

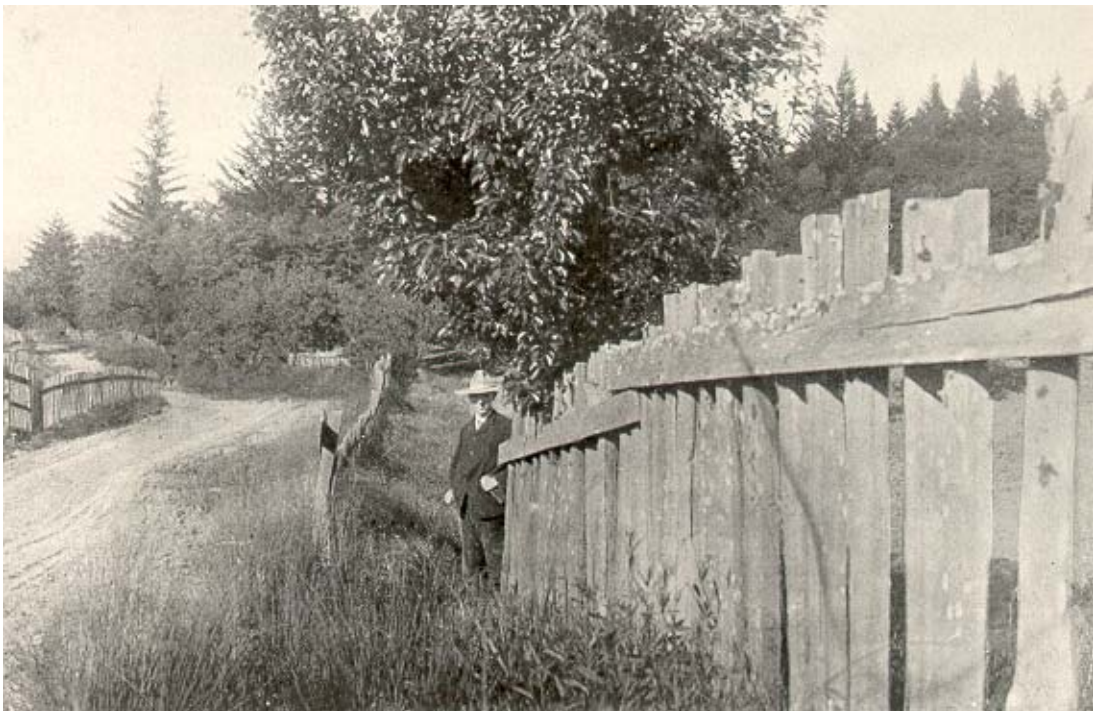
## Střížná a nestřížná zemětřesení

Jan Šílený <sup>1)</sup>, Václav Vavryčuk <sup>1)</sup>, Jiří Zahradník <sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Geofyzikální ústav AV ČR, Boční II/1401, 14131 Praha 4; [jsi@ig.cas.cz](mailto:jsi@ig.cas.cz), [vv@ig.cas.cz](mailto:vv@ig.cas.cz)

<sup>2)</sup> Katedra geofyziky, Matematicko-fyzikální fakulta UK, V Holešovičkách 2, 18000 Praha 8; [jz@karel.troja.mff.cuni.cz](mailto:jz@karel.troja.mff.cuni.cz)

Zemětřesení – jeden z nejmocnějších projevů planety Země, které pozorujeme na jejím povrchu, je většinou způsobeno křehkým porušením (praskáním, trháním) horninového masivu podél existujících zlomů v důsledku tektonického napětí v zemské kůře a ve svrchním plášti. Náhlé prasknutí horniny budí rychlé pohyby v ohnisku zemětřesení, které se dále šíří formou seismických vln do celého zemského tělesa. Vysoké tlaky, panující v nitru, nepřejí vzniku dutin, nýbrž favorizují střížný (smykový) skluz podél zlomové plochy. Vystupuje-li zlom na povrch, můžeme střížné posuvy horninových bloků přímo pozorovat (obr. 1).



Obr. 1 Povrchová deformace podél zlomu sv. Ondřeje blízko San Franciska, Kalifornie, po velkém zemětřesení v roce 1906 [1]. Vzájemné posuny protilehlých částí zlomu, na kterém došlo k horizontálnímu střížnému skluzu, dosahovaly metrových vzdáleností.

Z fyzikálního hlediska je zemětřesení komplikovaný nelineární proces křehkého porušení materiálu v určité omezené oblasti (na zlomech v délce od několika metrů až do stovek kilometrů), odehrávající se v poměrně krátkém časové úseku (od milisekund do desítek sekund). Velikost skluzu mezi sousedními bloky činí od několika milimetrů až po několik metrů. Čím je skluz rychlejší, tím intenzivněji vyzařuje seismické vlny.

Seismologové teprve začínají poznávat fyzikální zákonitosti "přípravy zemětřesení" a průběhu procesu trhání v zemětřesném ohnisku. Doufají, že tudy vede cesta k předpovědi, ale jako v každém nelineárním systému s chaotickým chováním narážejí na velké překážky. V současné seismologické praxi tedy dominuje spíše zjednodušený přístup: na zemětřesení pohlížíme především jako na zdroj seismických vln. Zlom je matematicky popsán jako šířící se trhlina a tzv. přímá úloha spočívá ve vypočtu vlnového pole. Naopak, předmětem tzv. obrácené úlohy zdroje je vypočítat z naměřeného vlnového pole jak vypadalo šíření trhliny na zlomu. Takto formulovaná přímá i obrácená úloha je již lineární. Její řešení má mnoho různých podob. V tomto článku si povšimneme metody, založené na matematické reprezentaci trhliny pomocí ekvivalentních sil a silových dvojic. Ukážeme, jak lze zavést tzv. seismický momentový tenzor, a budeme diskutovat, jak ho vypočítat z naměřených seismogramů. Rádi bychom poznamenali, že seismický popis zdroje je obdobný multipólovým popisům jiných fyzikálních polí (např. elektromagnetického, gravitačního, atd.).

Vlnové pole bez zdrojů popisuje (s použitím Einsteinovy sumační symboliky) elastodynamická pohybová rovnice

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} \quad (1)$$

kde  $u_i$  značí elastické posunutí,  $\rho$  je hustota a  $\sigma_{ij}$  tenzor napětí. Místo trhliny zavedeme ekvivalentní objemovou sílu  $f_i$ , takže rovnice přejde na tvar

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} + f_i \quad (2)$$

Pro zjednodušení neuvádíme komplikovaný vztah mezi procesy trhání a silou  $f_i$ , protože ho v dalším nepotřebujeme; zvědavějšího čtenáře odkazujeme např. na [2]. Řešení rovnice (2) lze zapsat jako integrál přes objem zdroje

$$u_i(\mathbf{r}, t) = \int_V G_{ij}(\mathbf{r}, \boldsymbol{\xi}, t) * f_j(\boldsymbol{\xi}, t) d\boldsymbol{\xi}, \quad (3)$$

kde \* značí časovou konvoluci a  $G_{ij}(\mathbf{r}, \boldsymbol{\xi}, t)$  Greenovu funkci. Greenova funkce představuje odezvu prostředí, přesněji,  $i$ -tou složku posunutí v bodě  $\mathbf{r}$ , způsobeného jednotkovým silovým  $\delta$ -pulem ve směru  $j$ -té osy v bodě  $\boldsymbol{\xi}$ . Greenovu funkci uvnitř integrační oblasti (zdroje) aproximujeme Taylorovou řadou podle ohniskové souřadnice  $\boldsymbol{\xi}$

$$G_{ij}(\mathbf{r}, \boldsymbol{\xi}, t) = G_{ij}(\mathbf{r}, \mathbf{0}, t) + G_{ij,k}(\mathbf{r}, \mathbf{0}, t) \xi_k + \dots, \quad (4)$$

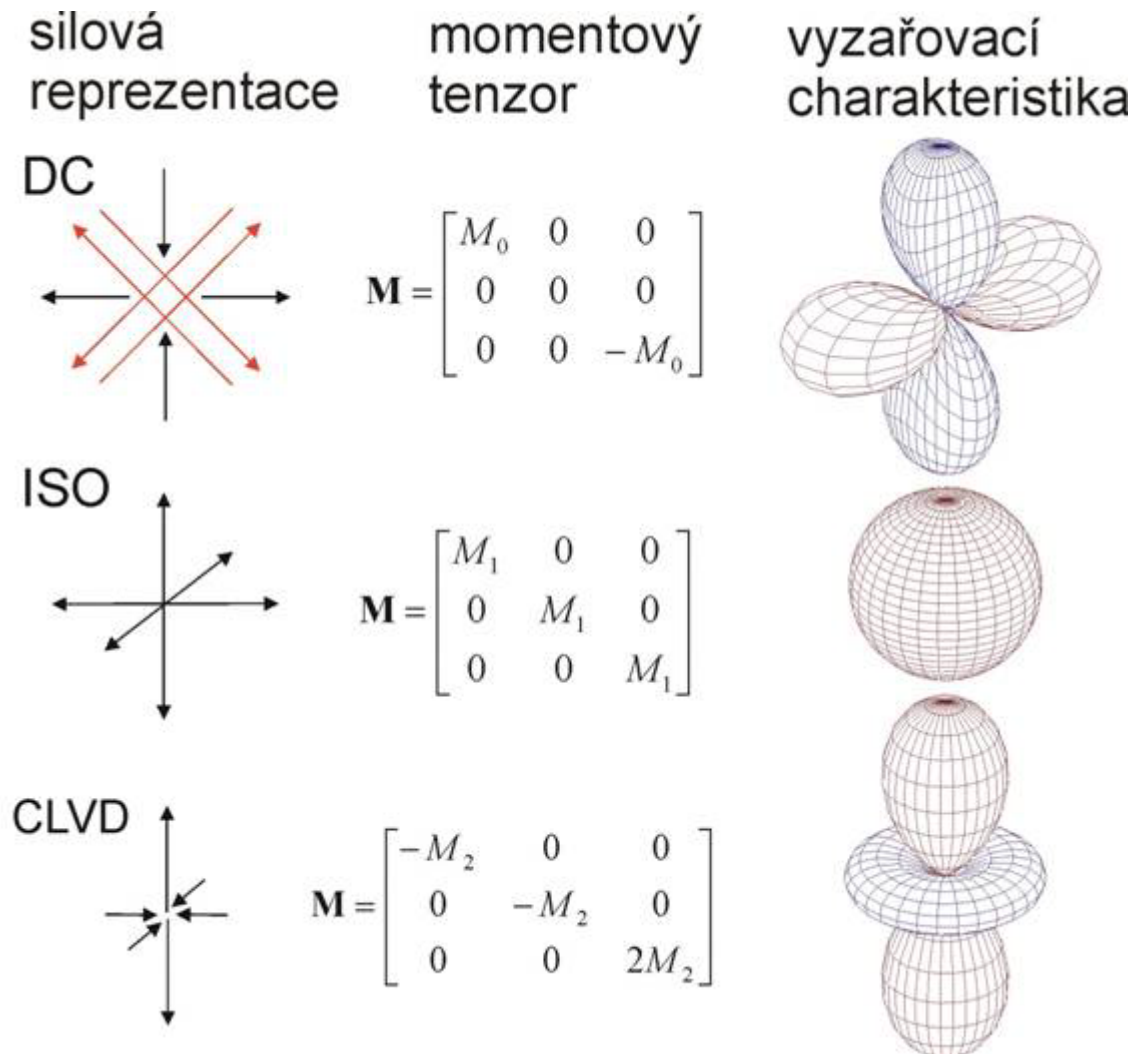
čímž získáme řešení rovnice (3) ve tvaru

$$u_i(\mathbf{r}, t) = G_{ij}(\mathbf{r}, \mathbf{0}, t) * F_j(t) + G_{ij,k}(\mathbf{r}, \mathbf{0}, t) * M_{jk}(t) + \dots \quad (5)$$

Zde  $F_j(t) = \int_V f_j(\boldsymbol{\xi}, t) d\boldsymbol{\xi}$  je celková síla působící ve zdroji a  $M_{jk}(t) = \int_V \xi_k f_j(\boldsymbol{\xi}, t) d\boldsymbol{\xi}$  je tzv. momentový tenzor. Jelikož zemětřesení je typicky buzeno silami rozmístěnými po ploše, objemová integrace se většinou redukuje na integraci plošnou.

Jelikož zemětřesení je většinou způsobeno vnitřním tektonickým napětím bez přispění vnějších sil (je tzv. vnitřním zdrojem), je celková síla působící ve zdroji nulová a zemětřesení popisujeme pouze momentovým tenzorem. Momentový tenzor je zcela obecným popisem dipólového zdroje a zahrnuje jak dipóly s točivým momentem, orientované ve směrech všech tří os, tak dipóly bez momentu. Z úvahy, že zemětřesení je vnitřním zdrojem dále vyplývá, že jeho celkový otáčivý moment musí být také nulový, a tudíž nemůže být popsán jednoduchým dipólem. Potřebujeme nejméně dva dipóly s opačnými točivými momenty. Právě dvojitý dipól (DC, z anglického double-couple) získal v seismologii výlučné postavení, protože je ekvivalentem čistého střížného skluzu, a ten u tektonických zemětřesení dominuje. V teorii gravitačních vln používají fyzikové pro podobný typ zdroje termínu kvadrupól. DC zdroj je speciální případ momentovému tenzoru s nulovou stopou (bez objemové změny) a s nulovým determinanem. Získáme-li ze seismologických měření konkrétního zemětřesení číselnou hodnotu složek momentového tenzoru, zpravidla z něj nejprve oddělíme izotropní část (ISO), která má nenulovou stopou, a zbylou deviatorickou část (DEV) rozložíme na DC a nějaký zbytek. Rozklad je nejednoznačný; v praxi převládá rozklad DEV na dvojitý dipól (DC) a tzv. kompenzovaný lineární vektorový dipól (CLVD, z anglického compensated linear vector dipole). CLVD představuje soustavu tří dipólů bez momentu, z nichž jeden míří podél jedné z hlavních os tenzoru momentu, a další dva (o poloviční velikosti) jsou k němu kolmé (obr. 2). Zvolíme-li tedy rozklad DEV na DC a CLVD, jsou tyto složky již v principu

jednoznačně určitelné řešením obrácené úlohy za předpokladu kvalitních dat a znalosti modelu prostředí. Jeho nesplněním však vznikají problémy, které diskutujeme dále.



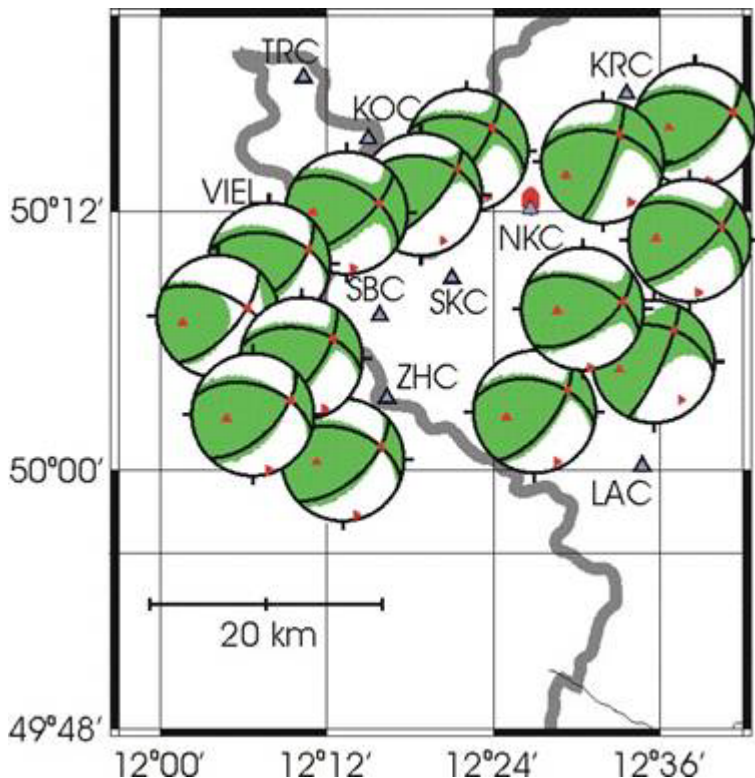
Obr. 2 Rozklad tenzoru momentu do izotropní složky (ISO), dvojitého dipólu (DC), a kompenzovaného lineárního vektorového dipólu (CLVD). Pro každou ze složek je vlevo znázorněna její reprezentace pomocí objemových sil, uprostřed je odpovídající momentový tenzor, a vpravo vyzařovací charakteristika (tj. směrová závislost amplitudy) podélných vln (červená a modrá barva znázorňují kladnou a zápornou amplitudu).

Obrácená úloha zdroje – inverze seismických dat do momentového tenzoru pomocí rovnice (5) – je přeurčená lineární úloha a většinou se řeší metodou nejmenších čtverců. Může být pojímána v duálním smyslu:

- (1) jako technicky výhodný nástroj pro určení parametrů střížného zdroje DC, kdy nás ostatní části momentového tenzoru nezajímají (např. proto, že

jsou malé, nebo proto, že jim z nějakých důvodů nedůvěřujeme a považujeme je za šum generovaný inverzí). Přímé hledání parametrů DC zdroje, tzn. bez použití formalismu momentového tenzoru, vede totiž k nelineární obrácené úloze.

- (2) jako úloha kompletního popisu zdroje, obsahujícího všechny složky momentového tenzoru, řešená ve snaze zabývat se nejen DC částí, ale také (nebo dokonce především) případnou ISO a CLVD částí (obr. 3).



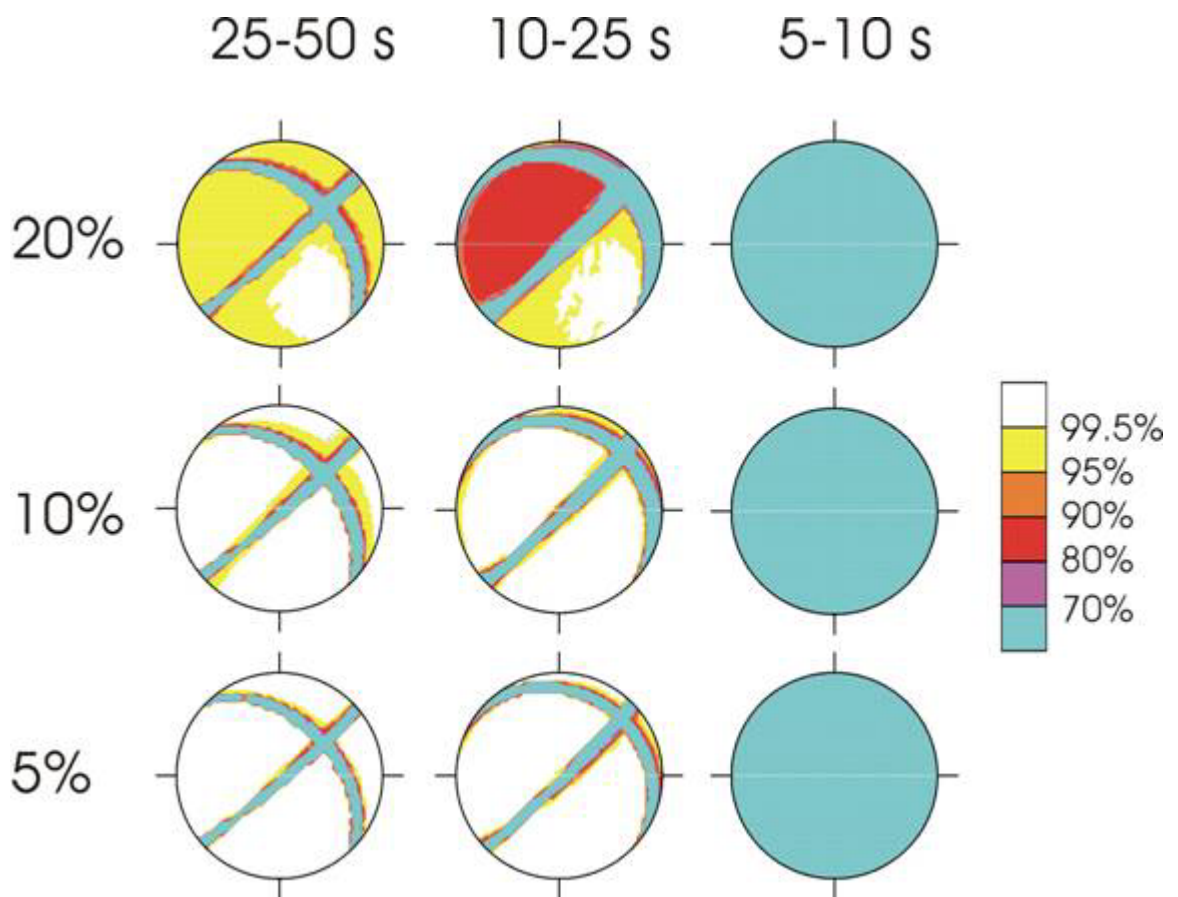
Obr. 3 Tradiční seismologický zdroj - dvojitý dipól (DC) odpovídající střížnému skluzu - má kvadrantní vyzařovací charakteristiku, která se na ohniskové sféře (jednotkové kouli obepínající ohnisko) zobrazí jako 4 symetrické segmenty střídajících se znamének oddělených tzv. nodálními čarami – směry nulové amplitudy podélné vlny. Ještě před několika málo desítkami let, kdy nespolehlivé kalibrace seismometrických systémů a úzké frekvenční pásmo nedovolovaly standardně využívat amplitudy odměřené na záznamech, bylo vymezování těchto segmentů střídajících se znamének prvních nasazení podélné vlny jediným nástrojem pro určování mechanismu zemětřesení. Naproti tomu u nestřížných mechanismů je tato symetrie porušena: zóny kladných (zeleně) a záporných nasazení nesledují nodální čáry DC (křivky uvnitř kruhových projekcí ohniskové sféry). Příkladem jsou mechanismy tzv. typu B pozorované v zemětřesném roji

v západních Čechách v lednu 1997 [3,4]. Ohniska jevů byla soustředěna do velmi malé oblasti (znázorněna červeně).

Při obou pojetích vyvstává zásadní otázka, jak spolehlivě jsme schopni detekovat jednotlivé složky zdrojového mechanismu s ohledem na nepřesnosti obrácené úlohy. Ty jsou dvojitě – jednak nepřesnost dat samotných (amplitudy seismických fází mohou být zatíženy šumem), jednak nepřesnost modelu prostředí. Nedostatečná znalost prostředí způsobí, že v obrácené úloze pracujeme s nepřesnou polohou ohniska a s nepřesnou Greenovou funkcí.

Prvně jmenovaný zdroj chyb – šum v datech – nepředstavuje zásadní problém v případě, že je zemětřesení zaznamenáno velkým počtem seismických stanic a nekvalitní seismické záznamy můžeme vyloučit. Nepřesný model prostředí je efekt mnohem závažnější. Je téměř všudypřítomný a velikost této nepřesnosti nebývá dobře známa. Existující seismické modely zemského nitra (tj. zejména prostorové rozložení rychlostí seismických vln) představují vždy jen méně či více nepřesné odhady skutečných vlastností horninového prostředí, čím nepřesnějšími čím kratší jsou studované seismické vlny. Příklad nárůstu chyby v určení orientace DC zdroje v závislosti na rostoucí nejistotě parametrů prostředí a na rostoucí použité frekvenci je na obr. 4. Znárodnuje zóny spolehlivosti nodálních čar DC mechanismu zemětřesení z oblasti Friuli (sev. Itálie) ze 14. 2. 2002. Řešení bylo určeno inverzí seismogramů registrovaných širokopásmovými stanicemi ve vzdálenostech do 700 km od ohniska, na periodách od 5 do 50 s, kterým odpovídají vlnové délky od prvních desítek do stovek kilometrů. Nejistota parametrů použitého 1-D modelu prostředí (4 homogenní vrstvy na poloprostoru) je simulována jejich pozměněním do 5, 10 a 20%. Z obrázku je patrné, že v dlouhovlnné části studovaného pásma zůstávají zóny spolehlivosti úzké i při velké nejistotě modelu prostředí, tzn. orientace DC mechanismu je určena dobře. Naproti tomu z krátkých vln je určení orientace nejisté i při malé chybě parametrů modelu. (Pozor, zóna spolehlivosti je vztažena ke konkrétní konfiguraci našeho numerického experimentu a proto obr. 4 neznámá, že bychom nikdy nemohli na periodách 5 až 10 sekund získat informaci o zdroji.) Na krátkoperiodické záznamy jsme odkázáni při studiu slabých lokálních seismických jevů, kde tedy musíme pracovat s přesnějším modelem prostředí než je ten, který vyhovuje pro inverzi dlouhoperiodických seismogramů regionálních a globálních zemětřesení.

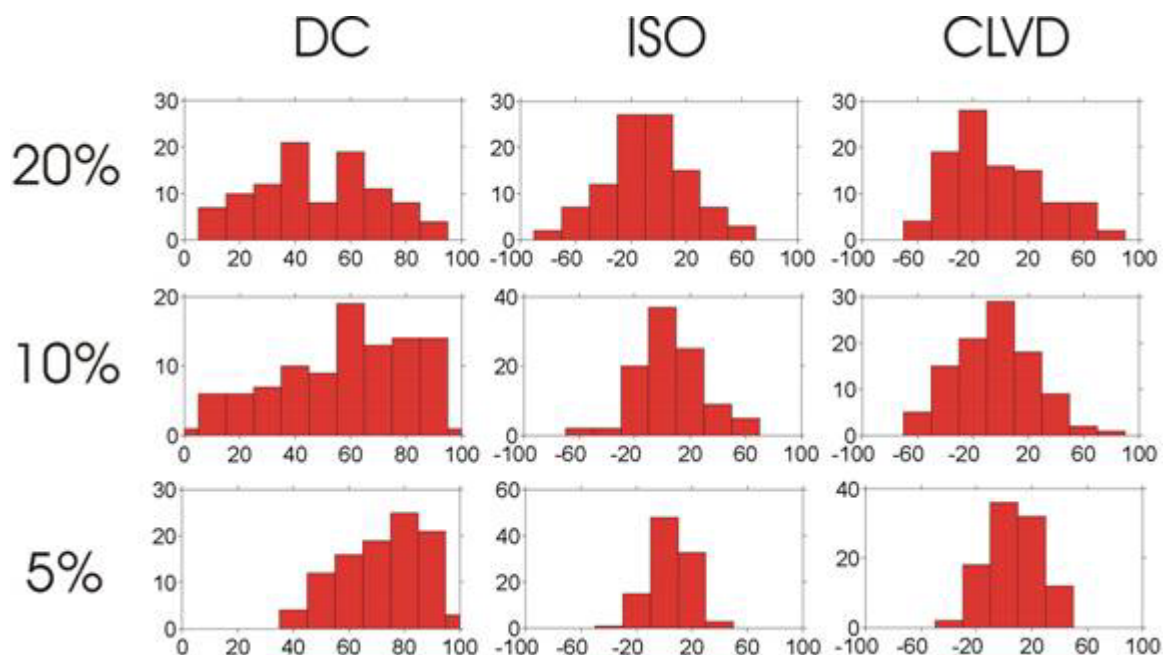




Obr. 4 Zóny spolehlivosti nodálních čar DC složky mechanismu zemětřesení v Udine, sev. Itálie, ze 14.2.2002, určené ve třech intervalech period invertovaných seismických vln, a při třech hladinách nejistoty modelu zemské kůry. Zóny spolehlivosti se stanoveným pravděpodobnostním obsahem jsou dány hranicí barevných zón podle škály na pravé straně obrázku.

Závěr o spolehlivosti dlouhoperiodických odhadů DC parametrů zemětřesení může být považován za velmi dobrou zprávu. Tuto informaci lze využít pro mapování aktivních zlomových systémů či pro odhad prostorové orientace tektonického napětí, tedy silového působení v důsledku vzájemných pohybů jednotlivých litosferických desek či menších bloků.

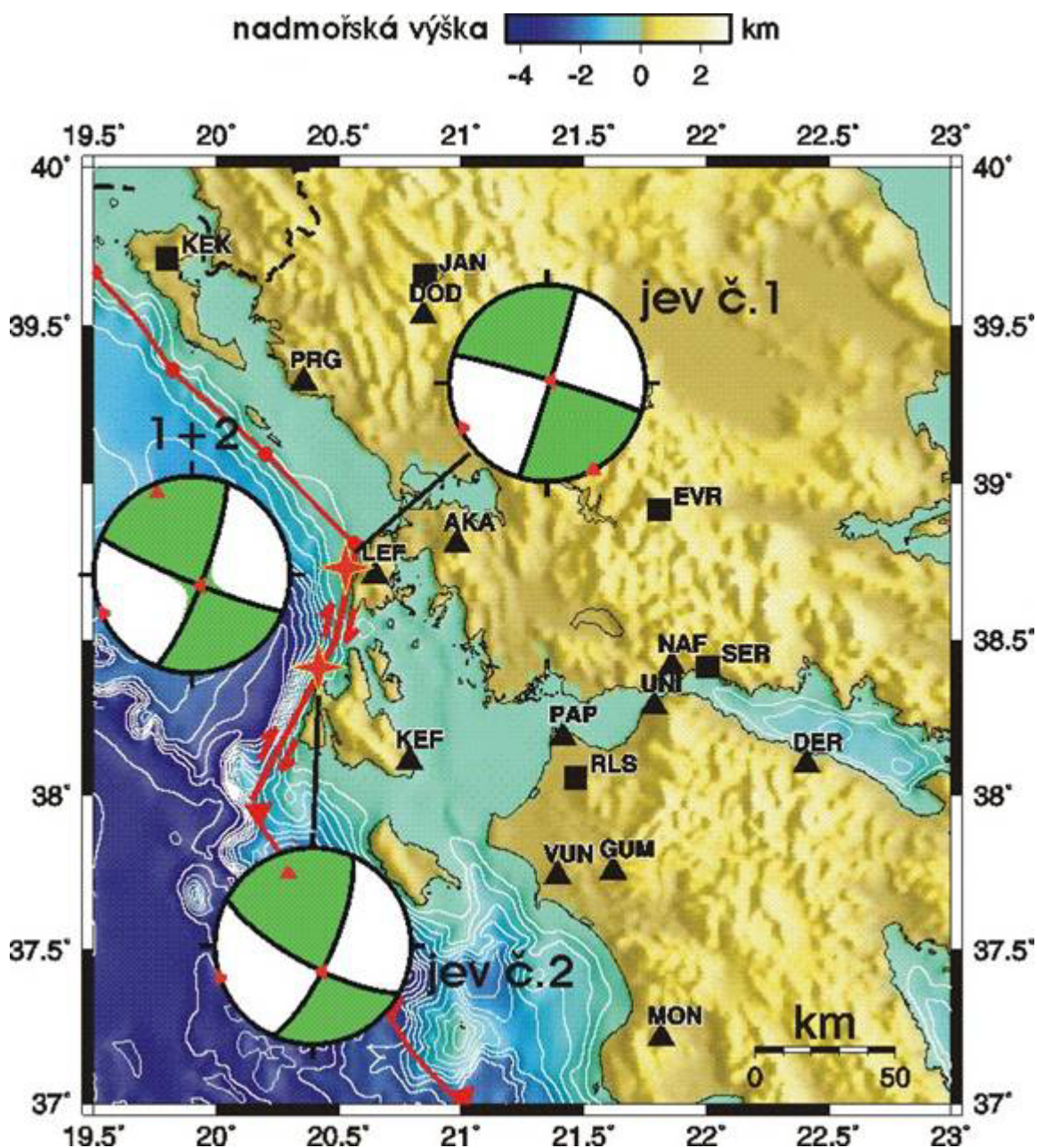
Samotný obsah (poměr) jednotlivých „elementárních mechanismů“ v momentovém tenzoru, tedy DC, ISO a CLVD, je však veličina mnohem zranitelnější z hlediska nejistot, vstupujících do obrácené úlohy. Znázorníme-li rozložení procentuálního obsahu DC, ISO a CLVD složky v našem experimentu, simulujícím nejistotu strukturního modelu kůry, vidíme, že nestřížných (non-DC) složek v mechanismu přibývá s rostoucí nejistotou modelu kůry.



Obr. 5 Histogramy složek DC, ISO a CLVD mechanismu zemětřesení u Udine 14.2.2002 získané 100násobným náhodným pozměněním parametrů modelu zemské kůry simulující nejistotu ve znalosti jejich skutečných hodnot.

S nárůstem nejistoty se histogramy jednak rozšiřují, ale hlavně se posouvají jejich střední hodnoty: přibývá složek ISO a CLVD na úkor DC složky (obr. 5, případ nejistoty 20%). Nesmykové složky získané řešením obrácené úlohy mohou být tedy pouhými artefakty nepřesného modelování struktury prostředí [5-9], nebo důsledkem zjednodušeného popisu zdroje samotného, např. zanedbání křivosti zlomu [10]. Názornou ukázkou je obr. 6, který demonstruje, že ani dlouhodobé studie nejsou zcela jistou ochranou před artefakty v nesmykových složkách. Toto záludné chování jednotlivých zdrojových komponent je špatnou zprávou pro studie hodlající využít kompletní momentový tenzor.





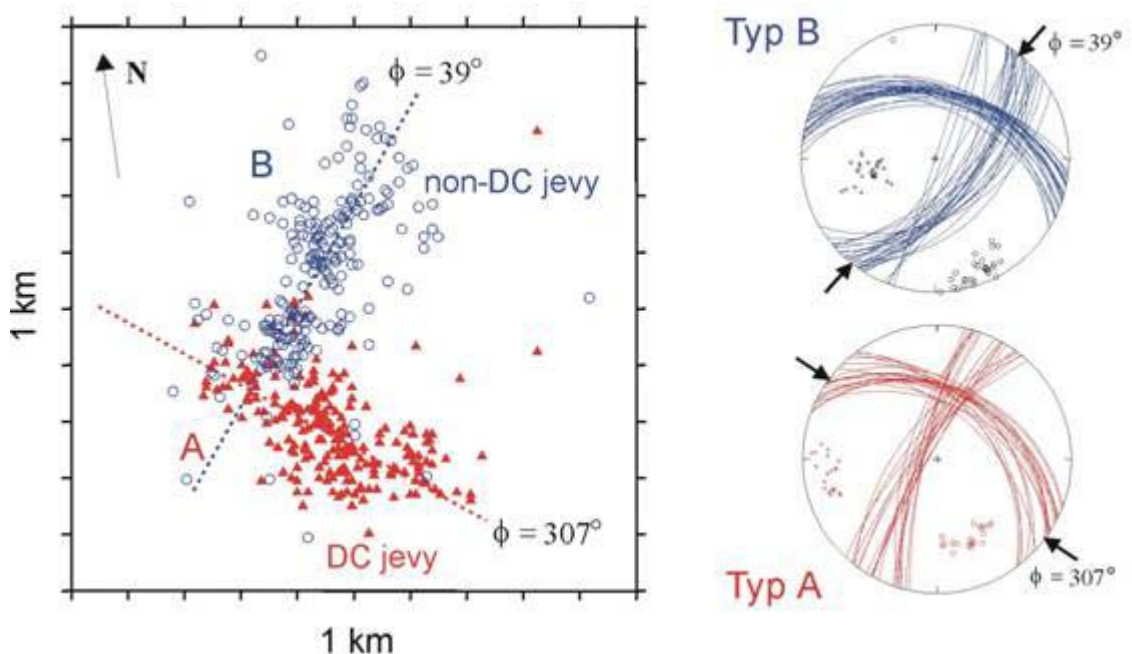
Obr. 6 Zemětřesení z 14. 8. 2003 u ostrova Lefkada (záp. Řecko), u něhož zřejmě nastalo "zdvojení" ohniskového procesu. První, severnější otřes, indukoval zhruba po 14 sekundách následný otřes ve vzdálenosti cca 40 km k jihozápadu. Dlouhoperiodická pozorování takových jevů v globální síti stanic nemusejí zdvojení rozpoznat; jev může být falešně interpretován jako jednoduchý s nesmykovým mechanismem [11]. To ukazuje mechanismus uměle vytvořený složením obou otřesů, na obrázku označený jako „1+2“. Obsahuje zhruba 10% složky CLVD, jež je artefaktem zanedbání zdvojení zdroje v dlouhovlnné inverzi. Je zajímavé poznamenat, že při studiu tohoto zemětřesení (a řady dalších) se uplatnily i seismické stanice Univerzity Karlovy, pracující v oblasti Korintského zálivu trvale od r. 1998.

V jakých studiích se pokoušíme získat celý momentový tenzor, přestože víme, že je to velmi obtížné? Jsou to případy seismických zdrojů, u kterých máme dobrý fyzikální důvod očekávat obecnější mechanismus než je střížný skluz. Typickými zdroji s obecnějším mechanismem jsou jevy způsobené hornickou činností. V horninovém masívu, porušeném dolováním, vznikají koncentrace napětí, které mohou po překročení meze pevnosti vést k rozrušení materiálu ("indukované zemětřesení"). Prostory vytvořené hornickou činností (důlní chodby, vyrubané sloje atd.) mohou kolabovat (obr. 7), což pozorujeme v mechanismu jako izotropní implozivní složku. Jindy mohou napomoci vzniku rozvírajících se trhlin, které se projeví jako izotropní explozivní složka. Dalšími jevy, u kterých lze očekávat nestřížný mechanismus, jsou zemětřesení související se sopečnou činností, kde pronikající magma způsobuje tahové porušení okolního prostředí. Podobně se mohou projevovat vody a plyny v geotermálních oblastech.



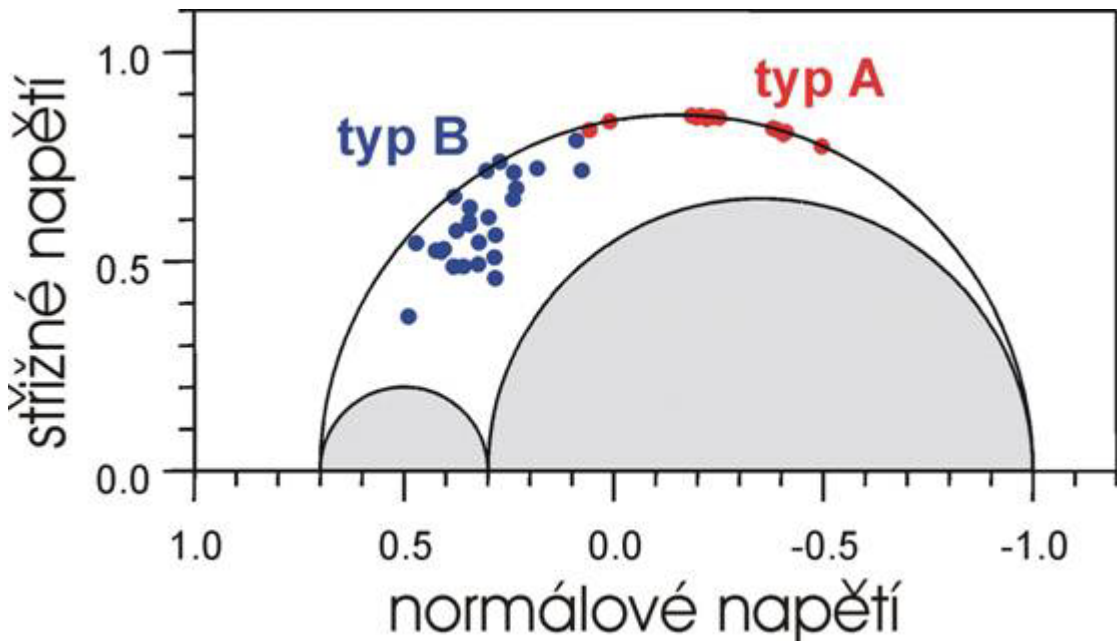
Obr. 7 Závall důlní chodby následkem otřesu v jednom ze zlatých dolů v jižní Africe (snímek získán díky R. Grobbelaarovi).

Překvapivě i na území České republiky, které není nijak zvlášť seismicky aktivní, byla v nedávné minulosti pozorována nesmyková zemětřesení. Tato zemětřesení či spíše mikrozemětřesení, způsobující pouze slabé záchvěvy na zemském povrchu, se vyskytují v oblasti západních Čech, známé výskytem tzv. zemětřesných rojů. Při detailním studiu seismogramů mikrozemětřesení z roje v lednu 1997 bylo zjištěno, že mnoho jevů má momentový tenzor s výraznou nestřižnou složkou CLVD i ISO (viz obr. 8). Analýza chyb v práci [3] ukázala, že detekované složky jsou reálné. Věrohodné určení nestřižných složek bylo umožněno detailním zpracováním kvalitních digitálních třísložkových seismogramů pořízených velkým množstvím seismických stanic (6-10), instalovaných v bezprostřední blízkosti epicenter (do 25 km), tedy ve vzdálenostech, kde i jednoduchý model kůry ještě uspokojivě vystihuje její vlastnosti do frekvencí prvních desítek Hz. Nejpravděpodobnějším vysvětlením pro tyto nestřižné složky je přítomnost fluid v zemské kůře a jejich vysoký tlak [12], jenž se projevuje mimo jiné i existencí četných minerálních pramenů v oblasti. Fluida, jež jsou směsí vody a plynů (především kyslíčnicku uhličitého), přicházejí přírodními kanály z hlubších partií zemské kůry a v hloubkách okolo 9 km, ve kterých dochází k zemětřesné činnosti, napomáhají ke spouštění zemětřesných procesů a také k případnému odtažení zlomových ploch v průběhu stříhu (viz obr. 9). Je zajímavé, že i malé odchýlení od střižného mechanismu (s odchylkou skluzu okolo  $10^\circ$  od roviny zlomu) budí výrazné nestřižné složky v momentových tenzorech.



Obr. 8 Tahová zemětřesení v západních Čechách. Vlevo - epicentra zemětřesení z lednového roje v roce 1997, vpravo – orientace střižné složky vybraných zemětřesení. Zemětřesení aktivovala dva vzájemně kolmé zlomové systémy, na zlomovém systému s azimutem  $307^\circ$  probíhala převážně střižná

zemětřesení (jevy typu A), na zlomovém systému s azimutem 39° pak převážně tahová (jevy typu B).



Obr. 9 Mohrův diagram střížných a tahových zemětřesení z lednového roje 1997. Diagram zobrazuje poměr normálové a střížné síly na zlomu v průběhu zemětřesení. Poloměry kruhů v diagramu jsou určeny hodnotami hlavních složek tenzoru napětí v ohniskové oblasti. Z analýzy sil buzených tenzorem napětí na libovolně orientované ploše vyplývá, že poměry normálové a střížné síly musí ležet uvnitř velkého kruhu, ale vně malých kruhů. Jevy typu A jsou charakterizované vysokými hodnotami střížné síly a nulovou či zápornou (kompresní) silou normálovou. Jevy typu B jsou charakterizovány nižšími hodnotami střížné síly a kladnou (tahovou) normálovou silou, která způsobuje rozevření zlomu v průběhu zemětřesného procesu.

Dodatečné složky mechanismu ke dvojitému dipólu vznikají i při střížném skluzu, jestliže geologické prostředí v okolí zemětřesného zdroje má anizotropní vlastnosti. Anizotropie způsobuje směrovou závislost šíření seismických vln a významně komplikuje vztah mezi orientací působících sil a orientací deformace prostředí. Například, střížné síly na zlomu mohou způsobovat nesmykové pohyby a naopak čistý smyk mezi dvěma anizotropními bloky je popsán obecně nestřížnými silami. Anizotropie geologických struktur je většinou velmi slabá a tudíž i zanedbatelná, nicméně v některých případech je nutno anizotropii uvažovat. Typickým příkladem mohou být litosférické desky, zanořující se do zemského pláště. Tyto desky jsou vystaveny extrémním tlakům, způsobujícím přednostní orientaci jejich mikrostruktury i makrostruktury. Na úrovni mikrostruktury se jedná především o souhlasnou orientaci zrn olivínu, jenž je vysoce anizotropním minerálem. Zemětřesení v subdukční desce pak mohou vykazovat anomální seismické



momentové tenzory s vysokým zastoupením nestřižných složek. Nestřižné složky v momentových tenzorech hlubokých zemětřesení jsou pozorovány po mnoho let, ale jejich příčiny byly dosud nejasné. O anizotropii jako o možném mechanismu jejich vzniku se začalo spekulovat teprve v nedávné době. Prokáže-li se tato hypotéza, budeme schopni pomocí studia momentových tenzorů hlubokých zemětřesení určovat seismickou anizotropii zanořujících se desek až do hloubek okolo 670 km [13]. Tato úloha je však komplikovaná tím, že kombinuje stanovení jak parametrů zdroje tak i prostředí, a vyžaduje pečlivě oddělit dodatečné složky k DC vzniklé anizotropií ohniskové zóny od falešných složek diskutovaných výše.

Závěrem lze říci, že výzkum nestřižných složek zemětřesení je obtížnou, ale velmi lákavou úlohou, jejíž řešení dovolí nejen lépe nahlédnout do dějů odehrávajících se v ohniscích zemětřesení a příbuzných jevů, ale také umožní zlepšit informace o nitru Země, kde se tyto jevy odehrávají.

Poděkování:

Tato práce vznikla za podpory grantů 205/02/0383 a 205/03/1047 Grantové agentury ČR, grantu A3012309 Grantové agentury AV ČR a projektu MSM 113200004. Za připomínky autoři děkují C. Matyskovi z MFF UK.

Literatura:

- [1] H.F. Reid, Report of the State earthquake investigation commission, vol. 2, Carnegie Inst. of Washington, Washington, D.C. (1910).
- [2] G.E. Backus, M. Mulcahy, Geophys. J. **46**, 341 (1976).
- [3] T. Dahm, J. Horálek, J. Šílený, Studia Geoph. et Geod. **44**, 233 (2000).
- [4] J. Horálek, T. Fischer, J. Mrlina, A. Boušková, Čs. čas. fyz. **54**, 258 (2004)
- [5] K. Kuge, T. Lay, Geophys. Res. Lett. **21**, 9 (1994).
- [6] J. Šílený, V. Vavryčuk, Geophys. J. Int. **143**, 700 (2000).
- [7] J. Šílený, I. Pšenčík, R.P. Young, Geophys. J. Int. **146**, 171 (2001).
- [8] B.R. Julian, A.D. Miller, G.R. Foulger, Rev. Geophys. **36**, 525 (1998).
- [9] A.D. Miller, G.R. Foulger, B.R. Julian, Rev. Geophys. **36**, 551 (1998).
- [10] C. Frohlich, Science **264**, 804 (1994).

[11] J. Zahradník, A. Serpetsidaki, E. Sokes, G.A. Tselentis, Bull. Seismol. Soc. Am., v recenzním řízení.

[12] V. Vavryčuk, Geophys. J. Int. **149**, 364 (2002).

[13] V. Vavryčuk, J. Geophys. Res., v recenzním řízení.