětřesení se kumulují v řádově desetiletí trvajících obdobích zvýšené seismické aktivity.



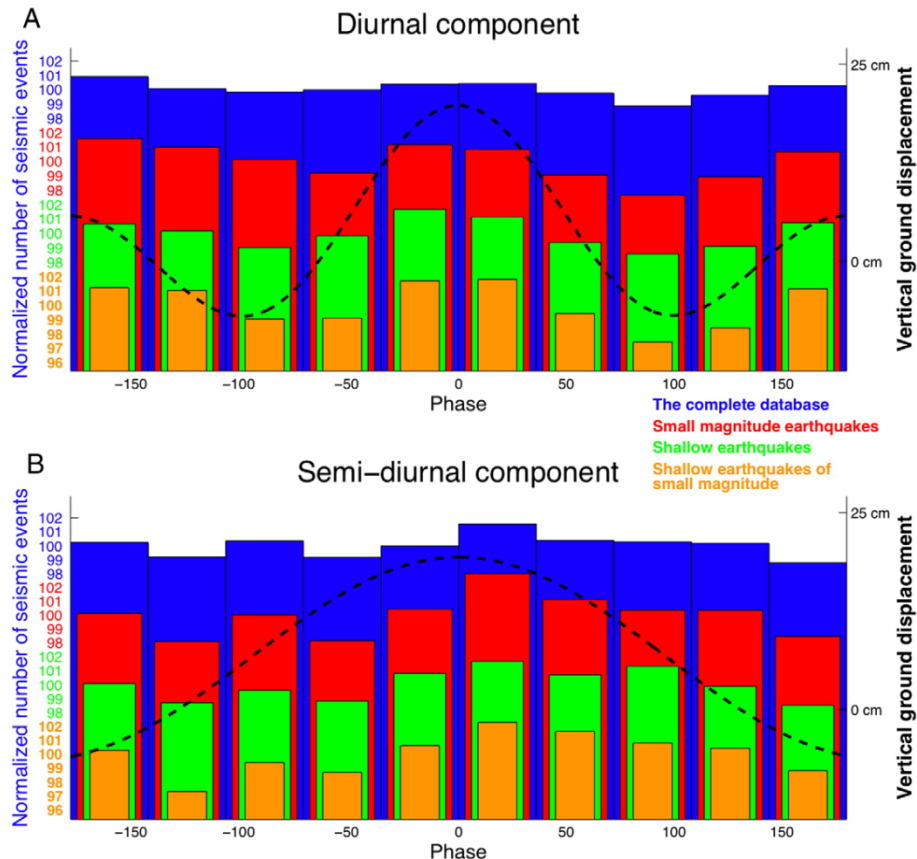
Kromě dlouhodobých kolísání intenzity seismické aktivity lze pozorovat také roční či denní změny úrovně seismické aktivity.



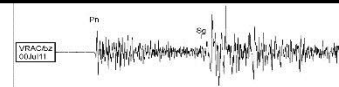
Roční kolísání počtů zemětřesení pozorované Omorim (1895).



Slabá korelace je patrná např. mezi denními změnami počtů zemětřesení a fázemi slapových pohybů.



Počty zemětřesení ve vztahu k fázi slapových pohybů (Métivier et al. 2009).



Zvýšená seismická aktivita může být vzbuzena vlivem silného zemětřesení s epicentrem mimo danou oblast.

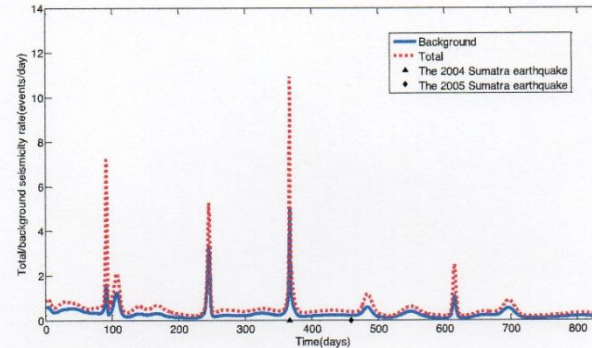


Figure 3. Estimated temporal variation of total/background seismicity rate in the study region. The black triangle and diamond indicate the occurrence times of the 2004 and 2005 Sumatra earthquakes separately.

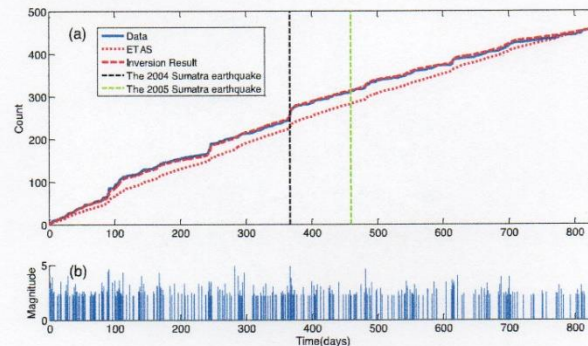
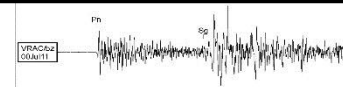
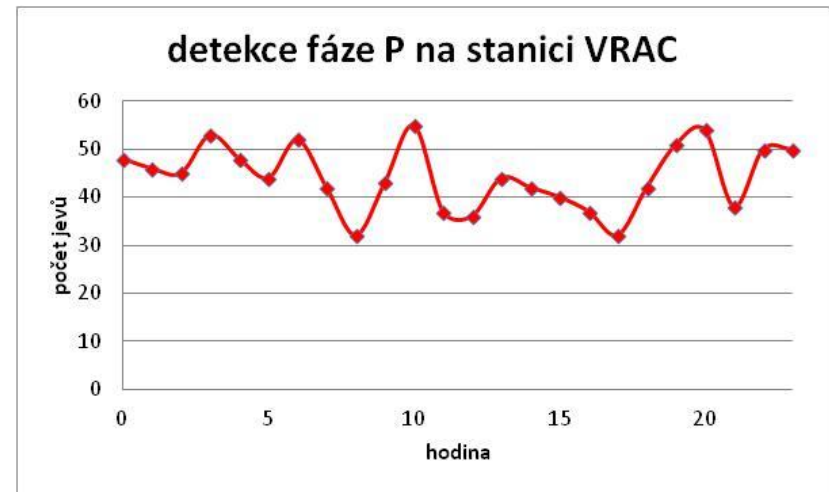
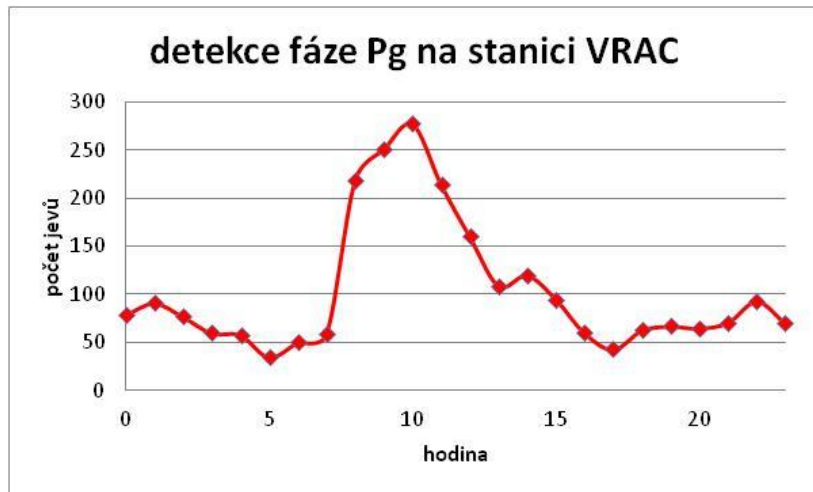


Figure 4. (a) Cumulative curves of events against time. The blue line indicates true data and the red dotted and dashed curves show the number of events predicted by the simple ETAS model and our inversion results. The 2004 and 2005 Sumatra earthquakes are marked by vertical dashed lines. A sharp increase follows the 2004 earthquake. (b) Plot of magnitudes versus times of earthquakes within target time window.

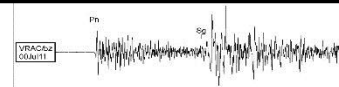
Vliv silných zemětřesení na Sumatře (2004 a 2005) na počty otřesů v regionu jz. Číny (Peng et al. 2012).



Silné denní variace počtu detekovaných otřesů často mohou poukazovat na původ těchto jevů – viz např. souvislost umělých explozí s denními hodinami.

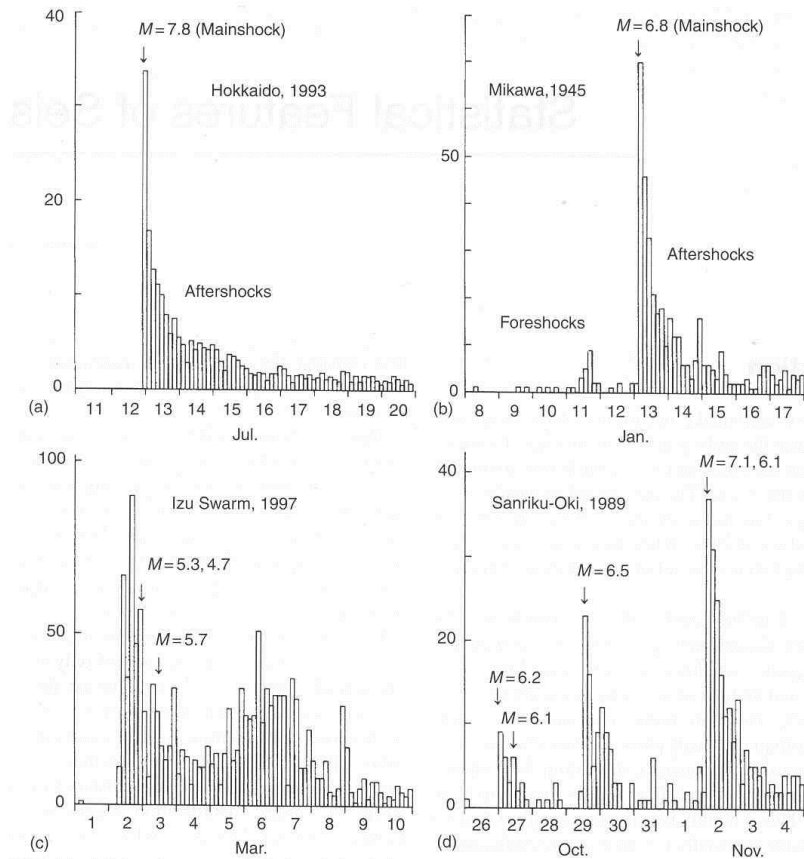


Zřetelné maximum počtu detekcí v denních hodinách v případě blízkých otřesů (vlevo, fáze Pg), mezi kterými je zastoupeno významné množství umělých explozí, oproti vyrovnané distribuci detekcí vzdálených zemětřesení (vpravo, fáze P) na stanici VRAC.



d) Distribuce jevů v rámci sekvence otřesů

zemětřesení se často vyskytují v časově závislých sekvencích



Podle charakteru distribuce jevů v čase, s ohledem na jejich počet a magnitudo, lze rozlišit několik základních typů sekvencí otřesů:

- izolovaný jev
- hlavní otřes následovaný dotřesy
- hlavní otřes s předtřesy a následovaný dotřesy
- seismický roj

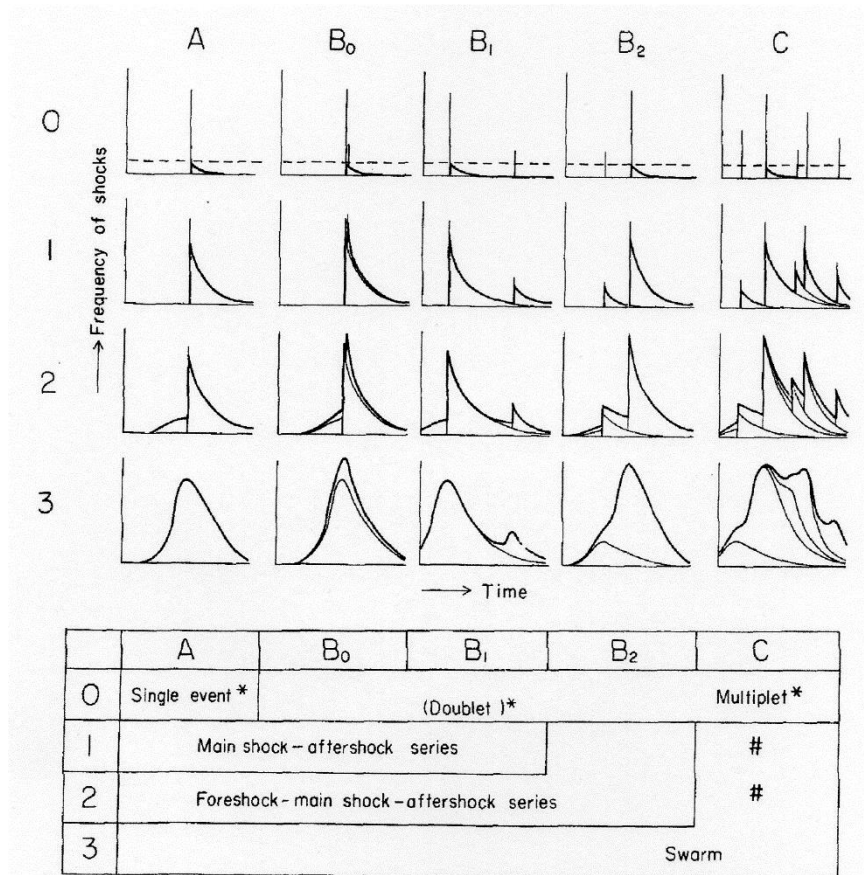
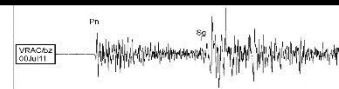


Fig. 75. Types of earthquake sequences. Length of the vertical bar represents the size of the "main shock".

* When the events above the broken line only are observed.

If one main shock has exceedingly large magnitude, the sequence is no more called swarm.

(podle Utsu 1970)



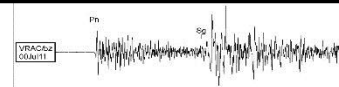
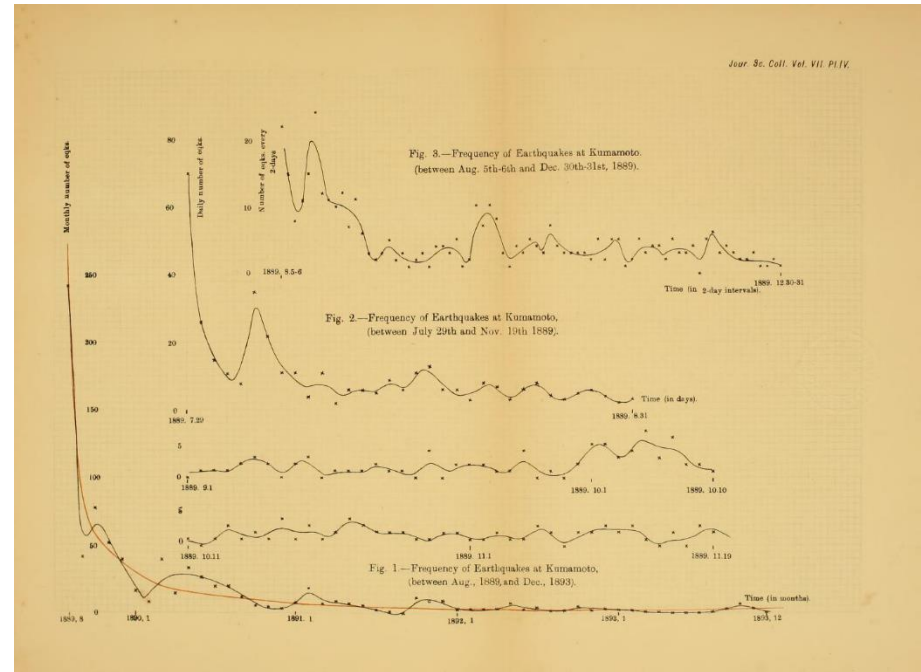
Omori při studiu dotřesů následujících po zemětřesení z roku 1891 (M = 8) v regionu Nobi (střední Japonsko) zjistil, že počet dotřesů klesá s časem podle vztahu:

$$n(t) = \frac{K}{(t + c)}$$

K a c jsou konstanty, t je čas



Fusakichi Omori
(1868-1923)



Později (Utsu 1961) bylo empiricky doloženo, že tento vztah je obecně platný pro různé sekvence dotřesů ve formě (tzv. **Omoriho vztah**):

$$n(t) = \frac{K}{(t + c)^p}$$

kde parametr p varíruje mezi hodnotami 1.0 a 1.5

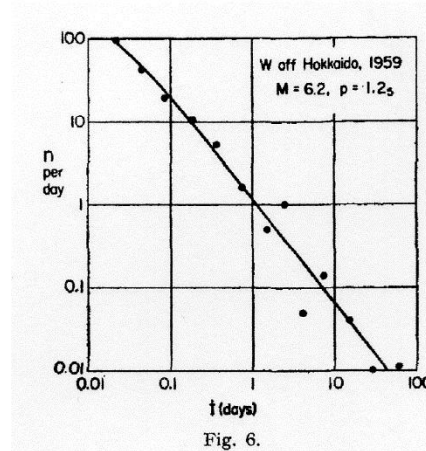
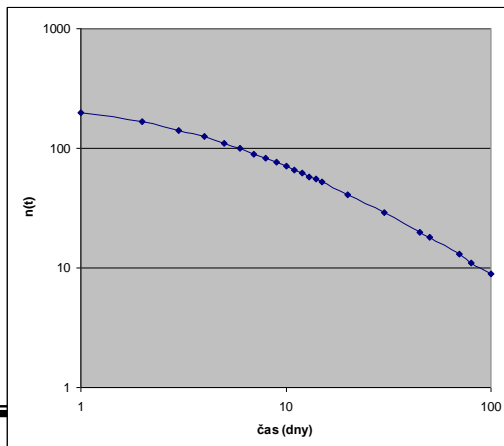


Fig. 6.

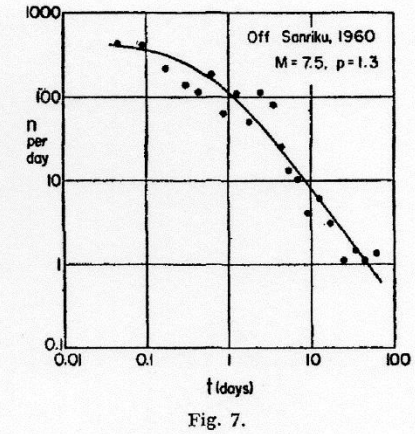


Fig. 7.

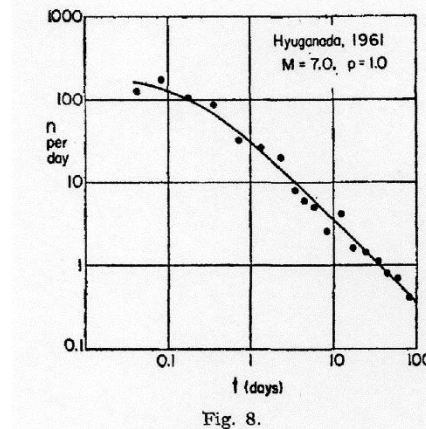


Fig. 8.

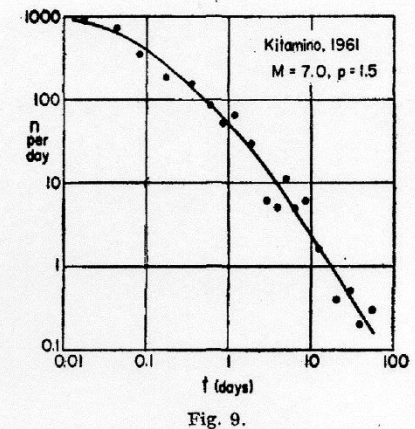


Fig. 9.

Bathovo pravidlo:

Bath (1965) ukázal, že rozdíl mezi magnitudem hlavního otřesu a největšího následujícího dotřesu je přibližně konstantní a pohybuje se kolem hodnoty 1.2.

