

Slovenská akadémia vied
Geofyzikálny ústav



Momentové tenzory zemetrasení
a tektonické napätie
v ohniskovej oblasti Malé Karpaty

DIZERTAČNÁ PRÁCA

BRATISLAVA 2009

Mgr. Lucia FOJTÍKOVÁ

**Momentové tenzory zemetrasení
a tektonické napätie
v ohniskovej oblasti Malé Karpaty**

DIZERTAČNÁ PRÁCA

Mgr. Lucia Fojtíková

**Slovenská akadémia vied
Geofyzikálny ústav**

11-45-9 Geofyzika

Školiteľ: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

Pod'akovanie

Za odborné vedenie, rady a podporu počas doktorandského štúdia a vypracovania dizertácie ďakujem prof. RNDr. Petrovi Moczovi, DrSc.

Za odborné vedenie, trpezlivú spoluprácu a porozumenie obzvlášť ďakujem RNDr. Václavovi Vavryčukovi, DrSc., ktorý sa neformálne stal mojím školiteľom špecialistom.

Ďakujem aj ďalším kolegom a odborníkom, ktorí mi výrazne pomohli pri vypracovaní dizertačnej práce – RNDr. Jurajovi Sekerešovi a RNDr. Dagmar Sekerešovej za poskytnutie potrebných údajov na analýzu, prof. RNDr. Jiřímu Zahradníkovi, DrSc. za poskytnutie programu ISOLA, za rady a užitočné diskusie, RNDr. Jánovi Madarásovi, PhD., doc. RNDr. Jozefovi Hókovi, CSc., RNDr. Rastislavovi Vojtkovi, PhD. a RNDr. Martinovi Šujanovi za podnetné diskusie ku geologickým interpretáciám.

Ďakujem RNDr. Tomášovi Fischerovi, PhD. za poskytnutie programu SeisBase, RNDr. Zuzane Jechumtálovej, PhD., RNDr. Petrovi Kolářovi, CSc. za poskytnutie programov na kreslenie ohniskových mechanizmov, RNDr. Petrovi Pažákovi, PhD. za pomoc pri technických problémoch a za poskytnutie programu na kreslenie ohniskových mechanizmov a Mgr. Petře Adamové za pomoc pri technických problémoch s programom ISOLA a takisto Mgr. Martinovi Gálisovi, PhD. za pomoc pri úpravách textu.

Ďakujem Mgr. Petrovi Lalíkovi za porozumenie a pomoc pri technických problémoch.

Ďakujem aj kolegom z Geofyzikálneho ústavu SAV a z Katedry astronómie, fyziky Zeme a meteorológie FMFI UK za užitočné diskusie, vytvorenie tvorivého prostredia a za ich podporu a porozumenie.

Vypracovanie dizertačnej práce bolo možné aj vďaka finančnej podpore projektu APVV 1058-06 NEOTACT.

Abstrakt

Mgr. Lucia Fojtíková

Momentové tenzory zemetrasení a tektonické napätie v ohniskovej oblasti Malé Karpaty

**Geofyzikálny ústav
Slovenská akadémia vied**

Školiteľ: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

Predkladaná dizertačná práca je venovaná určeniu ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov vybraných zemetrasení z oblasti Malých Karpát, vrátane seizmoaktívnej zóny Dobrá Voda a určeniu tektonického napätia v tejto oblasti.

Cieľom dizertačnej práce bolo a) analyzovať vybrané zemetrasenia z oblasti Malých Karpát a určiť ich ohniskové mechanizmy a momentové tenzory, b) porovnať použité metódy výpočtu ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov z hľadiska ich citlivosti na kvalitu a množstvo vstupných údajov a presnosť použitého modelu prostredia a z hľadiska ich výpočtovej náročnosti, c) analyzovať strižné a nestrižné zložky momentových tenzorov, d) porovnať metódy výpočtu tektonického napätia a e) vypočítať tektonické napätie v oblasti Malých Karpát a porovnať ho s napätím v širšom regióne.

Bolo analyzovaných 44 zemetrasení z obdobia rokov 2001-2009. Na určenie ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov boli použité tri rozdielne metódy: 1) metóda využívajúca polaritu P_g a P_n vln (program FOCMEC; Snoke, 2003), 2) inverzia momentových tenzorov z amplitúd P vln (program AMT; Vavryčuk, 2008b) a 3) inverzia momentových tenzorov z kompletných vlnových obrazov (program ISOLA; Sokos a Zahradník, 2009). Metódy výpočtu ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov boli porovnané a zhodnotené podľa kritérií uvedených v bode b) cieľov práce. Všetky tri metódy

dávajú konzistentné ohniskové mechanizmy a momentové tenzory. Zväčša ide o zemetrasenia s ľavostranným horizontálnym posunom so slabou normálovou zložkou alebo o zemetrasenia s mechanizmom poklesu.

Ďalej boli analyzované strižné a nestrižné zložky momentových tenzorov. Bola nájdená pozitívna korelácia medzi izotropnou zložkou (ISO) a zložkou kompenzovaného lineárneho vektorového dipólu (CLVD), čo je pravdepodobne spôsobené ťahovým charakterom zdroja.

Určené ohniskové mechanizmy a momentové tenzory boli použité na výpočet súčasného tektonického napätia oblasti. Boli použité tri metódy: i) metóda Gepharta a Forsytha (1984), ii) metóda Lunda a Slungu (1999) a iii) metóda Angeliera (2002). Na finálnu analýzu bola vybraná ako najpresnejšia metóda Angeliera, ktorá je založená na kritériu maximálneho strižného napätia v smere sklzu (slip shear stress component criterion). Inverzie napätia z ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov určených rôznymi metódami viedli k podobným výsledkom. Orientácie hlavných osí napätí sú (azimut/odklon od horizontály): $\sigma_1 = 210-220^\circ/5-25^\circ$, $\sigma_2 = 70-105^\circ/55-75^\circ$ a $\sigma_3 = 305-315^\circ/15-25^\circ$. Tvarový pomer nadobúda hodnoty $R = 0.45-0.60$. Z porovnania tektonického napätia v oblasti a v širšom regióne vyplynulo, že tektonické napätie v oblasti Malé Karpaty má opačný smer maximálnej kompresie a dilatácie voči západoeurópskemu a stredoeurópskemu napätiu. Tektonické napätie indikuje zložité tektonické podmienky v oblasti. Smer maximálnej kompresie je rovnobežný s hrebeňom Malých Karpát.

Kľúčové slová: Malé Karpaty, momentový tenzor, ohniskový mechanizmus, tektonické napätie, zemetrasenie.

Abstract

Mgr. Lucia Fojtíková

Moment Tensors of Earthquakes and Tectonics Stress in the Malé Karpaty Mts. Focal Area

**Geophysical Institute
Slovak Academy of Sciences**

Supervisor: Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.

Bratislava 2009

The PhD thesis is dedicated to determination of the focal mechanisms and moment tensors of earthquakes in the Malé Karpaty Mts. region, including the seismo-active zone Dobrá Voda, and to determination of the present-day tectonic stress in this region.

The goals of the PhD thesis were: a) to analyze selected earthquakes that occurred in the Malé Karpaty Mts. and to determine their focal mechanisms and moment tensors, b) to compare three different methods used for calculating the focal mechanisms and moment tensors from the point of view of their sensitivity to the quality and amount of input data and accuracy of the structural model as well as from the point of view of their computational efficiency, c) to analyze double-couple (DC) and non-double-couple (non-DC) components of the moment tensors, d) to compare three different methods used for calculating the tectonic stress from focal mechanisms and moment tensors, and e) to determine the tectonic stress in the Malé Karpaty Mts. and to compare the local and regional tectonic stresses in the area.

A total of 44 earthquakes were analyzed from the period of 2001-2009. Three different methods were used to calculate the focal mechanisms: 1) a method using the Pg and Pn wave polarities (program FOCMEC; Snoke, 2003), 2) the inversion of moment tensors from the P-wave amplitudes (program AMT; Vavryčuk, 2008b), and 3) the waveform inversion of moment tensors (program ISOLA;

Sokos and Zahradník, 2009). These methods were compared with respect to quality and amount of input data, accuracy of the structural model, as well as from the computational efficiency point of view. All three methods give similar focal mechanisms and moment tensors. The majority of micro-earthquakes analyzed have similar left-lateral strike-slip focal mechanism with weak normal or reverse components.

The moment tensors comprise significant non-DC components. The isotropic component (ISO) and the compensated linear vector dipole component (CLVD) are mostly positive and well correlated, indicating that a significant part of the non-DC components probably originates in tensile faulting.

The focal mechanisms were used to determine the present-day tectonic stress in the Malé Karpaty Mts. region. Three different methods were used to invert for the tectonic stress: i) the Gephart and Forsyth method (1984), ii) the Lund and Slunga method (1999), and iii) the Angelier method (2002). The Angelier method, based on the so-called slip shear stress component criterion, has been chosen as the most accurate one. The orientations of the principal stresses are (azimuth/plunge): $\sigma_1 = 210\text{-}220^\circ/5\text{-}25^\circ$, $\sigma_2 = 70\text{-}105^\circ/55\text{-}75^\circ$, $\sigma_3 = 305\text{-}315^\circ/15\text{-}25^\circ$ and the shape ratio is $R = 0.45\text{-}0.60$. The azimuth is measured clockwise from the north and the plunge downwards from the horizontal plane. The local tectonic stress manifests an approximately inverse pattern compared to the regional middle-European tectonic stress, and indicates complex tectonic conditions in the area. Direction of the maximum compression is parallel to the Malé Karpaty Mountains ridge.

Keywords: earthquake, focal mechanism, Malé Karpaty Mts, moment tensor, tectonic stress

Predhovor

Aj keď je úroveň seizmickej aktivity na Slovensku mierna v porovnaní so seizmicky najaktívnejšími oblasťami sveta, z dlhodobého hľadiska je nezanedbateľná a musí byť adekvátne analyzovaná. Dvomi hlavnými dôvodmi sú: 1) silné zemetrasenia (Stredné Slovensko 1443, $I_0 = 8^\circ$ MSK-64; Komárno 1763, $I_0 = 7.5^\circ$ - 8.5° MSK 64; Žilina 1858, $I_0 = 7$ - 8° EMS98; Dobrá Voda 1906, $M = 5.7$), ktoré ničili a dokonca aj zabíjali aj napriek relatívne malej a technologicky jednoduchej zástavbe (napr. Brouček, 1978; Labák 1996a,b; Labák a Brouček, 1996), 2) jadrové elektrárne, veľké vodné diela a husto osídlené územia s náročnou technickou štruktúrou a infraštruktúrou. Ak teda vieme, že územie Slovenska je tektonicky stále aktívne, je zrejmé, že analýza seizmickej aktivity na území Slovenska nie je len akademickou výzvou ale i praktickou a spoločensky dôležitou nutnosťou. Analýza dostupných údajov o zemetraseniach je základným predpokladom analýzy seizmického ohrozenia. Výsledky analýzy seizmického ohrozenia musia byť zohľadnené v plánovaní, projektovaní a vo zvyšovaní odolnosti stavieb – najmä obytných a tých, ktorých poškodenie môže mať tragické dôsledky a spôsobiť škody pre celé Slovensko.

Jednou z najvýznamnejších zdrojových zón na území Slovenska je oblasť Malých Karpát od Bratislavy po Vrbové. Historicky sú známe skôr ohniskové zóny Pernek a Dobrá Voda, ktoré sú súčasťou vymedzenej oblasti. Dňa 9. januára 1906 bolo v Dobrej Vode zemetrasenie s epicentrálnou intenzitou 8 - 9° MSK-64 a magnitúdom 5.7 (Réthly, 1907; Kárník *et al.*, 1957; Kárník, 1968). Po tomto zemetrasení nasledovalo približne 100 dotrasov, pričom niektoré boli aj makroseizmicky pocítené. Ďalšími významnými seizmickými udalosťami boli zemetrasenia v rokoch 1930, 1967 a 1976 s magnitúdom medzi 4.0 až 5.0 (Labák *et al.*, 1997). Oblasť je seizmicky aktívna až do súčasnosti.

Je teda zrejmé, že seizmická aktivita v oblasti Malých Karpát výraznou mierou ovplyvňuje seizmické ohrozenie celého západoslovenského regiónu. Tomu musia byť konštrukčne a bezpečnostne prispôsobené spoločensky významné stavby. To platí i pre Atómovú elektráreň Bohunice (EBO) nachádzajúcu sa na okraji Malých Karpát. Revízna misia IAEA, ktorá sa

uskutočnila v novembri 1998, zhodnotila seizmologickú a geologickú databázu, seizmotektonický model a metódu analýzy seizmického ohrozenia a výsledné charakteristiky seizmického ohrozenia lokality EBO. Analýzu vykonal tím seizmológov GFÚ SAV v spolupráci so spoločnosťou EQUIS (Equis, 1996). Zvláštna pozornosť bola venovaná blízkosti zdrojovej zóny Dobrá Voda. Výsledky analýzy a závery misie boli podkladom pre rozhodnutie Úradu jadrového dozoru o prevádzke EBO.

Dôsledkom nutnosti monitorovania seizmickej aktivity v okolí Atómovej elektrárne Bohunice bolo vybudovanie lokálnej siete seizmických staníc EBO v roku 1985. Od začiatku monitorovania boli seizmometrické údaje využívané hlavne na lokalizáciu hypocentier zemetrasení a určenie lokálnych magnítud zemetrasení. Bol tiež definovaný algoritmus opatrení v prevádzke EBO v prípade silnejšieho zemetrasenia.

Detailnejšou analýzou seizmických dát však možno získať aj informácie o procesoch v zemetrasnom ohnisku, jeho fyzikálnych príčinách a tektonických procesoch v oblasti. Určenie ohniskových mechanizmov dáva informáciu o možnej orientácii zlomu ako aj o pohybe na zlome, umožňuje mapovať geometriu zlomu a zlomových systémov a vytvárať tak obraz seizmického režimu ohniskovej oblasti. Základnou veličinou pre popisovanie parametrov zemetrasného zdroja je momentový tenzor, ktorý vyjadruje jeho geometrickú a silovú charakteristiku. Momentový tenzor zahŕňa orientáciu zlomovej plochy, na ktorej došlo k šíreniu trhliny a tiež smer pohybov na zlomovej ploche. Ak máme k dispozícii súbor zemetrasení s určenými momentovými tenzormi, možno odhadnúť i orientáciu a charakter tektonického napätia v ohniskovej oblasti. Znalosť súčasného stavu tektonického napätia je dôležitá pre vytvorenie modelu tektonického vývoja regiónu.

OBSAH

1	Úvod	1
2	Súčasný stav problematiky	3
2.1	Teoretický úvod	3
2.1.1	Reprezentačný teorém	3
2.1.2	Greenova funkcia	5
2.1.3	Seizmický momentový tenzor a zdrojový tenzor	8
2.1.4	Vlastné čísla a vlastné vektory zdrojového tenzora	10
2.1.5	Vlastné čísla a vlastné vektory momentového tenzora	12
2.2	Rozklad momentového tenzora	13
2.3	Ťahové zemetrasenia v izotropnom prostredí.....	15
2.4	Možné príčiny nestrižných zložiek	17
2.5	Inverzia momentového tenzora.....	18
2.5.1	Inverzia momentového tenzora z polarít a amplitúd	19
2.5.2	Inverzia momentového tenzora z vlnových obrazov.....	21
2.5.3	Praktické aspekty inverzie.....	24
2.6	Matematický a grafický popis tektonického napätia	26
2.7	Inverzia napätia z momentových tenzorov	28
2.7.1	Metóda Gepharta a Forsytha (1984).....	29
2.7.2	Metóda Lunda a Slungu (1999).....	30
2.7.3	Metóda Angeliera (2002)	31
3	Ciele dizertačnej práce	33
4	Seizmické údaje	35
5	Výsledky dizertačnej práce	41
5.1	Analýza vlnových obrazov	41
5.2	Geometria ohniskovej oblasti	50
5.3	Ohniskové mechanizmy a momentové tenzory	54
5.3.1	Určenie ohniskových mechanizmov z polarít P vln z lokálnych a regionálnych staníc programom FOCMEC ...	54
5.3.2	Určenie momentových tenzorov z amplitúd P vln z lokálnych staníc programom AMT.....	61

5.3.3	Určenie momentových tenzorov z vlnových obrazov z lokálnych staníc programom ISOLA.....	69
5.3.4	Analýza strižných a nestrižných zložiek.....	86
5.3.5	Porovnanie jednotlivých metód	89
5.4	Tektonické napätie	97
5.4.1	Testy inverzií tektonického napätia	98
5.4.2	Výpočet tektonického napätia metódou Angeliera (2002) ...	99
5.5	Dôsledky pre tektoniku a interpretácie.....	103
6	Závery	105
	Literatúra	107

Zoznam obrázkov

Obr. 2.1	Strižný a ťahový zdroj	11
Obr. 2.2	Schéma ťahového zemetrasenia.....	15
Obr. 2.3	Definícia parametrov určujúcich orientáciu zlomovej plochy a smeru sklzu	19
Obr. 2.4	Mohrov diagram	28
Obr. 2.5	Metóda Gepharta a Forsytha (1984).....	30
Obr. 2.6	Metóda Lunda a Slungu (1999)	31
Obr. 5.1	Záznamy rýchlosti a posunutia pre najsilnejšie analyzované zemetrasenie V03	43
Obr. 5.2a	Záznamy rýchlosti pre zemetrasenie V14.....	44
Obr. 5.2b	Záznamy posunutia pre zemetrasenie V14	44
Obr. 5.3a	Záznamy rýchlosti pre zemetrasenie S03	45
Obr. 5.3b	Záznamy posunutia pre zemetrasenie S03.....	45
Obr. 5.4a	Záznamy rýchlosti a posunutia s problematcky identifikovateľnou polaritou P vlny.....	46
Obr. 5.4b	Záznamy rýchlosti a posunutia s výrazným nasadením P vlny	46
Obr. 5.5	Záznamy posunutia s čelnou Ph vlnou	47
Obr. 5.6	Záznamy posunutia s odrazenými vlnami	48
Obr. 5.7a	Štiepenie a polarizačné diagramy S vln pre záznamy na stanicach KATA a SMOL	49
Obr. 5.7b	Štiepenie a polarizačné diagramy S vln pre záznamy na stanicach BUKO a HRAD	49
Obr. 5.8	Falošné zákmity pred príchodom P vlny	50
Obr. 5.9a	Rýchlosti šírenia P vln pre použité modely prostredia	51
Obr. 5.9b	Rozloženie rýchlostí P vln v hĺbke 0.5 km v 3D modeli prostredia ..	51
Obr. 5.10	Epicentrá zemetrasení, stanice Národnej siete seizmických staníc NSSS a stanice lokálnej seizmickej siete EBO.....	53
Obr. 5.11	Priestorové rozloženie hypocentier zemetrasení.....	53
Obr. 5.12	Epicentrum zemetrasenia V03 a polohy seizmických staníc.....	54
Obr. 5.13	Epicentrum zemetrasenia V14 a polohy seizmických staníc.....	54
Obr. 5.14	Príklad dobre určeného a zle určeného ohniskového mechanizmu. Použitý program: FOCMEC	56

Obr. 5.15	Optimálne ohniskové mechanizmy vypočítané zo znamienok prvých nasadení P vln. Použitý program: FOCMEC.	57
Obr. 5.16	Vplyv použitia Modelu B a Modelu C na výsledný ohniskový mechanizmus pre zemetrasenie X01. Použitý program: FOCMEC	58
Obr. 5.17	Vplyv použitia Modelu B a Modelu C na výsledný ohniskový mechanizmus pre zemetrasenie V03. Použitý program: FOCMEC.	59
Obr. 5.18	Ohniskový mechanizmus pre zemetrasenie V03 s uvážením Ph fáz seizmických vln. Použitý program: FOCMEC	60
Obr. 5.19	Ohniskový mechanizmus pre zemetrasenie V14. Použitý program: FOCMEC	60
Obr. 5.20	Príklad nespoľahlivo a spoľahlivo určeného momentového tenzora. Použitý program: AMT	64
Obr. 5.21.	Nodálne roviny a rozloženie P/T osí pre všetky a iba pre spoľahlivo určené MT. Použitý program: AMT	64
Obr. 5.22	Vplyv použitého modelu prostredia na MT. Použitý program: AMT.	65
Obr. 5.23	Vplyv zahrnutia efektu voľného povrchu na MT. Použitý program: AMT.....	66
Obr. 5.24	Vplyv stabilizačnej podmienky $ISO = 0$ na MT všetkých zemetrasení. Použitý program: AMT.....	67
Obr. 5.25	Vplyv stabilizačnej podmienky $ISO = 0$ na spoľahlivo a nespoľahlivo určené MT. Použitý program: AMT.....	68
Obr. 5.26	Vplyv stabilizačnej podmienky $ISO = 0$ na MT zemetrasenia V03. Použitý program: AMT.....	68
Obr. 5.27	Vplyv stabilizačnej podmienky $ISO = 0$ na MT zemetrasenia V14. Použitý program: AMT.....	68
Obr. 5.28	Porovnanie syntetických a reálnych seizmogramov pre zemetrasenie V03. Použitý program: ISOLA.	72
Obr. 5.29	Inverzia MT zo záznamov z 3 staníc pre zemetrasenie V03. Použitý program: ISOLA.	73
Obr. 5.30	Inverzia MT zo záznamov z 2 staníc pre zemetrasenie V03. Použitý program: ISOLA.	74

Obr. 5.31	Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice pre zemetrasenie V03. Použitý program: ISOLA.	75
Obr. 5.32	Porovnanie syntetických a reálnych seizmogramov pre zemetrasenie V14. Použitý program: ISOLA.	76
Obr. 5.33	Inverzia MT zo záznamov z 3 staníc pre zemetrasenie V14. Použitý program: ISOLA.	77
Obr. 5.34	Inverzia MT zo záznamov z 2 staníc pre zemetrasenie V14. Použitý program: ISOLA.	78
Obr. 5.35	Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice pre zemetrasenie V14. Použitý program: ISOLA.	79
Obr. 5.36	Znamienkový test určujúci polaritu ohniskového mechanizmu pre zemetrasenie V03 a pre zemetrasenie V14.	80
Obr. 5.37	Ohniskový mechanizmus pre úplný MT pre zemetrasenie V03 a V14. Použitý program: ISOLA.	81
Obr. 5.38	Porovnanie P/T osí bez korekcie na znamienka a s korekciou na znamienka. Použitý program: ISOLA.	82
Obr. 5.39	Nodálne roviny a rozloženie P/T osi pre všetky MT vypočítané inverziou z vlnových obrazov. Použitý program: ISOLA.	83
Obr. 5.40	Histogramy strižných a nestrižných zložiek MT.	88
Obr. 5.41	Korelácia ISO a CLVD.	88
Obr. 5.42	Porovnanie metód inverzie MT.	93
Obr. 5.43	Porovnanie ohniskových mechanizmov pre zemetrasenie V03 vypočítaných programami: FOCMEC, AMT, ISOLA.	94
Obr. 5.44	Porovnanie ohniskových mechanizmov pre zemetrasenie V14 vypočítaných programami: FOCMEC, AMT, ISOLA.	94
Obr. 5.45	Polaritne opačné mechanizmy zemetrasení V08 a V09.	95
Obr. 5.46	Geologicko-tektonická schéma predterciérneho podložja Malých Karpát s vyznačenými ohniskovými mechanizmami.	96
Obr. 5.47	Rozloženie znamienok prvých nasadení P vln na ohniskovej sfére pre všetky analyzované zemetrasenia a všetky stanice.	97
Obr. 5.48	Určenie tektonického napätia metódami: Gepharta a Forsytha (1984), Lunda a Slungu (1999) a metódou Angeliera (2000).	100
Obr. 5.49	Mohrove diagramy pre rôzne metódy výpočtu tektonického napätia.	101

Obr. 5.50	Tektonické napätie určené metódou Angeliera.....	102
Obr. 5.51	Zjednodušená tektonická schéma ohniskovej oblasti Malé Karpaty s naznačenými prevládajúcimi smermi nodálnych rovín ohniskových mechanizmov a orientáciami hlavných smerov tektonického napätia	104
Obr. 5.52	Mapa súčasného tektonického napätia Západných Karpát	104

Zoznam tabuliek

Tab. 4.1	Stanice lokálnej siete seizmických staníc EBO	36
Tab. 4.2a	Stanice lokálnej siete seizmických staníc EMO	36
Tab. 4.2b	Stanice Národnej siete seizmických staníc	36
Tab. 4.2c	Seizmické stanice iných sietí	37
Tab.4.3	Vybrané zemetrasenia na výpočet ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov	38
Tab. 5.1	1D model zemskej kôry s homogénnymi vrstvami	51
Tab. 5.2	Ohniskové mechanizmy z polarít P vln (FOCMEC)	55
Tab. 5.3	Momentové tenzory získané inverziou z amplitúd (AMT)	62
Tab. 5.4a	Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 3-5 staníc	84
Tab. 5.4b	Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 2 stanice	85
Tab. 5.4c	Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 1 stanica	86
Tab. 5.5	Nestrižné zložky momentových tenzorov	89
Tab. 5.6	Tektonické napätie určené rôznymi metódami inverzie	99
Tab. 5.7	Inverzia napätia – metóda Angeliera	101

Zoznam dôležitých symbolov a skratiek

\mathbf{M}, M_{ij}	momentový tenzor (MT) = tenzor seizmického momentu (angl. seismic moment tensor)
P, T, B	hlavné osi momentového tenzora
m_{kl}	hustota seizmického momentu = tenzor hustoty seizmického momentu (angl. moment density tensor)
$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$	vektor posunutia
\mathbf{x}, t	polohový vektor, čas
\mathbf{G}, G_{in}	Greenova funkcia (Greenov tenzor)
Σ	zlomová plocha
\mathbf{v}	normála k zlomovej ploche
$[\mathbf{u}]$	vektor sklzu
u	veľkosť sklzu
\mathbf{n}	smer sklzu
S	veľkosť plochy zdroja
λ, μ	Laméove koeficienty
\mathbf{D}, D_{kl}	zdrojový tenzor (angl. source tensor)
d_{kl}	hustota zdrojového tenzora (angl. source density tensor)
DC	strižná zložka momentového tenzora (angl. double couple)
ISO	izotropná zložka momentového tenzora
CLVD	kompensovaný lineárny vektorový dipól (angl. compensated linear vector dipole)
α	odchýlka vektora sklzu od zlomovej plochy
φ	azimut zlomovej plochy (angl. strike)
λ	uhol vektora sklzu na zlomovej ploche (angl. rake)
δ	odklon zlomovej plochy od horizontálnej roviny (angl. dip)
τ_{kl}	tenzor napätia
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	hlavné napätia (angl. principal stresses)
\mathbf{T}	vektor napätia (angl. traction)
τ	veľkosť tangenciálneho (strižného) napätia na zlomovej ploche

τ	vektor tangenciálneho (strižného) napätia na zlomovej ploche
σ	veľkosť normálového napätia na zlomovej ploche
R	tvárový pomer (angl. shape ratio)
ϑ	odchýlka medzi smerom tangenciálneho napätia a pozorovaným smerom sklzu na zlomovej ploche
I	parameter nestability
SSSC	kritérium maximalizácie tangenciálneho (strižného) napätia v smere sklzu (angl. slip shear stress component criterion)
T_{SSSC}	tangenciálne (strižné) napätie v smere sklzu

Pre zobrazovanie ohniskových sfér a ohniskových mechanizmov bola použitá rovnoplochá projekcia na dolnú hemisféru. Vo vzorcoch bola použitá Einsteinova sumačná konvencia. Konvencia sa vzťahuje iba na dolné indexy.

1 Úvod

Dizertačná práca je venovaná určaniu momentových tenzorov a tektonického napätia v ohniskovej oblasti Malé Karpaty, od Bratislavy po Vrbové vrátane seizmoaktívnej zóny Dobrá Voda. Zemetrasenia boli zaznamenané v období rokov 2001-2009.

Ohniskové mechanizmy a momentové tenzory sú určované tromi rôznymi metódami - použitím polarít P vln, amplitúd P vln a úplných vlnových obrazov. Výsledné ohniskové mechanizmy a momentové tenzory sú použité na určenie tektonického napätia. kapitola 2 obsahuje matematickú formuláciu problému určovania ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov, výpočtu Greenových funkcií, výpočtu strižných a nestrižných zložiek momentových tenzorov a prehľad metód určovania tektonického napätia z momentových tenzorov. V kapitole 3 sú formulované ciele dizertačnej práce. V kapitole 4 je popísaný súbor spracovaných zemetrasení a charakter a vlastnosti seizmických dát. Kapitola 5 je venovaná výsledkom dizertačnej práce. Podkapitola 5.1 je venovaná detailnej analýze vlnových obrazov, interpretácii seizmických fáz a frekvenčnej a polarizačnej analýze seizmických vln. V podkapitole 5.2 je dokumentované priestorové rozloženie hypocentier analyzovaných zemetrasení a presnosť lokalizácie. Ťažisko práce je v podkapitole 5.3, venovanej určeniu ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov, porovnaniu rôznych metód výpočtu, testom citlivosti a analýze strižných a nestrižných zložiek pre vybrané zemetrasenia. Zvláštna pozornosť je venovaná ohniskovým mechanizmom a momentovým tenzorom dvoch najsilnejších zemetrasení z analyzovaného súboru dát. Podkapitola 5.4 je venovaná porovnaniu presnosti a stability rôznych metód určovania tektonického napätia a stanoveniu hlavných osí napätia pre skúmanú lokalitu. Podkapitola 5.5 je venovaná tektonickým dôsledkom a interpretáciám v kontexte súčasných znalostí o lokálnom a regionálnom tektonickom napätí a paleonapätí. V kapitole 6 sú zhrnuté hlavné výsledky a závery práce dizertačnej práce.

2 Súčasný stav problematiky

2.1 Teoretický úvod

2.1.1 Reprezentačný teorém

Uvažujme elastodynamickú rovnicu pre všeobecné nehomogénne anizotropné a neohraničené prostredie:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \right) = f_i, \quad i = 1, 2, 3. \quad (2.1)$$

$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ je vektor posunutia, \mathbf{x} polohový vektor, t čas, $\rho(\mathbf{x})$ hustota prostredia, $c_{ijkl}(\mathbf{x})$ tenzor elastických koeficientov a $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ je vektor hustoty objemovej sily. Predpokladajme, že posunutie $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ i jeho časová derivácia $\dot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, t)$ sú pre všetky \mathbf{x} v čase $t = 0$ nulové.

Pohybovú rovnicu (2.1) je možné riešiť pomocou Greenovej funkcie G_{in} , definovanej nasledujúcou rovnicou:

$$\rho \frac{\partial^2 G_{in}}{\partial t^2} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial G_{kn}}{\partial x_l} \right) = \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi}) \delta(t - \tau), \quad i, n = 1, 2, 3. \quad (2.2)$$

δ_{in} je Kroneckerovo delta a δ je Diracova delta funkcia. Greenova funkcia $G_{in} = G_{in}(\mathbf{x}, t, \boldsymbol{\xi}, \tau)$ je tenzorovou veličinou a fyzikálne zodpovedá i -tej zložke vektoru posunutia v bode pozorovania \mathbf{x} v čase t spôsobeného impulznou silou jednotkovej amplitúdy pôsobiacej v bode $\boldsymbol{\xi}$ v časovom okamihu τ v smere x_n .

Ak v zdroji pôsobí sila s priestorovou a časovou závislosťou $\mathbf{f}(\boldsymbol{\xi}, \tau)$, je posunutie \mathbf{u} dané časopriestorovou konvolúciou Greenovej funkcie \mathbf{G} a hustoty objemovej sily \mathbf{f}

$$u_i(\mathbf{x}, t) = f_n * G_{in}, \quad (2.3)$$

čiže

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \iiint_V f_n(\xi, \tau) G_{in}(\mathbf{x}, t, \xi, \tau) d\tau dV(\xi) . \quad (2.4)$$

Pre popis poľa posunutia $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ budeného zemetrasným zdrojom musíme však rovnicu (2.3) ešte ďalej upraviť, lebo 1) seizmické zdroje nepopisujeme pomocou síl $\mathbf{f}(\xi, \tau)$ pôsobiacich v objeme V , ale pomocou síl pôsobiacich pozdĺž zlomovej plochy Σ a 2) objemové sily v zemetrasnom ohnisku nemajú charakter jednoduchých síl na Σ (Vavryčuk, 2008a),

$$f_n(\xi, \tau) = f_n \delta(\Sigma) , \quad (2.5)$$

ale sú popisované pomocou dvojíc síl,

$$f_n(\xi, \tau) = -m_{nk} \frac{\partial \delta(\Sigma)}{\partial \xi_k} , \quad (2.6)$$

kde $\delta(\Sigma)$ označuje plošnú Diracovu delta funkciu. Rovnicu (2.3) preto upravíme nasledovne:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = f_n * G_{in} = -m_{nk} \frac{\partial \delta(\Sigma)}{\partial \xi_k} * G_{in} = m_{nk} * \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{in} . \quad (2.7)$$

Získame tak reprezentačný teorém vhodný na výpočet poľa posunutia $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ budeného silami pôsobiacich v ohnisku zemetrasenia rozloženými na zlomovej ploche Σ

$$u_i(\mathbf{x}, t) = m_{nk} * G_{in \rightarrow k} , \quad (2.8)$$

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \iint_{\Sigma} m_{nk}(\xi, \tau) \frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{in}(\mathbf{x}, t, \xi, \tau) d\tau d\Sigma(\xi) . \quad (2.9)$$

$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ je vektor posunutia, $m_{nk}(\xi, \tau)$ je tenzor hustoty seizmického momentu (ďalej iba hustota momentového tenzora) a $G_{in>k}(\mathbf{x}, t, \xi, \tau)$ je priestorová derivácia Greenovej funkcie.

Pri odvodzovaní reprezentačného teorému (2.8) sme pre jednoduchosť predpokladali neohraničené prostredie a využili sme vlastnosti Diracovej delta funkcie δ . Klasické odvodenie zahrňujúce aj prípad prostredia ohraničeného povrchom S je založené na Bettiho teoréme a analýze okrajových podmienok na vnútornom rozhraní Σ a možno ho nájsť napr. v učebnici Aki a Richards (1980).

2.1.2 Greenova funkcia

Ako bolo uvedené v predchádzajúcej podkapitole, Greenova funkcia predstavuje pole posunutia, budené bodovou silou pôsobiacou v jednom časovom okamihu. Jej poznanie je nutným predpokladom na výpočet parametrov zemetrasného ohniska. Metódam výpočtu Greenových funkcií pre rôzne typy prostredia je venovaná rozsiahla seizmologická literatúra. Ale keďže ťažisko tejto práce je v štúdiu zemetrasného ohniska, a nie vo výpočte Greenovej funkcie, v tomto paragrafe bude uvedený iba stručný prehľad základných vzorcov a metód ich výpočtu, s dôrazom na metódy použité pri vlastnej inverzii ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov v kapitole 5 - Výsledky dizertačnej práce.

Greenovu funkciu je možné vypočítať pre najjednoduchšie typy prostredia analyticky. Najznámejším je tzv. Stokesove riešenie pre homogénny izotropný neohraničený priestor. V tomto prípade Greenova funkcia vyjadruje pole posunutia budené bodovou silou pôsobiacou v počiatku súradníc v časovom okamihu $t = 0$ a možno ju zapísať v časovej oblasti nasledovne (Aki a Richards, 1980):

$$G_{kl}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho} \left\{ \frac{N_k N_l}{\alpha^2} \frac{1}{r} \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{\delta_{kl} - N_k N_l}{\beta^2} \frac{1}{r} \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) + (3N_k N_l - \delta_{kl}) \frac{1}{r^3} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau \delta(t - \tau) d\tau \right\}. \quad (2.10)$$

r označuje vzdialenosť medzi zdrojom a pozorovateľom, \mathbf{N} je jednotkový vektor definujúci smer od zdroja k pozorovateľovi, α a β sú rýchlosti P a S vln, ρ je

hustota prostredia a $\delta(t)$ označuje Diracovu delta funkciu. Prvý člen na pravej strane predstavuje P vlnu vo vzdialenej zóne, druhý člen S vlnu vo vzdialenej zóne a tretí člen vlnu blízkej zóny. Vlna blízkej zóny je pozorovateľná iba do vzdialenosti niekoľko vlnových dĺžok od zdroja a pre väčšinu seizmologických pozorovaní ju možno zanedbať. Vlny vzdialenej zóny zodpovedajú tiež tzv. vysokofrekvenčnej lúčovej aproximácii.

Greenova funkcia pre homogénne anizotropné prostredie je vyjadrená v časovej oblasti pomocou integrálu (Burridge, 1967; Wang a Achenbach, 1994, rovnice 17-21):

$$G_{kl}(\mathbf{x}, t) = G_{kl}^r(\mathbf{x}, t) + G_{kl}^s(\mathbf{x}), \quad (2.11)$$

$$G_{kl}^r(\mathbf{x}, t) = -\frac{1}{8\pi^2\rho} \sum_{M=1}^3 \int_{\substack{S(\mathbf{n}) \\ \mathbf{n} \cdot \mathbf{x} > 0}} \frac{\mathbf{g}_k^{(M)} \mathbf{g}_l^{(M)}}{(c^{(M)})^3} \delta\left(t - \frac{\mathbf{n} \cdot \mathbf{x}}{c^{(M)}}\right) dS(\mathbf{n}), \quad (2.12)$$

$$G_{kl}^s(\mathbf{x}) = \frac{1}{8\pi^2\rho} \sum_{M=1}^3 \int_{S(\mathbf{n})} \frac{\mathbf{g}_k^{(M)} \mathbf{g}_l^{(M)}}{(c^{(M)})^2} \delta(\mathbf{n} \cdot \mathbf{x}) dS(\mathbf{n}). \quad (2.13)$$

$G_{kl}^r(\mathbf{x}, t)$ označuje regulárnu časť Greenovej funkcie a $G_{kl}^s(\mathbf{x})$ označuje singulárnu časť Greenovej funkcie. Horný index $M = 1, 2, 3$ označuje typ vlny (P, S1, S2), $\mathbf{g} = \mathbf{g}(\mathbf{n})$ je jednotkový polarizačný vektor, $c = c(\mathbf{n})$ je fázová rýchlosť, ρ je hustota prostredia, $\mathbf{x} = Nr$ je polohový vektor, r je vzdialenosť pozorovaného miesta od zdroja, \mathbf{N} je jednotkový vektor určujúci smer medzi zdrojom a pozorovaným miestom, \mathbf{n} je smer vektoru pomalosti a $S(\mathbf{n})$ je jednotková sféra. Integrácia sa vykonáva na hemisfére definovanej vzťahom $\mathbf{n} \cdot \mathbf{x} > 0$.

Pre vysokofrekvenčné signály možno integrály (2.12) a (2.13) ďalej zjednodušiť. Použitím metódy stacionárnej fázy v integráli (2.12), dostaneme asymptotickú Greenovu funkciu $G_{kl}^{\text{asym}}(\mathbf{x}, t)$ (Burridge, 1967)

$$G_{kl}^{\text{asym}}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{\mathbf{g}_k \mathbf{g}_l}{v\sqrt{|K|}} \frac{1}{r} \delta^{(A)}(t - \mathbf{p}_0 \cdot \mathbf{x}), \quad (2.14)$$

kde v je grupová rýchlosť, $K = K_1 K_2$ je Gaussova krivosť plochy pomalosti, K_1 a K_2 sú hlavné krivosti plochy pomalosti a symbol $\delta^{(A)}(t)$ označuje analytickú Diracovu delta funkciu (Červený, 2001, vzorec A.3.6)

$$\delta^{(A)}(t) = \delta(t) - \frac{i}{\pi t}. \quad (2.15)$$

Všetky veličiny závislé na vektore pomalosti \mathbf{p} v rovnici (2.14) sú uvažované pre stacionárny vektor pomalosti \mathbf{p}_0 . Vzorec (2.14) platí iba pre konvexnú plochu pomalosti. Ak je plocha pomalosti hyperbolická alebo konkávna, vzorec musí byť modifikovaný (Burridge, 1967).

Integrálny a asymptotický tvar Greenovej funkcie (2.11) - (2.14) možno zovšeobecniť aj pre prostredie s absorpciou (Vavryčuk, 2007).

Pre nehomogénne izotropné alebo anizotropné prostredie existuje analytický tvar Greenovej funkcie iba pre vysokofrekvenčné lúčové priblíženie. Pre izotropné nehomogénne prostredie je lúčová Greenova funkcia vyjadrená v časovej oblasti nasledovne (Červený, 2001, vzorec 5.2.49):

$$G_{kl}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{4\pi\sqrt{\rho_S\rho_R V_S V_R}} \frac{\mathbf{g}_k^S \mathbf{g}_l^R}{L(R, S)} \delta^{(A)}[t - \tau(\mathbf{x})]. \quad (2.16)$$

Vektory \mathbf{g}^S a \mathbf{g}^R sú polarizačné vektory vlny v zdroji a v prijímači, V_R a V_S fázové rýchlosti šírenia vln v zdroji a prijímači, $L(R, S)$ je relatívne geometrické rozširovanie a $\tau(\mathbf{x})$ je čas šírenia vlny medzi zdrojom S a prijímačom R , ρ_S a ρ_R sú hustoty prostredia v zdroji a v prijímači.

Priestorová derivácia lúčovej Greenovej funkcie, potrebná v reprezentačnom teoréme pre seizmické zdroje (2.8), je vyjadrená v časovej oblasti nasledovne:

$$G_{kl,m}(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial}{\partial x_m} G_{kl}(\mathbf{x}, t) = -\frac{1}{4\pi\sqrt{\rho_S\rho_R V_S V_R}} \frac{\mathbf{g}_k^S \mathbf{g}_l^R p_m^S}{L(R, S)} \delta^{(A)}[t - \tau(\mathbf{x})]. \quad (2.17)$$

\mathbf{p}^S označuje vektor pomalosti v zdroji.

Vo vzorcoch (2.16) a (2.17) pre Greenovu funkciu a jej deriváciu predpokladáme pre jednoduchosť, že vlna neprešla kaustikou a neuvažujeme koeficienty odrazu a lomu na rozhraniach. Príslušné vzorce zahrňujúce efekty spôsobené kaustikami, odrazom a lomom na rozhraniach, konverziou vln na rozhraniach, absorpciou prostredia a efektmi spôsobenými interakciou vln s voľným povrchom sú podrobne popísané v monografii Červený (2001).

V prípadoch, keď presnosť vysokofrekvenčnej lúčovej aproximácie nepostačuje, musí byť Greenova funkcia pre všeobecné nehomogénne prostredie počítaná numericky, napr. metódou konečných diferencií (napr. Moczo *et al.*, 2002, 2004), konečných elementov (napr. Moczo *et al.*, 2007), metódou diskretných vlnových čísel (napr. Coutant, 1990; Bouchon, 2003) alebo metódou ‘reflectivity’ (napr. Fuchs a Müller, 1971; Müller, 1985).

2.1.3 Seizmický momentový tenzor a zdrojový tenzor

Tenzor hustoty seizmického momentu m_{ij} (ďalej hustota momentového tenzora) vyjadruje veľkosť dipólových síl (dvojíc síl) pôsobiacich v zdroji a počíta sa z nespojitosti posunutia $[\mathbf{u}] = \mathbf{u}^+ - \mathbf{u}^-$ na zlomovej ploche Σ a z elastických parametrov c_{ijkl} v zdrojovej oblasti (Aki a Richards, 1980, rovnica 3.19),

$$m_{ij} = c_{ijkl} [u_k] \nu_l, \quad (2.18)$$

kde \mathbf{v} je normála k zlomovej ploche Σ .

Popri hustote momentového tenzora je výhodné tiež zaviesť tzv. hustotu zdrojového tenzora d_{kl} (source tensor density, Vavryčuk, 2005). Hustota zdrojového tenzora popisuje geometrické vlastnosti ohniskového procesu a oproti hustote momentového tenzora nezávisí od materiálových vlastností ohniskovej oblasti,

$$d_{kl} = \frac{1}{2} ([u_k] \nu_l + [u_l] \nu_k). \quad (2.19)$$

Hustoty zdrojového a momentového tenzora sú zviazané vzťahom

$$m_{ij} = c_{ijkl} d_{kl} , \quad (2.20)$$

ktorý formálne pripomína všeobecný Hookeov zákon medzi tenzorom napätia τ_{ij} a tenzorom deformácie e_{kl}

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} . \quad (2.21)$$

Na aproximáciu bodového zdroja je definovaný tenzor seizmického momentu \mathbf{M} (ďalej iba momentový tenzor, MT) a zdrojový tenzor \mathbf{D} , pomocou integrácie hustoty momentového tenzora a zdrojového tenzora cez zlomovú plochu Σ :

$$M_{kl} = \int_{\Sigma} m_{kl} d\Sigma , \quad (2.22)$$

$$D_{kl} = \int_{\Sigma} d_{kl} d\Sigma = \frac{uS}{2} (n_k v_l + n_l v_k) . \quad (2.23)$$

S je celková plocha zemetrasného ohniska a u je priemerný sklz na ploche S . Rovnica (2.20) potom prechádza na integrálny tvar:

$$M_{ij} = c_{ijkl} D_{kl} , \quad (2.24)$$

čo je vyjadrenie Hookeovho zákona v zdroji. Dosadením rovnice (2.23) dostaneme:

$$M_{ij} = uS c_{ijkl} n_k v_l , \quad (2.25)$$

kde \mathbf{n} je jednotkový vektor definujúci smer sklzu a \mathbf{v} je normála k zlomovej ploche Σ . Pre izotropné prostredie sa tvar pre \mathbf{M} zjednodušuje na tvar

$$M_{kl} = uS \left(\lambda v_j n_j \delta_{kl} + \mu [v_k n_l + v_l n_k] \right) , \quad (2.26)$$

kde λ a μ sú Laméove koeficienty definujúce elastické vlastnosti izotropného prostredia.

2.1.4 Vlastné čísla a vlastné vektory zdrojového tenzora

Zdrojový tenzor \mathbf{D} ,

$$\mathbf{D} = \frac{uS}{2}(\mathbf{nv} + \mathbf{vn}) = \frac{uS}{2} \begin{bmatrix} 2n_1v_1 & n_1v_2 + n_2v_1 & n_1v_3 + n_3v_1 \\ n_1v_2 + n_2v_1 & 2n_2v_2 & n_2v_3 + n_3v_2 \\ n_1v_3 + n_3v_1 & n_2v_3 + n_3v_2 & 2n_3v_3 \end{bmatrix}, \quad (2.27)$$

priamo súvisí s geometriou zdroja (Vavryčuk, 2005) a v systéme vlastných vektorov sa diagonalizuje na tvar

$$\mathbf{D}^{diag} = \frac{uS}{2} \begin{bmatrix} \mathbf{n} \cdot \mathbf{v} + 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{n} \cdot \mathbf{v} - 1 \end{bmatrix}, \quad (2.28)$$

kde \mathbf{v} je normála k zlomovej ploche Σ , \mathbf{n} je smer sklzu, u je priemerná veľkosť sklzu, S je veľkosť plochy zdroja a

$$\mathbf{n} \cdot \mathbf{v} = n_1v_1 + n_2v_2 + n_3v_3 \quad (2.29)$$

definuje skalárny súčin vektorov \mathbf{n} a \mathbf{v} . Pre stopu a determinant zdrojového tenzora platí

$$\text{Tr}(\mathbf{D}) = D_{kk} = uS(\mathbf{n} \cdot \mathbf{v}), \quad (2.30)$$

$$\text{Det}(\mathbf{D}) = 0. \quad (2.31)$$

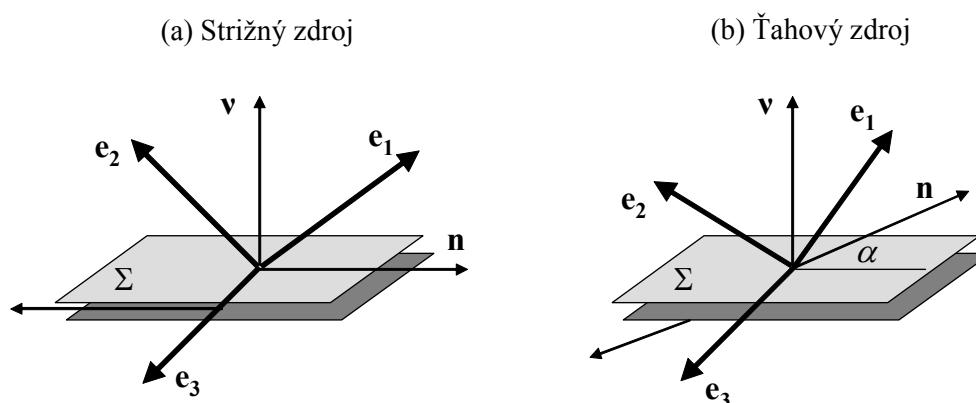
Vlastné vektory zdrojového tenzora \mathbf{D} sú vyjadrené nasledovne:

$$\mathbf{e}_1 = \frac{\mathbf{n} + \mathbf{v}}{|\mathbf{n} + \mathbf{v}|}, \quad \mathbf{e}_2 = \mathbf{n} \times \mathbf{v}, \quad \mathbf{e}_3 = \frac{\mathbf{n} - \mathbf{v}}{|\mathbf{n} - \mathbf{v}|}. \quad (2.32)$$

Symbol ‘ \times ’ označuje vektorový súčin. Pre čisto strižný zdroj smer sklzu \mathbf{n} leží v rovine zlomu Σ a diagonálny tvar zdrojového tenzora vieme vyjadriť:

$$\mathbf{D}^{diag} = \frac{uS}{2} \begin{bmatrix} +1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix}. \quad (2.33)$$

Vlastné vektory \mathbf{e}_1 a \mathbf{e}_2 ležia v rovine určenej vektormi \mathbf{n} a \mathbf{v} a odchyľujú sa od nich o uhol 45° (Obr. 2.1a). Pre ťahový zdroj vektor sklzu neleží v rovine plochy zlomu. Diagonálny tvar zdrojového tenzora je určený rovnicou (2.28). Vlastné vektory \mathbf{e}_1 a \mathbf{e}_2 ležia v rovine \mathbf{n} a \mathbf{v} a odchyľujú sa od nich o uhol α (Obr. 2.1b).



Obr. 2.1 Strižný a ťahový zdroj. a) Vlastné vektory $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2$ ležia v rovine určenej vektormi \mathbf{n} a \mathbf{v} a odchyľujú sa od nich o uhol 45° . b) Vlastné vektory $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2$ ležia v rovine \mathbf{n} a \mathbf{v} a odchyľujú sa od nich o uhol α .

2.1.5 Vlastné čísla a vlastné vektory momentového tenzora

Momentový tenzor \mathbf{M} možno zapísať v diagonálnom tvare

$$\mathbf{M}^{diag} = \begin{bmatrix} M_1 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 \end{bmatrix}, \quad M_1 \geq M_2 \geq M_3. \quad (2.34)$$

Veličiny M_1, M_2, M_3 sú vlastné čísla tenzora \mathbf{M} . Vlastné vektory tenzora \mathbf{M} sa označujú ako osi P, T, B, pričom os P zodpovedá minimálnemu vlastnému číslu M_3 , os T maximálnemu vlastnému číslu M_1 a os B zodpovedá prostrednému vlastnému číslu M_2 . Fyzikálne, osi P, T, B definujú smery maximálneho kompresného, minimálneho kompresného (resp. maximálneho ťahového) a prostredného napätia v zdroji. Pre anizotropné prostredie sú osi P, T, B vo všeobecnosti odlišné od vlastných vektorov zdrojového tenzora \mathbf{D} . Fyzikálne to znamená, že smer sklzu nemusí nutne zodpovedať smeru maximálneho strižného napätia na zlomovej ploche, ale môže sa od nej odchyľovať. Pre izotropné prostredie sa momentový tenzor zjednodušuje na (Vavryčuk, 2005):

$$\mathbf{M}^{diag} = \mu S \begin{bmatrix} (\lambda + \mu)\mathbf{n} \cdot \mathbf{v} + \mu & 0 & 0 \\ 0 & \lambda \mathbf{n} \cdot \mathbf{v} & 0 \\ & & (\lambda + \mu)\mathbf{n} \cdot \mathbf{v} - \mu \end{bmatrix}, \quad (2.35)$$

kde λ a μ sú Laméove koeficienty. Smerové vektory os P, T, B závisia iba na vektoroch \mathbf{n} a \mathbf{v}

$$\mathbf{b} = \mathbf{n} \times \mathbf{v}, \quad \mathbf{t} = \frac{\mathbf{n} + \mathbf{v}}{|\mathbf{n} + \mathbf{v}|}, \quad \mathbf{p} = \frac{\mathbf{n} - \mathbf{v}}{|\mathbf{n} - \mathbf{v}|} \quad (2.36)$$

a sú totožné s vlastnými vektormi zdrojového tenzora $\mathbf{e}_1, \mathbf{e}_2, \mathbf{e}_3$ (2.32).

Pre strižný zdroj v izotropnom prostredí platí

$$D_{kk} = 0, \quad M_{ij} = 2\mu D_{ij}, \quad (2.37)$$

čiže

$$\mathbf{M}^{diag} = \mu u S \begin{bmatrix} +1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} = M^0 \begin{bmatrix} +1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix}, \quad (2.38)$$

kde

$$M^0 = \mu u S, \quad (2.39)$$

je skalárny seizmický moment.

2.2 Rozklad momentového tenzora

Rozklad momentového tenzora je všeobecne nejednoznačný a je ho možné urobiť viacerými spôsobmi. Pre naše účely využijeme postup navrhnutý Knopoffom a Randallom (1970), v ktorom sa momentový tenzor rozkladá na izotropnú zložku (ISO), strižnú zložku (double couple, DC) a zložku kompenzovaného lineárneho vektorového dipólu (compensated linear vector dipole, CLVD).

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}^{ISO} + \mathbf{M}^* = \mathbf{M}^{ISO} + \mathbf{M}^{CLVD} + \mathbf{M}^{DC}, \quad (2.40)$$

kde \mathbf{M}^{ISO} je izotropná časť \mathbf{M} ,

$$\mathbf{M}^{ISO} = \frac{1}{3} \text{Tr}(\mathbf{M}) \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (2.41)$$

a \mathbf{M}^* je deviatorická časť \mathbf{M} ,

$$\mathbf{M}^* = \begin{bmatrix} M_1 - \text{Tr}(\mathbf{M})/3 & 0 & 0 \\ 0 & M_2 - \text{Tr}(\mathbf{M})/3 & 0 \\ 0 & 0 & M_3 - \text{Tr}(\mathbf{M})/3 \end{bmatrix}. \quad (2.42)$$

$\text{Tr}(\mathbf{M})$ znamená stopu tenzora \mathbf{M} ,

$$\text{Tr}(\mathbf{M}) = M_1 + M_2 + M_3 . \quad (2.43)$$

Deviatorickú časť tenzora \mathbf{M} ďalej môžeme rozložiť na zložky DC a CLVD (Vavryčuk, 2001)

$$\mathbf{M}^{\text{CLVD}} = |\varepsilon| M_{|MAX|}^* \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{bmatrix} , \quad (2.44)$$

$$\mathbf{M}^{\text{DC}} = (1 - 2|\varepsilon|) M_{|MAX|}^* \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} , \quad (2.45)$$

kde ε vyjadruje pomer medzi komponentmi CLVD a DC:

$$\varepsilon = - \frac{M_{|MIN|}^*}{|M_{|MAX|}^*|} . \quad (2.46)$$

Percentuálne zastúpenie zložiek DC, CLVD, ISO môžeme vypočítať pomocou nasledovných vzťahov (Vavryčuk, 2001, 2005):

$$\text{ISO} = \frac{1}{3} \frac{\text{Tr}(\mathbf{M})}{|M_{|MAX|}^*|} \cdot 100\% , \quad (2.47)$$

$$\text{CLVD} = 2\varepsilon (100\% - |\text{ISO}|) , \quad (2.48)$$

$$\text{DC} = 100\% - |\text{ISO}| - |\text{CLVD}| . \quad (2.49)$$

Znamienko pri zložkách ISO a CLVD hovorí o type zdroja. Pre ťahový zdroj v izotropnom prostredí je $\text{ISO} > 0$ a $\text{CLVD} > 0$, pre kompresný zdroj je $\text{ISO} < 0$ a

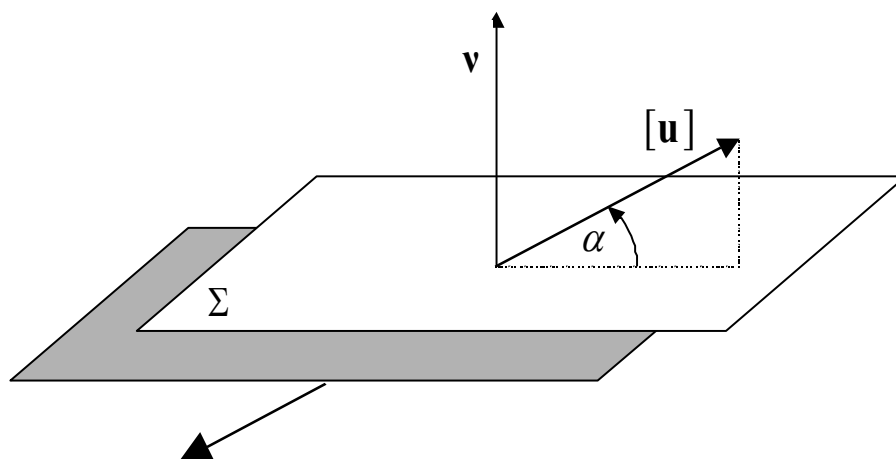
$CLVD < 0$. Zložka DC je vždy nezáporná, pričom pre čisto strižný zdroj v izotropnom prostredí je $DC = 100\%$. Súčet absolútnych hodnôt DC, CLVD a ISO je pre ľubovoľný typ zdroja vždy 100%.

2.3 Ťahové zemetrasenia v izotropnom prostredí

Pre ťahové zemetrasenia platí, že vektor sklzu $[\mathbf{u}]$ neleží v rovine zlomovej plochy Σ , ale odchyľuje sa od nej o uhol α (Obr. 2.2). Momentový tenzor \mathbf{M} pre ťahové zemetrasenia v izotropnom prostredí (2.26) možno vyjadriť v systéme súradníc spojeného so zlomovou plochou Σ nasledovne

$$\mathbf{M} = u \begin{bmatrix} \lambda \sin \alpha & 0 & \mu \cos \alpha \\ 0 & \lambda \sin \alpha & 0 \\ \mu \cos \alpha & 0 & (\lambda + 2\mu) \sin \alpha \end{bmatrix}, \quad (2.50)$$

kde sme dosadili za vektor normály $\mathbf{v} = (0, 0, 1)^T$ a za vektor sklzu $[\mathbf{u}] = u(\cos \alpha, 0, \sin \alpha)^T$.



Obr. 2.2 Schéma ťahového zemetrasenia. Uhol α je odchýlka smeru vektora sklzu a roviny zlomu Σ .

Momentový tenzor \mathbf{M} má diagonálny tvar

$$\mathbf{M}^{diag} = u \begin{bmatrix} \lambda \sin \alpha - \mu(1 - \sin \alpha) & 0 & 0 \\ 0 & \lambda \sin \alpha & 0 \\ 0 & 0 & \lambda \sin \alpha + \mu(1 + \sin \alpha) \end{bmatrix} \quad (2.51)$$

a jeho stopa

$$\text{Tr}(\mathbf{M}) = (3\lambda + 2\mu)u \sin \alpha . \quad (2.52)$$

Pri splnení podmienok stability izotropného prostredia (Backus, 1962):

$$\mu > 0, \quad \frac{\lambda}{\mu} > -\frac{2}{3}, \quad (2.53)$$

platí, že $3\lambda + 2\mu$ v rovnici (2.52) je vždy kladné a znamienko stopy tenzora \mathbf{M} závisí iba od uhla α . Teda, stopa \mathbf{M} je kladná pre ťahové (otvárajúce sa) zdroje a záporná pre kompresné (uzatvárajúce sa) zdroje.

Rozkladom \mathbf{M} pre ťahové alebo kompresné seizmické zdroje dostaneme hodnoty zložiek DC, CLVD a ISO. Z hodnôt DC, CLVD a ISO možno určiť odchýlku vektora sklzu od zlomovej plochy a niektoré parametre prostredia v ohnisku. Odchýlka vektora sklzu α pre zdroj s ťahovou zložkou nachádzajúci sa v izotropnom prostredí je vyjadrená nasledujúcimi vzťahmi (Vavryčuk, 2001):

$$\alpha_{\text{ISO}} = \text{sign}(\text{ISO}) \arcsin \frac{|\text{ISO}|}{\left(\kappa + \frac{2}{3}\right) (1 - |\text{ISO}|) - \frac{1}{3} |\text{ISO}|}, \quad (2.54)$$

$$\alpha_{\text{CLVD}} = \text{sign}(\text{CLVD}) \arcsin \frac{|\text{CLVD}|}{\frac{4}{3} - |\text{CLVD}|(\kappa + 1)}, \quad (2.55)$$

$$\alpha_{DC} = \text{sign}(\text{CLVD}) \arcsin \frac{1 - DC}{1 + DC(\kappa + 1)}. \quad (2.56)$$

Ďalej možno určiť pomer Laméových parametrov λ/μ , ktorý je zviazaný s pomerom v_p/v_s rýchlostí P a S vln v zdroji:

$$\frac{\text{ISO}}{\text{CLVD}} = \frac{3}{4} \frac{\lambda}{\mu} + \frac{1}{2}. \quad (2.57)$$

Z toho vyplýva, že zložky DC, CLVD a ISO nesú dôležitú informáciu ako o procese trhania na zlome, tak aj o vlastnostiach prostredia v ohniskovej oblasti.

2.4 Možné príčiny nestrižných zložiek

Nestrižné zložky momentového tenzora môžu mať niekoľko príčin. Jednak môžu byť spôsobené numerickými chybami inverzie MT, jednak môžu mať fyzikálny pôvod.

Numerické chyby môžu byť spôsobené: nepresným modelom prostredia, nedostatočným množstvom údajov, nepresnou lokalizáciou, zjednodušeným modelom zdrojového procesu, alebo prítomnosťou šumu v dátach.

Príkladmi nestrižných zložiek, ktoré majú fyzikálny pôvod, alebo pôvod v neadekvátnom popise zdrojového procesu sú najmä (Julian *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1998):

- zosuvy. Zosuvy sú typickým príkladom zdroja nie dipólových, ale jednoduchých síl, pôsobiacich v smere zosuvu pôdy. Gravitačné sily, pôsobiace na zosuvy, produkujú taktiež nenulový torzný moment.

- vulkanické erupcie, sú tiež príkladom pôsobenia jednoduchých síl, zapríčinených náhlým presunutím magmy vo vulkáne.

- strižný pohyb na zlome so zložitou geometriou zlomovej plochy, alebo na systéme zlomov s rôznou orientáciou. Ak sa zemetrasné zdroje vyskytujú blízko seba v čase a priestore, môžu byť chybne interpretované ako jeden jav. Zdanlivý momentový tenzor tohto javu je potom súčtom momentových tenzorov

jednotlivých zdrojov. Hoci jednotlivé zdroje môžu byť čisto strižné, ich súčet môže obsahovať nestrižnú zložku CLVD.

- otvárajúce sa trhliny a zdroje zahrňujúce ťahovú a strižnú zložku. Takéto typy mechanizmov možno nájsť v oblastiach s geotermálnou alebo vulkanickou aktivitou, kde nespojitosť posunutia môže byť kolmá na zdrojovú plochu. Novo otvorené pukliny sa naplňujú fluidami, alebo magmou. Zemetrasenia kombinujúce ťahovú a strižnú zložku možno pozorovať v oblastiach s ťahovým napätovým režimom. Momentový tenzor potom bude obsahovať obe nestrižné zložky, CLVD aj ISO.

- strižné zdroje v prostredí s nehomogenitami v ohniskovej zóne. Ak sa zemetrasný zdroj nachádza v blízkosti výrazného rýchlostného rozhrania, toto rozhranie môže ovplyvniť smerové vyžarovanie zdroja, a tak spôsobiť prítomnosť zdanlivých nestrižných zložiek v momentovom tensore.

- strižné zdroje v prostredí s anizotropiou v ohniskovej zóne. Strižný pohyb na rovinnom zlome v anizotropnom prostredí generuje všeobecný nestrižný momentový tenzor (vzorec (2.24)). Z toho dôvodu je nutné rozlišovať zdrojový a seizmický momentový tenzor.

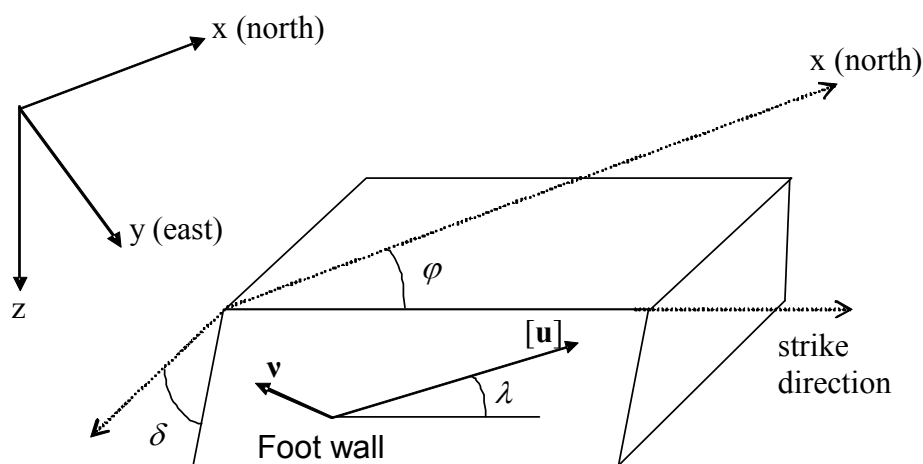
- zanedbanie konečnosti zdroja. Ak použijeme aproximáciu bodového zdroja na zdroj s konečným rozmerom s výraznou smerovou závislosťou, silové pôsobenie zdroja bude reprezentované ako štandardným momentovým tenzorom tak aj tenzormi vyšších rádov. Zanedbanie tenzorov vyšších rádov v inverzii MT môže viesť k výskytu nestrižných zložiek.

Analýze a interpretácii nestrižných zložiek momentových tenzorov pre niektoré seizmoaktívne oblasti sa venujú napríklad práce: Kawasaki a Tanimoto (1981), Rudajev a Šílený (1885), Hasegawa a Kanomori (1987), Kanamori *et al.* (1993), Frohlich (1994), Kuge a Lay (1994), Vavryčuk (2001, 2004, 2005, 2006) a Vavryčuk *et al.* (2008), atď.

2.5 Inverzia momentového tenzora

Pri inverzii momentového tenzora možno využiť rôzne charakteristiky seizmických vln, napr. polaritu P vln, amplitúdy P a S vln a ich pomery, kompletne vlnové obrazy. Podľa množstva a kvality vstupných údajov možno vykonať buď inverziu kompletneho MT, alebo iba jeho časti. Najčastejšie sa

inverzia MT seizmického zdroja obmedzuje podmienkou nulovej stopy momentového tenzora ($ISO = 0$), ktorá fyzikálne znamená, že v ohnisku zemetrasenia nedochádza pri procese trhania k objemovým zmenám. Ešte väčšmi obmedzujúcou podmienkou používanou pri inverzii seizmického zdroja býva podmienka na čisto strižný zdroj ($ISO = 0, CLVD = 0$). V tomto prípade počítame ohniskový mechanizmus, ktorý je definovaný ohniskovými uhlami φ , δ a λ (strike, dip a rake). Uhly φ , δ , λ určujú orientáciu zlomovej plochy a smer sklzu na zlomovej ploche. Vektor sklzu $[\mathbf{u}]$ je uvažovaný ako relatívny pohyb bloku, do ktorého smeruje normálový vektor \mathbf{v} vzhľadom k bloku, z ktorého smeruje normálový vektor \mathbf{v} (Obr. 2.3).



Obr. 2.3 Definícia parametrov určujúcich orientáciu zlomovej plochy a smeru sklzu: φ , δ a λ (strike, dip a rake). \mathbf{v} je normálový vektor k zlomovej ploche. 'Foot wall' označuje ležiaci blok.

2.5.1 Inverzia momentového tenzora z polarít a amplitúd

Pri inverzii MT pre aproximáciu bodového zdroja vychádzame z reprezentačného teóremu:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = M_{nk} * G_{in>k}, \quad (2.58)$$

kde

$$M_{nk}(t) = M_{nk} S(t), \quad (2.59)$$

$S(t)$ je časová funkcia zdroja.

Pri použití amplitúd v inverzii neuvažujeme časovú závislosť v zdroji a konvolučný integrál sa redukuje na násobenie,

$$u_i(\mathbf{x}, t) = M_{nk} G_{in>k} . \quad (2.60)$$

Zavedením Voigtovej notácie, ktorá redukuje dvojice indexov n, k a i, n v rovnici (2.60) podľa nasledovného pravidla:

$$11 \rightarrow 1, 22 \rightarrow 2, 33 \rightarrow 3, 23 \rightarrow 4, 13 \rightarrow 5, 12 \rightarrow 6 ,$$

reprezentačný teorém prejde do maticového tvaru:

$$\begin{bmatrix} G_{11}^{(1)} & G_{12}^{(1)} & G_{13}^{(1)} & G_{14}^{(1)} & G_{15}^{(1)} & G_{16}^{(1)} \\ G_{21}^{(1)} & G_{22}^{(1)} & G_{23}^{(1)} & G_{24}^{(1)} & G_{25}^{(1)} & G_{26}^{(1)} \\ G_{31}^{(1)} & G_{32}^{(1)} & G_{33}^{(1)} & G_{34}^{(1)} & G_{35}^{(1)} & G_{36}^{(1)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ G_{11}^{(N)} & G_{12}^{(N)} & G_{13}^{(N)} & G_{14}^{(N)} & G_{15}^{(N)} & G_{16}^{(N)} \\ G_{21}^{(N)} & G_{22}^{(N)} & G_{23}^{(N)} & G_{24}^{(N)} & G_{25}^{(N)} & G_{26}^{(N)} \\ G_{31}^{(N)} & G_{32}^{(N)} & G_{33}^{(N)} & G_{34}^{(N)} & G_{35}^{(N)} & G_{36}^{(N)} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} M_{11} \\ M_{22} \\ M_{33} \\ M_{23} \\ M_{13} \\ M_{12} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u_1^{(1)} \\ u_2^{(1)} \\ u_3^{(1)} \\ \dots \\ u_1^{(N)} \\ u_2^{(N)} \\ u_3^{(N)} \end{bmatrix} , \quad (2.61)$$

formálne zapísaného do tvaru

$$\mathbf{Gm} = \mathbf{d} , \quad (2.62)$$

kde \mathbf{G} je Greenova matica s rozmerom $3N \times 6$, \mathbf{m} je seizmický momentový vektor s rozmerom 6×1 a \mathbf{d} je vektor amplitúd s rozmerom $3N \times 1$,

$$\mathbf{m} = [M_{11}, M_{22}, M_{33}, M_{23}, M_{13}, M_{12}]^T ,$$

$$\mathbf{d} = [u_1^{(1)}, u_2^{(1)}, u_3^{(1)}, u_1^{(2)}, u_2^{(2)}, u_3^{(2)}, \dots, u_1^{(N)}, u_2^{(N)}, u_3^{(N)}]^T .$$

Horný index v zátvorke označuje poradové číslo stanice a N je celkový počet staníc.

V prípade dostatočného množstva vstupných dát, rovnica (2.62) predstavuje lineárny, predurčený, inverzný problém, ktorý riešime metódou lineárnej zovšeobecnenej inverzie (Lay a Wallace, 1995):

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{d} , \quad (2.63)$$

kde

$$\mathbf{G}^{-g} = [\mathbf{G}^T \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^T , \quad (2.64)$$

označuje zovšeobecnú inverziu matice \mathbf{G} .

Ak riešime inverziu momentového tenzora nie priamo z amplitúd, ale z pomerov amplitúd, úlohu možno formulovať buď ako lineárny problém (Julian, 1986; Julian a Foulger, 1996), alebo nelineárny problém (Jechumtálová a Šílený, 2005). Ak riešime iba inverziu ohniskového mechanizmu výpočtom ohniskových uhlov φ , λ a δ , úloha sa štandardne formuluje ako nelineárny problém.

2.5.2 Inverzia momentového tenzora z vlnových obrazov

Momentový tenzor opisujúci vlastnosti seizmického zdroja možno získať analýzou seizmických vln, ktorých vlnová dĺžka je oveľa väčšia ako rozmery samotného zdroja (Backus a Mulcahy, 1976). Inverziu z vlnových obrazov je možno použiť nielen na určenie ohniskového mechanizmu zemetrasenia, ale aj na určenie súradníc hypocentra. Tieto dve úlohy môžu byť riešené súčasne (Dziewonski *et al.*, 1981). Na riešenie úlohy inverzie momentového tenzora z vlnových obrazov sa používa množstvo algoritmov (Dziewonski a Woodhouse, 1983a, 1983b; Dziewonski *et al.*, 1983–2001; Sipkin, 1986; Šílený *et al.*, 1992; Šílený a Pšenčík, 1995; Šílený *et al.*, 1996; Cespuglio *et al.*, 1996; Šílený, 1997; Henry *et al.*, 2000; Zahradník *et al.*, 2005).

Pre inverziu z vlnových obrazov bola v tejto práci využitá metóda elementárnych seizmogramov (Kikuchi a Kanamori, 1991; Sokos a Zahradník, 2009; Červínková, 2008). Keďže momentový tenzor \mathbf{M} je symetrický, elementárne seizmogramy získame zavedením šiestich elementárnych

momentových tenzorov, ktoré zodpovedajú šiestim elementárnym mechanizmom (Bouchon, 1981, 2003).

$$M_{pq} = \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^{(i)}, \quad (2.65)$$

kde

$$\mathbf{M}^{(1)} = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{M}^{(2)} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{M}^{(3)} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{M}^{(4)} = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{M}^{(5)} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, \quad \mathbf{M}^{(6)} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (2.66)$$

Výsledný momentový tenzor potom bude mať tvar:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} -a_4 + a_6 & a_1 & a_2 \\ a_1 & -a_5 + a_6 & -a_3 \\ a_2 & -a_3 & a_4 + a_5 + a_6 \end{pmatrix}. \quad (2.67)$$

Momentové magnitúdo možno vyjadriť podľa vzorca (Hanks a Kanamori, 1979)

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6, \quad (2.68)$$

pričom skalárny seizmický moment M_0 , možno vyjadriť pomocou koeficientov a_i , $i = 1, \dots, 6$, zo vzorca (2.67) pre momentový tenzor:

$$M_0 = \sqrt{\frac{(-a_4 + a_6)^2 + (-a_5 + a_6)^2 + (a_4 + a_5 + a_6)^2}{2} + a_1^2 + a_2^2 + a_3^2}. \quad (2.69)$$

Výsledné syntetické posunutie $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ bude kombinácia elementárnych seizmogramov

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \sum_{j=1}^6 a_j M_{pq}^{(j)} * G_{ip, q}, \quad i = 1, 2, 3, \quad (2.70)$$

čiže

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \sum_{j=1}^6 a_j E_i^{(j)}, \quad i = 1, 2, 3, \quad (2.71)$$

kde $E_i^{(j)}(\mathbf{x}, t)$ je i -tá zložka j -tého elementárneho seizmogramu.

Hľadanie koeficientov a_j , $j = 1, \dots, 6$, je lineárna úloha riešená metódou najmenších štvorcov, čo formálne možno zapísať:

$$\mathbf{a} = (\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1} \mathbf{E}^T \mathbf{u}, \quad (2.72)$$

kde, \mathbf{E}^T je transponovaná matica a $(\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1}$ je inverzná matica, pričom je nutná podmienka, že počet koeficientov a_j , $j = 1, \dots, 6$, je oveľa menší ako počet hodnôt posunutia $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$.

Rozdiely medzi reálnymi a syntetickými seizmogramami možno napísať pomocou reziduálnej chyby Δ ,

$$\Delta = \sum_i \left(u_i - \sum_{j=1}^6 a_j E_i^{(j)} \right)^2, \quad (2.73)$$

sumácia cez index i znamená sumáciu cez čas, zložky a všetky stanice. Najlepšiu tvarovú zhodu medzi syntetickými a nameranými seizmogramami určíme pomocou korelačného koeficientu C_{corr} ,

$$C_{corr} = \sqrt{V_{red}}, \quad (2.74)$$

kde

$$V_{red} = 1 - \frac{\Delta}{u_i u_i}, \quad (2.75)$$

je tzv. redukovaná variancia, ktorú možno vyjadriť pomocou vzorcov (2.73) (2.72) v maticovom tvare nasledovne:

$$V_{red} = \frac{(\mathbf{E}^T \mathbf{u})(\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1}(\mathbf{E}^T \mathbf{u})}{\mathbf{u}^T \mathbf{u}}. \quad (2.76)$$

Tak ako vo vzorci (2.73), vektor \mathbf{u} v sebe zahŕňa amplitúdy posunutia $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ pre všetky zložky posunutia, stanice a času. Maticu $(\mathbf{E}^T \mathbf{E})$ nazývame maticou inverzie, pričom podmienenosť inverznej úlohy charakterizujeme pomerom minimálneho a maximálneho vlastného čísla tejto matice ('pomer min/max'). Korelačný koeficient C_{corr} sa používa na stanovenie optimálnej polohy hypocentra a času vzniku zemetrasenia.

2.5.3 Praktické aspekty inverzie

Pri inverzii momentového tenzora, či už riešime lineárny alebo nelineárny problém, je nutné kontrolovať podmienenosť úlohy, čo priamo súvisí s počtom nezávislých vstupných a výstupných parametrov v inverzii. Počet vstupných parametrov závisí predovšetkým od počtu seizmických staníc, ich rozloženia a od charakteristík seizmických vln použitých v inverzii.

Základným parametrom, ktorý ovplyvňuje stabilitu inverzie, je rozloženie seizmických staníc vzhľadom k polohe epicentra zemetrasenia. Aby bolo možné dobre vystihnúť vyžarovaciu charakteristiku zemetrasného zdroja a dáta boli nezávislé, seizmické vlny musia prichádzať z rôznych smerov, aby čo možno najlepšie pokrývali ohniskovú sféru. Ideálnym prípadom je, keď sa epicentrum nachádza v strede seizmickej siete. Prakticky, pri inverzii je lepšie použiť menej staníc z viacerých smerov vyžarovania, než viac staníc s málo rozdielnymi smermi vyžarovania.

Ďalším parametrom, ktorý významne ovplyvňuje stabilitu inverzie, je frekvenčný obsah analyzovaných vln a prítomnosť šumu v seizmograme. Seizmický signál sa preto pred inverziou filtruje, aby sa jednak potlačil prístrojový či seizmický šum, a ďalej, aby sa zvýraznili frekvencie vhodné pre

samotnú inverziu. Konkrétny spôsob filtrácie závisí od zvolenej metódy inverzie, od typu dát a od znalosti modelu prostredia. Pri inverzii z amplitúd vln je vhodné pri predspracovaní signálu použiť hornopriepustný filter, čím sa dosiahne odstránenie nízkofrekvenčného seizmického šumu a mikroseizmov v zázname. Avšak, vysokofrekvenčný záznam je veľmi citlivý na model prostredia použitý v inverzii, ktorý nie je spravidla dostatočne presne a detailne známy. Z toho dôvodu sa signál bežne prevádza zo záznamu rýchlosti na záznam posunutia a prípadne ďalej filtruje dolnopriepustným filtrom. V takto predspracovanom signáli sa merajú amplitúdy analyzovaných vln vstupujúcich do inverzie. Pri inverzii z kompletných vlnových obrazov sa postupuje podobne. Cieľom filtrácie je 1) zachovať v signáli dostatočne vysoký pomer signálu k šumu a 2) extrahovať iba nízkofrekvenčný signál. Výhodou takejto filtrácie je zníženie citlivosti inverzie na prítomnosť lokálnych nehomogenít v prostredí a detailného priebehu modelu prostredia. Prirodzene, najvýhodnejšie je používať dáta zo širokopásmových staníc, ktoré verne zaznamenávajú prichádzajúci signál v celom rozsahu vyžarovaných frekvencií vln. V prípade dát z krátkoperiodických staníc je frekvenčný interval vln použitých v inverzii veľmi obmedzený. Tvar signálu je deformovaný, v extrémnych prípadoch môže mať aj kváziharmonický priebeh, a smery nasadenia vln sú nezreteľné, čo sa môže prejaviť chybami inverzie.

Stabilita inverzie tiež závisí na epicentrálnej vzdialenosti staníc od ohniska a na hĺbke ohniska. Záznamy vln na stanicach s malou epicentrálnou vzdialenosťou majú všeobecne jednoduchší charakter, jednotlivé typy vln sú lepšie identifikovateľné a záznam je menej ovplyvnený nehomogenitami v modeli prostredia. Podobne, interakcia prichádzajúcich vln so zemským povrchom je jednoducho spočítateľná. Napríklad ak uvažujeme homogénny polpriestor a kolmý dopad vlny na voľný povrch, možno očakávať, že amplitúda na povrchu bude 2-krát väčšia. V smere blízkom vertikálnemu, možno na povrchu opäť očakávať takmer dvojnásobnú amplitúdu. Pre plytké lúče je situácia komplikovanejšia a uhol dopadu neovplyvňuje iba amplitúdu, ale aj tvar signálu. Z toho dôvodu sa zavádza tzv. okno priečných vln (shear-wave window), ktoré vymedzuje rozsah uhlov, pre ktoré je tvar signálu nemenný, čiže je možno dopadajúce lúče akceptovať. Akceptovateľná šírka okna pre dopad lúčov S vln na voľný povrch je uhol menší ako približne 35° . Okrem toho, lúče, ktoré dopadajú z väčších uhlov, sú tiež viac ovplyvnené interakciou so sekundárne generovanými

vlnami na horizontálnych či takmer horizontálnych rozhraniach v modeli prostredia. Záznamy sú v takom prípade komplikované a informácie o zdroji sú v zázname silno potlačené.

Pri inverzii momentových tenzorov je vždy potrebné urobiť testy jej stability. Tie závisia od použitej metódy inverzie. Pri inverzii z amplitúd je často využívaná opakovaná inverzia s náhodne zašumenými vstupnými dátami (Šílený, 1998; Jechumtálová a Šílený, 2005), alebo s náhodne vyberaným podsúborom vstupných dát. Stabilita inverzie a presnosť momentového tenzora sa potom odhaduje zo štatistickej analýzy súboru opakovane spočítaných momentových tenzorov. Stabilitu je možno tiež odhadnúť pomerom minimálneho a maximálneho čísla v matici inverzie (Zahradník *et al.*, 2008a,b). Ak je toto číslo blízke nule, potom inverzná úloha nie je dobre podmienená a výsledky inverzie sú spravidla nestabilné.

2.6 Matematický a grafický popis tektonického napätia

Uvažujme ohniskovú oblasť v poli homogénneho tektonického napätia, popísaného tenzorom napätia τ_{kl} .

$$\tau_{kl} = \begin{bmatrix} \tau_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{12} & \tau_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{13} & \tau_{23} & \tau_{33} \end{bmatrix}, \quad (2.77)$$

ktorý je symetrický a možno ho diagonalizovať v systéme hlavných osí, ktoré sú vzájomne kolmé

$$\tau_{kl}^{diag} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}, \quad (2.78)$$

kde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Veličiny $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ sú hlavné napätia. Napätie σ_1 je kladné a zodpovedá maximálnej kompresii, napätie σ_3 zodpovedá minimálnej kompresii pre kladné hodnoty alebo maximálnej extenzii pre záporné hodnoty. Napätie σ_2 zodpovedá prostrednému hlavnému napätiu.

Vektor napätia \mathbf{T} (traction) na zlomovej ploche Σ s normálou \mathbf{v} je daný vzťahom

$$T_i = \tau_{ij} v_j. \quad (2.79)$$

Pre kvadrát veľkosti vektora napätia T platí

$$T^2 = T_i T_i = \tau_{ij} v_j \tau_{ik} v_k = \sigma_1^2 v_1^2 + \sigma_2^2 v_2^2 + \sigma_3^2 v_3^2. \quad (2.80)$$

Vektor napätia \mathbf{T} možno rozložiť na normálovú a tangenciálnu (strižnú) zložku s veľkosťami σ a τ ,

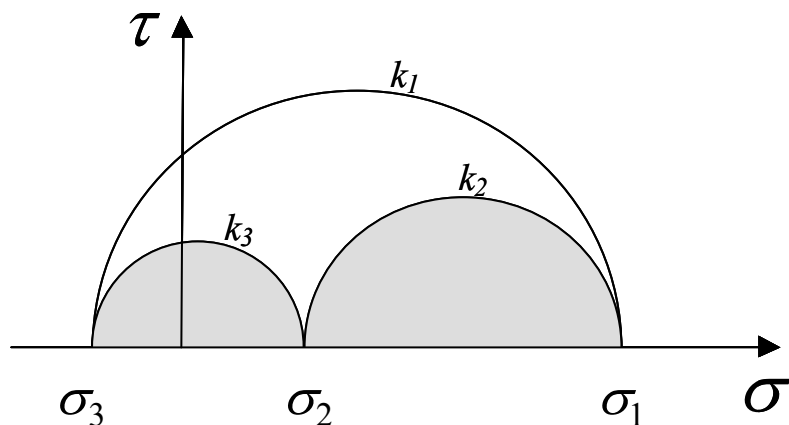
$$\sigma = T_i v_i, \quad \tau = T_i t_i, \quad (2.81)$$

kde \mathbf{t} je dotyčnica k zlomovej ploche Σ . Veličiny σ a τ nazývame normálové a strižné napätie a možno ich vyjadriť v tvare:

$$\sigma = \sigma_1 v_1^2 + \sigma_2 v_2^2 + \sigma_3 v_3^2, \quad \tau = \sqrt{T^2 - \sigma^2}. \quad (2.82)$$

Závislosť strižného napätia od normálového napätia na zlomovej ploche Σ možno graficky znázorniť pomocou Mohrovho diagramu (Obr. 2.4). Mohrov diagram sa skladá z troch polkružníc, k_1, k_2, k_3 s polomerami r_1, r_2, r_3

$$r_1 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}, \quad r_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}, \quad r_3 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}. \quad (2.83)$$



Obr. 2.4 Mohrov diagram. Závislosť strižného napätia od normálového napätia na zlomovej ploche Σ .

Strižné a normálové napätie generované na ľubovoľne orientovanej ploche Σ sa zobrazuje ako bod ležiaci vo vnútri polkružnice k_1 , avšak vonku polkružníc k_2 a k_3 . Zlomovej ploche Σ s danou orientáciou zodpovedá v Mohrovom diagrame vždy jeden bod. Poloha bodu v diagrame vypovedá o tom, nakoľko je daná zlomová plocha stabilná alebo nestabilná.

2.7 Inverzia napätia z momentových tenzorov

Tektonické napätie v ohniskovej oblasti možno efektívne určovať zo znalosti momentových tenzorov súboru zemetrasení. Inverzia napätia bola navrhnutá Gephartom a Forsythom (1994) a následne modifikovaná napr. Lundom a Slungom (1999) a Angelierom (2002). Metóda predpokladá, že:

- 1) tektonické napätie je homogénne v celej ohniskovej oblasti,
- 2) zemetrasenia sa vyskytujú na existujúcich zlomoch,
- 3) zlomové plochy majú rôznu orientáciu.

Tensor tektonického napätia je hľadaný v sieti uhlov definujúcich osi hlavného napätia. Metóda nie je schopná určiť kompletný tenzor napätia, ale iba 3 uhly definujúce osi hlavného napätia a parameter R . Tento parameter sa nazýva tvarový pomer (shape ratio) a je definovaný veľkosťami maximálneho, minimálneho a prostredného napätia $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$

$$R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3) . \quad (2.84)$$

Inverzia napätia neumožňuje určiť veľkosti hlavných napätí a stopu tenzora napätia

$$\text{Tr}(\tau_{ij}) = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 . \quad (2.85)$$

Z toho dôvodu sa v inverzii predpokladá, že maximálne kompresné napätie je jednotkové, $\sigma_1 = 1$, a stopa tenzora napätia je nulová,

$$\text{Tr}(\tau_{ij}) = 0 . \quad (2.86)$$

Podľa toho, aká konkrétna funkcia zhody/nezhody sa pri inverzii tektonického napätia maximalizuje/minimalizuje, rozlišujeme tri základné metódy inverzie popísané v nasledujúcich paragrafoch. Všetky nižšie popísané metódy predpokladajú, že ohnisková oblasť je izotropná.

2.7.1 Metóda Gepharta a Forsytha (1984)

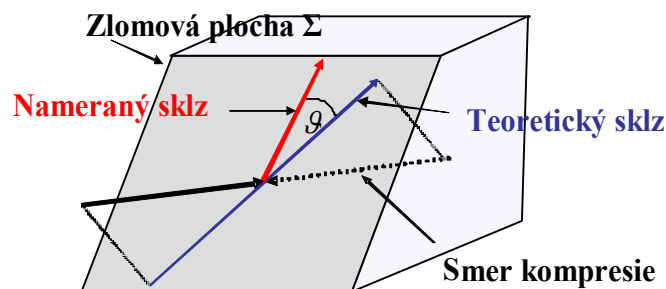
V metóde Gepharta a Forsytha (1984) sa tenzor napätia hľadá pomocou minimalizácie odchýlok \mathcal{G} medzi vektorom strižného napätia $\boldsymbol{\tau}$ na zlomovej ploche a pozorovaným vektorom sklzu $[\mathbf{u}]$ (Obr. 2.5)

$$\bar{\mathcal{G}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\mathcal{G}^{(i)}| = \min , \quad \cos \mathcal{G}^{(i)} = \frac{\tau_k^{(i)} n_k^{(i)}}{\tau^{(i)}} , \quad (2.87)$$

kde \mathbf{n} je jednotkový vektor v smere sklzu a τ je strižné napätie na zlomovej ploche (vzorec 2.81). Vektor strižného napätia možno vyjadriť

$$\tau_k^{(i)} = \tau_{kl} \mathcal{V}_l^{(i)} - \tau_{mn} \mathcal{V}_m^{(i)} \mathcal{V}_n^{(i)} \mathcal{V}_k^{(i)} . \quad (2.88)$$

Horný index i znamená poradové číslo zemetrasenia a N celkový počet zemetrasení.



Obr. 2.5 Metóda Gepharta a Forsytha (1984). Minimalizácia odchýlok ϱ medzi vektorom strižného napätia τ na zlomovej ploche Σ a pozorovaným vektorom sklzu $[\mathbf{u}]$.

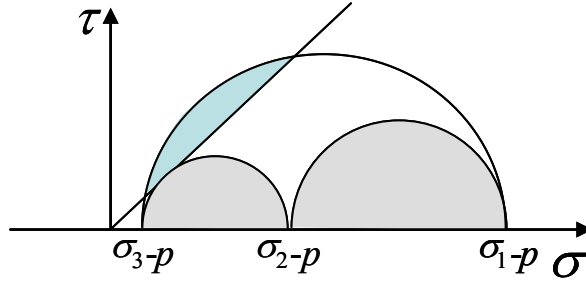
Ak sú momentové tenzory určené s vysokou presnosťou a je známa orientácia zlomových plôch, potom táto metóda dáva spoľahlivé výsledky. Ak zlomové plochy nemožno identifikovať, počíta sa odchýlka ϱ pre oba varianty ohniskového mechanizmu a do vzorca (2.87) sa dosadzuje hodnota s menšou odchýlkou. Je zrejmé, že takýto spôsob určení zlomovej plochy je iba približný a vnáša do výsledného tenzora napätia chyby.

2.7.2 Metóda Lunda a Slungu (1999)

Metóda Lunda a Slungu (1999) je modifikáciou metódy Gepharta a Forsytha (1984), ktorá tiež minimalizuje odchýlky ϱ medzi strižnou zložkou vektora napätia τ na zlomovej ploche a pozorovaným vektorom sklzu $[\mathbf{u}]$. Metóda sa ale líši v spôsobe identifikácie zlomovej plochy. Vyčísluje normálové a strižné napätie na oboch nodálnych plochách a k identifikácii zlomovej plochy využíva Mohrovo-Coulombovo kritérium (Obr. 2.6). V metóde sa definuje parameter nestability I .

$$I = \tau - \mu\sigma , \quad (2.89)$$

kde μ je koeficient trenia z hodnotami medzi 0.6 – 0.8 (Byerlee, 1978). Do inverzie tektonického napätia vstupuje vždy tá orientácia zlomovej plochy, ktorá má väčšiu hodnotu nestability I .



Obr. 2.6 Metóda Lunda a Slungu (1999). Identifikácia zlomovej plochy Σ s využitím Mohrovo-Coulombovho kritéria. Veličina p označuje pórový tlak. Modrá oblasť vymedzuje zlomové plochy, ktoré spĺňajú Mohrovo-Coulombovo kritérium.

2.7.3 Metóda Angeliera (2002)

Metóda Angeliera (2002) sa odlišuje od predchádzajúcich dvoch metód tým, že v inverzii je podmienka minimalizácie odchýlky \mathcal{G} medzi vektorom strižného napätia $\boldsymbol{\tau}$ na zlomovej ploche a pozorovaným vektorom sklzu $[\mathbf{u}]$ nahradená podmienkou maximalizácie projekcie vektora strižného napätia $\boldsymbol{\tau}$ generovaného na zlomovej ploche Σ do smeru sklzu. Podmienka sa nazýva kritériom SSSC (slip shear stress componet criterion)

$$\bar{T}_{SSSC} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |T_{SSSC}^{(i)}| = \max, \quad (2.90)$$

kde

$$T_{SSSC}^{(i)} = \frac{\tau_{kl}^{(i)} \nu_k^{(i)} n_l^{(i)}}{\tau_{\max}}. \quad (2.91)$$

Veličina τ_{\max} označuje veľkosť maximálneho strižného napätia generovaného v danom poli napätia

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}. \quad (2.92)$$

Výhodou tejto metódy je jej invariantnosť vzhľadom k voľbe orientácie zlomovej plochy z ohniskového mechanizmu. Invariantnosť je zrejmá z rovnice (2.91), v ktorej smer sklzu a normála k zlomu sú symetricky zastúpené.

3 Ciele dizertačnej práce

1. Analyzovať vybrané zemetrasenia z oblasti Malých Karpát a určiť ich ohniskové mechanizmy a momentové tenzory.
2. Porovnať použité metódy výpočtu ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov z hľadiska ich citlivosti na kvalitu a množstvo vstupných údajov a presnosť použitého modelu prostredia a z hľadiska ich výpočtovej náročnosti.
3. Analyzovať strižné a nestrizné zložky momentových tenzorov.
4. Porovnať metódy výpočtu tektonického napätia.
5. Vypočítať tektonické v oblasti Malých Karpát a porovnať ho s napätím v širšom regióne.

4 Seizmické údaje

Seizmická aktivita ohniskovej oblasti Malé Karpaty je monitorovaná lokálnou sieťou seizmických staníc EBO (Tab. 4.1), prevádzkovanou firmou ProgSeis, s.r.o. Sieť pozostáva z 11 trojzložkových krátkoperiodických staníc vybavených seizmometrami Lennartz Le3D, SM-3 alebo Guralp CMG-40. Rohová frekvencia závisí od typu nainštalovaného seizmometra na danej stanici. Hodnoty rohových frekvencií sú v rozsahu 0.65 Hz (SM-3) až 1 Hz (Le-3D, CMG-40T). Vzorkovacia frekvencia staníc je 100 Hz pre všetky stanice.

Pre zemetrasenia s magnitúdom väčším ako 2 boli použité aj údaje z lokálnej siete seizmických staníc EMO monitorujúcej seizmickú aktivitu východne od oblasti Malých Karpát a z regionálnych krátkoperiodických alebo širokopásmových staníc Národnej siete seizmických staníc na Slovensku a okolitých štátov (Tab. 4.2a,b,c).

Bolo spracovaných 44 zemetrasení s magnitúdami od 1.2 – 3.4, ktoré boli zaznamenané v období 2001 – 2009 (Tab. 4.3). Údaje z lokálnych staníc boli spracované a analyzované programom SeisBase (Fischer a Hampl, 1997). Údaje z regionálnych širokopásmových staníc boli analyzované programom Seismic Handler (Stammler, 1993). Záznamy rýchlosti boli časovo integrované do záznamov posunutia a dodatočne filtrované. Parametre filtrov boli určené použitou metódou inverzie MT a ohniskových mechanizmov. Kvôli odstráneniu nízkofrekvenčného šumu v zázname bol na meranie polarít a amplitúd použitý hornopriepustný filter s rohovou frekvenciou 1 Hz.

Tab. 4.1 Stanice lokálnej siete seizmických staníc EBO

Stanica	Kód stanice	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]	Nadmorská výška [m]
Buková	BUKO	48.5431	17.4097	296
Dobrá Voda	DVOD	48.6069	17.5344	285
Hradište	HRAD	48.6236	17.4944	280
Jaslovské Bohunice	JABO	48.4986	17.6981	168
Katarínka	KATA	48.5494	17.5519	304
Lakšár	LAKS	48.5722	17.2158	233
Lančár	LANC	48.5981	17.6492	226
Plavecké Podhradie	PLAV	48.4844	17.2611	223
Pustá Ves	PVES	48.6339	17.6375	251
Smolenice	SMOL	48.5139	17.4319	284
Špačince	SPAC	48.4344	17.6214	157

Tab. 4.2a Stanice lokálnej siete seizmických staníc EMO

Stanica	Kód stanice	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]	Nadmorská výška [m]
Bory	BORY	48.1842	18.7517	153
Devičany	DEVI	48.3306	18.7044	302
Dlžín	DLZI	48.8100	18.5169	444
Hostie	HOST	48.4514	18.4414	268
Hrušov	HRUS	48.1808	19.0889	430
Izabela	IZAB	48.5717	19.7125	473
Kolačno	KOLL	48.5787	18.4024	290
Michalková	MICH	48.5000	19.1347	623
Mlyňany	MLYN	48.3231	18.3703	182
Mochovce	MOCH	48.2564	18.4644	267
Polichno	POLL	48.3581	19.1575	558
Štitáre	STIT	48.3542	18.1608	233
Tehla	TEHL	48.1842	18.3922	184
Valentová	VALE	48.8667	19.1381	687

Tab. 4.2b Stanice Národnej siete seizmických staníc

Stanica	Kód stanice	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]	Nadmorská výška [m]	Typ dát
Červenica	CRVS	48.9022	21.4614	476	BB
Kečovo	KECS	48.4832	20.4856	354	SP
Kolonické Sedlo	KOLS	48.9333	22.2731	460	SP
Likavka	LIKS	49.0500	19.1060	341	SP
Modra	MODS	48.3730	17.2770	520	SP
Šrobárová	SRO	47.8133	18.3133	150	SP
Iža	SRO1	47.7622	18.2328	111	SP
Moča	SRO2	47.7627	18.3940	109	SP
Stebnická Huta	STHS	49.4167	21.2437	534	SP
Vyhne	VYHS	48.4940	18.8361	480	BB
Železná studnička	ZST	48.1961	17.1025	250	BB

BB – širokopásmové stanice, SP – krátkoperiodické stanice.

Tab. 4.2c Seizmické stanice iných sietí

Stanica	Kód stanice	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]	Nadmorská výška [m]	Typ dát
Arzberg, Rakúsko	ARSA	47.2505	15.5232	577	BB
Dobruška-Polom, ČR	DPC	50.3583	16.4111	760	BB
Gorka Klasztorna, PL	GKP	53.2697	17.2367	115	BB
Javorina, ČR	JAVC	48.8591	17.6707	828	BB
Kašperské Hory, ČR	KHC	49.1309	13.5782	695	BB
Moravský Krumlov, ČR	KRUC	49.0619	16.3952	341	BB
Ksiaz, PL	KSP	50.8428	16.2931	353	BB
Kalwaria Paclawska , PL	KWP	49.6314	22.7075	448	BB
Molln, Rakúsko	MOA	47.8495	14.2659	572	BB
Moravský Beroun, ČR	MORC	49.7768	17.5425	753	BB
Ojcow, PL	OJC	50.2195	19.7984	391	BB
Ostrava-Krasne, ČR	OKC	49.8375	18.1472	272	BB
Moragy, Maďarsko	PKSM	46.2119	18.6413	170	BB
Pruhonice, ČR	PRU	49.9883	14.5417	302	BB
Piszkesteto, Maďarsko	PSZ	47.9184	19.8944	940	BB
Panská Ves, ČR	PVCC	50.5282	14.5689	311	BB
Sopron, Maďarsko	SOP	47.6833	16.5589	260	BB
Trest, ČR	TREC	49.2948	15.4871	559	BB
Upice, ČR	UPC	50.5074	16.0121	416	SP
Vranov, ČR	VRAC	49.3083	16.5935	475	BB
Warsaw, PL	WAR	52.2417	21.0236	110	BB

BB – širokopásmové stanice, SP – krátkoperiodické stanice.

Tab.4.3 Výbrané zemetrasenia na výpočet ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov

ID	Program				Ohniskový čas								M _w	Poloha hypocentra		
	FOCMEC	AMT	ISOLA	Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Minúta	Sekunda	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]	Hĺbka [km]				
Q01			x	2001	01	21	05	30	3.51	1.8	48.6667	17.4375	1.05			
Q02			x	2001	03	01	23	09	31.49	2.2	48.4645	17.2419	6.67			
Q05			x	2001	05	12	18	24	24.91	1.8	48.6917	17.5225	8.14			
Q08		x	x	2001	06	04	03	51	25.57	2.0	48.6814	17.7797	12.30			
Q09		x	x	2001	06	06	20	33	12.02	2.4	48.6472	17.8008	11.51			
Q11		x	x	2001	06	28	02	00	6.12	2.4	48.6501	17.7879	10.57			
Q12			x	2001	06	28	02	36	17.56	2.4	48.6486	17.8136	8.81			
Q13		x	x	2001	09	08	13	37	16.51	1.7	48.4481	17.3079	6.65			
Q14		x	x	2001	09	09	17	05	0.87	1.8	48.5398	17.6303	1.59			
Q15		x	x	2001	09	10	01	17	49.62	1.6	48.5339	17.6328	1.59			
Q16		x	x	2001	09	22	07	48	39.73	1.8	48.5711	17.4535	7.15			
R01			x	2002	05	15	13	57	23.27	1.9	48.5784	17.7294	1.18			
R02		x	x	2002	08	08	20	05	49.71	2.2	48.5778	17.1267	6.47			
R03	x	x	x	2002	12	15	11	04	48.46	2.6	48.5215	17.4898	5.57			
S01		x	x	2003	02	28	16	04	8.74	1.7	48.4316	17.3537	3.04			
S02	x	x	x	2003	04	05	20	21	39.11	2.6	48.5607	17.4262	7.26			
S03	x	x	x	2003	06	17	08	58	16.21	2.8	48.5915	17.7179	12.08			
S04			x	2003	08	26	10	28	36.49	2.0	48.3399	17.1393	9.26			
T01		x	x	2004	04	29	07	47	11.31	1.5	48.5175	17.5815	2.18			
U01		x	x	2005	11	16	08	27	13.39	1.9	48.5738	17.5161	9.10			
V03	x	x	x	2006	03	13	08	28	38.39	3.4	48.5495	17.6942	10.16			
V04	x	x	x	2006	03	14	09	09	48.82	2.3	48.5546	17.7107	12.34			
V05	x	x	x	2006	03	14	09	18	43.52	2.1	48.5554	17.7040	13.21			

ID	Program				Ohniskový čas							Mw	Poloha hypocentra		
	FOCMEC	AMT	ISOLA	Rok	Mesiac	Deň	Hodina	Minúta	Sekunda	Zemepisná šírka [°N]	Zemepisná dĺžka [°E]		Hĺbka [km]		
V06	x	x	x	2006	03	14	11	42	13.19	2.3	48.5530	17.7075	12.39		
V07	x	x	x	2006	03	14	11	47	20.41	2.0	48.5582	17.7069	12.36		
V08	x	x	x	2006	04	19	00	01	32.09	2.0	48.5440	17.7045	9.50		
V09	x	x	x	2006	04	20	13	15	48.15	2.4	48.5559	17.6723	7.88		
V20		x	x	2006	08	05	08	57	34.51	2.2	48.5200	17.4750	4.25		
V13		x	x	2006	08	05	08	58	49.56	2.3	48.5111	17.4725	5.26		
V14	x	x	x	2006	08	05	09	00	8.63	3.0	48.5160	17.4680	5.23		
V15		x	x	2006	08	05	09	03	49.61	1.5	48.5139	17.4724	4.79		
V16			x	2006	08	05	09	58	56.20	1.5	48.5100	17.4716	4.58		
V17			x	2006	08	05	23	43	18.38	1.2	48.5224	17.4758	4.71		
V18	x	x	x	2006	10	13	01	01	15.09	2.5	48.5908	17.1900	9.27		
V19	x	x	x	2006	10	25	23	54	13.09	2.1	48.5710	17.7195	11.06		
W01	x	x	x	2007	01	10	21	43	17.25	1.9	48.4784	17.3290	3.02		
W02		x	x	2007	01	11	22	50	21.40	1.9	48.5678	17.2827	5.12		
W03	x			2007	02	27	17	11	41.01		48.3394	17.1710	13.41		
W05		x	x	2007	08	04	02	39	19.79	2.4	48.5814	17.5649	10.30		
X01	x	x	x	2008	03	27	21	51	47.22	2.1	48.5393	17.6243	8.78		
X02		x	x	2008	03	30	7	36	56.91	2.7	48.5200	17.3562	3.24		
X03		x	x	2008	02	25	14	27	43.17	1.3	48.5221	17.4645	3.74		
X04		x	x	2008	06	25	14	25	52.38	2.1	48.5587	17.4197	8.20		
Y01		x	x	2009	4	19	10	16	56.08	2.6	48.5490	17.3743	6.08		

Momentové magnitúdo Mw bolo určené pri inverzii MT z vlnových obrazov (program ISOLA). Krížik v 2-4.stĺpci označuje spracované javy. ID označuje identifikačný kód javu.

5 Výsledky dizertačnej práce

5.1 Analýza vlnových obrazov

Detailná analýza vlnových obrazov je základom dobrého určenia momentových tenzorov. Preto boli seizmogramy analyzované interaktívne a nie automaticky alebo poloautomaticky. Interaktívnou analýzou vlnových záznamov bolo možné zhodnotiť kvalitu údajov, odhaliť niektoré nežiaduce efekty filtrácie, identifikovať anomálne vlnové skupiny a detegovať niektoré zaujímavé vlastnosti seizmických vln ako napríklad štiepenie S vln spôsobené anizotropiou prostredia.

Obr. 5.1 ukazuje záznamy rýchlosti a posunutia pre jav V03 z 13.3.2006 zo staníc PVES, KATA a LANC. Toto zemetrasenie bolo najsilnejšie zo skúmaného súboru analyzovaných zemetrasení a tiež jedno z najzložitejších na analýzu seizmogramov. Z obrázku je zrejmé, že zložitosť a frekvenčný obsah seizmogramov je pre jednotlivé stanice odlišný. Napríklad, obzvlášť výrazný je nízkofrekvenčný obsah záznamu posunutia na stanici KATA. Na Obr. 5.2a,b sú záznamy rýchlosti a posunutia na staniciach SMOL, PLAV, JABO a SPAC pre jav V14, ktorý je druhým najsilnejším analyzovaným zemetrasením. Tieto seizmogramy sú relatívne jednoduché. Dominuje v nich jednoduchá S vlna. Na stanici PLAV za S vlnou možno vidieť lokálnu Rayleighovu vlnu. Na Obr. 5.3a,b možno vidieť príklad zložitého záznamu rýchlosti a posunutia pre zemetrasenie S03 na staniciach DVOD, HRAD, BUKO a PLAV. Komplikovaná štruktúra záznamu neumožňuje identifikáciu a presné určenie nasadenia S vln. Zložitosť či jednoduchosť seizmogramov neodráža iba vlastnosti prostredia ale môže odrážať i zložitosť či jednoduchosť samotného procesu v ohnisku.

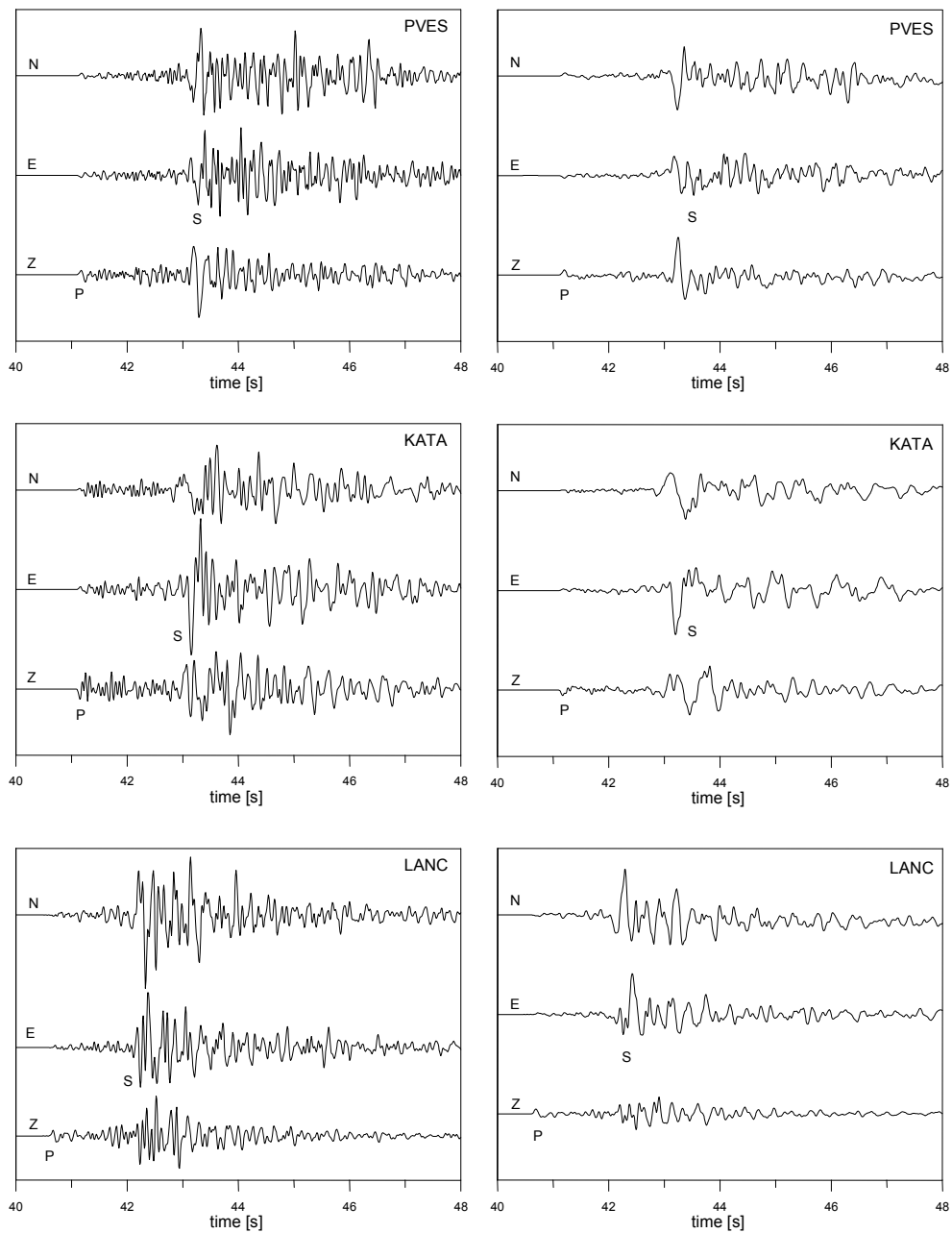
Informácia o procese v ohnisku býva v seizmogramoch niekedy veľmi potlačená. V zázname rýchlosti často nie je možné identifikovať polaritu P vlny. Niekedy je to zložité dokonca aj v záznamoch posunutia. Na Obr. 5.4a je ukážka záznamu rýchlosti (vľavo) a posunutia (vpravo) s problematicky identifikovateľnou polaritou P vlny pre jav V03 na staniciach SMOL a KOLL. Počiatočná fáza P vlny je veľmi nevýrazná a v zázname rýchlosti ľahko prehliadnuteľná. Fáza sa prejaví až po prepočítaní rýchlosti na posunutie. Naopak, Obr. 5.4b ukazuje záznam rýchlosti (vľavo) a posunutia (vpravo) pre ten istý jav

na stanicích HOST a PVES, kde nasadenia P vlny sú výrazné. Polaritu možno v tomto prípade ľahko identifikovať v záznamoch posunutia i rýchlosti.

Zdrojom chýb pri určovaní ohniskových mechanizmov môže byť i chybná interpretácia vlny. Na Obr. 5.5 je záznam posunutia P vlny pre zemetrasenie V03 zo staníc BORY a MICH. Obe stanice sa nachádzajú približne 80 km od epicentra zemetrasenia. Prvé nasadenie P vlny pravdepodobne zodpovedá čelnej vlne Ph, generovanej na rozhraní nachádzajúcom sa pod ohniskom. Druhé výrazné nasadenie v skupine P vln zodpovedá priamej vlne. Na obrázku vidieť, že nasadenia Ph vln a P vln sú opačné. Chybná interpretácia fázy vedie v tomto prípade k odčítaniu chybnéj polarity. Okrem čelných vln môže nehomogénna štruktúra tiež generovať aj výrazné odrazené alebo konvertované vlny. Obr. 5.6 ukazuje dva príklady záznamu posunutia pre zemetrasenia V03 a V20 na stanici SPAC. Na vertikálnej zložke je možné pozorovať výraznú vlnu v čase približne 1s pred príchodom priamej S vlny. Ďalšia fáza s anomálne veľkou amplitúdou je pozorovateľná na horizontálnych zložkách v čase približne 5.5s po príchode priamej S vlny pre jav V03 a v čase približne 7.5s pre jav V20. Stanica SPAC leží v sedimentárnej panve a sekundárne generované vlny sú pravdepodobne odrazené vlny od rozhrania medzi sedimentmi a skalným podložím. Časy príchodu odrazených a aj čelných vln tak nesú cennú informáciu o hĺbke rozhraní a môžu byť využité taktiež v analýzach geologickej štruktúry danej oblasti.

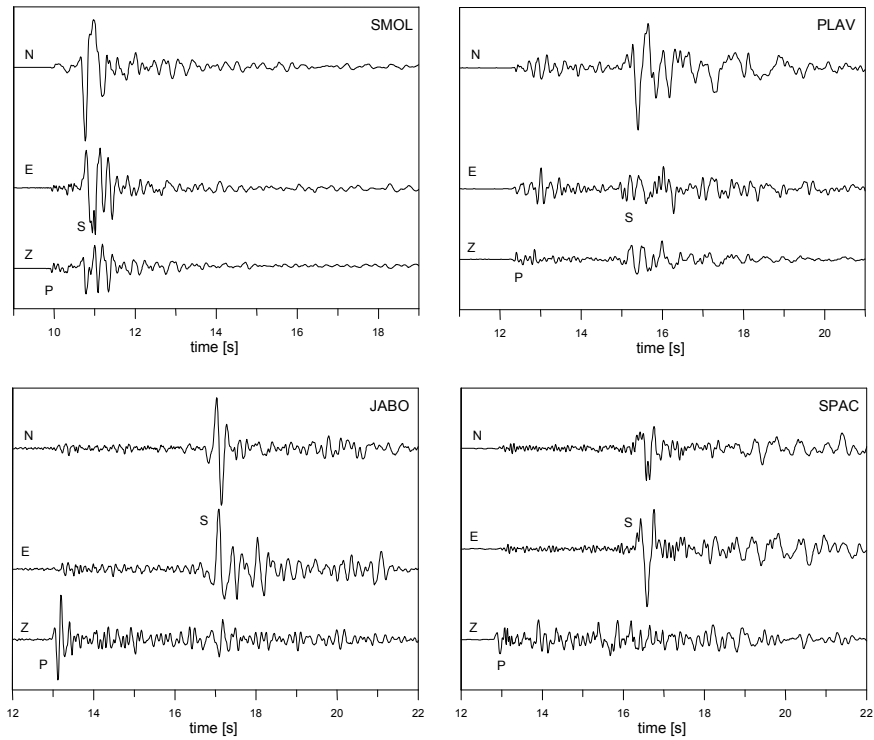
Okrem informácie o nehomogenitách môžu seizmogramy niesť informáciu i o ďalších vlastnostiach geologickej štruktúry, napr. o seizmickej anizotropii. Na Obr. 5.7a sú trojzložkové záznamy posunutia P a S vln pre zemetrasenie V20 na stanicích KATA a SMOL a tiež polarizačné diagrame S vln v horizontálnej rovine. Na polarizačnom diagrame vidieť, že S vlna sa skladá z dvoch vln polarizovaných približne v kolmých smeroch. Tento efekt je často pozorovaný v mnohých seizmicky aktívnych oblastiach a všeobecne známy pod pojmom štiepenie S vln. Smery štiepenia S vln sú podobné pre rôzne stanice, čiže nezávisia od smeru lúča šíriacich sa vln. Štiepenie S vln je typickým prejavom anizotropie zemskej kôry (Crampin, 1985; Kaneshima, 1990; Vavryčuk, 1993; Savage, 1999; Vavryčuk a Boušková, 2008).

V03



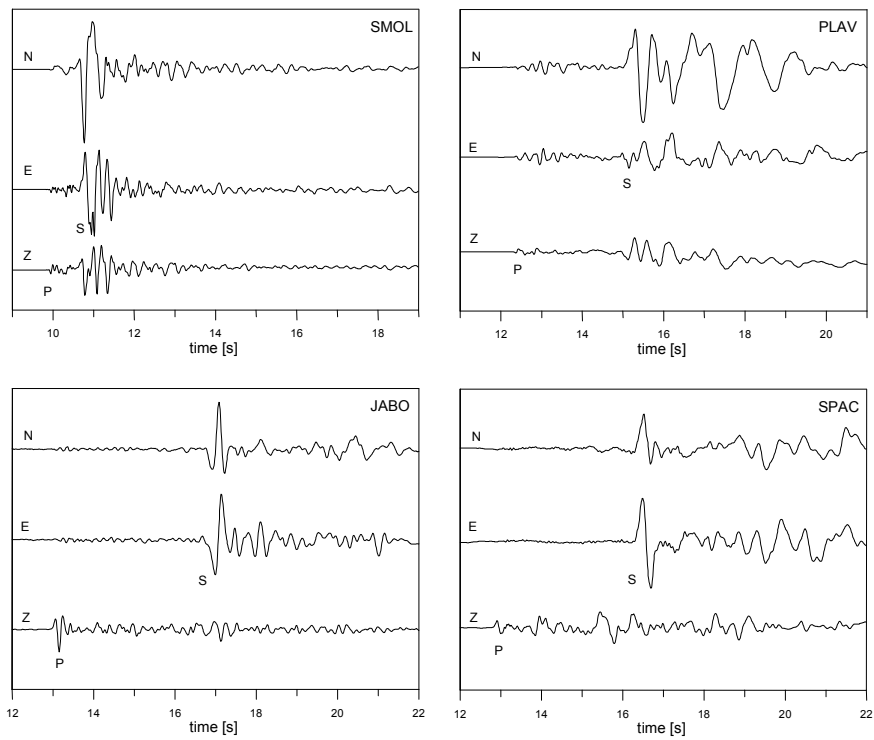
Obr. 5.1 Záznamy rýchlosti a posunutia pre najsilnejšie analyzované zemetrasenie V03 z 13.3.2006 zo staníc PVES, KATA a LANC. Vľavo je záznam rýchlosti, vpravo záznam posunutia.

V14



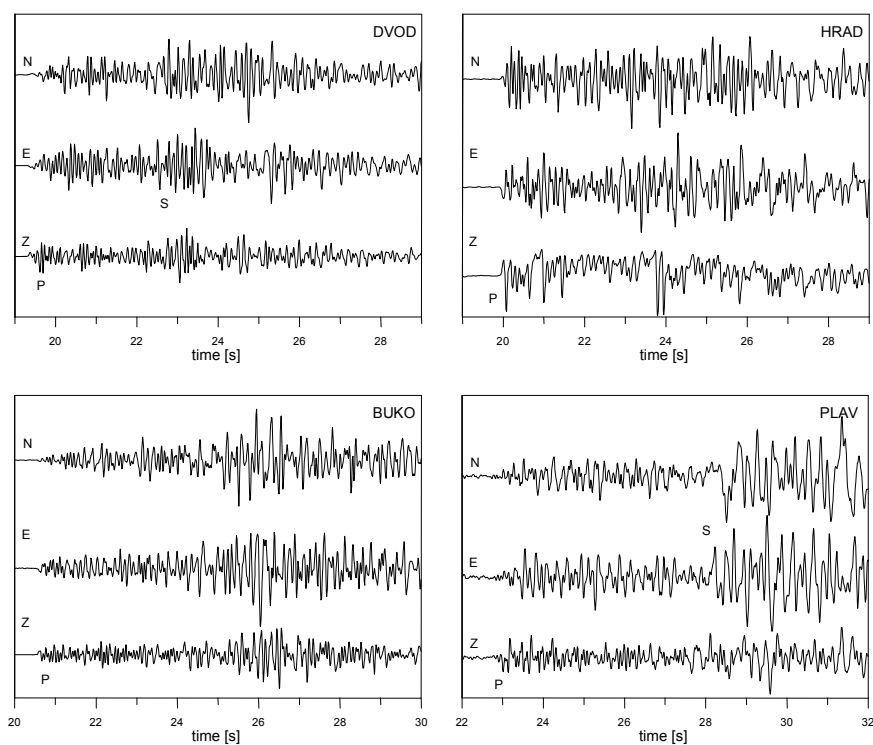
Obr. 5.2a Záznamy rýchlosti zo staníc SMOL, PLAV, JABO a SPAC pre zemetrasenie V14.

V14



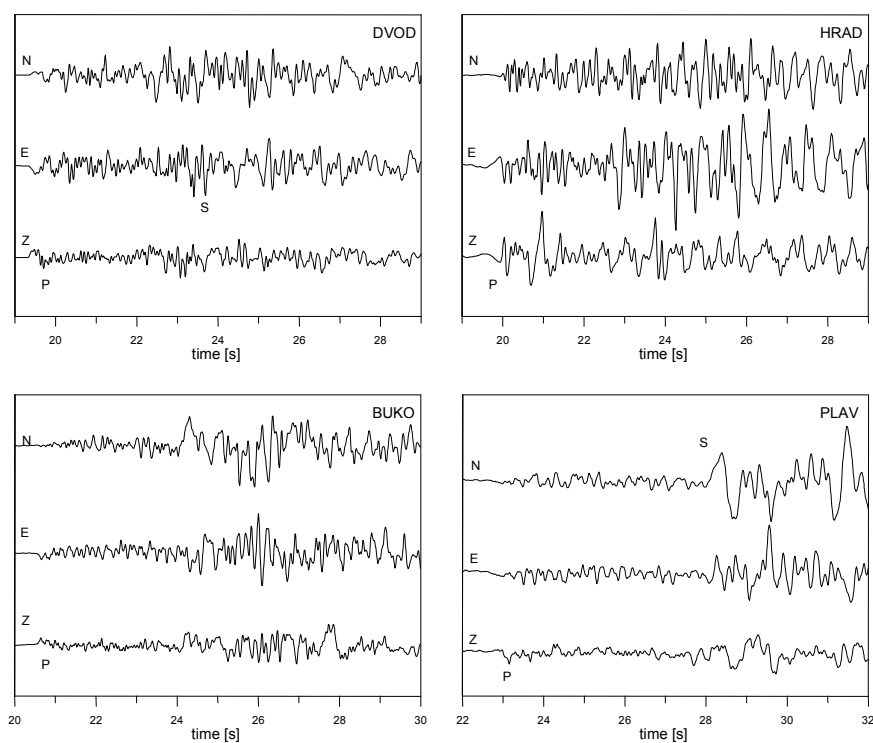
Obr. 5.2b Záznamy posunutia zo staníc SMOL, PLAV, JABO a SPAC pre zemetrasenie V14.

S03

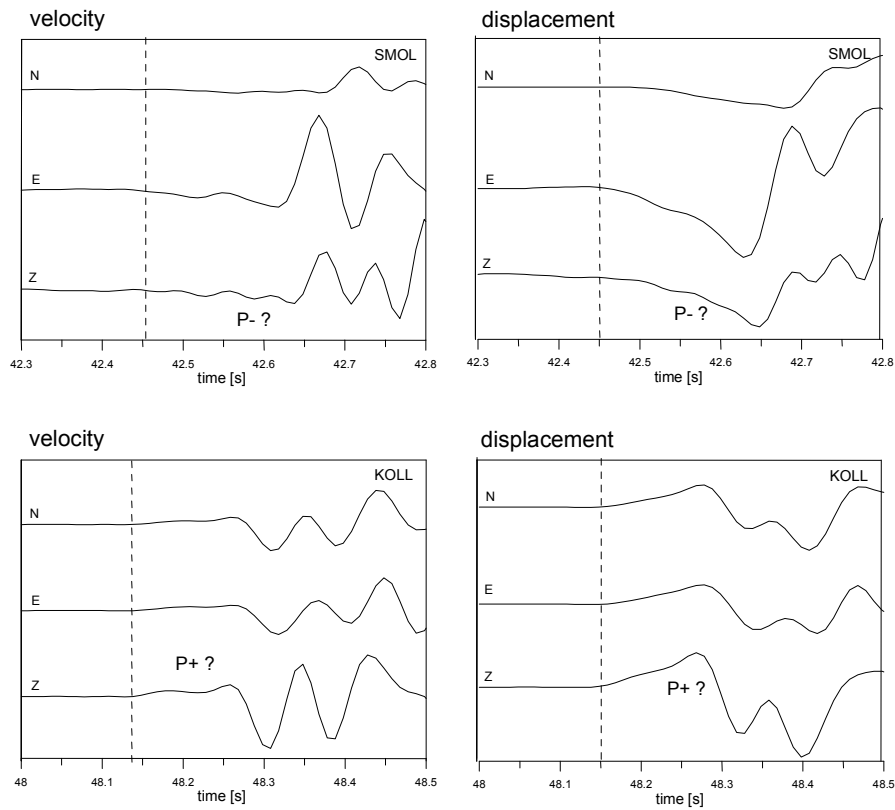


Obr. 5.3a Záznamy rýchlosti zo staníc DVOD, HRAD, BUKO a PLAV pre zemetrasenie S03.

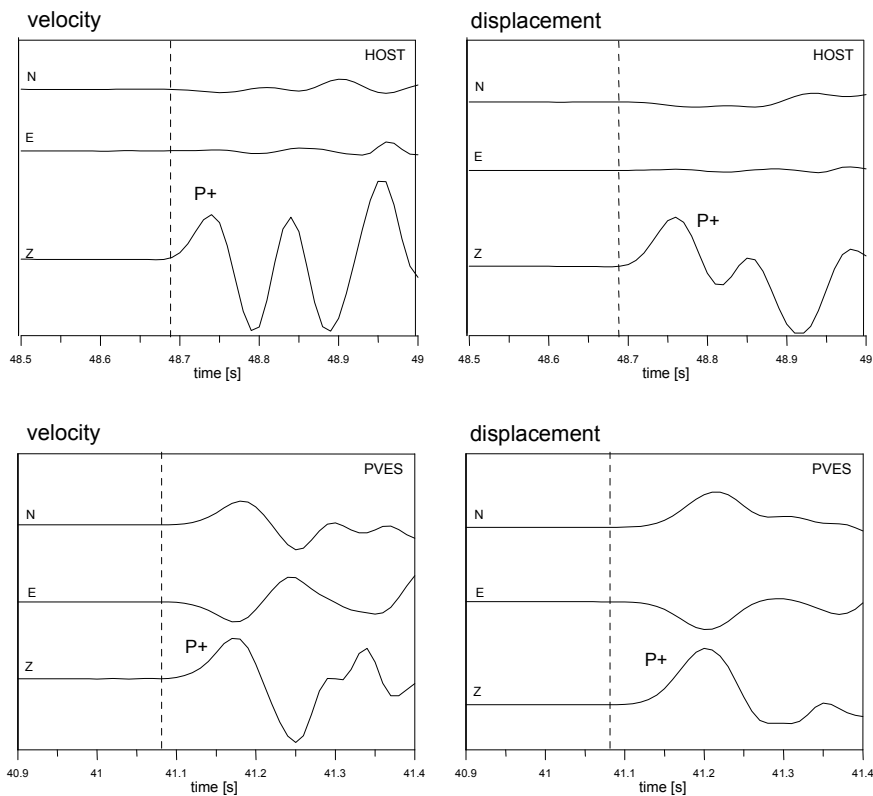
S03



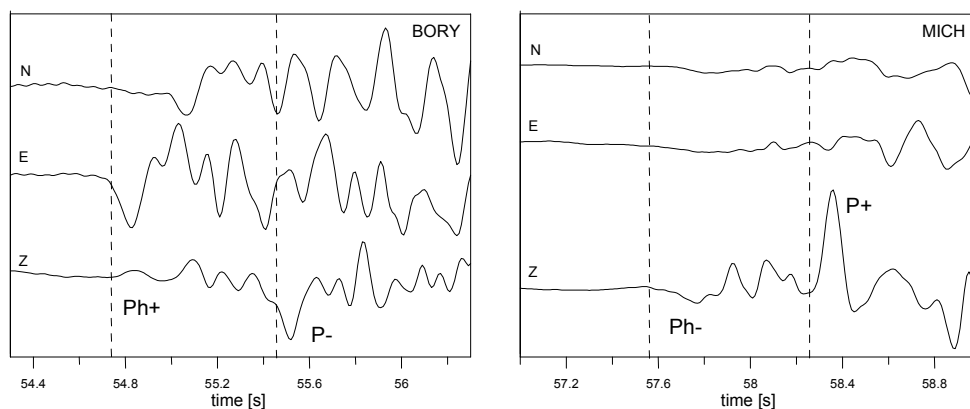
Obr. 5.3b Záznamy posunutia zo staníc DVOD, HRAD, BUKO a PLAV pre zemetrasenie S03.



Obr. 5.4a Záznamy rýchlosti (vľavo) a posunutia (vpravo) s problematicky identifikovateľnou polaritou P vlny pre zemetrasenie V03 zo staníc SMOL a KOLL.



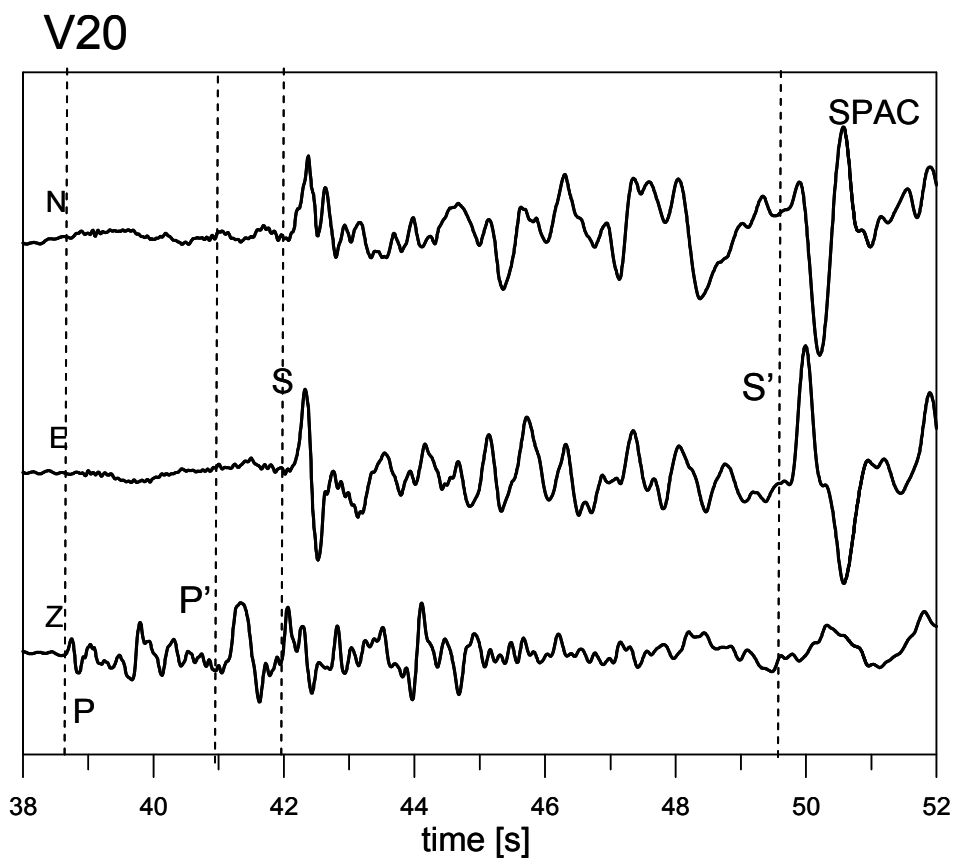
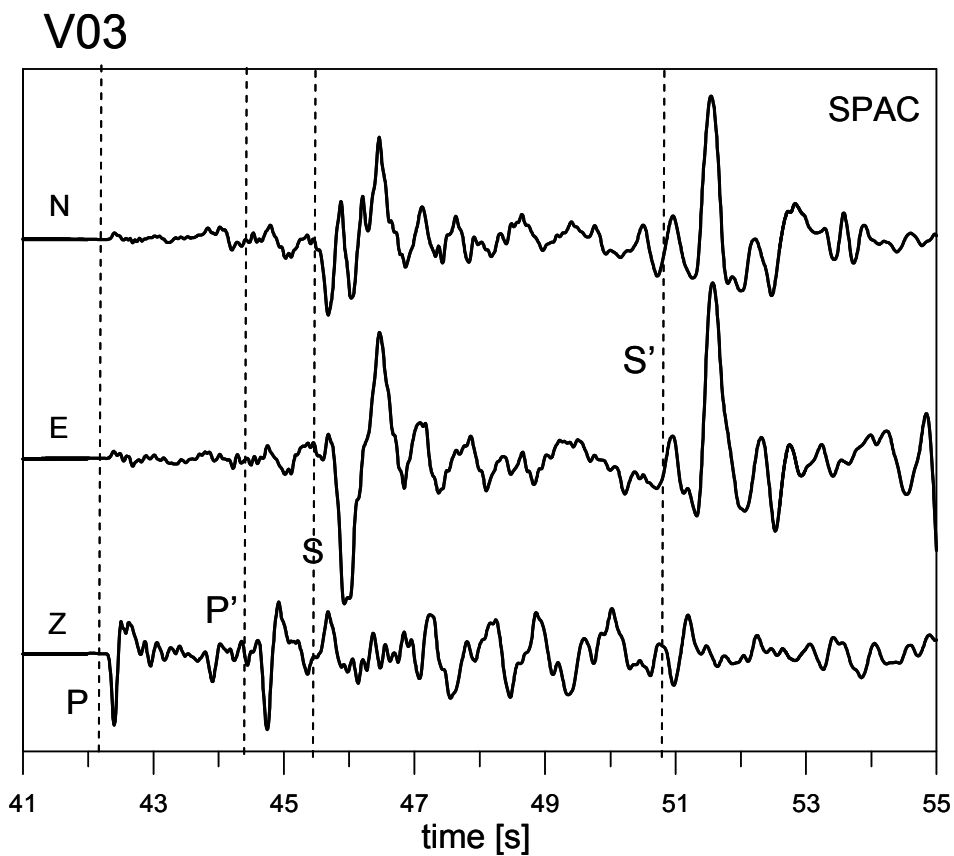
Obr. 5.4b Záznamy rýchlosti (vľavo) a posunutia (vpravo) s výrazným nasadením P vlny pre zemetrasenie V03 zo staníc HOST a PVES.



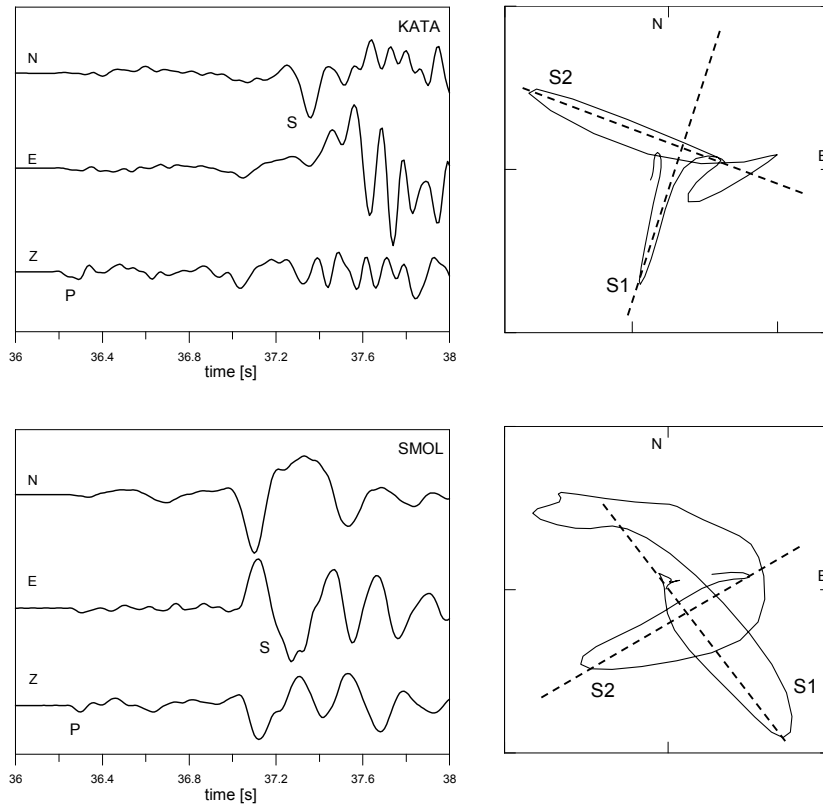
Obr. 5.5 Záznamy posunutia P vlny pre zemetrasenie V03 zo staníc BORY a MICH. Prvé nasadenie P vlny pravdepodobne zodpovedá čelnej vlne Ph, druhé výrazné nasadenie v skupine P vln zodpovedá priamej vlne.

Ak je časové oneskorenie medzi štiepenými vlnami malé vzhľadom k prevládajúcej frekvencii signálu, je efekt štiepenia lepšie pozorovateľný v záznamoch rýchlostí (Obr. 5.7b). V niektorých prípadoch nie je polarizácia štiepených S vln vzájomne kolmá (Obr. 5.7b, vpravo), čo môže byť spôsobené interferenciou vln. Smery štiepených S vln vypovedajú o orientácii anizotropie. Ak uvažujeme jednoduchý model transversálnej izotropie s horizontálnou osou symetrie, tak táto os by mala byť orientovaná v oblasti Malých Karpát buď v smere s azimutom $30 - 60^\circ$ SV alebo v smere kolmom.

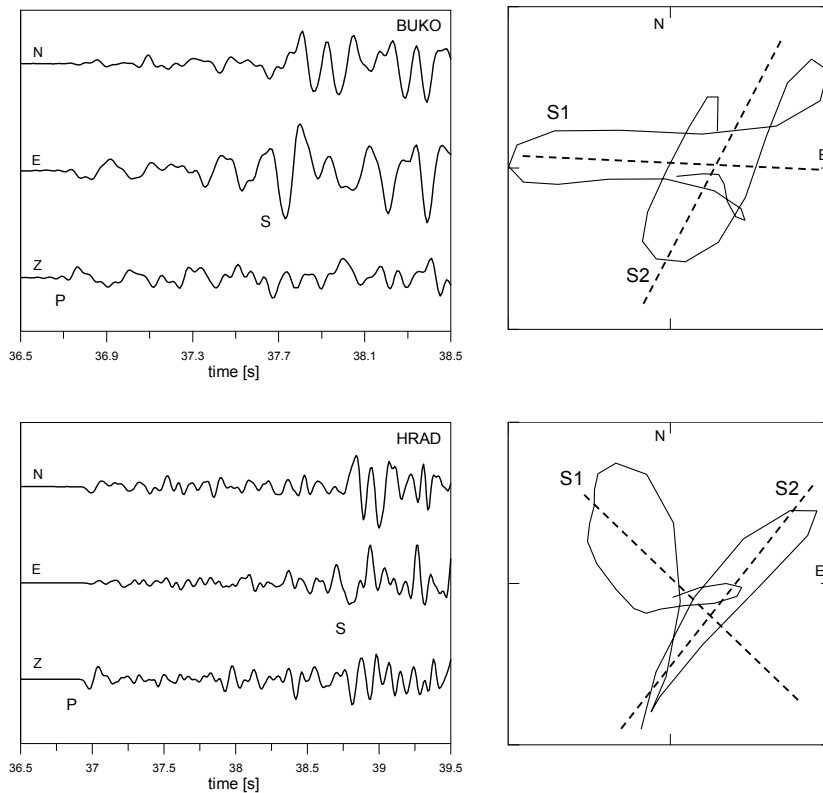
Záznamy zemetrasení môžu byť ovplyvnené aj falošnými efektmi, spôsobenými nevhodnou frekvenčnou charakteristikou seizmometra alebo záznamovými zariadeniami. V záznamoch zemetrasení niekedy možno vidieť zákmity, ktoré nie sú odrazom geologickej štruktúry ani procesu v ohnisku, ale sú prejavom filtrácie dát. Na Obr. 5.8 je príklad takýchto falošných zákmitov, ktoré sa objavujú pri silnejších zemetraseniach pred nasadením P vlny. Na obrázku sú dva príklady záznamov rýchlostí pre zemetrasenia V14 a V20 zo staníc SMOL. Signál vykazuje oscilácie, ktorých amplitúda s časom rastie. Takéto falošné zákmity sú spôsobené nekauzálnou filtráciou signálu a komplikujú odčítanie správnej polarizácie nasadenia P vln.



Obr. 5.6 Záznamy posunutia pre zemetrasenia V03 a V20 zo stanice SPAC. Nasadenia P a S označujú priame vlny, P' a S' označujú anomálne zesilnené vlny (pravdepodobne odražené vlny od rozhrania medzi sedimentami a skalným podložíom).

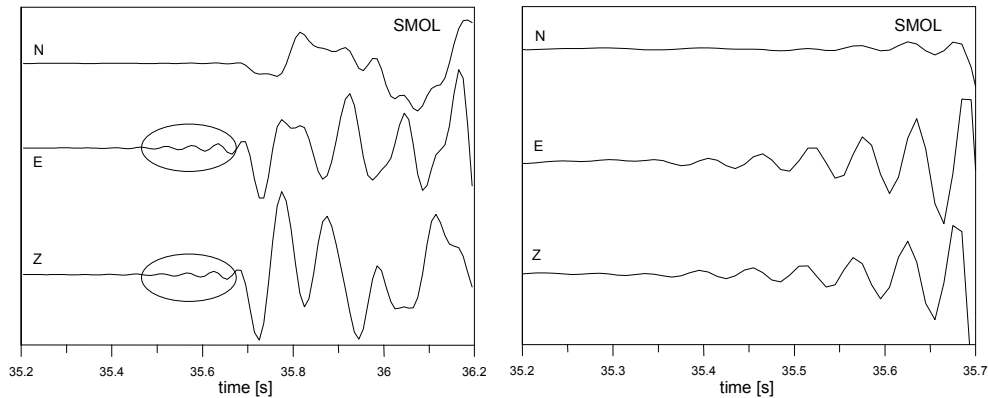


Obr. 5.7a Štiepenie S vln. Trojzložkové záznamy posunutia P a S vln pre zemetrasenie V20 na staniach KATA a SMOL (vľavo), polarizačné diagramy S vln v horizontálnej rovine (vpravo). Čiarkovaná čiara znázorňuje odhadnuté smery štiepenia S vln.

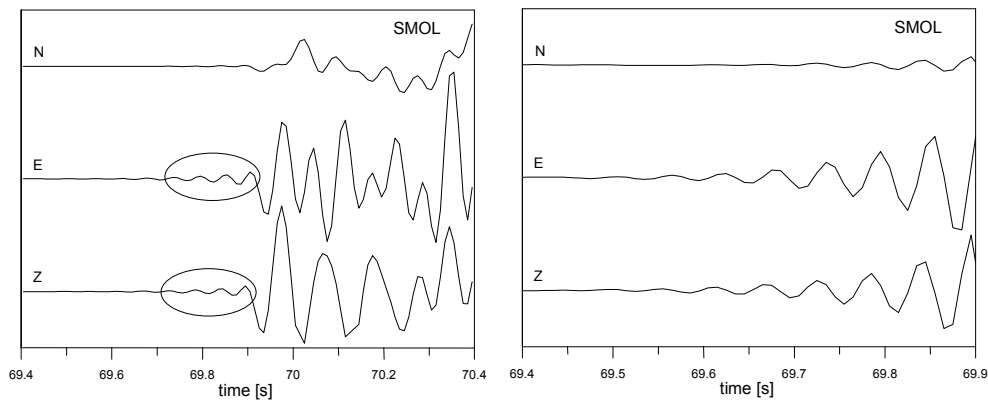


Obr. 5.7b Štiepenie S vln. Trojzložkové záznamy rýchlosti pre zemetrasenia V20 na staniach BUKO a HRAD (vľavo), polarizačné diagramy S vln v horizontálnej rovine (vpravo). Čiarkovaná čiara znázorňuje odhadnuté smery štiepenia S vln.

V20



V14



Obr. 5.8 Falošné zákmity v záznamoch rýchlosti pred príchodom P vlny pre javy V14 a V20 na stanici SMOL. Vľavo – záznam zákmitu a nasedenia P vlny, vpravo – detail falošného zákmitu.

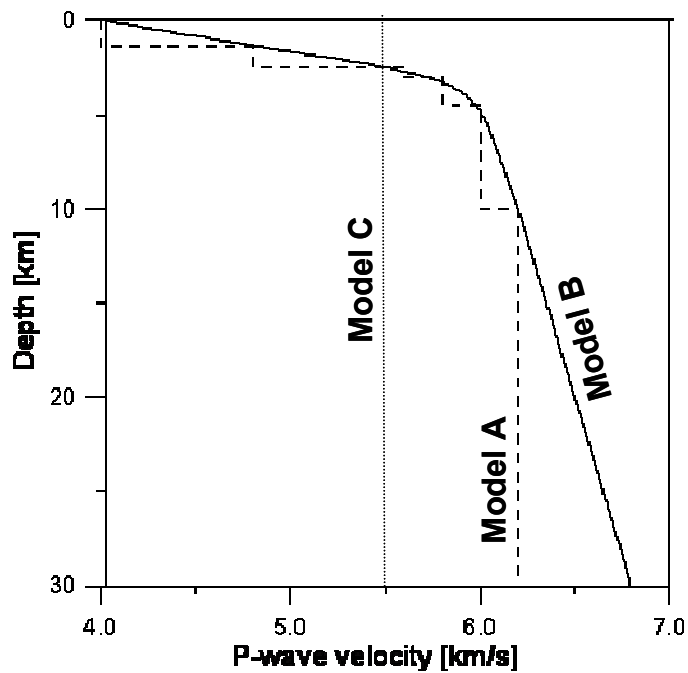
5.2 Geometria ohniskovej oblasti

Polohy ohnisk zemetrasení boli určené programom FASTHYPO (Herrmann, 1979). Na lokalizáciu boli použité časy príchodov P a S vln na lokálnych staniciach. Štruktúra prostredia bola aproximovaná 1D modelom s homogénnymi vrstvami, ktorý označíme ako Model A (Tab. 5.1, Obr. 5.9a). Pomer rýchlostí v_p/v_s bol fixovaný a jeho hodnota bola 1.75. Stanice, ktorých podpovrchová štruktúra bola značne odlišná od priemerného 1D modelu, boli z analýzy vylúčené. Týka sa to staníc JABO a SPAC, ktoré boli vybudované na sedimentoch v dunajskom bazéne (Obr. 5.9b).

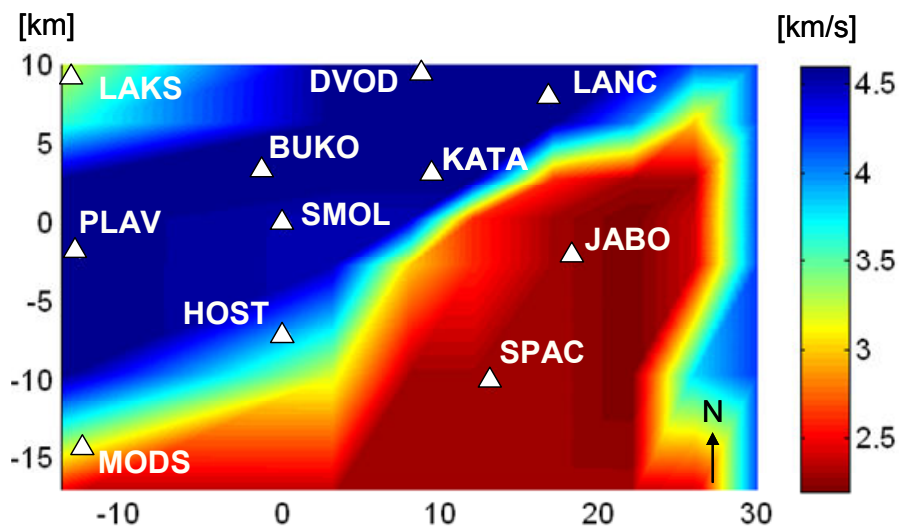
Tab. 5.1 1D model zemskej kôry s homogénnymi vrstvami

Model A	Vrstva	Hĺbka [km]	v_P [km/s]	v_S [km/s]	Hustota [g/cm ³]	Q_P	Q_S
	1	0.0	4.0	2.3	2.50	200	100
	2	1.9	4.8	2.7	2.66	200	100
	3	2.5	5.6	3.2	2.82	300	150
	5	4.5	6.0	3.4	2.90	300	150
	6	10.0	6.2	3.5	2.94	500	250
	7	27.0	8.2	4.7	3.34	800	400

v_P a v_S – rýchlosti P a S vln; Q_P a Q_S – faktory kvality P a S vln.



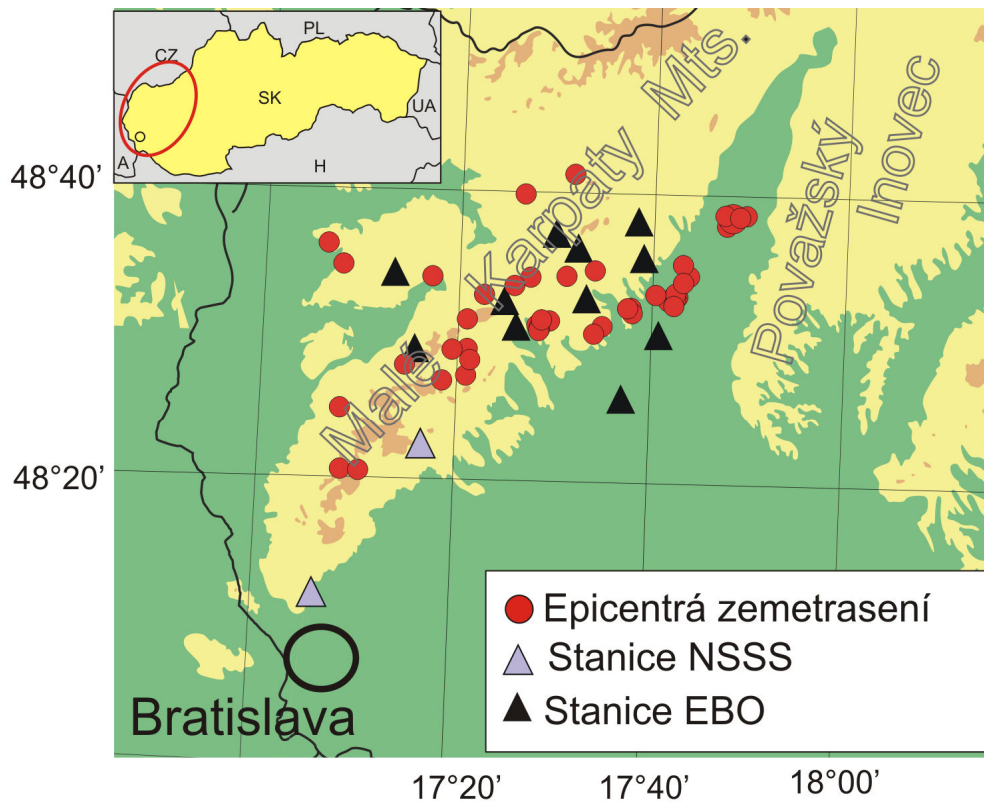
Obr. 5.9a Rýchlosť šírenia P vln v 1D modeli s homogénnymi vrstvami (Model A), v 1D modeli so spojitou meniacou rýchlosťou (Model B) a v homogénnom modeli (Model C)



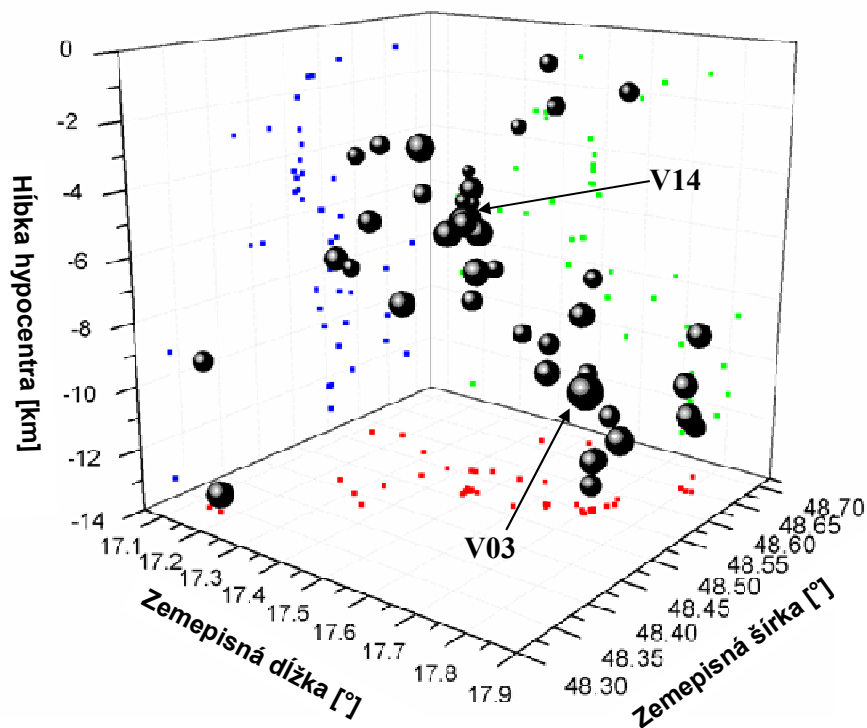
Obr. 5.9b Rozloženie rýchlostí P vln v hĺbke 0.5 km v 3D modeli (Geofyzika Brno, 1985).

Ako je zrejmé z Obr. 5.10, epicentrá analyzovaných zemetrasení sú rozptýlené v oblasti približne 50 km vo východo-západnom (VZ) smere a 30 km v severo-južnom (SJ) smere. Epicentrá tvoria približne líniu pretiahnutú v smere VSV–ZJZ. Tento smer súhlasí so smermi hlavných zlomových systémov v oblasti s dobrovodským a brezovským zlomom. Veľký rozptyl epicentier v oblasti môže indikovať, že ohniská nepatria iba k jednému zlomu.

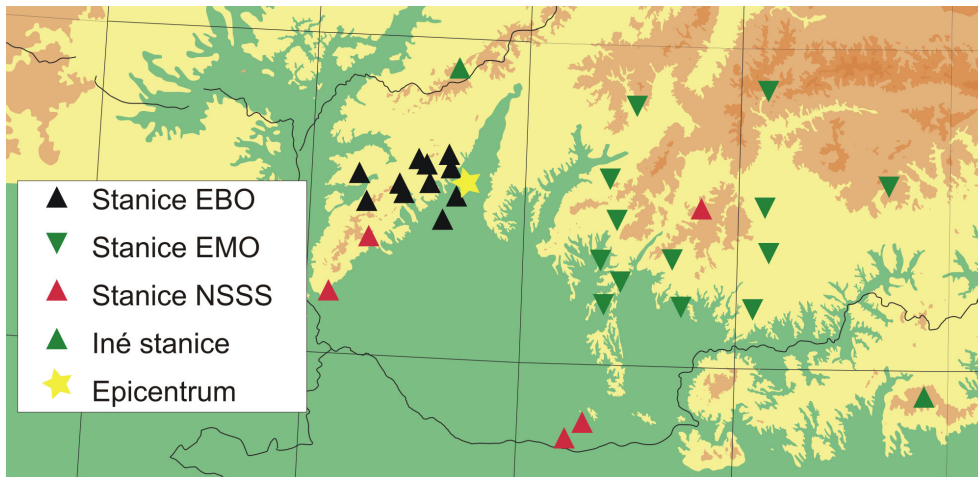
Hĺbka zemetrasení je najmenej presne určeným parametrom pri lokalizácii. Hypocentrá sa nachádzajú v hĺbke od 1 km do 14 km. Pri zvýšení pomeru rýchlostí v_p/v_s z 1.75 na hodnotu 1.80 sa interval hĺbok zmení o niekoľko sto metrov až 1.5 km. Nezávisle od pomeru rýchlostí v_p/v_s sa hypocentrá ponárajú v smere od západu na východ. Hĺbky hypocentier nevykazujú zjavnú závislosť od veľkosti zemetrasenia (Obr. 5.11). Na obrázku sú šípkami vyznačené dva najsilnejšie analyzované javy: a) zemetrasenie z 13.3.2006 o 8:28 hod s magnitúdom $M_w = 3.4$ (jav V03) a b) zemetrasenie z 5.8.2006 o 9:00 hod s magnitúdom $M_w = 3.0$ (jav V14). Zemetrasenia nasledovali pomerne v krátkom čase po sebe. Hypocentrum prvého je v hĺbke 10.2 km, hypocentrum druhého je v hĺbke 5.2 km. Ako bude ukázané neskôr, tieto zemetrasenia sú odlišné aj svojimi mechanizmami. Na príklade seizmogramov v kap. 5.1 vidieť, že jav V03 bol zložitý. Fázy pre tento jav boli odčítané zo záznamov 32 lokálnych a regionálnych staníc až do vzdialenosti 300 km (Obr. 5.12). Ako vidieť na obrázku, epicentrum zemetrasenia bolo na okraji seizmickej siete EBO. Takmer všetky stanice tejto siete sú západne od epicentra. Najbližšia stanica JABO bola od epicentra vzdialená približne 5.7 km. Táto stanica však, vzhľadom na jej polohu na sedimentoch s nízkou rýchlosťou šírenia seizmických vln, nebola zahrnutá do lokalizácie. Naproti tomu jav V14 spadá do vnútra lokálnej siete EBO (Obr. 5.13) a aspoň 3 stanice vybudované na skalnom podloží sú vo vzdialenosti menšej ako 10 km.



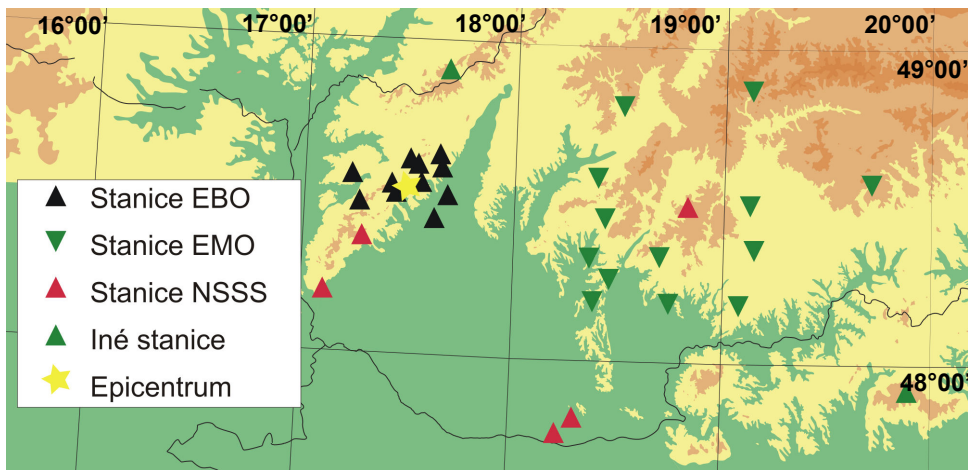
Obr. 5.10 Epicentrá zemetrasení, stanice Národnej siete seizmických staníc NSSS a stanice lokálnej seizmickej siete EBO.



Obr. 5.11 Priestorové rozloženie hypocentier zemetrasení. Čierne sféry indikujú polohy hypocentier. Veľkosť sféry zodpovedá magnitúde zemetrasenia. Červené, zelené a modré štvorce sú priemety hypocentier do príslušných rovin.



Obr. 5.12 Epicentrum zemetrasenia V03 a polohy seizmických staníc.



Obr. 5.13 Epicentrum zemetrasenia V14 a polohy seizmických staníc.

5.3 Ohniskové mechanizmy a momentové tenzory

5.3.1 Určenie ohniskových mechanizmov z polarít P vln z lokálnych a regionálnych staníc programom FOCMEC

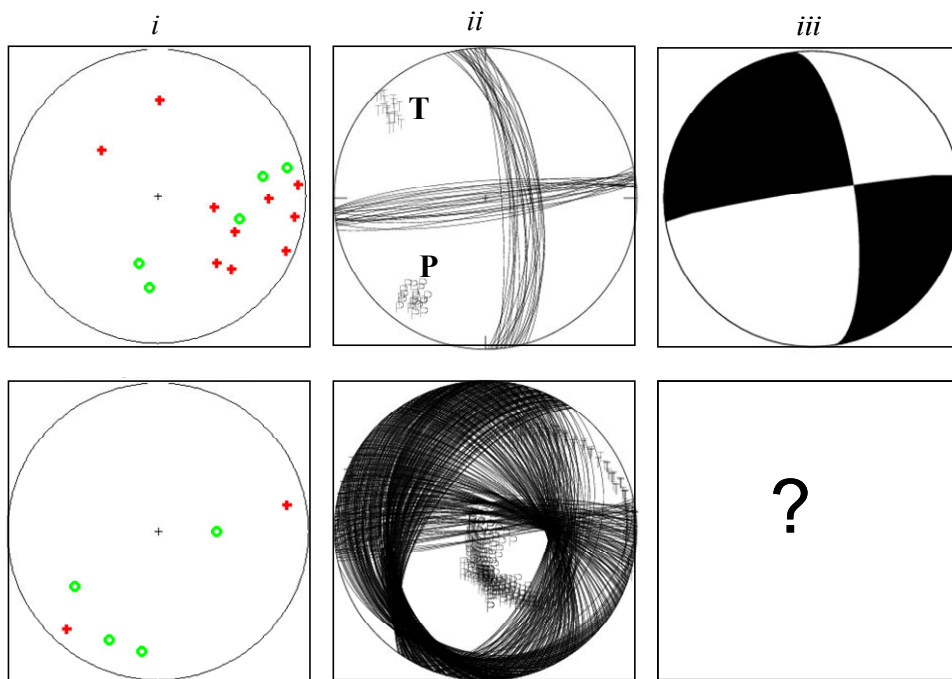
Na určenie ohniskových mechanizmov z polarít prvých nasadení P vln analyzovaných zemetrasení bol použitý program FOCMEC (Snoke, 2003) napísaný v jazyku FORTRAN. Prevažne boli invertované P vlny z lokálnych staníc. Pre silnejšie zemetrasenia boli zahrnuté aj Pg a Pn vlny zaznamenané na najbližších regionálnych staniciach. Uhly východu boli vypočítané lúčovou metódou. Aby bolo možné určiť aj lúče Pg refragovaných vln, bol Model A (Tab. 5.1, Obr. 5.9a) nahradený modelom so spojitou meniacou rýchlosťou (Model B, Obr. 5.9a). Vhodné riešenie, definované ohniskovými uhlami φ , λ a δ , bolo hľadané v sieti v celom intervale uhlov s krokom 5° . Pre každý jav bol definovaný

počet možných chybných určených znamienok prvých nasadení (Tab. 5.2). Vo väčšine prípadov išlo o 1 až 2 chybné určené polarít v závislosti od celkového počtu staníc a zložitosti P vln v seizmickom zázname. Pri zemetraseniach zaznamenaných aj na regionálnych stanicich, t.j. zaznamenaných väčším počtom staníc, pri zemetraseniach so zložitým vlnovým poľom alebo pri zemetraseniach so zle pokrytou ohniskovou sférou bol uvažovaný vyšší počet možných zle určených znamienok prvých nasadení.

Pre každé zemetrasenie boli nájdené všetky riešenia, ktoré vyhovovali zadaným podmienkam. Počet a rozptyl týchto riešení bol závislý od pokrytia ohniskovej sféry stanicami. Na Obr. 5.14 je príklad dobre (zemetrasenie X01) a zle (zemetrasenie V15) určeného ohniskového mechanizmu. Pre obidve zemetrasenia bola uvažovaná maximálne jedna prípustná chyba v určení znamienka prvého nasadenia P vlny. V prvom prípade je ohnisková sféra relatívne dobre pokrytá stanicami. Jednotlivé riešenia, ktorých je v tomto prípade 21, reprezentované nodálnymi rovinami a P/T osami, sú dobre zoskupené. Na druhej strane, pre zemetrasenie V15 je ohnisková sféra pokrytá stanicami nedostatočne. Je to spôsobené polohou epicentra vzhľadom k lokálnej sieti.

Tab. 5.2 Ohniskové mechanizmy z polarít P vln (FOCMEC)

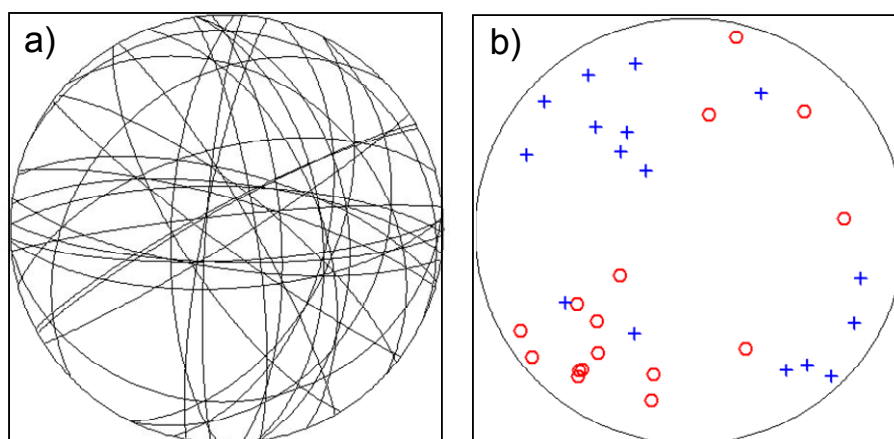
ID	Počet vstupných polarít	Počet chybných určených polarít	Počet riešení	Optimálne riešenie					
				φ_1 strike [°]	δ_1 dip [°]	λ_1 rake [°]	φ_2 strike [°]	δ_2 dip [°]	λ_2 rake [°]
R03	20	0	5	242	81	-36	338	55	-169
S02	12	0	12	87	67	69	331	31	130
S03	20	2	6	255	59	-13	352	79	-148
V03	32	7	3	357	41	-39	119	66	-123
V04	16	1	18	92	77	37	352	54	164
V05	12	1	71	286	78	-42	27	49	-164
V06	12	1	99	98	75	49	351	43	158
V07	8	0	35	271	73	-40	15	52	-158
V08	9	0	12	26	28	-12	127	84	-117
V09	13	1	88	308	74	-76	86	21	-130
V14	17	2	27	58	84	82	291	10	143
V18	15	2	17	330	81	58	226	33	164
V19	17	2	54	277	72	8	185	82	162
W01	8	0	55	284	68	9	191	82	9
W05	16	2	44	87	78	-21	182	69	-167
X01	15	1	21	264	85	-20	356	70	-175



Obr. 5.14 Príklad dobre určeného ohniskového mechanizmu (horný riadok - zemetrasenie X01) a zle určeného ohniskového mechanizmu (spodný riadok - zemetrasenie V15). Stĺpec *i* zobrazuje pokrytie ohniskovej sféry stanicami, *ii* všetky riešenia spĺňajúce dané podmienky, *iii* optimálne riešenie. Červené krížiky – kladné nasadenia P vlny, zelené krúžky – záporné nasadenia P vlny. Použitý program: FOCMEC.

Získaných 261 jednotlivých riešení má veľký rozptyl a je ťažké určiť rozumne úzky interval prevládajúcich riešení. Zemetrasenia so zlým alebo nedostatočným pokrytím ohniskovej sféry, u ktorých nebolo možné nájsť dostatočne ohraničené riešenia, boli z ďalšej analýzy vylúčené. Takýmto spôsobom boli získané súbory pre 16 dobre určených ohniskových mechanizmov.

Optimálne riešenie pre každý súbor bolo vypočítané ako priemer z najčastejšie vyhovujúcich riešení (Tab. 5.2). V Tab. 5.2 je k zemetraseniam priradený aj počet polarít a maximálny počet možných chybné určených polarít, s ktorými bol daný ohniskový mechanizmus vypočítaný. Vysoký počet určených polarít je pre výpočet ohniskového mechanizmu dôležitý, ale pri zlom rozmiestnení staníc na ohniskovej sfére je zďaleka nepostačujúci. Pre väčšinu zemetrasení sa počet možných chybné určených polarít pohybuje od 0 do 2, avšak pre zložitý jav V03 má hodnotu 7, čo bude diskutované nižšie. Na Obr. 5.15 sú zobrazené nodálne roviny a P/T osi v projekcii do ohniskovej sféry pre všetky optimálne ohniskové mechanizmy vypočítané zo znamienok prvých nasadení P vln. Grupovanie P osí a T osí indikuje podobný charakter získaných ohniskových mechanizmov.

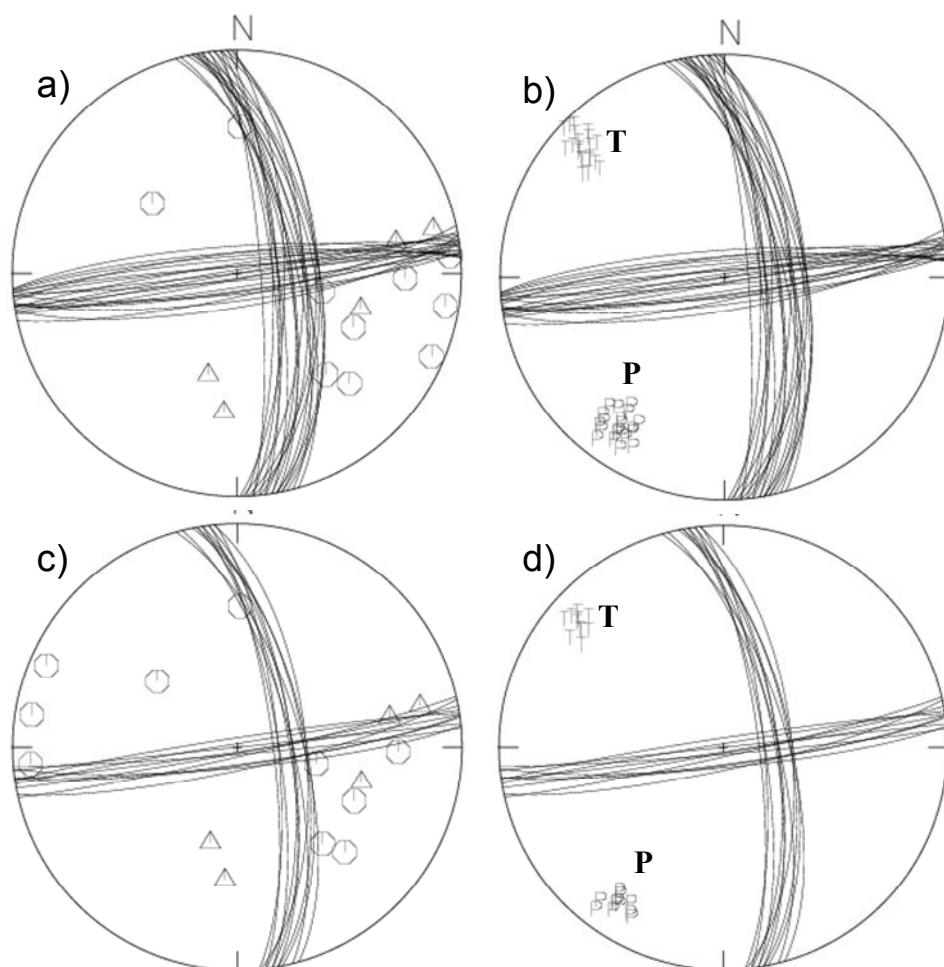


Obr. 5.15 a) Nodálne roviny, b) rozloženie P/T osí pre všetkých 16 optimálnych ohniskových mechanizmov vypočítaných zo znamienok prvých nasadení P vln. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: FOCMEC.

Ďalej bola testovaná citlivosť vypočítaných ohniskových mechanizmov vzhľadom k použitému modelu prostredia. Boli použité dva modely prostredia: 1D model so spojitou meniacou rýchlosťou (Model B) a homogénny polpriestor (Model C). Na Obr. 5.16 je porovnanie riešení pre zemetrasenie X01 s použitím týchto modelov. Ako vidieť, rozloženie staníc na ohniskovej sfére sa pre jednotlivé modely líši. V Modeli B sa šíria refragované vlny a preto sú uhly východu menšie ako v Modeli C, kde sa môžu šíriť iba priame nerefragované vlny. Avšak ohniskové mechanizmy vypočítané pre Model B a Model C sú podobné. Voľba modelu prostredia vo väčšine prípadov nemala významný vplyv na výsledný ohniskový mechanizmus. Išlo však o javy s dobrým pokrytím ohniskovej sféry stanicami a s jednoduchým vlnovým obrazom. Pri zložitých javoch voľba modelu prostredia mohla ovplyvniť výsledný ohniskový mechanizmus.

Ohniskový mechanizmus dvoch najsilnejších zemetrasení V03 a V14

Na Obr. 5.17 je porovnanie použitia Modelu C a Modelu B pre výpočet ohniskového mechanizmu pre zemetrasenie V03. V oboch prípadoch boli uvažované iba polarita P vln z lokálnych staníc a polarita Pg a Pn vln z regionálnych staníc. Na Obr. 5.17a,b je zobrazenie staníc na ohniskovej sfére.



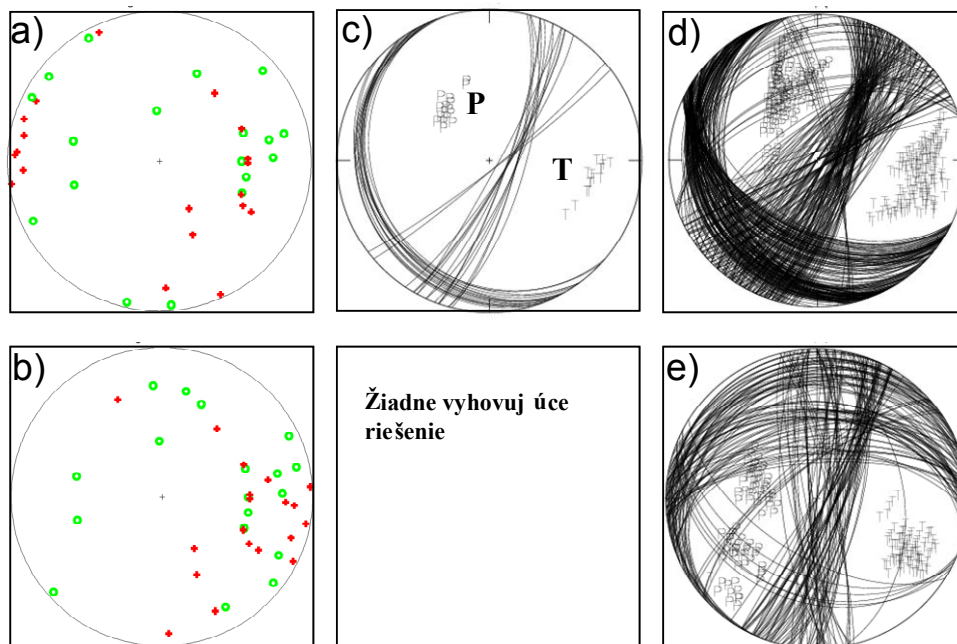
Obr. 5.16 Ohniskové mechanizmy pre zemetrasenie X01. Rozloženie staníc na ohniskovej sfére (vľavo) pre a) Model B a c) Model C. Rozloženie P/T osí (vpravo) pre b) Model B a d) Model C. Krúžky označujú kladné polarities nasadenia P vln, trojuholníky označujú záporné polarities nasadenia P vln. Použitý program: FOCMEC.

Z obrázka je zrejmé, že znamienka prvých nasadení P vln sú značne nekonzistentné pre oba použité modely.

Na Obr. 5.17c sú riešenia ohniskových mechanizmov pre Model C s uvažovaním 7 možných chýb v určení prvého nasadenia vlny. Pre Model B a rovnaké vstupné parametre nebolo možné riešenie nájsť. Na Obr. 5.17d,e sú riešenia ohniskových mechanizmov s uvažovaním 8 možných chýb v určení nasadenia vlny pre Model C a Model B. Ako vidieť, riešenia sa odlišujú. Tento rozdiel môže mať viacero príčin. Jednou z príčin môže byť určovanie iba ohniskového mechanizmu určeného ohniskovými uhlami φ , λ a δ , t.j. neurčujeme úplný momentový tenzor ale iba jeho DC zložku. Ak však ide o zemetrasenie s významnými nestrižnými zložkami v momentovom tenzore, algoritmus na určenie ohniskových mechanizmov zo znamienok prvých nasadení, ktorý

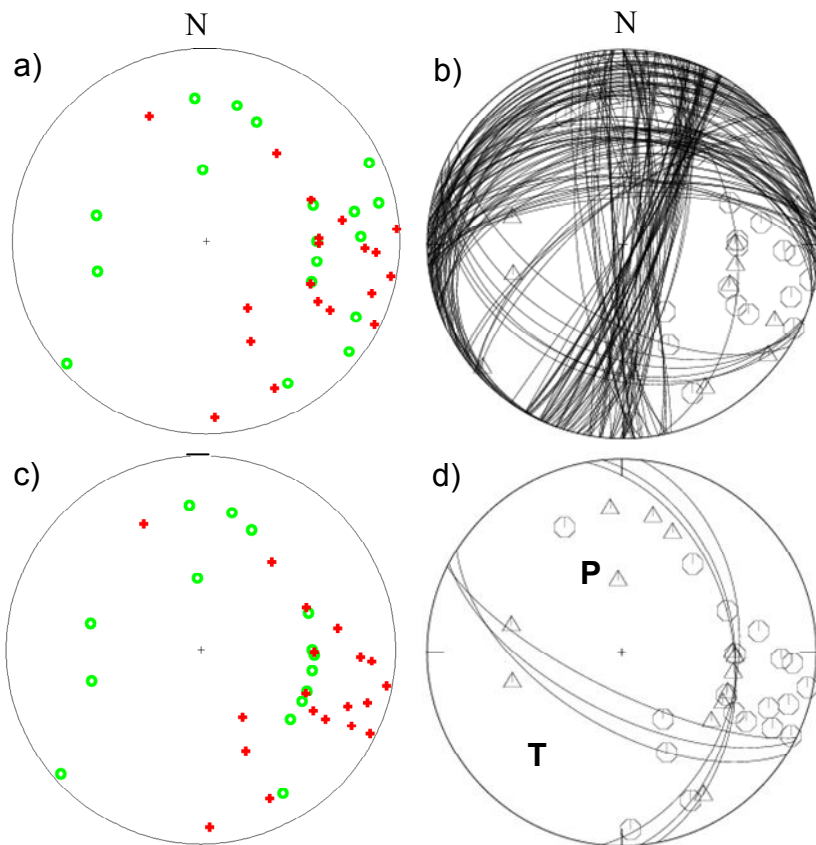
predpokladá iba zemetrasenia so strižným mechanizmom ohniska, je v tomto prípade nepostačujúci. Ďalšou príčinou môže byť chybná interpretácia fáz pri určovaní znamienka nasadenia P vln. Ako bolo ukázané v Kap. 5.1, seizmogramy zemetrasenia V03 sú zložité. Analýza seizmogramov indikuje, že v záznamoch pre stanice vo vzdialenosti približne 80-100 km prichádza ako prvá čelná Ph vlna, a nie Pg vlna, ktorú sme pre túto vzdialenosť predpokladali. Uhly východu budú pre tieto Ph vlny iné ako uhly východu Pg vln, čo sa prejaví aj na rozložení staníc v projekcii na ohniskovú sféru. Na Obr. 5.18a,b je porovnanie rozloženia staníc na ohniskovej sfére a súboru riešení ohniskových mechanizmov pre neuvažované a uvažované Ph vlny.

Ako vidno, uvažovanie Ph vln zúžilo súbor možných riešení. Z toho vyplýva, že je nutné vo výpočte uvažovať čelné vlny nielen od Moho diskontinuity ale aj od iných rozhraní. Riešenia ohniskových mechanizmov pre oba javy sú však vypočítané pre značný počet prípustných chýb v určení znamienka nasadenia P fázy (8 a 7 chýb na 34 fáz), čo môže byť spôsobené zložitou ohniskového procesu.

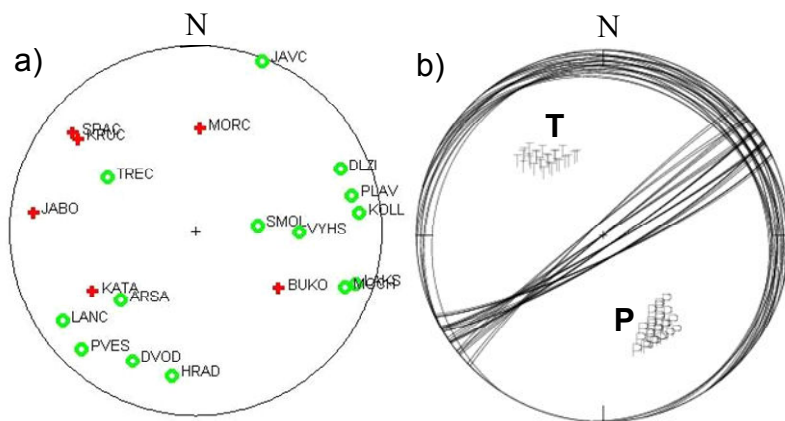


Obr. 5.17 Rozloženie staníc na ohniskovej sfére pre zemetrasenie V03 – pre a) Model C, b) Model B. Ohniskové mechanizmy vypočítané pre c) Model C s uvažovaním 7 chýb v určení znamienka, d) pre Model C s uvažovaním 8 chýb v určení znamienka, e) pre Model B s uvažovaním 8 chýb v určení znamienka. Použitý program: FOCMEC.

Na Obr. 5.19 je ohnisková sféra a riešenia pre ohniskový mechanizmus pre zemetrasenie V14. Toto riešenie bolo získané s maximálne dvoma prípustnými chybami v určení znamienka. Ako vidieť na obrázku, nevyhovujú stanice BUKO a TREC. Ide o mechanizmus poklesu



Obr. 5.18 Rozloženie staníc na ohniskovej sfére pre zemetrasenie V03 pre a) neuvažované Ph vlny, c) uvažované Ph vlny. Ohniskové mechanizmy vypočítané pre b) neuvažované Ph vlny, d) uvažované Ph vlny. Červené krížiky – kladné nasadenia vln, zelené krúžky – záporné nasadenia vln. Použitý program: FOCMEC.



Obr. 5.19 a) Rozloženie staníc na ohniskovej sfére, b) ohniskové mechanizmy pre zemetrasenie V14. Použitý program: FOCMEC.

5.3.2 Určenie momentových tenzorov z amplitúd P vln z lokálnych staníc programom AMT

Na inverziu momentových tenzorov z amplitúd boli použité vertikálne zložky záznamov posunutia P vln. Na záznamy bol kvôli odstráneniu nízkofrekvenčného šumu aplikovaný hornopriepustný filter s rohovou frekvenciou 1 Hz. Bola odmeraná amplitúda prvého maxima P vlny na vertikálnej zložke. Greenova funkcia bola vypočítaná lúčovou metódou. Lúčové amplitúdy (vzorce (2.16) a (2.17)) zahŕňajú efekt voľného povrchu s ohľadom na konverzné koeficienty na povrchu. Kvôli potrebe použiť refragovanú vlnu bol použitý Model B (Obr. 5.9a).

Momentové tenzory boli počítané programom AMT (Vavryčuk, 2008b) napísaným v programovacom prostredí MATLAB. Program AMT zahŕňa výpočet lúčov v 1D modeli so spojite sa meniacou rýchlosťou, výpočet lúčových Greenových funkcií a zovšeobecnenú lineárnu inverziu momentového tenzora. Spoľahlivosť vypočítaného momentového tenzora bola testovaná opakovaním inverzie so zašumenými vstupnými dátami. MT bol vypočítaný pre 100 realizácií náhodného šumu s rovnomerným pravdepodobnostným rozložením. Maximálna úroveň zašumenia bola 25% z nameranej amplitúdy P vlny na každej stanici. Pri odhade stability momentového tenzora bolo uvažované percentuálne zastúpenie DC zložky pri nezašumených dátach a rozptyl P/T osí pre 100 riešení MT získaných inverziou z náhodne zašumených dát. Nízke percento DC zložky a vysoký rozptyl P/T osí indikovalo nestabilnú alebo menej presnú inverziu (Obr. 5.20). Na základe testu stability sme rozhodli, či MT bol spoľahlivo alebo nespoľahlivo určený. Spoľahlivé MT boli vybrané na základe dvoch nasledovných kritérií: 1) DC zložka momentového tenzora musí byť vyššia ako 40% (hodnota je osobne komunikovaným expertným odhadom), 2) priemerná odchýlka P/T osí pre 100 náhodných realizácií nesmie presiahnuť 5° od P/T osí optimálneho riešenia. Tieto hodnoty sa ukázali pre daný súbor ako optimálne. Na Obr. 5.21a,b sú nodálne roviny a P/T osi pre všetkých 36 zemetrasení. Ich priemerná strižná zložka je $DC = 48.0\%$, nestrižné zložky majú hodnoty $ISO=19.6\%$ a $CLVD = 7.6\%$. Na Obr. 5.21c,d sú nodálne roviny a P/T osi pre 14 spoľahlivo určených momentových tenzorov. Ich priemerná strižná zložka je $DC = 61.4\%$, nestrižné zložky majú hodnoty $ISO = 7.4\%$ a $CLVD = 13.9\%$. Obrázky indikujú, že rozloženie spoľahlivo určených P/T osí je viac konzistentné a P/T osi sú viac zoskupené ako pri celom dátovom súbore. Rozptyl nodálnych rovín je

zapríčinený jednak numerickými chybami inverzie, jednak môže byť spôsobený rôznou orientáciou zlomových plôch. V Tab. 5.3 sú uvedené všetky MT invertované pomocou programu AMT a farebne sú odlíšené spoľahlivo určené momentové tenzory.

Tab. 5.3 Momentové tenzory získané inverziou z amplitúd (AMT)

ID	Počet stanic	Stredná odchýlka od P osi [°]	Stredná odchýlka od T osi [°]	DC [%]	CLVD [%]	ISO [%]	φ_1 strike [°]	δ_1 dip [°]	λ_1 rake [°]	φ_2 strike [°]	δ_2 dip [°]	λ_2 rake [°]
Q08	8	6.6	3.7	24.0	47.2	28.9	31	3	13	288	89	93
Q09	8	13.4	5.7	40.8	39.1	20.1	286	11	153	43	85	80
Q11	8	70.5	1.9	17.8	59.9	22.3	41	57	42	285	56	139
Q13	8	11.5	22.0	61.9	-25.0	-13.1	219	38	-58	1	58	-112
Q14	7	18.6	8.7	70.8	19.3	-9.9	97	64	-66	231	35	-130
Q15	8	5.6	2.9	65.2	32.1	2.7	114	83	-45	212	45	-170
Q16	8	2.0	33.1	70.8	16.1	13.1	265	47	-48	32	57	-126
R01	8	8.7	3.9	5.3	62.0	32.7	137	81	101	266	15	40
R02	8	19.4	1.8	16.9	53.1	30.0	128	48	105	286	44	74
R03	15	3.8	3.6	55.0	25.9	19.2	256	89	-53	348	37	-178
S01	8	8.0	2.5	9.9	59.1	31.0	72	65	53	313	44	142
S02	16	2.7	2.1	48.3	36.3	15.4	11	71	-153	271	65	-22
S03	21	1.2	0.9	59.8	21.6	18.7	74	59	60	303	42	131
T01	7	1.6	1.6	53.5	-28.2	-18.3	220	30	-45	351	70	-112
U01	8	1.7	3.1	70.6	15.8	13.7	243	73	-159	146	70	-18
V03	21	5.2	6.7	46.6	-42.5	-10.8	310	85	113	51	24	12
V04	13	1.0	1.1	34.9	40.8	24.3	105	84	49	9	41	171
V05	10	1.5	1.8	49.4	29.2	21.4	101	85	46	6	44	173
V06	13	1.4	1.5	38.5	38.3	23.3	102	84	49	5	42	171
V07	9	1.4	1.6	42.3	35.1	22.7	102	86	50	7	40	175
V08	11	4.5	3.0	63	-21	-15	308	22	-48	84	74	-105
V09	15	1.8	1.8	50	29	20	89	74	50	341	42	156
V13	11	6.7	21.2	46.8	45.8	-7.3	360	51	-141	242	60	-46
V14	12	3.5	3.8	77.8	6.4	15.8	72	58	7	338	84	148
V15	8	8.3	22.8	70.7	10.0	-19.4	167	45	-129	36	57	-58
V17	7	11.1	11.9	62.3	29.8	7.8	248	78	-48	351	43	-162
V19	14	4.5	3.3	62.1	-6.6	-31.3	255	45	28	145	71	132
V20	10	4.9	0.6	8.7	61.8	29.5	46	39	59	264	58	113
W01	8	3.3	7.1	13.1	-60.2	-26.6	82	43	-107	285	50	-75
W02	19	2.2	2.1	83.3	10.8	6.0	160	81	180	250	90	9
W05	17	1.5	2.3	82.9	1.7	15.4	340	60	154	83	68	32
X01	18	15.2	3.9	60.8	20.1	19.1	128	49	80	323	42	101
X02	12	4.3	11.6	60.2	-10.5	-29.4	17	51	-108	224	42	-69
X03	8	7.1	17.5	29.9	-39.5	-30.6	263	37	-54	40	61	-114
X04	9	4.2	2.5	60.4	38.9	0.7	115	30	-49	251	68	-110
Y01	10	3.4	1.8	13.8	53.6	32.6	169	51	145	283	63	45

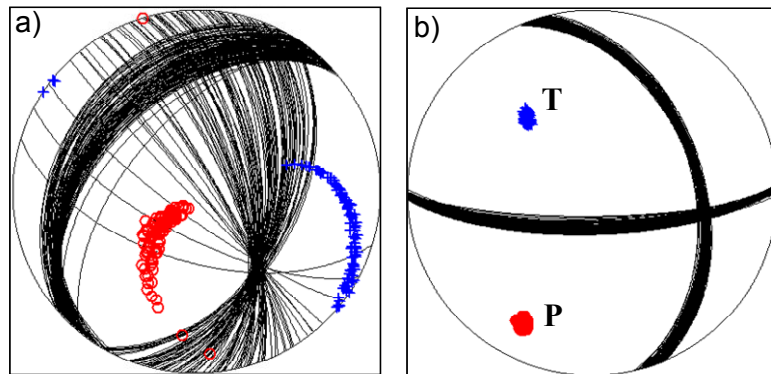
Žltou farbou sú vyznačené spoľahlivo určené momentové tenzory.

Priemerná hodnota DC zložky, čiže aritmetický priemer z vypočítaných hodnôt DC pre všetky zemetrasenia, je 48.0%, pričom pre spoľahlivo určené momentové tenzory dosahuje priemerná hodnota strižných zložiek až 61.4%. Hoci, ako bude ukázané neskôr, nestrižné zložky momentového tenzora sú v skúmanom súbore zemetrasení nezanedbateľné, pri tektonických zemetraseniach predpokladáme, že ide o zemetrasenia s prevažne strižným mechanizmom ohniska. Preto riešenia s vyšším zastúpením strižnej zložky považujeme za vierohodnejšie.

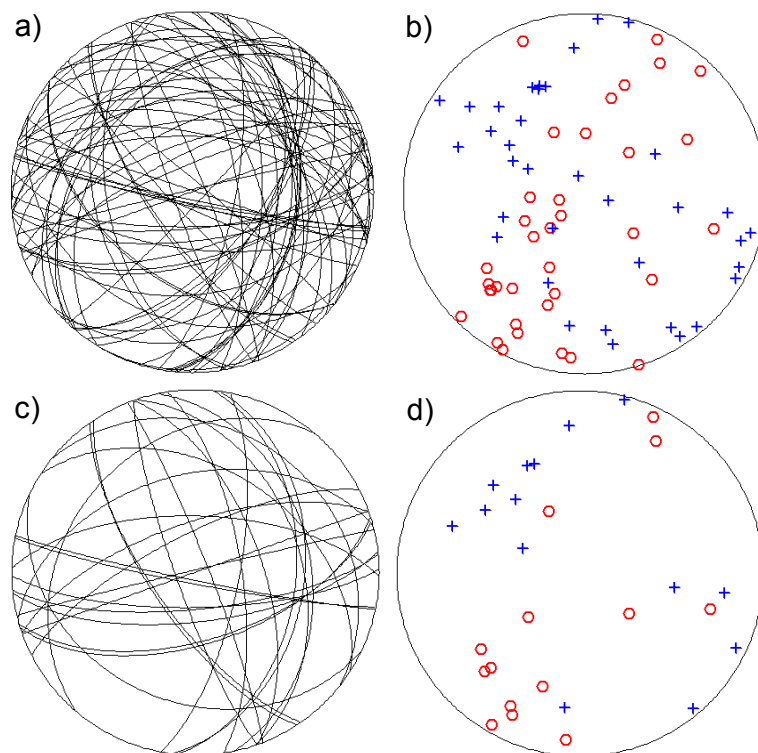
Testovali sme citlivosť metódy určenia momentových tenzorov z amplitúd P vln na použitý model prostredia. Na Obr. 5.22 je porovnanie rozloženia P/T osí na ohniskovej sfére pre MT, ktoré boli vypočítané pre nami zvolený najzložitejší a najjednoduchší model prostredia. Najzložitejším modelom prostredia bol Model B so zahrnutím efektov voľného povrchu a najjednoduchším modelom prostredia bol Model C bez uvažovania efektov voľného povrchu. Konkrétne sú na Obr. 5.22a,b porovnané súbory MT všetkých zemetrasení pre Model B a Model C. Na Obr. 5.22c,d sú porovnané spoľahlivo určené MT pre Model B a Model C. Priemerné hodnoty ISO, CLVD, DC a počty javov pre jednotlivé prípady sú: 7.6%, 19.6%, 48.0%, $N=36$ (Obr. 5.22a); 7.2%, 17.4%, 43.8%, $N=36$ (Obr. 5.22b); 7.4%, 13.9%, 61.4%, $N=14$ (Obr. 5.22c); 8.0%, 11.2%, 59.2%, $N=13$ (Obr. 5.22d). Štatisticky sa rozloženie P/T osí pre jednotlivé prípady markantne nemení, hoci pre jednotlivé zemetrasenia sa môžu momentové tenzory líšiť významne. V nehomogénnom prostredí je však priemerná hodnota DC = 48.0% pre všetky zemetrasenia vyššia ako v homogénnom prostredí, pre ktoré je DC = 43.8%. Riešenie pre nehomogénne prostredie teda považujeme za vierohodnejšie. Aj napriek tomu možno z uvedeného porovnania usudzovať, že metóda nie je veľmi citlivá na použitý model prostredia.

Testovali sme aj efekt zanedbania voľného povrchu na výpočet momentových tenzorov. Na Obr. 5.23a,b je porovnanie P/T osí momentových tenzorov všetkých zemetrasení pre Model B so zahrnutím a bez zahrnutia efektov voľného povrchu. Na Obr. 5.23c,d je to isté porovnanie ale len pre spoľahlivo určené momentové tenzory. Uvedené obrázky indikujú, že zahrnutie efektov voľného povrchu pri výpočte momentových tenzorov metódou inverzie z amplitúd P vln štatisticky nemá zásadný vplyv na výsledné rozloženie P/T osí momentových tenzorov.

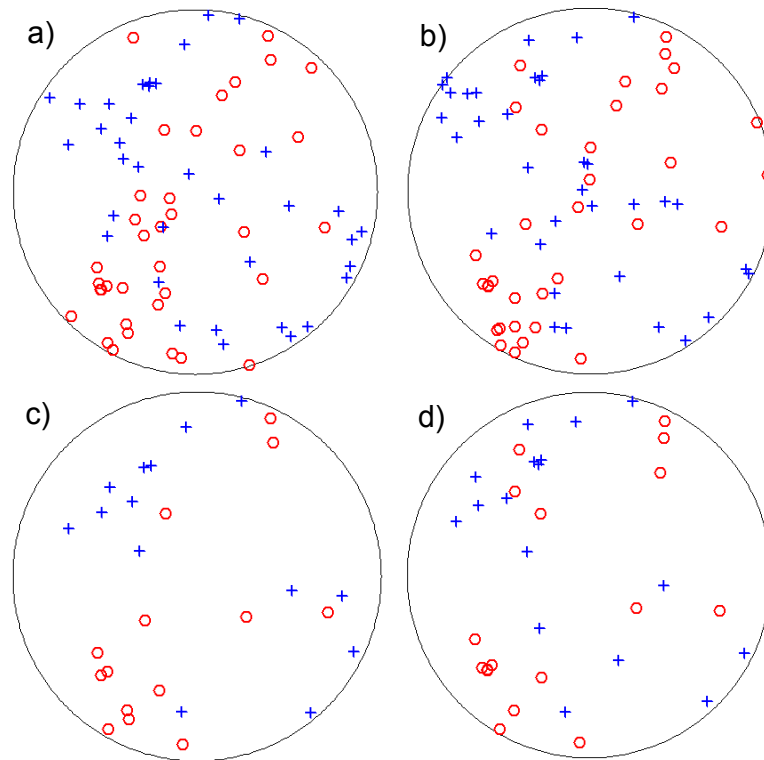
Prírodné, neuvažovanie efektov voľného povrchu je výhodné, pretože vedie k zjednodušeniu a k urýchleniu výpočtu.



Obr. 5.20 a) Príklad nespoľahlivo určeného momentového tenzora (zemetrasenie Q13), b) príklad spoľahlivo určeného momentového tenzora (zemetrasenie V09). P osi - červené krúžky, T osi - modré krížiky. Použitý program: AMT.



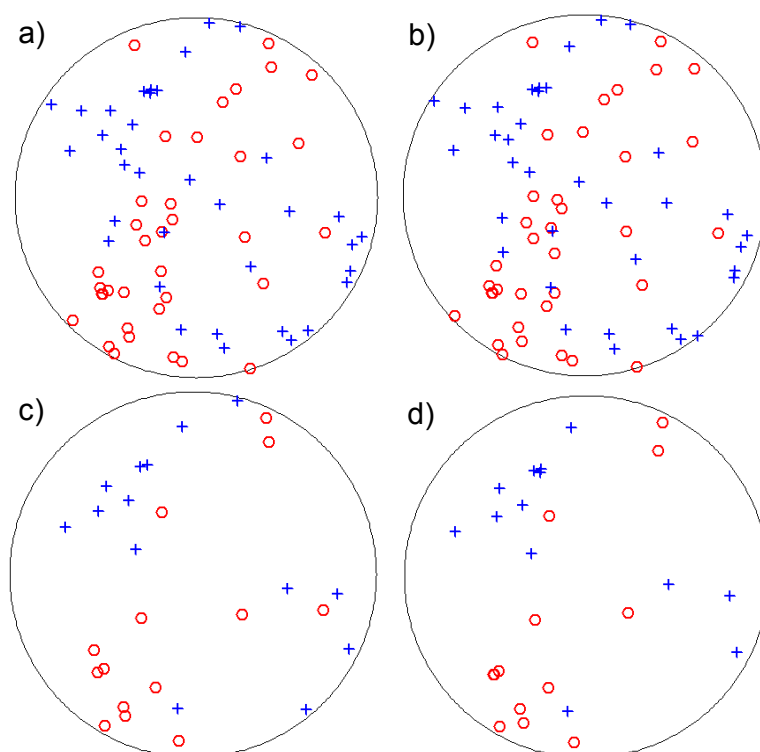
Obr. 5.21. a) Nodálne roviny a b) rozloženie P/T osí pre MT všetkých 36 zemetrasení. c) Nodálne roviny a d) rozloženie P/T osí pre 14 spoľahlivo určených MT. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: AMT.



Obr. 5.22 Rozloženie P/T osí a) všetkých MT pre Model B so zahrnutím efektov voľného povrchu, b) všetkých MT pre Model C bez uvažovania voľného povrchu, c) spoľahlivo určených MT pre Model B so zahrnutím efektov voľného povrchu a d) spoľahlivo určených MT pre Model C bez uvažovania voľného povrchu. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: AMT.

Testovali sme aj citlivosť počítaných momentových tenzorov na použitie podmienky $ISO = 0$. Táto podmienka fyzikálne znamená, že sme uvažovali iba seizmické zdroje s nulovou zmenou ohniskového objemu. Matematicky táto podmienka zodpovedá momentovému tenzoru s nulovou stopou. Keďže hľadáme namiesto 6 iba 5 parametrov, inverzia spravidla dáva stabilnejšie výsledky. Z tohto dôvodu sa podmienka $ISO = 0$ označuje ako stabilizačná podmienka. Na Obr. 5.24a,b sú nodálne roviny a P/T osi plného momentového tenzora pre všetky zemetrasenia a na Obr. 5.24c,d sú nodálne roviny a P/T osi pre všetky zemetrasenia so zahrnutím stabilizačnej podmienky $ISO = 0$. Rozptyl nodálnych rovín je pri použití stabilizačnej podmienky menší. Zlepšenie rozptylu P/T osí nie je z obrázka až také markantné, avšak možno vidieť lepšie zoskupovanie T osí v smere severo-západ pri použití podmienky $ISO = 0$. Vplyv stabilizačnej podmienky možno lepšie dokumentovať na porovnaní spoľahlivo a nespoľahlivo určených momentových tenzorov bez a s použitím stabilizačnej podmienky (Obr. 5.25). Ako vidno z obrázkov, stabilizačná podmienka výrazne neovplyvnila

výsledné rozloženie P/T osí pre spoľahlivo určené momentové tenzory, avšak prispela k stabilizácii inverzie pre nespoľahlivo určené momentové tenzory. Na Obr. 5.25d je vidieť lepšie separované sektory P a T osí než na Obr. 5.25c, na ktorom sú riešenia bez stabilizačnej podmienky. Pomerne vysoké zastúpenie strižnej zložky pre nespoľahlivo určené momentové tenzory pri použití stabilizačnej podmienky (DC = 71.2%) indikuje, že použitie tejto podmienky malo význam.

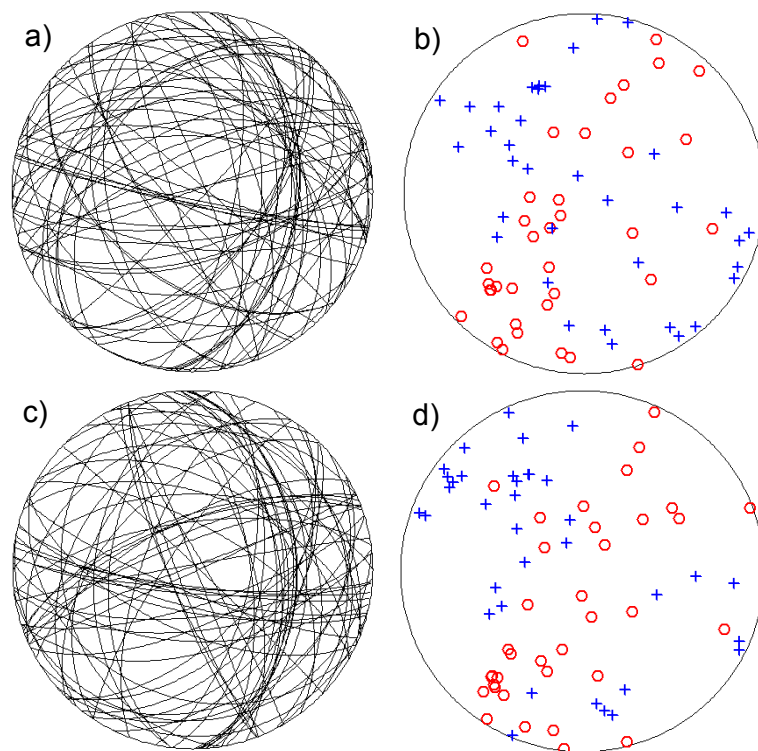


Obr. 5.23 Rozloženie P/T osí a) všetkých MT pre Model B so zahrnutím efektov voľného povrchu, b) všetkých MT pre Model B bez uvažovania efektov voľného povrchu, c) spoľahlivo určených MT pre Model B so zahrnutím efektov voľného povrchu a d) spoľahlivo určených MT pre Model B bez uvažovania efektov voľného povrchu. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: AMT.

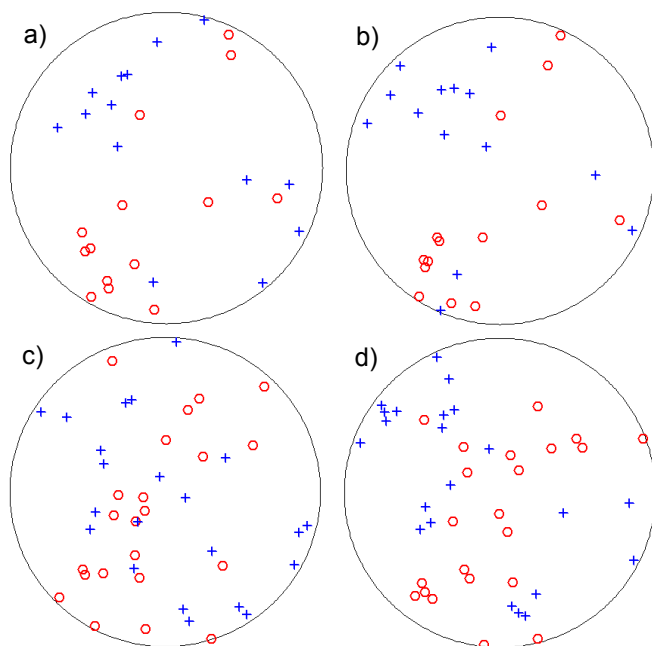
Zemetrasenia V03 a V14

Detailné aplikovanie stabilizačnej podmienky na 2 najsilnejšie zemetrasenia V03 a V14 možno vidieť na Obr. 5.26. Na Obr. 5.26a je rozloženie staníc na ohniskovej sfére zemetrasenia V03, na Obr. 5.26b je zobrazený ohniskový mechanizmus pre plný MT s hodnotami ISO = -10.8%, CLVD = -42.5%, DC = 46.6% a na Obr. 5.26c je zobrazený ohniskový mechanizmus pre MT vypočítaný so stabilizačnou podmienkou ISO = 0. Hodnoty DC a CLVD sú v tomto prípade 77.8% a -22,2%. Na Obr. 5.27a je rozloženie staníc na ohniskovej sfére

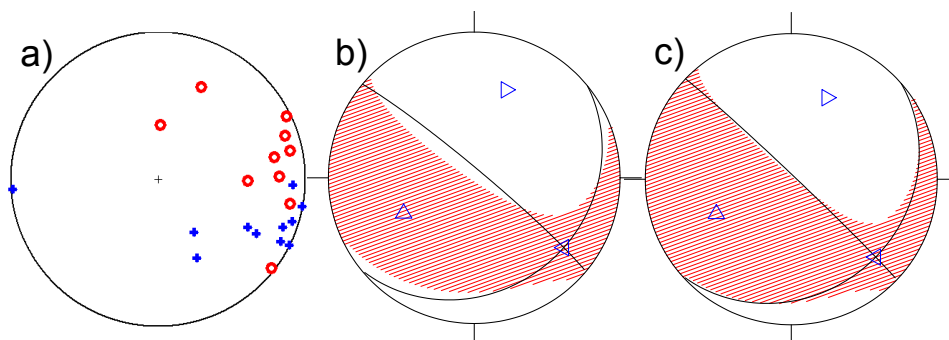
zemetrasenia V14, na Obr. 5.27b je zobrazený ohniskový mechanizmus pre plný MT s hodnotami $ISO = 15.8\%$, $CLVD = 6.4\%$, $DC = 77.8\%$ a na Obr. 5.27c je zobrazený ohniskový mechanizmus pre MT vypočítaný so stabilizačnou podmienkou $ISO = 0$. Hodnoty DC a $CLVD$ sú v tomto prípade 17.6% a 82.4% . Z obrázkov je zrejmé, že stabilizačná podmienka nemá takmer žiadny vplyv na orientáciu strižnej zložky momentového tenzora, avšak významne ovplyvňuje hodnotu $CLVD$. Keďže je veľkosť nestrížnej zložky pre uvedené momentové tenzory pomerne vysoká, je diskutabilné, či možno považovať použitie stabilizačnej podmienky v tomto prípade za korektné.



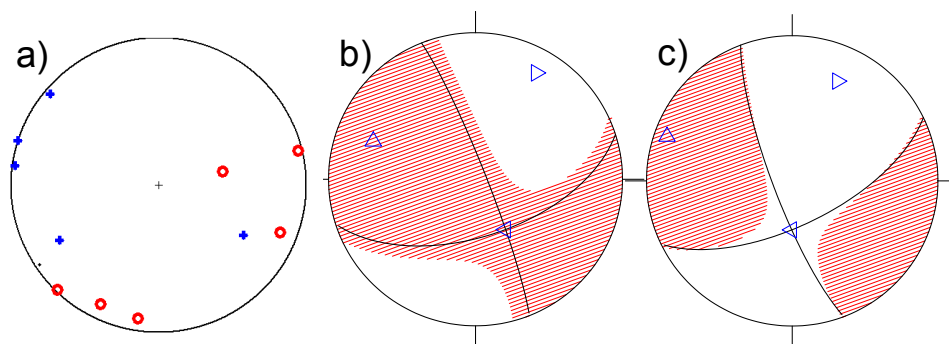
Obr. 5.24 a) Nodálne roviny pre plné MT všetkých zemetrasení, b) rozloženie P/T osí pre plné MT všetkých zemetrasení, c) nodálne roviny pre všetky zemetrasenia s uvažovaním podmienky $ISO = 0$, d) rozloženie P/T osí pre všetky zemetrasenia s uvažovaním podmienky $ISO = 0$. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky.. Použitý program: AMT.



Obr. 5.25 Rozloženie P/T osí pre a) spoľahlivo určené plné MT, b) spoľahlivo určené MT s uvážením podmienky $ISO = 0$, c) nespoľahlivo určené plné MT a d) nespoľahlivo určené MT s uvážením podmienky $ISO = 0$. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: AMT.



Obr. 5.26 a) Rozloženie staníc na ohniskovej sfére, b) ohniskový mechanizmus pre plný momentový tenzor, c) ohniskový mechanizmus pre momentový tenzor s podmienkou $ISO = 0$ pre zemetrasenie V03. Trojuholníky označujú osi P,T a B. Použitý program: AMT.



Obr. 5.27 a) Rozloženie staníc na ohniskovej sfére, b) ohniskový mechanizmus pre plný momentový tenzor, c) ohniskový mechanizmus pre momentový tenzor s podmienkou $ISO = 0$ pre zemetrasenie V14. Trojuholníky označujú osi P,T a B. Použitý program: AMT.

5.3.3 Určenie momentových tenzorov z vlnových obrazov z lokálnych staníc programom ISOLA

Momentové tenzory boli vypočítané inverziou z vlnových obrazov pomocou programu ISOLA (Sokos a Zahradník, 2009). Program ISOLA je z veľkej časti napísaný v programovacom prostredí MATLAB. Program umožňuje interaktívne prezeranie seizmogramov, filtráciu dát, nastavovanie vstupných parametrov a zobrazovanie výsledkov. Samotná inverzia je počítaná podprogramom napísaným v jazyku FORTRAN. Inverzný problém je formulovaný podľa Kikuchiho a Kanamoriho (1991). Zhoda medzi reálnymi a syntetickými seizmogramami je vyjadrená najmenšou celkovou chybou. Program umožňuje inverziu kompletnej časovej funkcie zdroja s uvažovaním i viacnásobných zdrojov. Aplikácie programu ISOLA na inverziu momentového tenzora z regionálnych dát je možno nájsť napríklad v prácach Zahradník *et al.* (2005, 2008a,b) a Adamová *et al.* (2009).

Programom ISOLA boli vypočítané úplné momentové tenzory pre 43 zemetrasení z oblasti Malých Karpát. Inverzie momentového tenzora boli počítané pre každé zemetrasenie pre 3 až 5 najbližších staníc, ďalej pre najbližšiu stanicu a nakoniec pre druhú a tretiu najbližšiu stanicu, ak to kvalita dát umožnila. V predspracovaní dát boli zo záznamov rýchlosti pohybu pôdy odstránené mikrosezmy použitím hornopriepustného filtra s rohovou frekvenciou 0.4 Hz. Následne boli záznamy prevzorkované zo 100 Hz na 33 Hz, korigované na prenosovú funkciu seizmometra a prepočítané na záznamy posunutia. Syntetické i teoretické záznamy boli filtrované pásmovým filtrom s rohovými frekvenciami 0.8 a 1.6 Hz. Použitím tohto filtra sme dosiahli extrahovanie nízkofrekvenčných S vln a povrchových vln v signáli. Nízkofrekvenčné vlny sú menej citlivé na drobné nehomogenity v prostredí, čo vedie k stabilnejším výsledkom inverzie v porovnaní s použitím vyšších frekvencií v zázname zemetrasenia. Greenove funkcie boli vypočítané metódou diskretných vlnových čísel (Coutant, 1990; Bouchon, 2003) vo frekvenčnom pásme 0-2 Hz a následne filtrované s rovnakým pásmovým filtrom ako reálne dáta. Pri počítaní Greenových funkcií bola fixovaná pozícia epicentra (Tab. 4.3). Avšak najviac neurčitý parameter, hĺbka, bola počítaná v rozmedzí ± 2.5 km od optimálnej hĺbky s krokom 0.5 km. Pre plytké hypocentrá s hĺbkami menšími ako 3 km bol rozsah hĺbok od 0.5 do 5 km. Inverzia bola počítaná pre každú hĺbku a bolo vybrané riešenie s najvyhovujúcejšou hĺbkou. Okrem hĺbky sa pri inverzii menil

aj ohniskový čas a to v rozmedzí $-1s$ až $1s$ s krokom $0.033s$. Na výpočet Greenových funkcií bol použitý 1D model zemskej kôry s homogénnymi vrstvami (Model A).

Zemetrasenie V03

Na Obr. 5.28 je príklad porovnania reálnych a syntetických seizmogramov pre zemetrasenie V03. Na inverziu boli použité záznamy zo staníc: a) SPA, HRA, SMO, b) HRA a SMO a c) HRA. Ako vidieť, v prípade a) sa algoritmus snaží vystihnúť všetky 3 stanice, aj keď ani jednu z nich nie dostatočne presne. Najviac sa líšia reálne a syntetické seizmogramy pre stanicu SPA. Stanica SPA sa nachádza na sedimentoch, rýchlosť šírenia seizmických vln je značne odlišná od použitého modelu prostredia. To sa prejavuje skorším príchodom vln v syntetických záznamoch. V prípade inverzie MT zo záznamov z jednej stanice (Obr. 5.28c) je miera podobnosti syntetického seizmogramu a reálneho seizmogramu veľmi dobrá práve pre stanicu HRA, avšak pre stanice SPA a SMO sú syntetické a reálne seizmogramy veľmi odlišné.

V prípade výpočtu momentového tenzora pre zemetrasenie V03 boli použité stanice pomerne ďaleko od epicentra. Najbližšia stanica SPA, ktorá bola z vyššie uvedených dôvodov vylúčená, bola vzdialená 13.9 km, stanice HRA a SMO boli vzdialené 16.9 km a 19.8 km. Keďže išlo o pomerne silné zemetrasenie, inverzia MT z vlnových obrazov bola možná aj pri takýchto vzdialenostiach, pretože pomer signálu a šumu v zázname bol priaznivý. Pre väčšinu zemetrasení zo skúmaného súboru dát by inverziu MT z vlnových obrazov pre takto vzdialené stanice nebolo možné vykonať.

Zemetrasenie V14

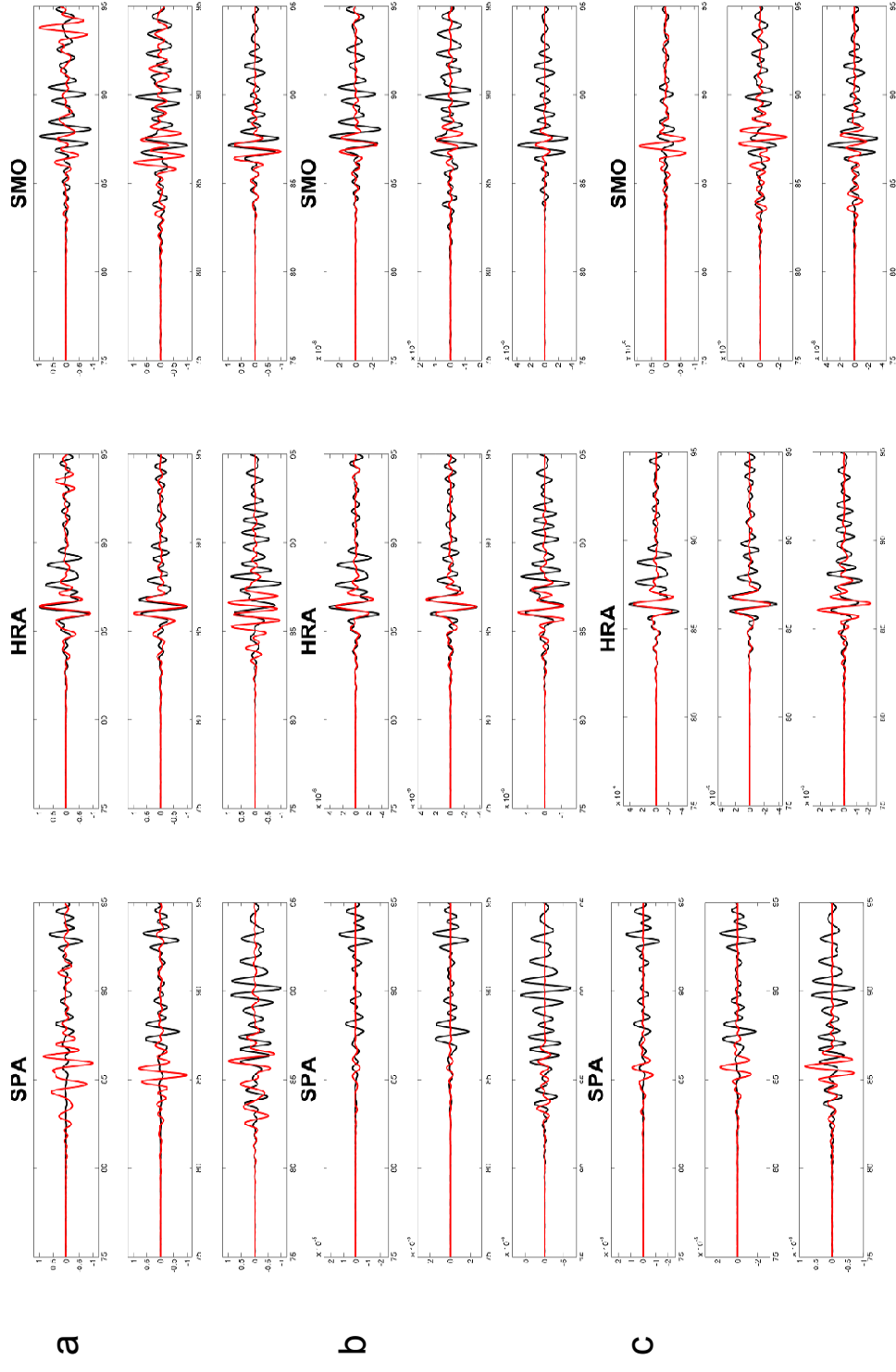
Podobné porovnanie syntetických a reálnych seizmogramov pre zemetrasenie V14 je na Obr. 5.32 avšak pre inverziu MT zo záznamov zo staníc: a) SMO, BUK, KAT a DVO, b) BUK a KAT, a c) SMO. Z porovnania Obr. 5.28 a 5.32 pre zemetrasenia V03 a V14 vyplýva, že podobnosti medzi syntetickými a reálnymi seizmogramami sú v prípade V14 lepšie.

Časovo-priestorovú závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov pre zemetrasenie V03 možno vidieť na Obr. 5.29a, 5.30a a 5.31a pre prípad inverzie MT zo záznamov z 3 staníc, 2 staníc a 1 stanice. Časovo-

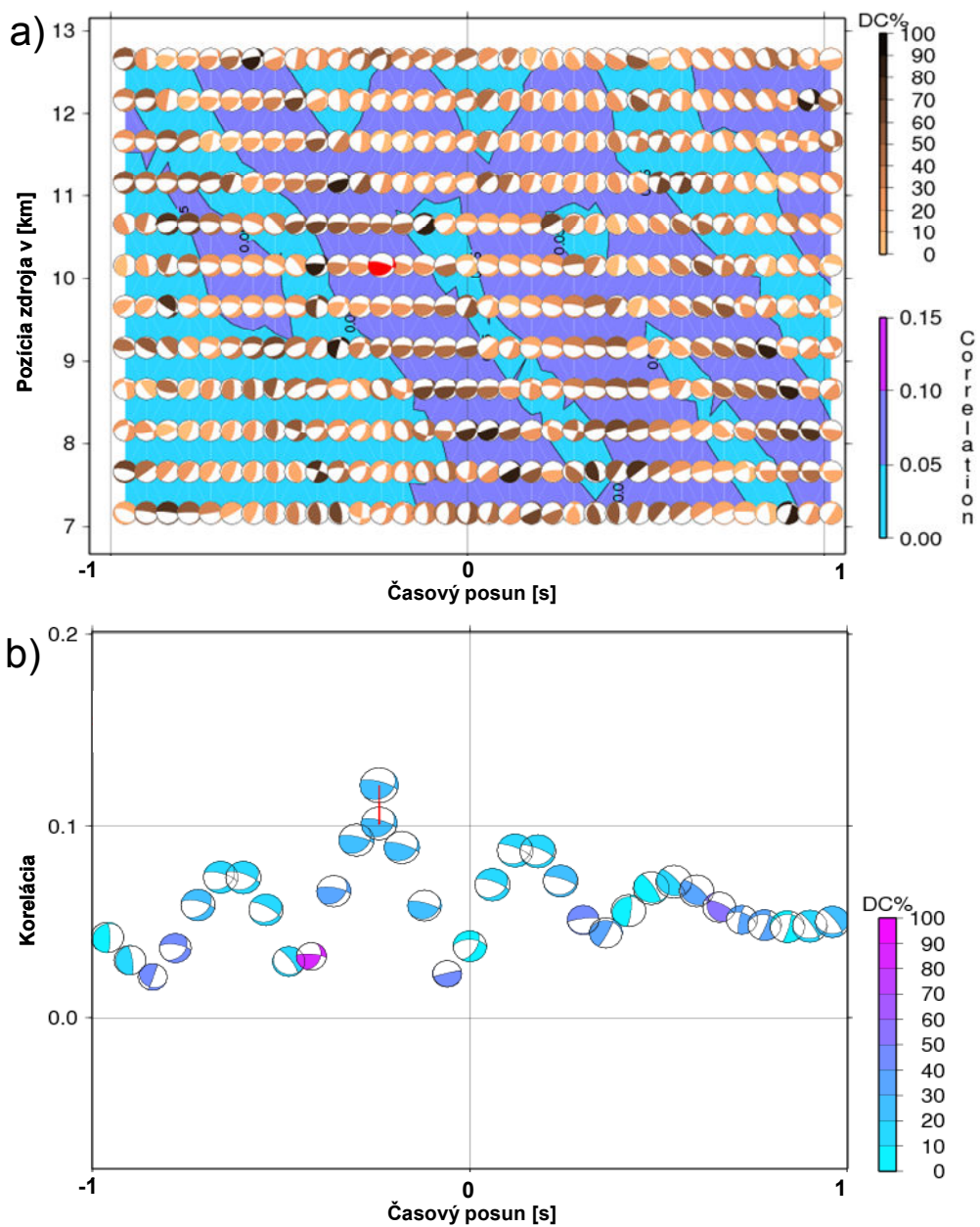
priestorovú závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov pre zemetrasenie V14 možno vidieť na Obr. 5.33a, 5.34a a 5.35a pre prípad inverzie MT zo záznamov z 4 staníc, 2 staníc a 1 stanice.

Ako vidieť na Obr. 5.29a, je korelačný koeficient pri inverzii MT zo záznamov z 3 staníc pre zemetrasenie V03 veľmi nízky, čo je spôsobené nedostatočnou znalosťou modelu prostredia. Korelačný koeficient pre inverziu MT zo záznamov z väčšieho počtu staníc bol nižší ako pri inverzii MT zo záznamu z jednej stanice. Greenova funkcia má jednoduchý priebeh a nezohľadňuje v dostatočnej miere lokálnu geologickú štruktúru pod stanicami. Skutočné posunutie je preto vždy komplikovanejšie a dostatočne nevystihuje syntetické dáta.

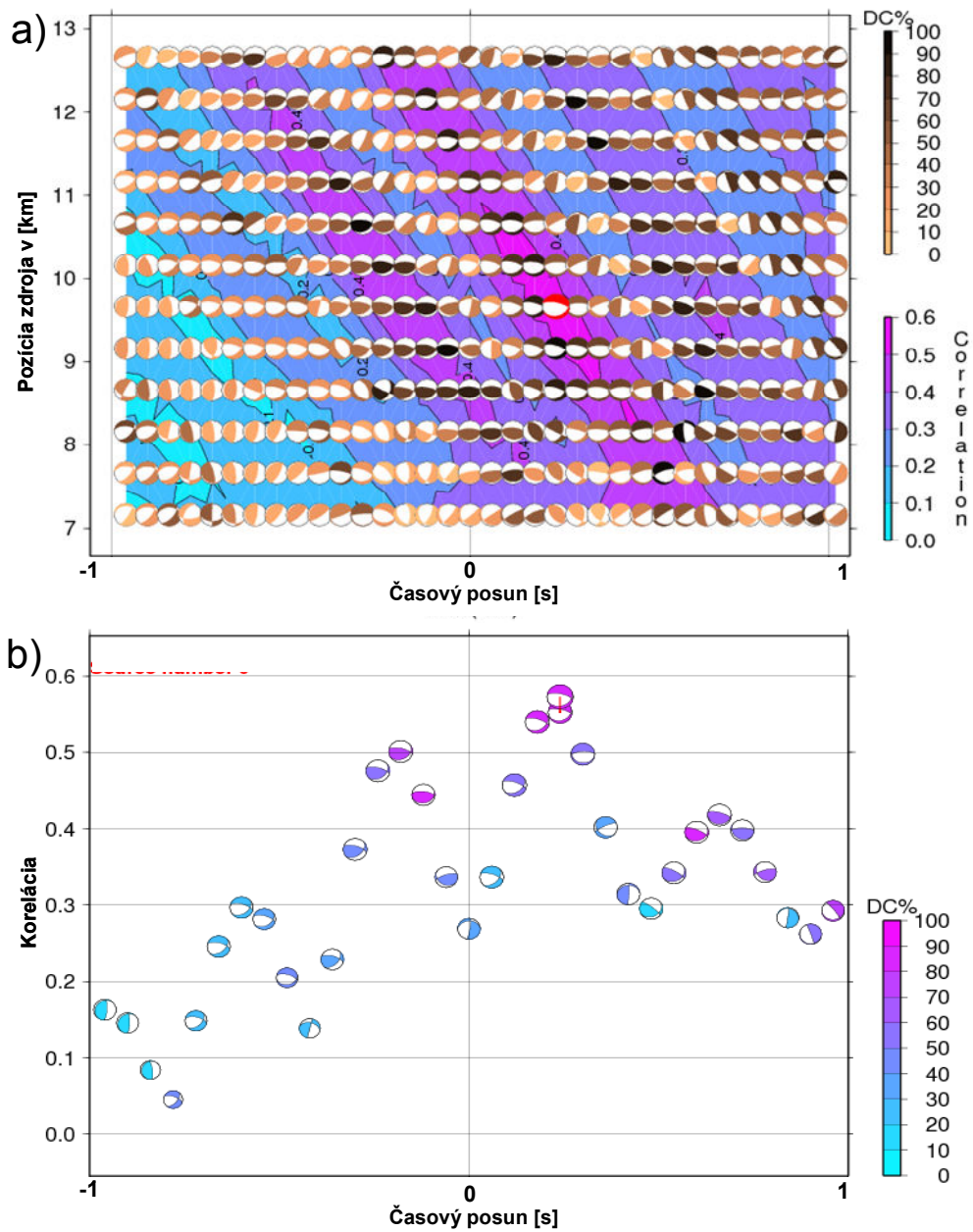
Keďže boli zemetrasenia zaznamenané krátkoperiodickými seizmometrami, frekvenčný rozsah záznamov je relatívne úzky. To sa prejavilo na časovej závislosti korelácie medzi záznamom posunutia a elementárnym seizmogramom. Táto časová závislosť vykazuje niekoľko maxím s rovnakými mechanizmami, ktoré však majú opačnú polaritu (Obr. 5.29b, 5.30b, 5.31b, 5.33b, 5.35b). Inverzia MT z vlnových obrazov, z dôvodu aplikovania úzkeho pásmového filtra, bola tiež často necitlivá na znamienko skutočného prvého nasadenia. To sa prejavilo na opačnej hodnote ohniskového uhla λ (rake). Z toho dôvodu boli ohniskové mechanizmy porovnané s polaritami prvých nasadení P vln na ohniskovej sfére a prípadne opravené. V znamienkovom testovaní ohniskového mechanizmu sme predpokladali, že počet staníc so správne určenou polaritou musí byť aspoň o 2 vyšší než počet staníc s chybne určenou polaritou (Obr. 5.36). Momentové tenzory, ktoré nespĺňali túto podmienku, boli označené ako nespoľahlivo určené a neboli zaradené do ďalšej analýzy. Na Obr. 5.36 je príklad znamienkového testu aplikovaného na zemetrasenia V03 a V14. Z obrázkov je zjavné, že mechanizmy na Obr. 5.36b a 5.36e sú prepólované.



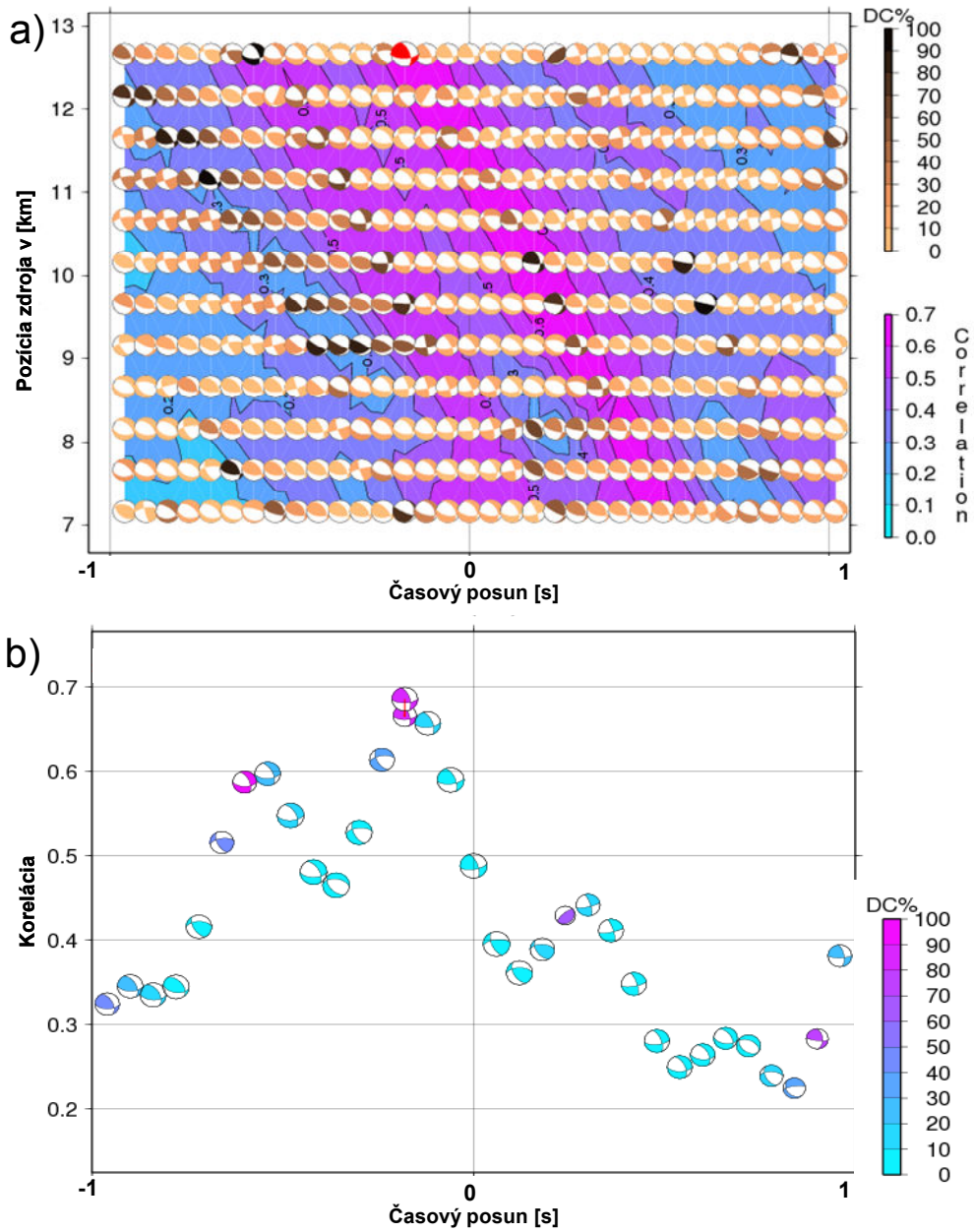
Obr. 5.28 Porovnanie syntetických (červená farba) a reálnych (čierna farba) seizmogramov pre zemetrasenie V03. Použité záznamy sú zo staníc a) SPA, HRA a SMO, b) HRA a SMO, c) HRA. Použitý program: ISOLA.



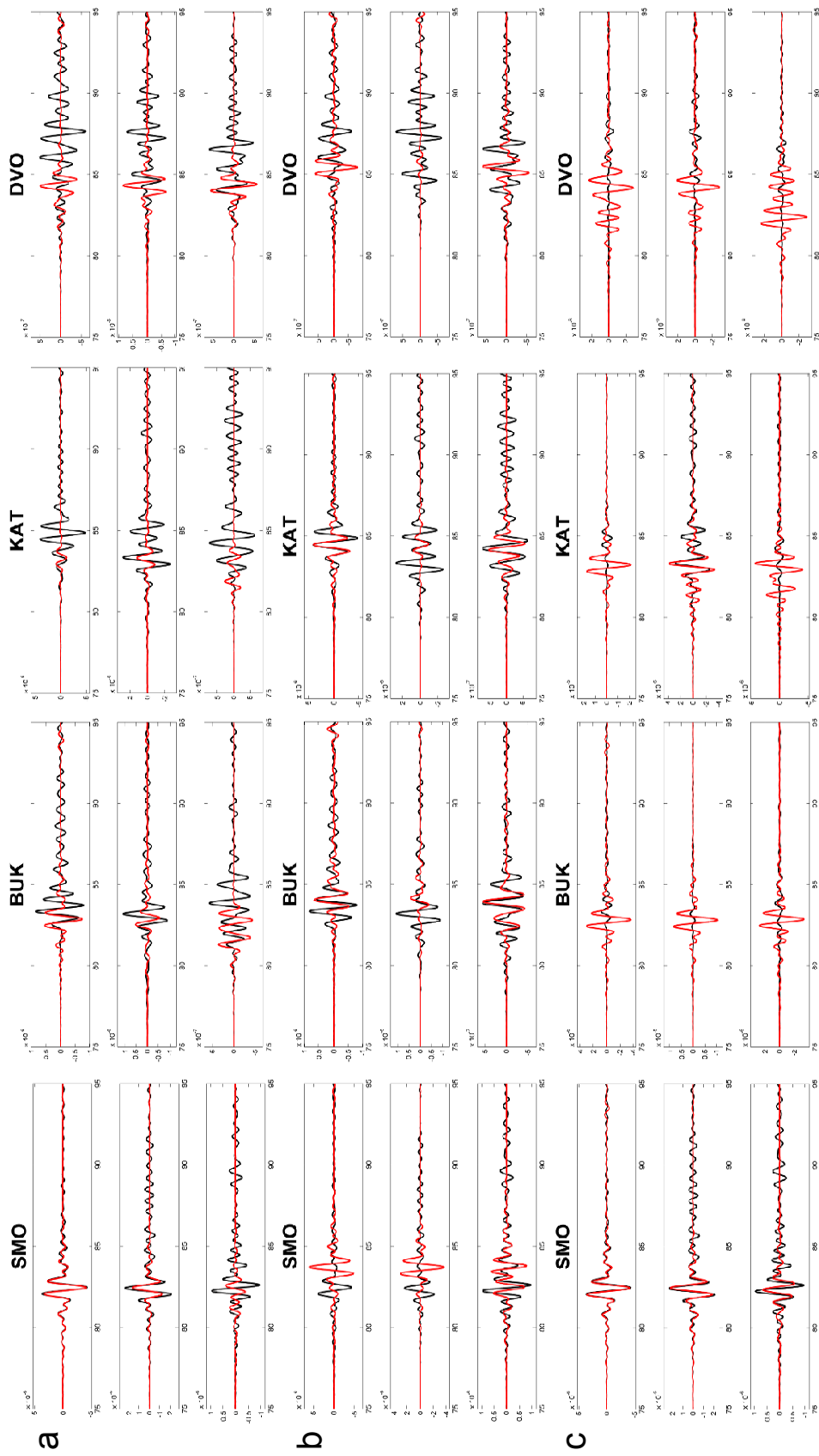
Obr. 5.29 Inverzia MT zo záznamov z 3 staníc pre zemetrasenie V03. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.



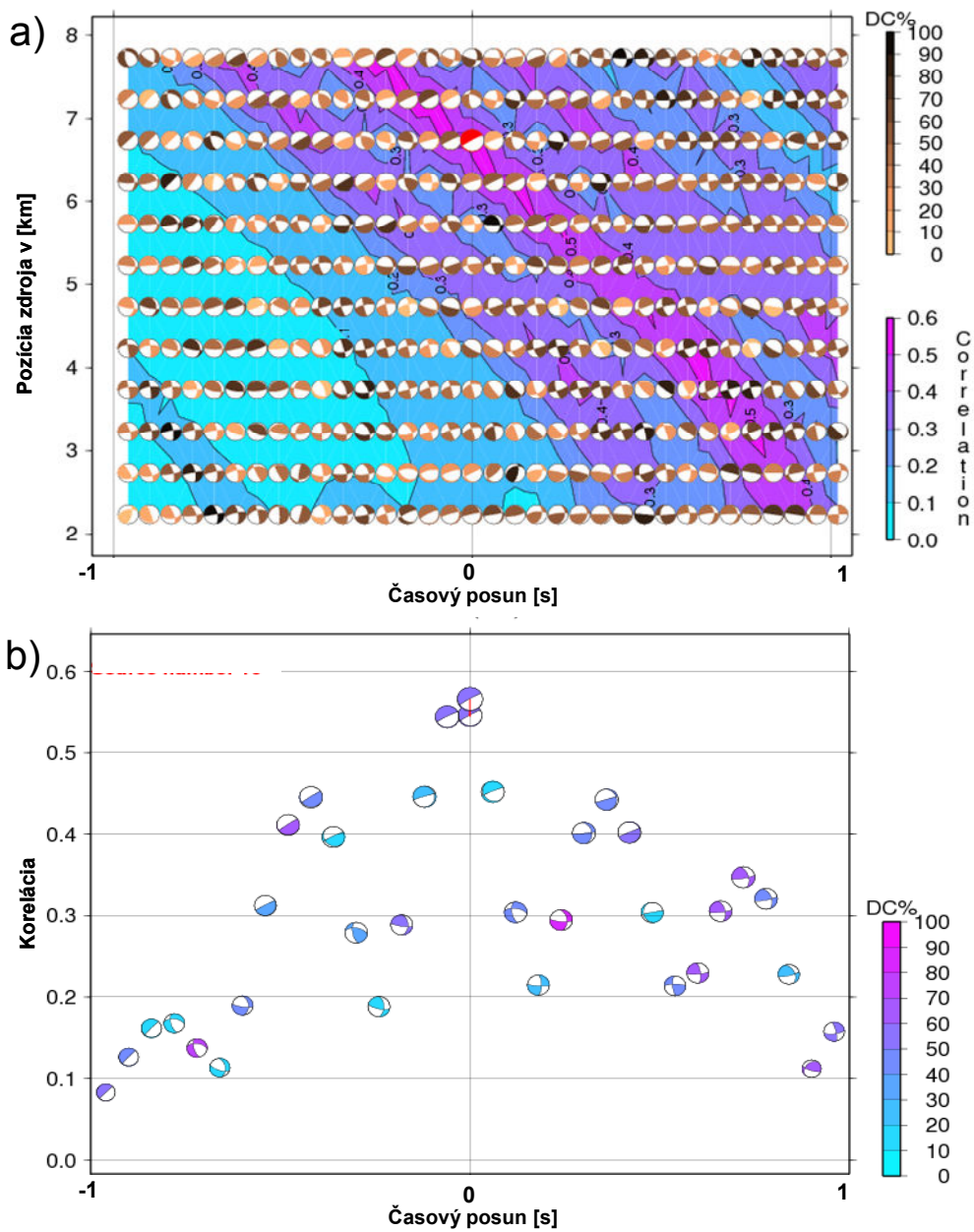
Obr. 5.30 Inverzia MT zo záznamov z 2 staníc pre zemetrasenie V03. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.



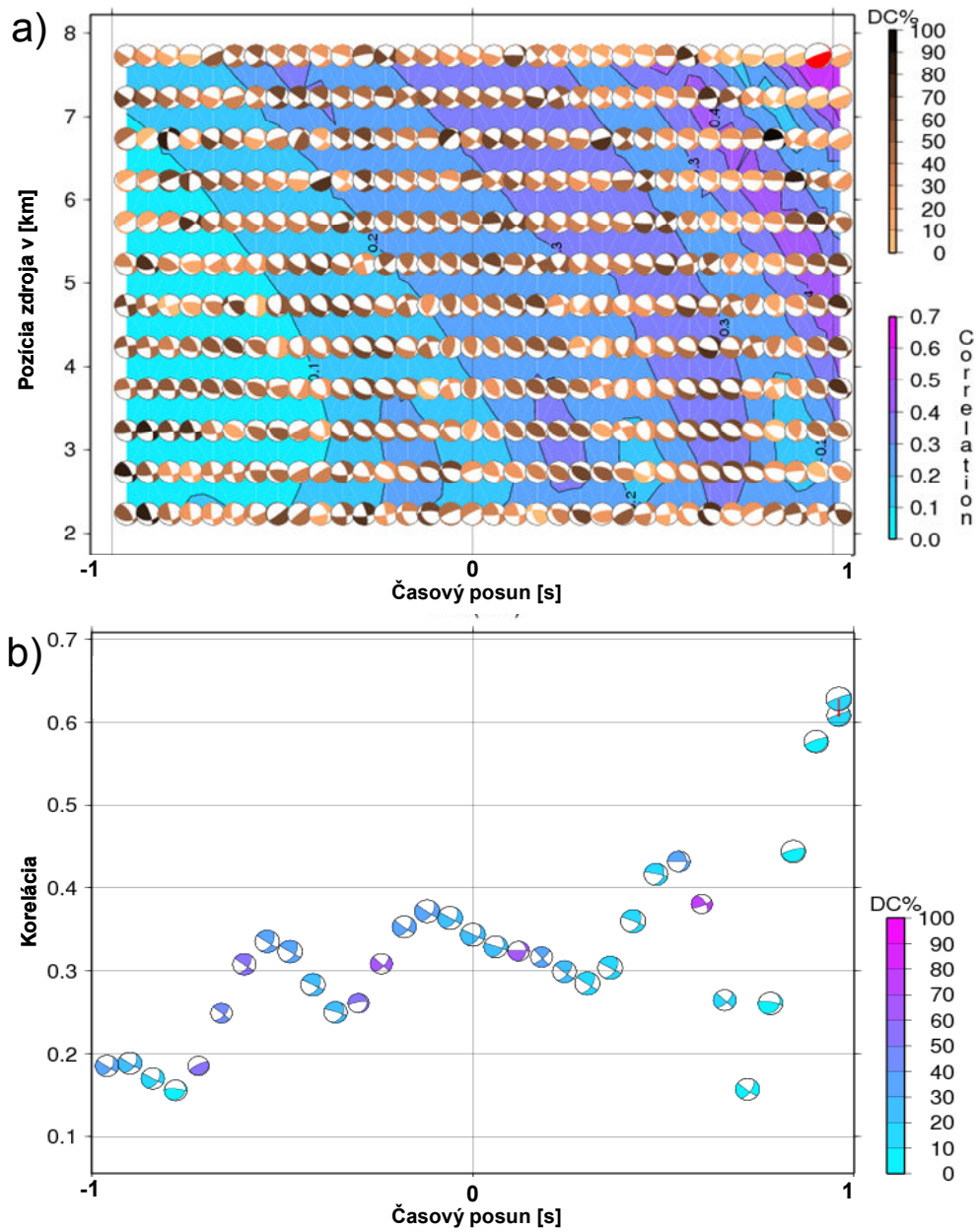
Obr. 5.31 Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice pre zemetrasenie V03. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.



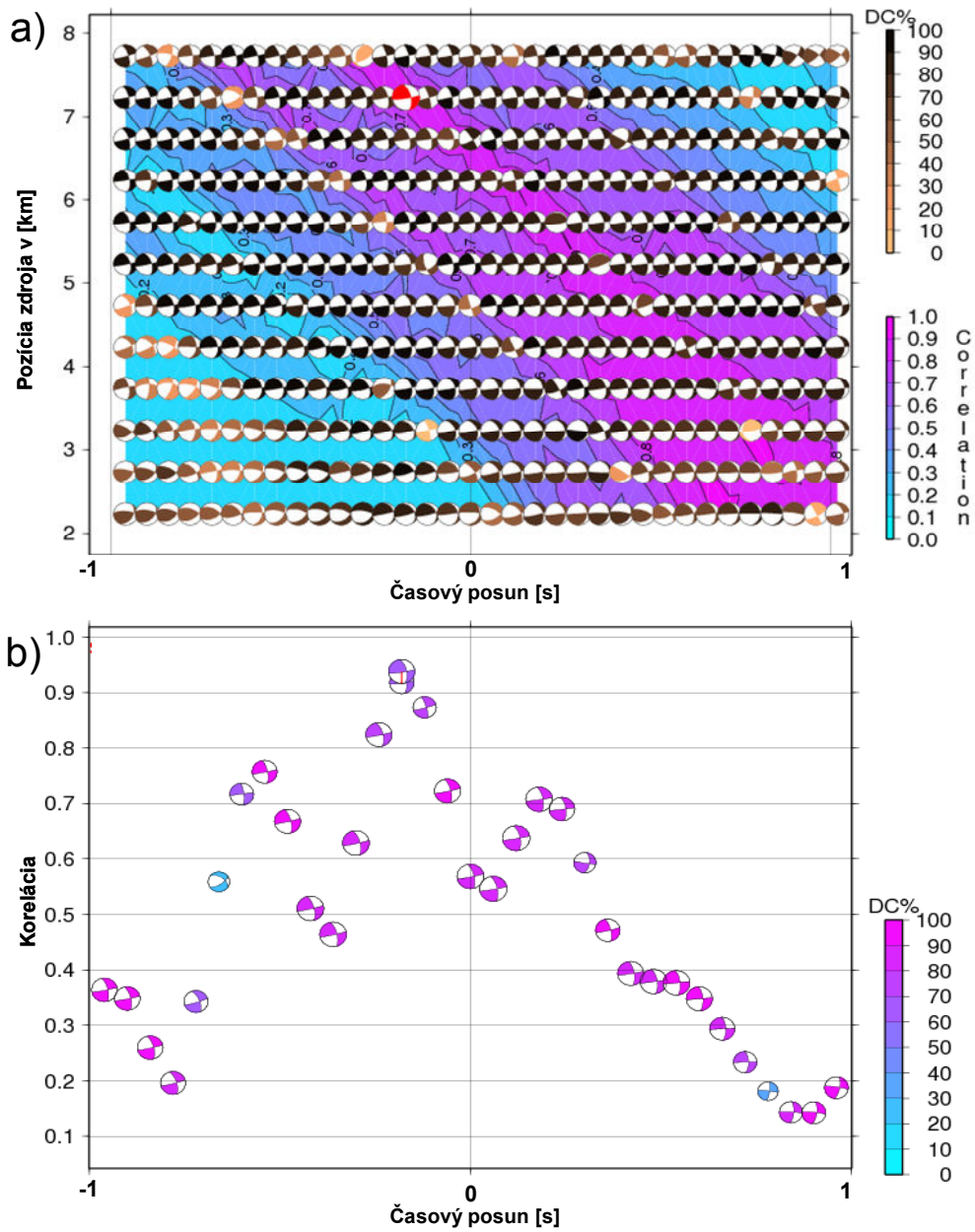
Obr. 5.32 Porovnanie syntetických (červená farba) a reálnych (čierna farba) seizmogramov pre zemetrasenie V14. Použité záznamy sú zo staníc a) SMO, BUK, KAT a DVO b) BUK a KAT, c) SMO. Použitý program: ISOLA.



Obr. 5.33 Inverzia MT zo záznamov z 3 staníc pre zemetrasenie V14. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.

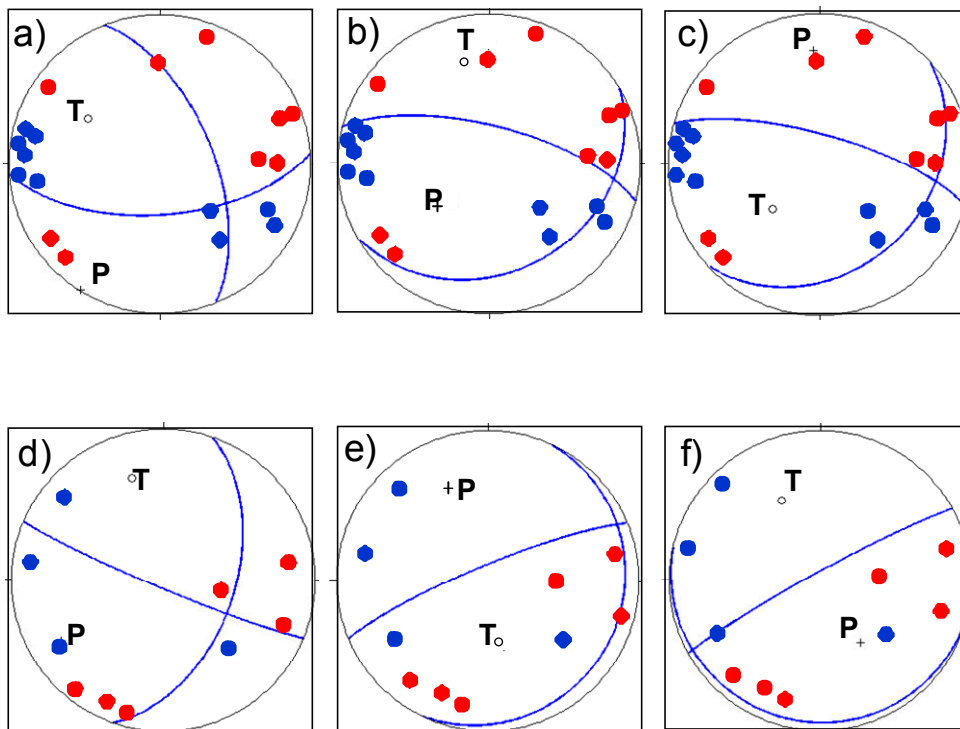


Obr. 5.34 Inverzia MT zo záznamov z 2 staníc pre zemetrasenie V14. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.



Obr. 5.35 Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice pre zemetrasenie V14. a) Časovo-priestorová závislosť korelácie syntetických a reálnych seizmogramov, b) časová závislosť korelácie medzi záznamami posunutia a elementárnymi seizmogramami. Použitý program: ISOLA.

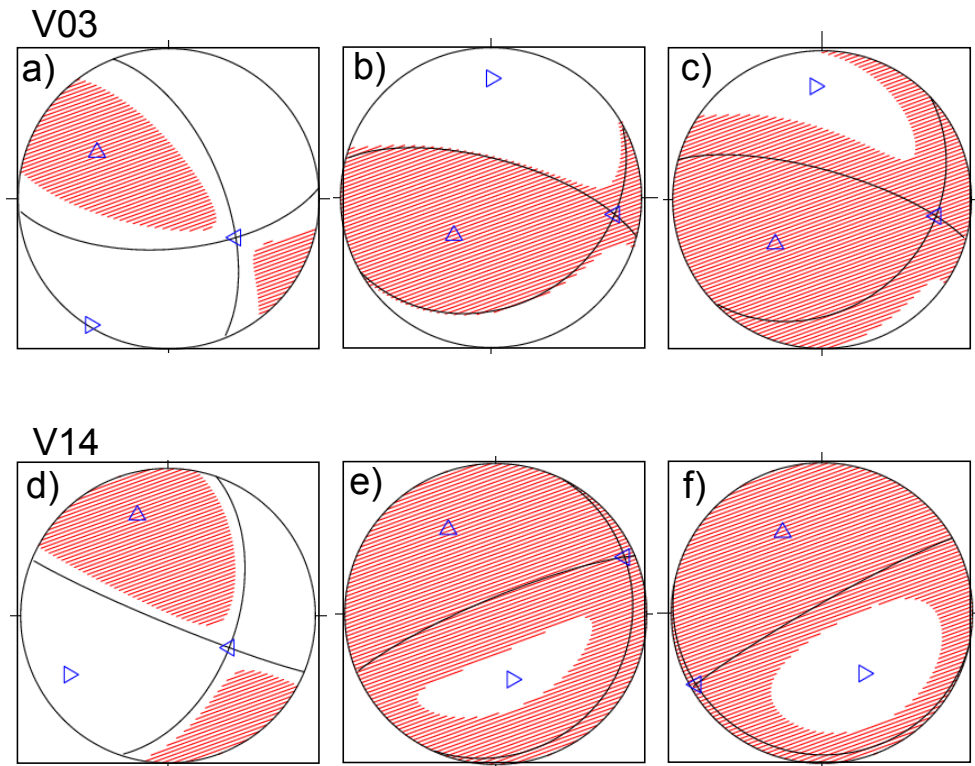
Citlivosť metódy na model prostredia a vstupné dáta je zrejmy aj pri porovnaní výsledných ohniskových mechanizmov získaných inverziou MT zo záznamov z rôzneho počtu staníc (Obr. 5.37). V prípade zemetrasenia V03 sa rozdiely prejavili hlavne v zastúpení nestrižných zložiek. V prípade zemetrasenia V14 sú rozdiely aj v polohách nodálnych rovín medzi inverziami MT zo záznamov zo 4 a 2 staníc a inverziou MT zo záznamov z 1 stanice. V prvom prípade ohniskový mechanizmus indikuje zemetrasenie s mechanizmom poklesu, v druhom prípade ide o zemetrasenie s blízko horizontálnym posunom (strike-slip).



Obr. 5.36 Znamienkový test určujúci polaritu ohniskového mechanizmu pre zemetrasenie V03(horný riadok) a V14 (dolný riadok). a), d) Inverzie MT zo záznamov z 1 stanice, b), e) inverzie MT zo záznamov z 2 staníc, c), f) inverzie MT zo záznamov z 3 a 4 staníc. Červená farba – záporné znamienka nasadenia P vlny, modrá farba – kladné znamienka nasadenia P vlny.

Na Obr. 5.38 sú P/T osi momentových tenzorov vypočítaných inverziou MT z vlnových obrazov z 1 stanice, 2 staníc a 3 – 5 staníc pre všetky skúmané zemetrasenia. V ľavom stĺpci sú ohniskové mechanizmy bez korekcie na znamienko prvého nasadenia, v pravom stĺpci sú korigované ohniskové mechanizmy. Počet ohniskových mechanizmov bez korekcie je vyšší, pretože niektoré mechanizmy nevyhovovali znamienkovému testu. Z obrázka je zrejmé, že P/T osi sa zoskupujú podobným spôsobom pri inverzii MT zo záznamov z 1

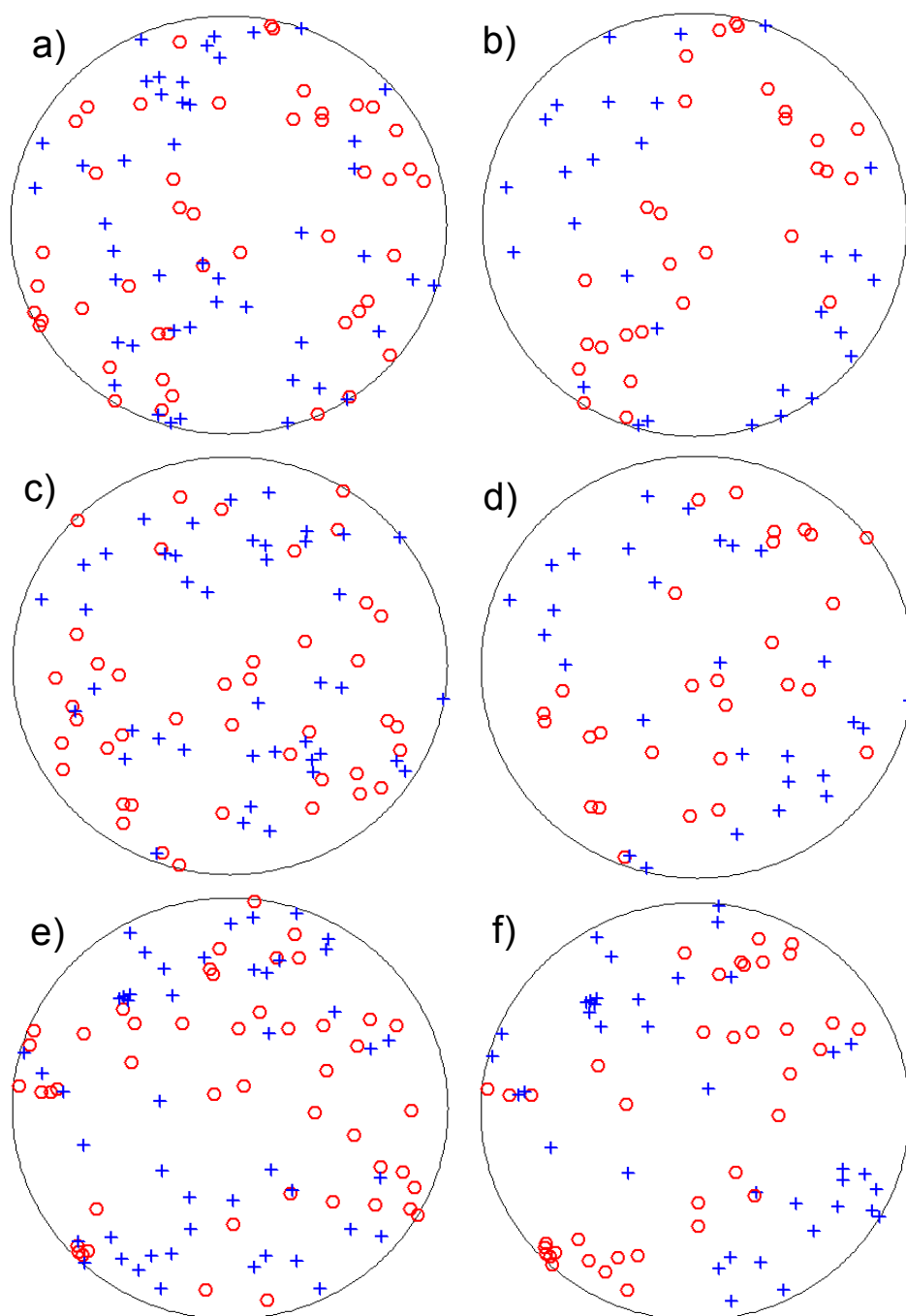
stanice, 2 staníc a 3 – 5 staníc, pričom oprava na znamienka výrazne zlepšila zoskupenie P/T osí.



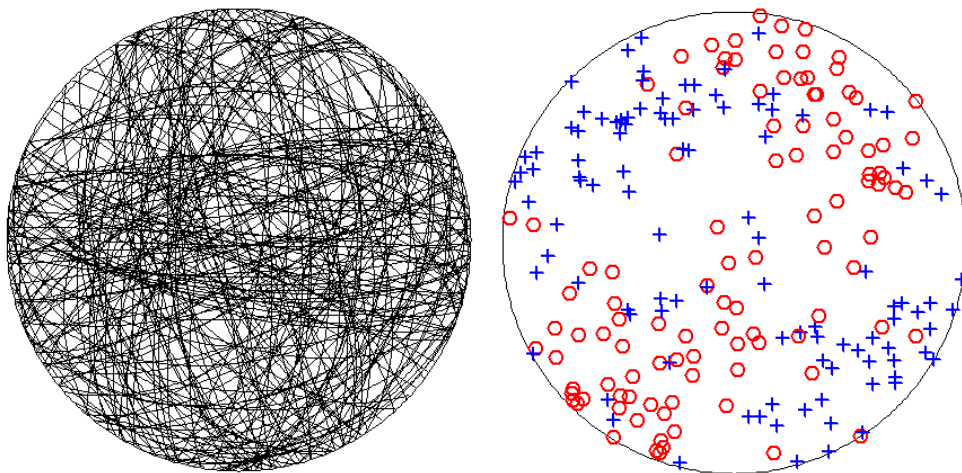
Obr. 5.37 Ohniskový mechanizmus pre úplný MT pre zemetrasenia V03 a V14. a), d) Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice, b), e) inverzia MT zo záznamov z 2 staníc, c), f) inverzia MT zo záznamov z 3 a 4 staníc. Trojuholníky označujú osi P,T a B. Použitý program: ISOLA.

Momentové tenzory vypočítané pre záznamy z väčšieho počtu staníc vykazovali z dôvodu lepšej podmienenosti úlohy vyššiu hodnotu pomeru minimálneho a maximálneho čísla matice inverzie a preto ich považujeme za vierohodnejšie. V prípade skúmaného súboru dát pre inverziu MT z troch a viacerých staníc algoritmus zväčša dobre vystihol hĺbku hypocentra. Pre inverziu MT zo záznamov z 1 stanice nebola hĺbka vždy dobre vystihnúť a riešenie bolo často posunuté k hranici intervalu zadaných hĺbok (Obr. 5.31a). V prípade inverzie MT zo záznamov z 1 stanice je úloha horšie podmienená a inverzia je veľmi citlivá na chyby v modeli prostredia, chyby v lokalizácii a šum. To však neznamená, že výsledky inverzie MT zo záznamov z 1 stanice sú úplne chybné. Aj keď inverzia MT zo záznamov z viacerých staníc vykazuje vyššiu stabilitu aj inverzia MT zo záznamov z 1 stanice vykazuje štatisticky podobný charakter v sústredení P/T osí na ohniskovej sfére ako inverzia MT zo záznamov z 3 až 5 staníc (Obr. 5.38b,f).

V štatistickom zmysle možno preto považovať inverziu MT zo záznamov z jednej stanice tiež za úspešnú. Na Obr. 5.39 sú nodálne roviny a P/T osi všetkých riešení MT z daného súboru zemetrasení vypočítaných programom ISOLA. Aj na tomto sumárnom obrázku možno vidieť koncentrovanie P osí v smere SV-JZ a T osí v smere SZ-JV.



Obr. 5.38 Porovnanie P/T osí pre MT bez korekcie na znamienka (stĺpec vľavo) a s korekciou na znamienko (stĺpec vpravo). a), b) Inverzia MT zo záznamov z 1 stanice, c), d) inverzia MT zo záznamov z 2 staníc, e), f), inverzia MT zo záznamov z 3 – 5 staníc. P osi – červené krúžky, T osi – modré krížiky. Použitý program: ISOLA.



Obr. 5.39 Nodálne roviny a rozloženie P/T osí pre všetky MT vypočítané inverziou z vlnových obrazov. Na MT bola aplikovaná korekcia na znamienko. Použitý program: ISOLA.

Na odhad spoľahlivosti získaných MT boli použité nasledovné kritériá: 1) veľkosť DC zložky MT musí byť vyššia ako 40% (expertný odhad) a 2) pomer minimálneho a maximálneho čísla matice inverzie musí presahovať hodnotu 0.0019. Táto hodnota bola použitá, aby sa predišlo inverzii takmer singularnej matice a aby bol, vybraný približne rovnaký počet vypočítaných momentových tenzorov ako pri metóde inverzie z amplitúd. Kritérium 2) je závislé od počtu vstupných parametrov, teda od počtu staníc. Spoľahlivé riešenia boli spravidla určené pri inverzii MT zo záznamu 3 – 5 staníc (Tab. 5.4a; žltá sú vyznačené spoľahlivé momentové tenzory). Spomedzi 35 zemetrasení bolo 15 určených ako spoľahlivých. Z Tab. 5.4a vyplýva, že zemetrasenie V03 nebolo vzhľadom na nízku DC zložku klasifikované ako spoľahlivé. Naopak, zemetrasenie V14 bolo klasifikované ako spoľahlivé.

V Tab. 5.4b,c sú uvedené určené parametre ohniska pre inverziu MT zo záznamov z 2 staníc a z 1 stanice.

Pre analyzované zemetrasenia bolo vypočítané momentové magnitúdo M_w podľa vzorca (2.68). Presnosť určenia magnitúda závisí od presnosti určenia skalárneho seizmického momentu M_0 . Rozdiely v určení M_w (hodnoty do 0.6) možno pripísať chybám inverzie. Za vierohodnejšie možno považovať magnitúdo určené inverziou záznamov z viacerých staníc z dôvodu lepšej podmienenosti úlohy.

Tab. 5.4a Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 3-5 stanic

ID	Počet stanic	Pomer min/max	DC [%]	CLVD [%]	ISO [%]	φ_1 strike [°]	δ_1 dip [°]	λ_1 rake [°]	φ_2 strike [°]	δ_2 dip [°]	λ_2 rake [°]	Mw
Q01	4	3.07E-02	29.2	0.4	70.4	54	72	-163	319	74	-19	1.6
Q05	3	2.22E-02	39.5	34.2	26.2	270	74	58	157	36	152	1.7
Q08	3	8.45E-03	37.8	19.7	42.4	104	83	-55	205	36	-167	2
Q09	4	1.54E-02	33.8	26.8	39.4	115	84	-44	211	46	-171	2.4
Q12	4	1.27E-02	12.0	56.9	31.0	286	43	-52	59	58	-120	2.4
Q13	4	1.89E-02	34.9	45.0	20.2	154	73	-159	58	70	-18	1.7
Q15	4	2.24E-02	31.6	-34.5	-33.9	277	61	22	175	71	149	1.6
Q16	5	3.49E-02	45.5	-41.4	-13.2	50	56	164	149	77	35	1.8
R01	3	6.36E-02	36.8	11.8	-51.4	108	83	-15	199	75	-173	2
R02	5	2.08E-02	16.9	-23.0	-60.1	202	67	-67	335	32	-132	2.2
R03	5	3.89E-02	37.7	-18.4	43.9	91	76	64	334	29	150	2.6
S02	4	3.27E-02	68.1	-29.7	-2.2	249	68	-10	342	80	-158	2.5
S03	3	2.61E-02	40.2	41.7	18.1	350	57	166	88	78	34	2.7
S04	4	1.73E-02	46.3	27.6	26.1	211	62	-136	96	52	-37	2
U01	4	3.73E-02	48.5	37.2	14.3	32	23	-29	149	79	-110	1.7
V03	4	2.29E-02	22.9	47.5	29.6	47	29	35	286	74	115	3.4
V04	4	2.60E-02	48.9	-40.6	-10.5	94	75	26	357	65	163	2.2
V05	4	2.63E-02	35.0	-44.8	-20.2	97	73	26	359	66	161	2
V06	4	1.96E-02	79.8	-13.9	-6.3	96	71	26	357	66	159	2.3
V07	4	1.97E-02	78.5	-17.6	3.8	93	73	23	356	68	162	2.1
V08	4	2.28E-02	50.7	-17.0	-32.3	106	89	-34	197	56	-178	1.9
V09	3	3.06E-02	46.3	-29.6	24.1	202	42	-21	307	76	-130	2.2
V13	3	4.73E-02	51.4	-23.6	25.0	165	80	-177	74	87	-10	2.1
V14	3	3.35E-02	64.6	5.2	30.2	103	6	-48	240	85	-94	2.8
V15	4	2.86E-02	39.1	-26.0	34.8	175	56	-130	52	51	-46	1.6
V18	3	1.82E-02	14.4	74.4	11.2	51	81	175	142	85	9	2.4
V19	4	2.35E-02	65.9	-7.0	-27.1	107	28	-158	358	80	-64	1.9
V20	4	3.23E-02	32.0	-9.0	59.0	249	82	27	155	63	171	1.9
W01	4	3.48E-02	69.5	25.3	-5.2	63	70	-67	192	31	-137	1.8
W02	3	2.05E-02	27.6	-44.1	-28.3	96	35	-42	222	67	-118	2
X01	4	3.04E-02	20.4	68.5	-11.1	57	79	-37	155	54	-166	2.7
X02	4	3.00E-02	14.9	47.2	37.9	173	89	152	263	62	1	2.1
X03	4	6.81E-02	28.9	-64.4	6.7	56	54	-5	149	86	-144	1.3
X04	4	3.23E-02	42.5	-5.3	-52.2	265	81	-87	70	9	-105	1.7
Y01	4	2.95E-02	93.2	-1.5	5.3	350	62	150	95	64	31	2.4

Žltou sú vyznačené spoľahlivé momentové tenzory.

Tab. 5.4b Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 2 stanice

ID	Počet stanic	Pomer min/max	DC [%]	CLVD [%]	ISO [%]	φ_1 strike [°]	δ_1 dip [°]	λ_1 rake [°]	φ_2 strike [°]	δ_2 dip [°]	λ_2 rake [°]	Mw
Q01	HRA, DVO	2.33E-02	23	-35	-43	246	17	-7	342	88	-107	1.8
Q05	DVO, PVE	3.03E-02	71	12	17	283	71	56	167	38	149	1.8
Q09	PVE, LAN	8.90E-03	26	35	39	113	83	-38	209	53	-171	2.5
Q12	LAN, DVO	4.12E-03	24	40	36	249	62	-97	83	29	-77	2.3
Q13	SMO, BUK	1.33E-02	12	85	3	198	67	-115	67	33	-46	1.9
Q16	SMO, HRA	3.24E-03	19	47	33	38	68	-66	169	32	-135	2.1
R01	PVE, KAT	2.07E-02	56	6	-39	84	89	32	353	58	178	1.4
R02	BUK, SMO	1.81E-03	29	-34	-36	65	36	7	329	86	125	2.1
R03	KAT, BUK	5.92E-02	27	-29	43	117	50	100	282	41	78	2.6
S01	SMO, BUK	7.70E-03	10	52	39	182	68	157	282	69	24	1.7
S02	SMO, HRA	2.01E-03	44	-46	-10	122	7	-86	298	83	-91	2.4
S03	PVE, KAT	3.99E-03	33	6	61	237	89	-44	328	46	-179	2.8
S04	MOD, SMO	5.78E-03	28	-33	-39	137	60	-49	257	50	-138	1.9
T01	LAN, DVO	1.94E-02	58	12	30	18	36	-93	202	54	-87	1.3
V03	HRA, SMO	1.73E-02	93	-3	4	60	28	49	285	69	110	3.3
V04	PVE, KAT	3.99E-03	44	-10	-46	290	40	14	190	81	129	2.3
V08	PVE, KAT	2.65E-02	66	14	-20	290	45	-12	28	82	-135	2
V09	PVE, DVO	7.91E-03	73	15	12	303	89	-65	34	25	-179	2.4
V14	BUK, KAT	3.27E-03	13	54	32	26	11	-131	247	81	-83	3
V15	KAT, HRA	5.11E-02	18	51	31	197	45	-79	2	46	-100	1.4
V18	PLA, BUK	1.45E-02	21	75	4	138	61	-38	248	58	-145	2.5
V20	BUK, KAT	1.59E-02	37	-22	41	103	70	58	345	37	146	2.8
W05	KAT, LAN	2.29E-03	48	27	25	79	87	-37	171	53	-176	2.5
X01	KAT, DVO	4.18E-03	29	51	-21	242	85	29	149	61	174	2.1
X02	SMO, PLA	3.03E-03	12	47	41	178	65	-177	87	88	-25	2.7
X03	BUK, KAT	3.87E-03	96	0	4	35	51	-180	305	90	-39	2
X04	SMO, HRA	2.29E-03	21	-47	-32	165	52	22	61	73	140	2.1
Y01	SMO, PLA	3.15E-03	51	-14	-35	226	88	-46	318	44	-177	2.6

Tab. 5.4c Momentové tenzory získané inverziou z vlnových obrazov (ISOLA): 1 stanica

ID	Počet stanic	Pomer min/max	DC [%]	CLVD [%]	ISO [%]	φ_1 strike [°]	δ_1 dip [°]	λ_1 rake [°]	φ_2 strike [°]	δ_2 dip [°]	λ_2 rake [°]	Mw
Q01	HRA	1.81E-03	71	-23	-7	314	77	96	107	14	63	1.8
Q09	PVE	9.57E-04	29	31	40	211	72	-163	116	74	-19	2.6
Q09	LAN	1.07E-03	48	-2	49	207	65	-153	104	66	-28	2.4
Q11	PVE	7.52E-04	57	-10	34	196	73	180	286	90	17	2.4
Q11	LAN	1.09E-03	32	15	53	207	69	-153	106	65	-23	2.8
Q13	MOD	1.19E-03	86	-5	9	266	36	-13	7	82	-126	1.7
Q14	KAT	4.18E-03	33	50	18	304	46	-63	88	50	-116	2.3
Q15	KAT	4.91E-03	32	51	17	303	47	-71	96	46	-109	2.6
Q16	BUK	2.51E-03	59	36	5	3	37	-136	236	65	-61	1.9
R01	LAN	9.00E-04	22	-49	-29	102	67	52	346	43	145	1.9
R02	LAK	1.31E-03	4	-67	-28	236	79	23	142	68	168	2.5
R03	SMO	5.66E-03	44	-47	9	177	33	-69	333	60	-103	2.5
S01	MOD	1.64E-03	16	51	33	75	82	-31	170	59	-170	1.8
S02	SMO	3.41E-04	93	-7	0	243	66	-7	336	84	-156	2.9
S03	LAN	2.63E-04	17	-57	-25	71	69	29	330	63	157	3.3
T01	KAT	6.65E-03	65	19	17	334	85	118	73	28	10	2.2
U01	KAT	2.92E-04	71	19	10	260	65	-165	164	77	-26	2.6
V03	HRA	6.77E-04	31	-45	-24	86	62	34	338	60	148	3.7
V07	LAN	5.57E-04	95	3	3	130	86	-154	38	64	-5	2
V09	KAT	1.47E-03	24	50	26	90	34	-84	263	56	-94	2.7
V13	SMO	3.20E-03	53	-43	4	6	27	179	98	89	63	3.1
V14	SMO	1.65E-04	4	68	18	19	51	174	112	85	38	2.3
V19	LAN	4.16E-04	50	-28	-21	57	79	4	326	86	169	2.3
W01	PLA	3.23E-03	69	-26	-5	277	87	102	20	13	13	2.2
W02	BUK	1.57E-03	27	43	30	133	60	-45	250	52	-141	2.3
X02	BUK	6.02E-04	55	43	1	195	68	-158	97	70	-23	2.8
V20	SMO	1.71E-02	72	-16	12	91	89	43	1	47	179	2.2
X03	SMO	3.95E-03	52	27	21	253	73	-45	359	48	-156	1.9
X04	BUK	1.88E-04	86	6	-8	263	70	-16	359	75	-159	2.3
Y01	BUK	6.58E-04	61	26	13	141	63	155	244	68	30	3.2

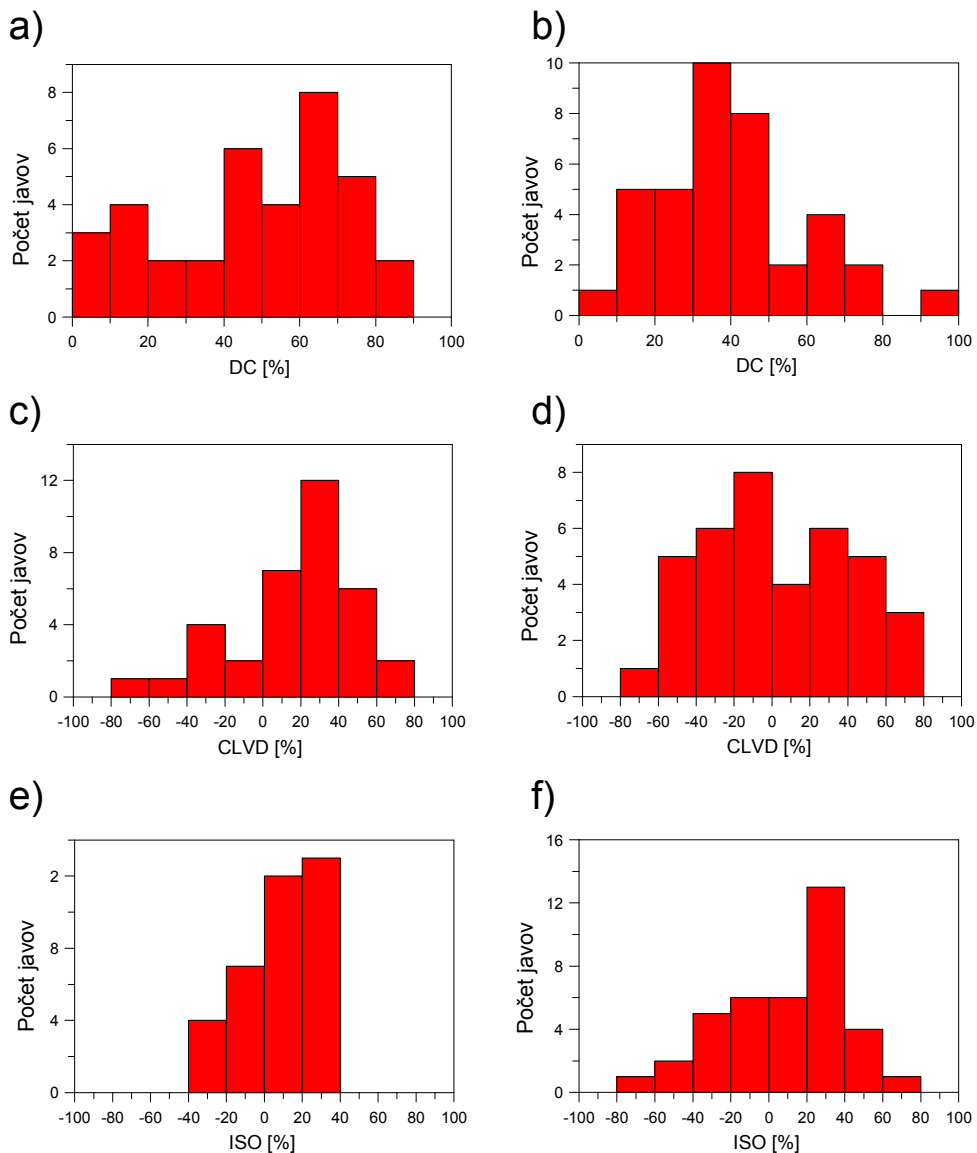
5.3.4 Analýza strižných a nestrižných zložiek

Momentové tenzory získané inverziou z amplitúd a z vlnových obrazov boli rozložené na strižné a nestrižné zložky podľa vzorcov (2.47) - (2.49). Histogramy strižných a nestrižných zložiek (Obr. 5.40), ukazujú, že hodnoty nestrižných zložiek sú významné. Priemerná hodnota DC zo všetkých momentových tenzorov dosahuje hodnoty približne 50% pre inverziu MT z amplitúd a 40% pre inverziu MT z vlnových obrazov (Tab. 5.5). Pre spoľahlivo určené MT sa priemerná hodnota DC u oboch metód zvyšuje na približne 60%. Z nestrižných zložiek má štatisticky vyššie hodnoty CLVD. Charakter histogramov nestrižných zložiek sa

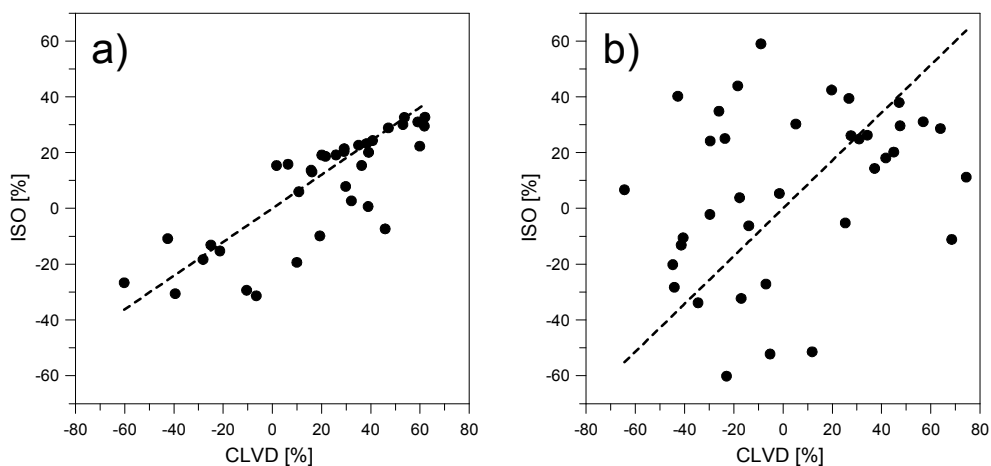
ale pre inverziu MT z amplitúd a z vlnových obrazov líši. Pre inverziu MT z amplitúd sú histogramy viac koncentrované, CLVD má výrazné maximum medzi 20 – 40% a ISO medzi 0 – 40%. Pri inverzii MT z vlnových obrazov má CLVD vysoký rozptyl, pričom však zložka ISO má výrazné maximum medzi 20 – 40%.

Rozdiely v tvare histogramov pre obe inverzie MT indikujú, že nezanedbateľná časť nestrižných zložiek je spôsobená numerickými chybami. Avšak aj napriek tomu môže časť týchto zložiek vyjadrovať fyzikálne vlastnosti seizmického zdroja. Možné zdroje fyzikálnych nestrižných zložiek sú podrobne diskutované v kapitole 2.4. Úvahu, že časť z pozorovaných nestrižných zložiek má pravdepodobne fyzikálny význam, možno podporiť koreláciou medzi zložkami ISO a CLVD (Tab. 5.5 a Obr. 5.41). Pre inverziu MT z amplitúd a z vlnových obrazov je korelácia medzi CLVD a ISO kladná, pričom pre inverziu MT z amplitúd je výrazne vyššia a dosahuje hodnoty až 0.8 pre spoľahlivo určené MT. Takáto vysoká kladná korelácia vylučuje, že by mohli byť nestrižné zložky spôsobené výhradne numerickými chybami inverzie.

Kladná korelácia medzi ISO a CLVD môže mať niekoľko fyzikálnych príčin, pričom za najpravdepodobnejšiu možno považovať prítomnosť ťahovej zložky v seizmickom zdroji (Vavryčuk, 2001). V modeli ťahového zdroja indikujú kladné hodnoty ISO a CLVD „otvárajúci sa“ zlom či trhlinu a záporné hodnoty ISO a CLVD naopak indikujú „zatvárajúci sa“ zlom či trhlinu. Model ťahového zdroja predpovedá lineárnu závislosť medzi ISO a CLVD a pomer ISO/CLVD je funkciou lokálnej hodnoty pomeru v_p/v_s v zdroji. Ak vypočítame z pozorovaných ISO a CLVD pomer rýchlostí v_p/v_s pomocou rovnice (2.57), dostaneme hodnoty 1.55 – 1.65. Tento pomer rýchlostí sa vzťahuje k ohniskovej oblasti a možno ho považovať za fyzikálne prijateľný.



Obr. 5.40 Histogramy strižných a nstrižných zložiek MT: a), c), e) z inverzie MT z amplitúd, b), d), f) z inverzie MT z vlnových obrazov.



Obr. 5.41 Korelácia ISO a CLVD. a) 36 MT vypočítaných inverziou z amplitúd, b) 35 MT vypočítaných inverziou z vlnových obrazov. Čiarkovaná čiara je lineárna regresia medzi ISO a CLVD.

Tab. 5.5 Nestrižné zložky momentových tenzorov

Metóda	Dátový súbor	Počet javov	Stredná hodnota DC [%]	Stredná hodnota CLVD [%]	Stredná hodnota ISO [%]	Stredná hodnota CLVD [%]	Stredná hodnota ISO [%]	Korelácia CLVD-ISO	v_p/v_s
AMT	Všetky MT	36	48,0	19,6	7,6	32,6	19,4	0,81	1,46
AMT	spoľahlivé MT	14	61,4	13,9	7,4	21,9	16,7	0,74	1,53
Isola	Všetky MT	38	40,9	3,4	8,9	31,5	27,6	0,30	1,57
Isola	spoľahlivé MT	15	59,7	-5,4	3,3	24,1	16,2	0,48	1,50

5.3.5 Porovnanie jednotlivých metód

Porovnanie spoľahlivých ohniskových mechanizmov získaných z polarít prvých nasadení P vln, inverziou MT z amplitúd P vln a inverziou MT z kompletného vlnového poľa (Obr. 5.42c,d,e). ukazuje, že väčšina ohniskových mechanizmov má P osi sústredené blízko horizontálnej roviny v JZ smere. T osi sú viac rozptýlené, avšak koncentrované do SV časti ohniskovej sféry. Použitie kritérií spoľahlivosti pre inverziu MT z amplitúd a inverziu MT z vlnových obrazov bolo účinné a rozptyl P/T osí je pre spoľahlivo určené MT menší. Ohniskové mechanizmy určené programom FOCMEC sú a priori zaradené ako spoľahlivo určené, pretože sú získané priemerovaním súboru jednotlivých riešení (Obr. 5.42c).

Menší rozptyl nestrižných zložiek a vyššia korelácia medzi CLVD a ISO pre inverziu MT z amplitúd indikujú, že inverzia z amplitúd je pravdepodobne pre daný typ dát spoľahlivejšia než inverzia MT z vlnových obrazov.

Výhody a nevýhody jednotlivých metód môžeme zhrnúť nasledovne:

1) Inverzia ohniskových mechanizmov zo znamienok P vln (program FOCMEC)

Veľkou výhodou programu FOCMEC je jednoduchosť metódy a jednoduchosť vstupných parametrov. Určenie polarít prvého nasadenia P vlny je relatívne jednoduché a nie je nutné poznať ani presné zosilnenie signálu. Záznam signálu ale nesmie byť skreslený. Ak je signál filtrovaný, potom použitý filter nesmie meniť smer nasadenia. Daňou za jednoduchosť metódy je však obmedzenie inverzie iba na zemetrasenia so strižným mechanizmom, čo pri zemetraseniach so

zložitým procesom v ohnisku, ktoré majú nezanedbateľné nestrižné zložky, vedie k chybám. Inverzia nestrižných mechanizmov zo znamienok P vln je v princípe tiež možná, ale nie je zahrnutá v programe FOCMEC a je oveľa náročnejšia na množstvo vstupných údajov.

Pri inverzii ohniskových mechanizmov z polarít meraných na regionálnych stanicach je nutné správne interpretovať odčítanú fázu. Dôležité je najmä odlíšiť priamu a čelnú vlnu. Ich nesprávna identifikácia môže viesť k chybnému určeniu uhla východu lúča zo zdroja a tak i k chybnému ohniskovému mechanizmu.

Metóda je citlivá na pokrytie ohniskovej sféry stanicami. V ideálnom prípade by sa epicentrum malo nachádzať v strede siete staníc a zároveň by mali stanice dostatočne pokrývať interval azimutov. Ak je podmienka dobrého pokrytia ohniskovej sféry splnená, metóda je stabilná a dobre použiteľná aj pri nedostatočnej znalosti modelu prostredia.

2) Inverzia MT z amplitúd P vln (program AMT)

Inverzia MT z amplitúd P vln je tiež citlivá na pokrytie ohniskovej sféry stanicami. Táto metóda vyžaduje minimálne 8 – 10 určených amplitúd z lokálnych staníc.

Ak je ohnisková sféra dobre pokrytá, je inverzia MT z amplitúd podobne ako inverzia zo znamienok prvých nasadení málo citlivá na model. Inverziou MT z amplitúd je teda možné získať pomerne presné výsledky aj použitím jednoduchého modelu prostredia, napr. pomocou homogénneho polpriestoru alebo dokonca pomocou homogénneho priestoru, t.j. pri zanedbaní efektov voľného povrchu.

Greenovu funkciu je výhodné pre inverziu MT z amplitúd P vln počítať lúčovou metódou. Metóda umožňuje zahrnúť do výpočtu refragované vlny ako aj odrazené a konvertované vlny na vnútorných rozhraniach a na voľnom povrchu. Výpočet amplitúd Greenovej funkcie i samotná inverzia MT sú výpočtovo pomerne nenáročné.

Táto metóda výpočtu MT umožňuje dobré zhodnotenie jeho spoľahlivosti pomocou opakovanej inverzie zo zašumených vstupných dát.

Pre daný súbor zemetrasení dáva inverzia MT z amplitúd spoľahlivejšie hodnoty nestrižných zložiek ako inverzia MT z vlnových obrazov. Metóda tak vierohodnejšie popisuje niektoré fyzikálne procesy v ohnisku počas zemetrasenia.

Pre horšie podmienené úlohy, či už z dôvodu zlého pokrytia ohniskovej sféry alebo z dôvodu nedostatočného počtu dát, je možné a výhodné použiť stabilizačnú podmienku ($ISO = 0$). Táto podmienka je však dobre aplikovateľná, len ak je ohniskový mechanizmus blízky strižnému.

3) Inverzia MT z vlnových obrazov (program ISOLA)

Najdôležitejšou výhodou inverzie MT z vlnových obrazov je, že ju možno aplikovať i na záznamy z malého počtu staníc, dokonca aj na záznam z jednej stanice. Podmienky spoľahlivosti inverzie MT zo záznamov z jednej stanice však nie sú doteraz presne stanovené. Ak je inverzia MT aplikovaná v úzkom frekvenčnom intervale (to je hlavne v prípade použitia krátkoperiodických staníc), je pre správnu inverziu nutná aj dodatočná informácia o polaritách prvého nasadenia P vlny z viacerých staníc.

Inverzia MT z vlnových obrazov je výpočtovo náročnejšia než inverzia z polarít a z amplitúd, pretože je nutné počítať kompletnú Greenovu funkciu. Nároky na výpočet sa zvyšujú pre zložitý model prostredia, pre vysokofrekvenčné signály a pre ohniská v blízkosti voľného povrchu. Výpočet Greenovej funkcie je nielen náročný, ale v niektorých špeciálnych prípadoch môže zlyhávať. Napríklad pre hypocentrá na rozhraní alebo v tesnej blízkosti voľného povrchu. Z toho dôvodu je pred samotnou inverziou nutná precíznejšia kontrola vstupov.

Inverzia MT z vlnových obrazov je stabilnejšia pre nízkofrekvenčné signály, pretože v tomto prípade je Greenova funkcia menej citlivá na drobné nehomogenity modelu prostredia, ktoré väčšinou nie sú známe a musíme ich preto zanedbať.

Z analýzy daného súboru zemetrasení vyplynulo, že nestrižné zložky sú v prípade inverzie MT z vlnových obrazov viac zašumené než pri inverzii MT z amplitúd. To sa prejavuje nižšou koreláciou medzi zložkami CLVD a ISO. Treba však poznamenať, že korelácia nestrižných zložiek získaných inverziou zo záznamov z jednej stanice je pomerne vysoká. Dôvody tejto vysokej korelácie nie sú úplne zrejmé. Nazdávame sa však, že vysoká korelácia medzi CLVD a ISO je skôr numerickým artefaktom odrážajúcim vlastnosti algoritmu, najmä jeho neschopnosť spoľahlivo odseparovať hodnoty CLVD a ISO v prípade nedostatočne predurčenej úlohy. Výhodou inverzie MT z vlnových obrazov je

možnosť hľadať najvhodnejší mechanizmus spolu s hypocentrálnou hĺbkou a časom vzniku zemetrasenia.

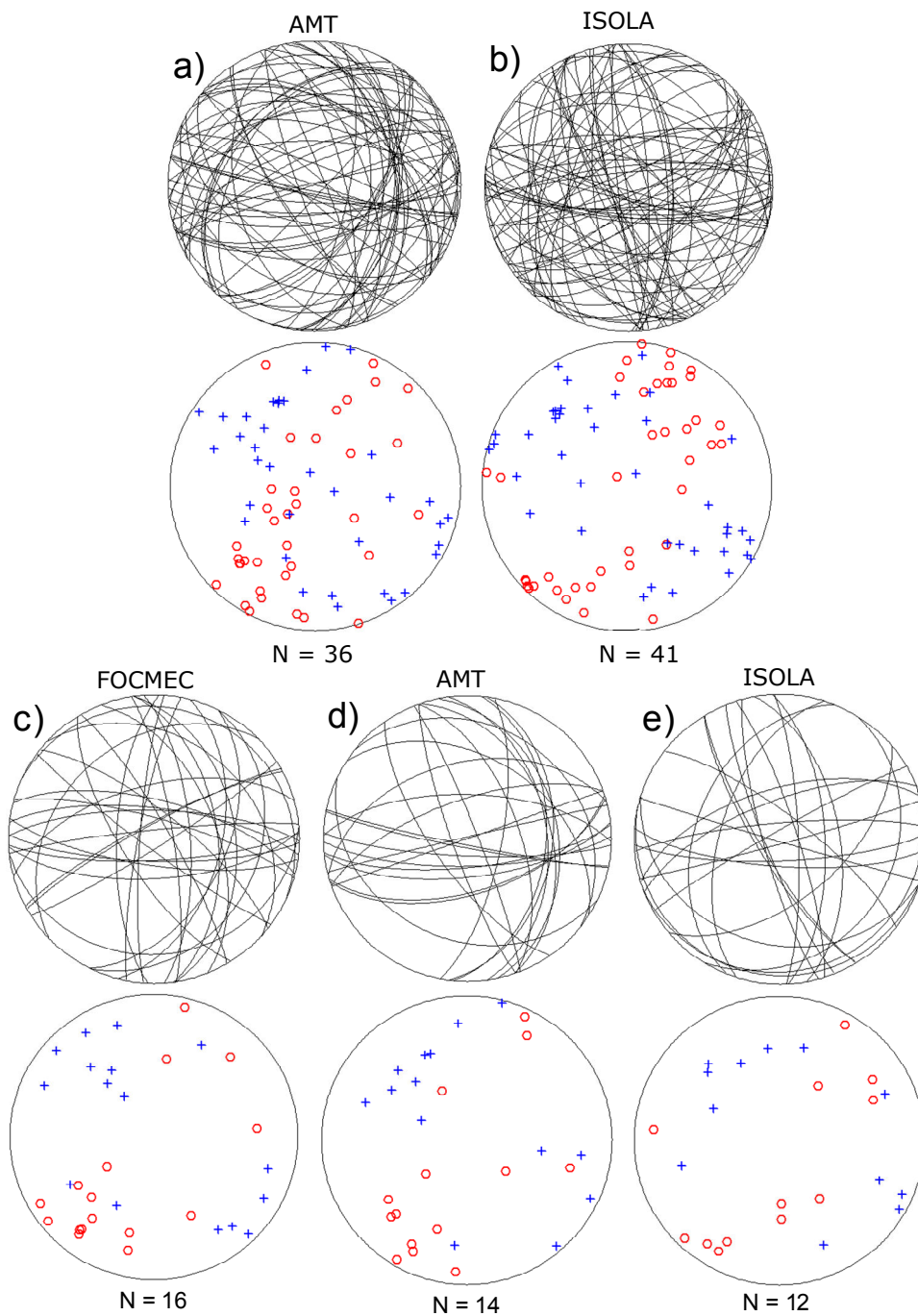
Ako bolo uvedené, vysoké nároky pri inverzii MT z vlnových obrazov sú kladené na fázu prípravy dát, hlavne na korekciu seizmogramov na prenosovú funkciu. Metóda je citlivá na zosilnenie prístrojov a použitú filtráciu. Metóda je ideálne použiteľná na širokopásmové dáta.

V inverzii MT z vlnových obrazov je zložitejšie zhodnotiť spoľahlivosť výsledného momentového tenzora prípadne jeho chybu.

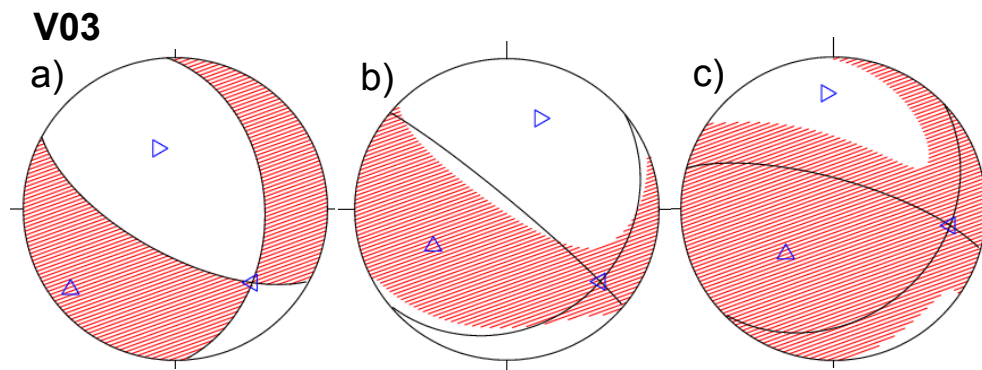
Porovnaním výsledkov pre analyzované zemetrasenia možno konštatovať, že všetkými tromi metódami boli získané štatisticky konzistentné MT. Pritom každá metóda využíva inú informáciu zo seizmogramu. Program FOCMEC využíva iba znamienka prvého nasadenia z P vln z lokálnych a regionálnych staníc, program AMT využíva znamienka a amplitúdy P vln z lokálnych staníc a program ISOLA využíva informáciu z nízkofrekvenčných S vln a povrchových vln. Tieto metódy tak možno považovať za nezávislé a to metodicky aj vzhľadom na vstupné údaje.

Na Obr. 5.43 a 5.44 je porovnanie jednotlivých metód aplikovaných na zemetrasenia V03 a V14. Metódy aj napriek zložitosti zemetrasenia V03 pomerne konzistentne vystihli ohniskový mechanizmus. V prípade zemetrasenia V14 sú výsledky rozporuplné. Podobné výsledky boli dosiahnuté inverziou MT zo záznamov z 2 a viacerých staníc. Avšak rozdielne riešenie bolo získané inverziou MT z amplitúd a inverziou MT zo záznamu z jednej stanice. To indikuje, že pre toto zemetrasenie nevieme jednoznačne určiť správny mechanizmus.

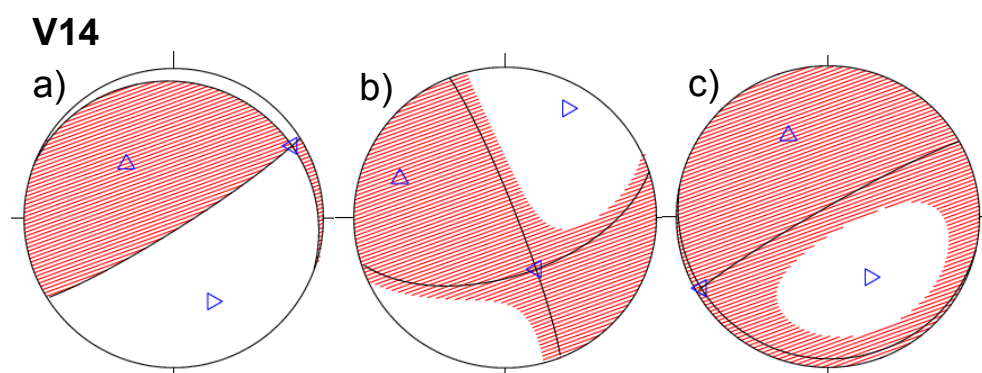
Jedným z alternatívnych mechanizmov získaných pre zemetrasenie V14 je mechanizmus poklesu, ktorý sme pozorovali aj pri ďalších zemetraseniach, napr. zemetrasení X04 a čiastočne aj zemetrasení R03. Epicentrá týchto zemetrasení sa nachádzajú v mieste určenia epicentra zemetrasenia v roku 1906.



Obr. 5.42 Porovnanie metód inverzie MT. Nodálne roviny a rozloženie P/T osí pre MT všetkých zemetrasení vypočítaných programom: a) AMT, b) ISOLA. Nodálne roviny a rozloženie P/T osí spoľahlivo určených MT programom c) FOCMEC, d) AMT, e) ISOLA.



Obr. 5.43 Porovnanie ohniskových mechanizmov pre zemetrasenie V03 vypočítaných programom a) FOCMEC, b) AMT, c) ISOLA. Trojuholníky označujú osi P,T a B.

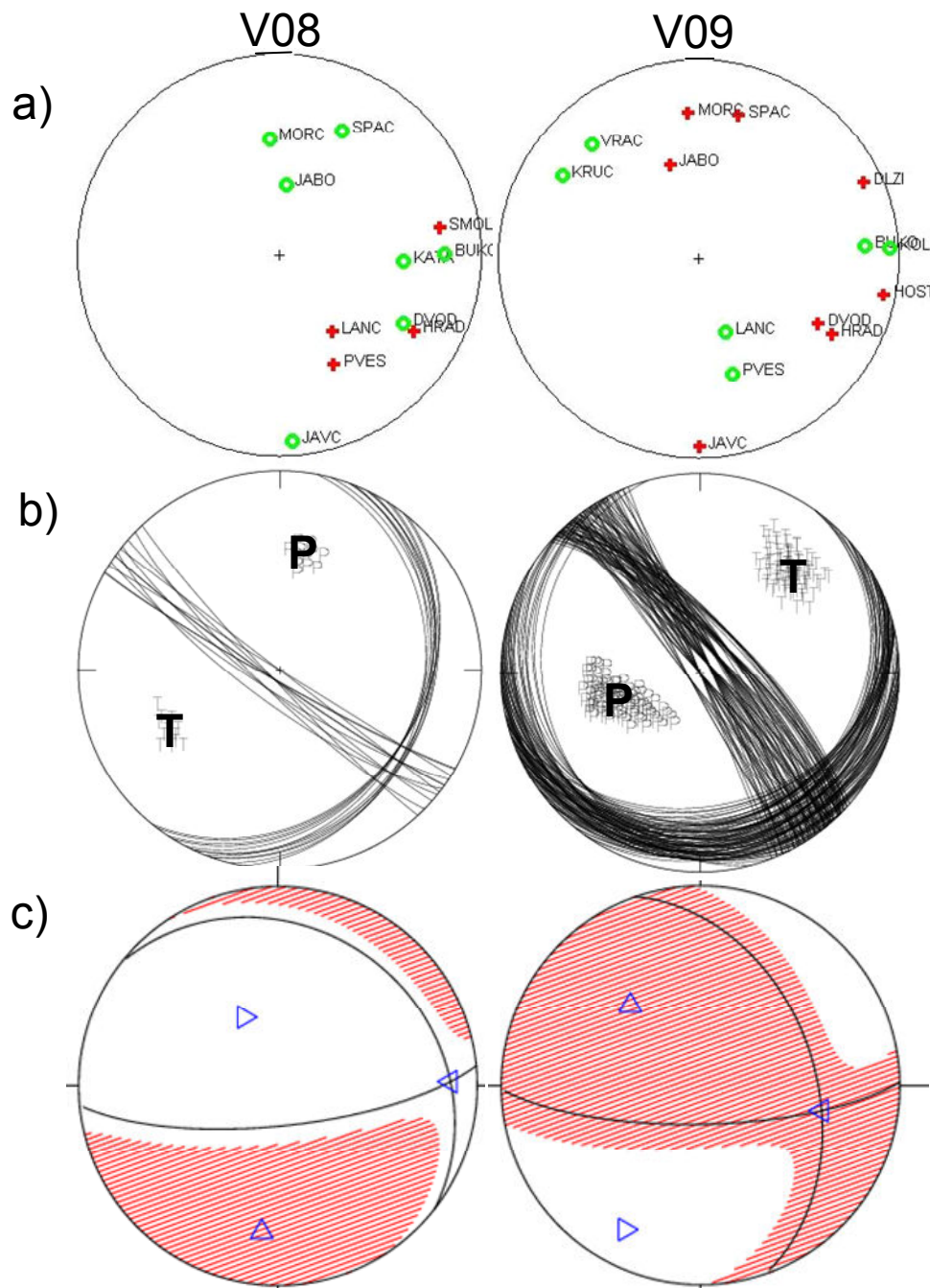


Obr. 5.44 Porovnanie ohniskových mechanizmov pre zemetrasenie V14 vypočítaných programom a) FOCMEC, b) AMT, c) ISOLA. Trojuholníky označujú osi P,T a B.

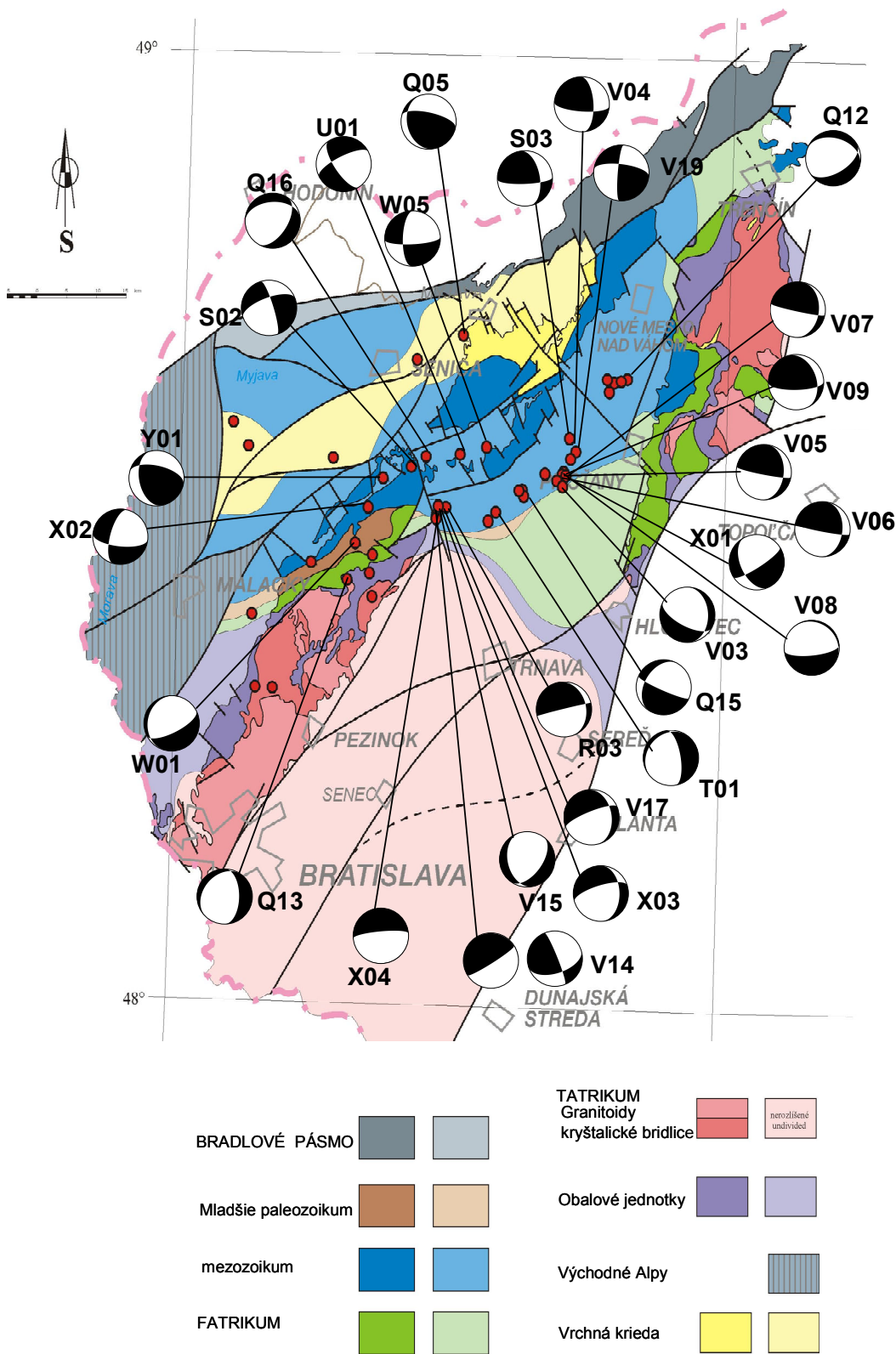
Väčšina ohniskových mechanizmov určených z polarít P vln má charakter ľavostranných horizontálnych posunov (tzv. sinistrálny strike-slip) so slabou normálovou alebo reverznou zložkou, alebo ide o zemetrasenia s mechanizmom poklesu. Zaujímavý úkaz v seizmickom režime lokality možno vidieť z analýzy zemetrasení V08 (19.4.2006 o 00:01 hod, $M_w = 2.0$) a V09 (20.4.2006 o 13:15 hod, $M_w = 2.4$). Ide o pomerne silné zemetrasenia vzhľadom na skúmaný súbor s blízkymi hypocentrami, ktoré sa vyskytli v krátkom časovom intervale. Na Obr. 5.45 sú ohniskové sféry, možné riešenia určené zo znamienok prvých nasadení P vln a ohniskové mechanizmy určené inverziou MT z amplitúd. Ako vidieť, tieto zemetrasenia mali polaritne opačný charakter. Pozícia P/T osí pre zemetrasenie V09 je v súhlase s väčšinovým mechanizmom daného súboru zemetrasení, avšak P/T osi pre zemetrasenie V08 majú vymenené pozície vzhľadom k väčšinovým mechanizmom v oblasti. Vzhľadom na počet staníc a kvalitu dát môžeme vylúčiť, že tento anomálny mechanizmus je chybou inverzie. Ide zrejme o zemetrasenie s opačne orientovaným smerom sklzu, ktorý je dôsledkom anomálneho poľa

napätia. Anomálie v poli napätia môžu byť generované napr. prerozdelením tektonického napätia predchádzajúcou seizmickou aktivitou.

Na Obr. 5.46 sú zobrazené vierohodné ohniskové mechanizmy (okrem zemetrasenia V14) v geologicko-tektonickej mape. Ohniskové mechanizmy považujeme za vierohodné, ak aspoň dve z troch metód výpočtu dávajú podobné riešenia.



Obr. 5.45 Polaritne opačné mechanizmy zemetrasení V08 (stĺpec vľavo) a V09 (stĺpec vpravo). a) Pokrytie ohniskovej sféry stanicami, b) ohniskové mechanizmy získané z polarít P vln (použitý program: FOCMEC), c) ohniskové mechanizmy získané inverziou MT z amplitúd P vln (použitý program: AMT).

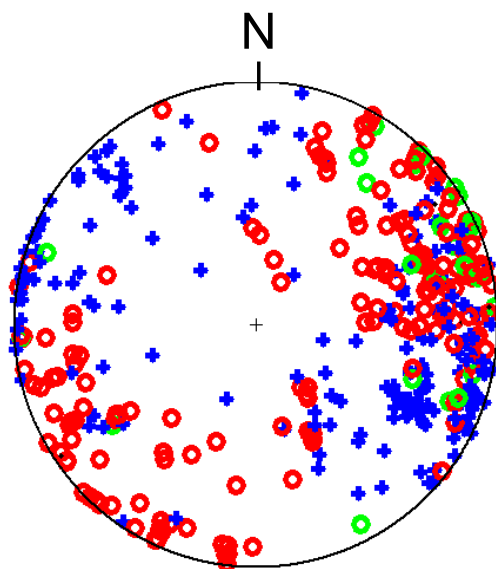


Obr. 5.46 Geologicko-tektonická schéma predterciérneho podložia juhozápadného segmentu Karpát s vyznačenými ohniskovými mechanizmami (Hók *et al.*, 2009). S označuje sever.

5.4 Tektonické napätie

V tejto kapitole sa budeme zaoberať určením súčasného poľa tektonického napätia v oblasti Malé Karpaty zo seizmických dát.

Predbežnú indikáciu o hlavných smeroch tektonického napätia v danej oblasti možno získať jednoduchým zobrazením polarít P vln pozorovaných na všetkých dostupných staniách a pre všetky skúmané zemetrasenia na ohniskovej sfére. Ak kladné a záporné polarities P vln vytvárajú ohraničené a dobre definované zoskupenia, potom je pole napätia v danej oblasti s veľkou pravdepodobnosťou relatívne homogénne a smery hlavných osí maximálnej kompresie a maximálnej extenzie sa nachádzajú vo vnútri týchto zoskupení. Na Obr. 5.47 sú zobrazené polarities P vln určené pre 36 skúmaných zemetrasení. Záporné polarities, t.j. nasadenia P vlny na vertikálnej zložke smerom dolu, sú označené červeným krúžkom. Modré krížiky označujú smer pohybu prvého nasadenia na vertikálnej zložke smerom hore. Z obrázka vyplýva, že kladné a záporné polarities P vln sa veľmi dobre zoskupujú. Maximálnu kompresiu v poli napätia možno očakávať v smeroch s najväčšou hustotou záporných znamienok P vln, teda približne v smere SV-JZ. Minimálnu kompresiu, prípadne maximálnu extenziu, možno očakávať v smeroch s maximálnou hustotou kladných znamienok P vln, teda v smere SZ-JV.



Obr. 5.47 Rozloženie znamienok prvých nasadení P vln na ohniskovej sfére pre všetky analyzované zemetrasenia a všetky stanice. Červené krúžky – záporné znamienka, modré krížiky – kladné znamienka, zelené krúžky – neurčiteľné znamienka.

V ďalšom tento odhad spresníme použitím troch rôznych metód inverzie napätia z ohniskových mechanizmov a momentových tenzorov vypočítaných pre daný súbor zemetrasení.

5.4.1 Testy inverzií tektonického napätia

Na súbore 36 MT vypočítaných programom AMT sme testovali tri nasledujúce metódy inverzie napätia: a) metódu Gepharta a Forsytha (1984), b) metódu Lunda a Slungu (1999) a c) metódu Angeliera (2002) (Obr. 5.48). Metódy a) a b) minimalizujú priemernú odchýlku sklzu medzi teoretickým a pozorovaným smerom sklzu (rovnica (2.87)). Metóda c) maximalizuje parameter T_{SSC} na základe tzv. SSC kritéria (rovnica (2.90)). Z porovnania týchto troch metód vyplýva, že najstabilnejšie určeným smerom hlavného napätia je smer σ_3 . Minimálna priemerná odchýlka sklzu je pri metóde b) väčšia než pri metóde a), pretože pri výbere zlomovej plochy sa v metóde a) minimalizuje odchýlka smeru sklzu, zatiaľ čo pri metóde b) sa maximalizuje nestabilita zlomovej plochy. Z obrázku je zrejmé, že minimalizovaná funkcia nezhody v a) a b) viac osciluje a nie je taká hladká ako maximalizovaná funkcia v metóde c). Možno usudzovať, že smer σ_1 v metóde c) je určený s vyššou presnosťou ako v metódach a) a b). Tab. 5.6 uvádza vypočítané smery napätia pre jednotlivé metódy výpočtu.

Na Obr. 5.49 sú zobrazené Mohrove diagramy pre napätie vypočítané tromi testovanými metódami. Krížiky v diagramoch označujú polohy zlomových plôch skúmaných zemetrasení. Keďže v metóde a) sa orientácie zlomových plôch určujú podľa minimálnej odchýlky smeru sklzu, sú zlomové plochy rozložené po celom diagrame. V mnohých prípadoch sú na takto určených zlomových plochách napäťové podmienky, ktoré nemôžu viesť k nestabilite zlomu (sú to vo všeobecnosti body v pravej časti Mohrovho diagramu). Tento nefyzikálny jav je odstránený v metóde b), v ktorej sa poloha zlomovej plochy určuje z dvoch alternatív pomocou kritéria nestability. Z tohto dôvodu majú body v Mohrovom diagrame v metóde b) tendenciu sústreďovať sa v ľavej časti diagramu. Ich usporiadanie je tak fyzikálnejšie ako v predošlej metóde. Usporiadanie bodov v Mohrovom diagrame je zachované aj v obrázku c). Pritom je však výpočet napätia v metóde c) nezávislý na voľbe zlomovej plochy. Pri výbere orientácie zlomovej plochy pre zobrazenie v Mohrovom diagrame bolo použité to isté

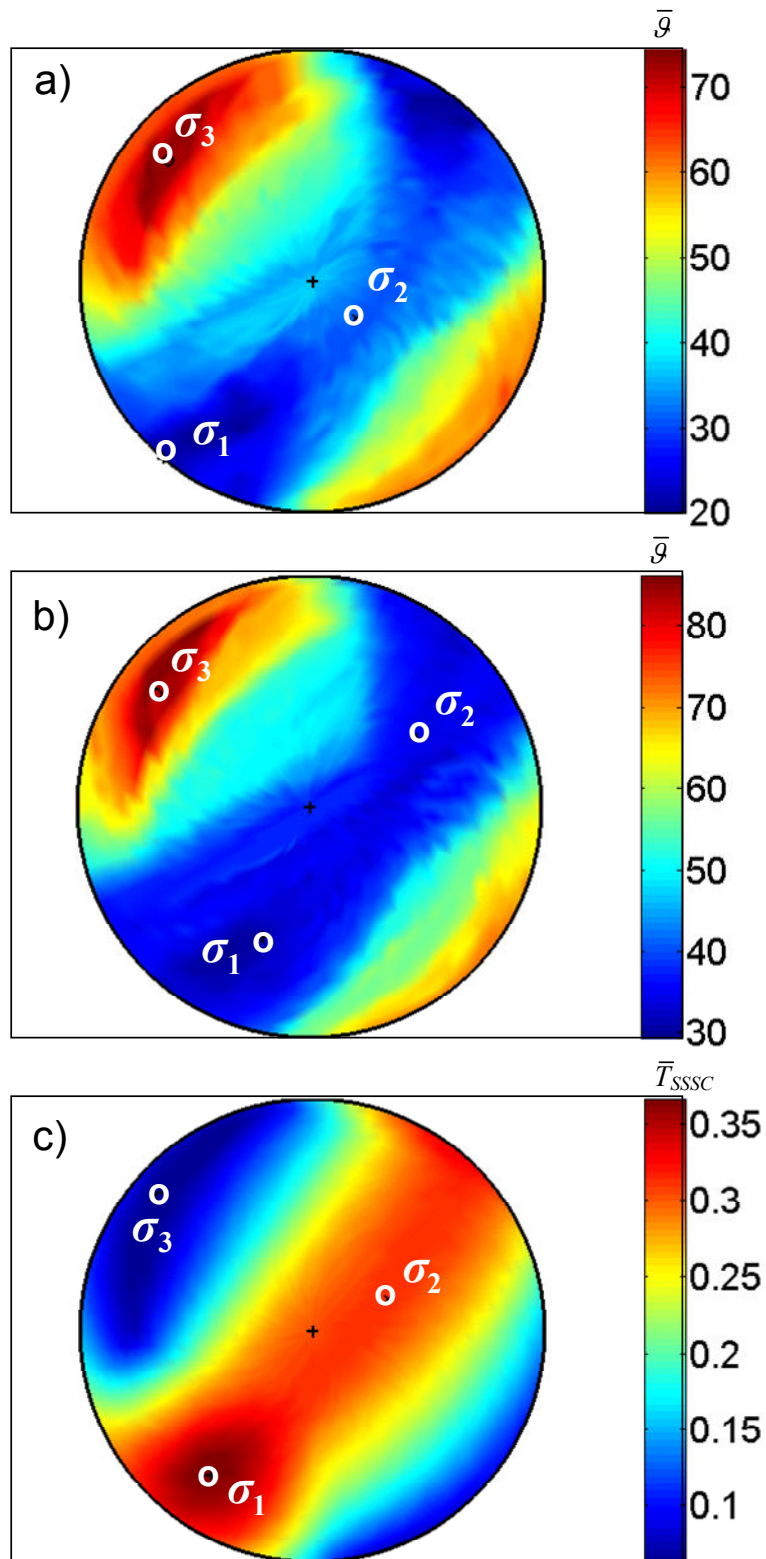
kritérium ako v metóde a). Optimálne tektonické napätie nájdené metódou c) má teda tú význačnú vlastnosť, že pre väčšinu analyzovaných zemetrasení zodpovedá zlomová plocha určená pomocou kritéria SSSC aj ploche s najmenšou odchýlkou sklzu. Metóda c) sa tak javí ako jednoznačne najspoľahlivejšia metóda pre určovanie tektonického napätia. Z tohto dôvodu bola táto metóda použitá aj k získaniu konečných výsledkov pri určovaní tektonického napätia v oblasti Malé Karpaty.

Tab. 5.6 Tektonické napätie určené rôznymi metódami inverzie

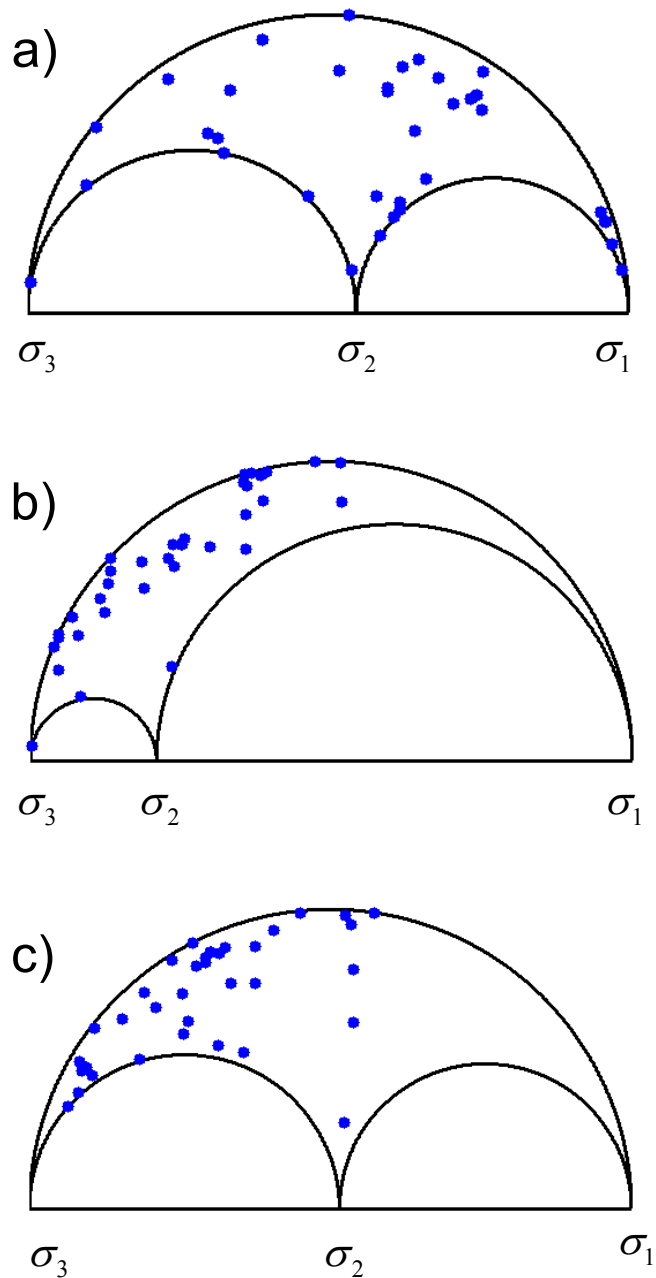
Metóda	Počet javov	Metóda výpočtu MT	Azimut σ_1 [°]	Odklon od horizontály σ_1 [°]	Azimut σ_2 [°]	Odklon od horizontály σ_2 [°]	Azimut σ_3 [°]	Odklon od horizontály σ_3 [°]	Tvarový pomer R
Gephart-Forsyth	36	AMT	220	0	130	70	310	20	0.55
Lund-Slunga	36	AMT	200	40	56	44	307	19	0.21
Angelier	36	AMT	215	25	67	61	311	14	0.52

5.4.2 Výpočet tektonického napätia metódou Angeliera (2002)

Tektonické napätie v oblasti Dobrej Vody bolo určené metódou Angeliera (2002) z 3 rôznych vstupných dátových súborov: 1) ohniskových mechanizmov vypočítaných z polarít P vln (program FOCMEC, 16 mechanizmov, Tab. 5.2), 2) DC zložiek MT vypočítaných z amplitúd P vln (program AMT, 14 spoľahlivých MT, Tab. 5.3.) a 3) DC zložiek MT vypočítaných z vlnových obrazov (program ISOLA, 15 spoľahlivých MT, Tab. 5.4a). Inverzia bola aplikovaná za predpokladu, že stopa tenzora napätia je rovná 0. Smery hlavného napätia boli hľadané v sieti bodov na sfére s krokom 5°. Hodnota maximálnej kompresie σ_1 bola rovná 1, σ_2 bolo hľadané s krokom 0.02. Výsledok inverzie možno vidieť na Obr. 5.50 a zhrnutie výsledkov v Tab. 5.7.



Obr. 5.48 Určenie tektonického napätia metódou. a) Gepharta a Forsytha (1984), b) Lunda a Slungu (1999) a c) Angeliera (2002). V metóde a) a b) sa minimalizuje priemerná odchýlka medzi teoretickým a pozorovaným smerom sklzu, v metóde c) sa maximalizuje parameter T_{SSSC} na základe tzv. SSSC kritéria.



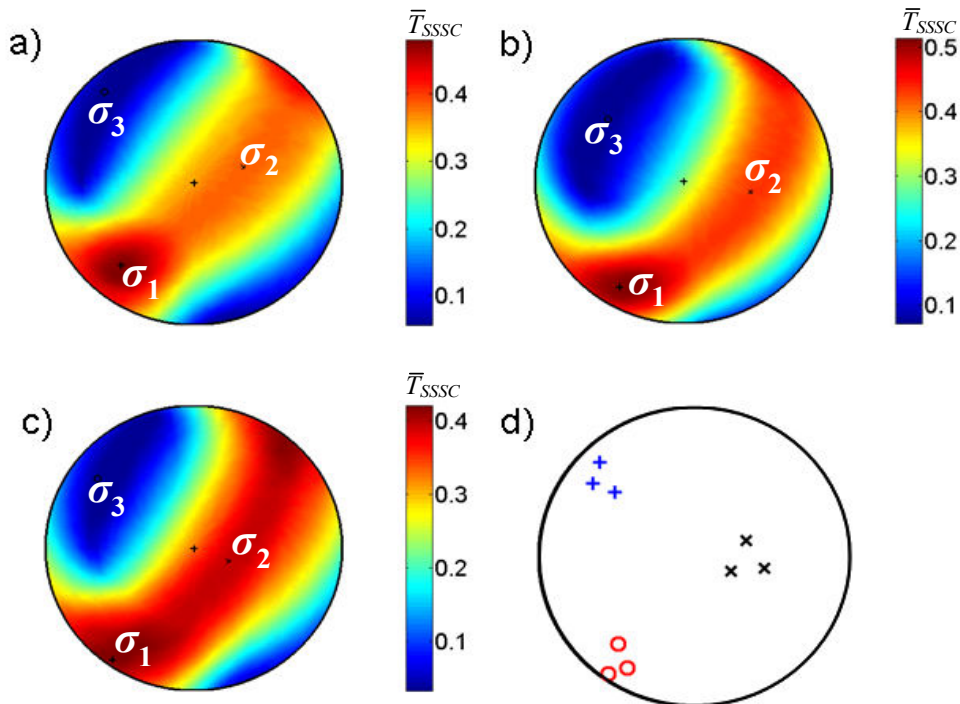
Obr. 5.49 Mohrove diagramy pre napätie vypočítané metódou a) Gepharta a Forytha (1984), b) Lunda a Slungu (1999), c) Angeliera (2002). Modré body označujú 36 zemetrasení s ohniskovými mechanizmami vypočítanými programom AMT.

Tab. 5.7 Inverzia napätia – metóda Angeliera

Metóda	Počet vstupných zemetrasení	Azimut σ_1 [°]	Odklon od horizontály σ_1 [°]	Azimut σ_2 [°]	Odklon od horizontály σ_2 [°]	Azimut σ_3 [°]	Odklon od horizontály σ_3 [°]	Tvarový pomer R
FOCMEC	16	220	25	72	61	316	14	0.60
AMT	14	210	25	78	55	311	23	0.61
ISOLA	15	215	5	107	74	306	15	0.44

Všetky inverzie napätia pre rôzne súbory dát viedli k podobným výsledkom. Orientácie hlavných osí tenzora napätia sú (azimut/odklon od horizontály): $\sigma_1 = 210\text{-}220^\circ/5\text{-}25^\circ$, $\sigma_2 = 70\text{-}105^\circ/55\text{-}75^\circ$ a $\sigma_3 = 305\text{-}315^\circ/15\text{-}25^\circ$. Tvarový pomer nadobúda hodnoty $R = 0.45\text{-}0.60$. Azimut je meraný od severu v smere hodinových ručičiek a odklon od horizontály je meraný smerom dolu od horizontálnej roviny. Stabilita a malý rozptyl smerov hlavných napätí získaných z rôznych dátových súborov indikuje, že získané smery sú pomerne presné a vierohodné.

Treba však zdôrazniť, že inverzia napätia je počítaná za predpokladu izotropného prostredia, pričom skutočné prostredie je pravdepodobne anizotropné, ako vidieť na Obr. 5.7. Skutočné orientácie hlavných osí napätia môžu byť teda zaťažené istou chybou. Tiež je možné, že pole napätí v danej oblasti nie je úplne homogénne, ako sa predpokladá v inverzii napätia, ale môže fluktuovať. Získané smery by tak mali zodpovedať skôr strednej hodnote tektonického napätia priemerovanej cez celú seizmicky aktívnu oblasť.

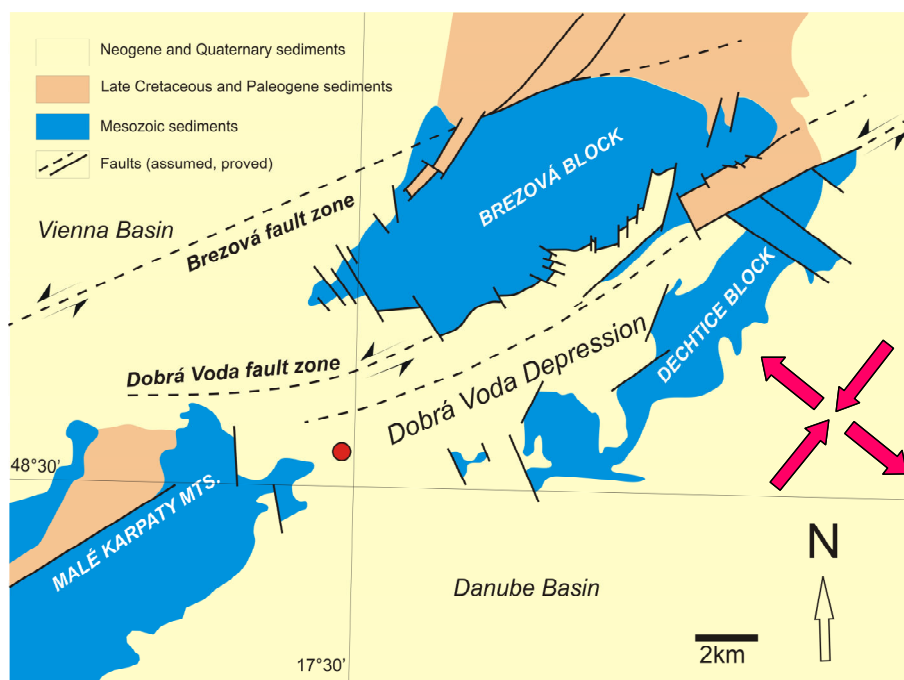


Obr. 5.50 Inverzia tektonického napätia metódou Angeliera (2002) pre ohniskové mechanizmy vypočítané z: a) polarít P vln (FOCMEC), b) amplitúd P vln (AMT), c) vlnových obrazov (ISOLA). Obrázok d) sumarizuje inverzie a) – c). Farebná škála v a) – c) ukazuje hodnoty parametra \bar{T}_{SSSC} . Optimálna pozícia maximálnej kompresie σ_1 je v mieste maxima parametra \bar{T}_{SSSC} . Smery hlavných osí napätia sú označené červeným krúžkom pre σ_1 , čiernym krížikom pre σ_2 a modrým znamienkom plus pre σ_3 .

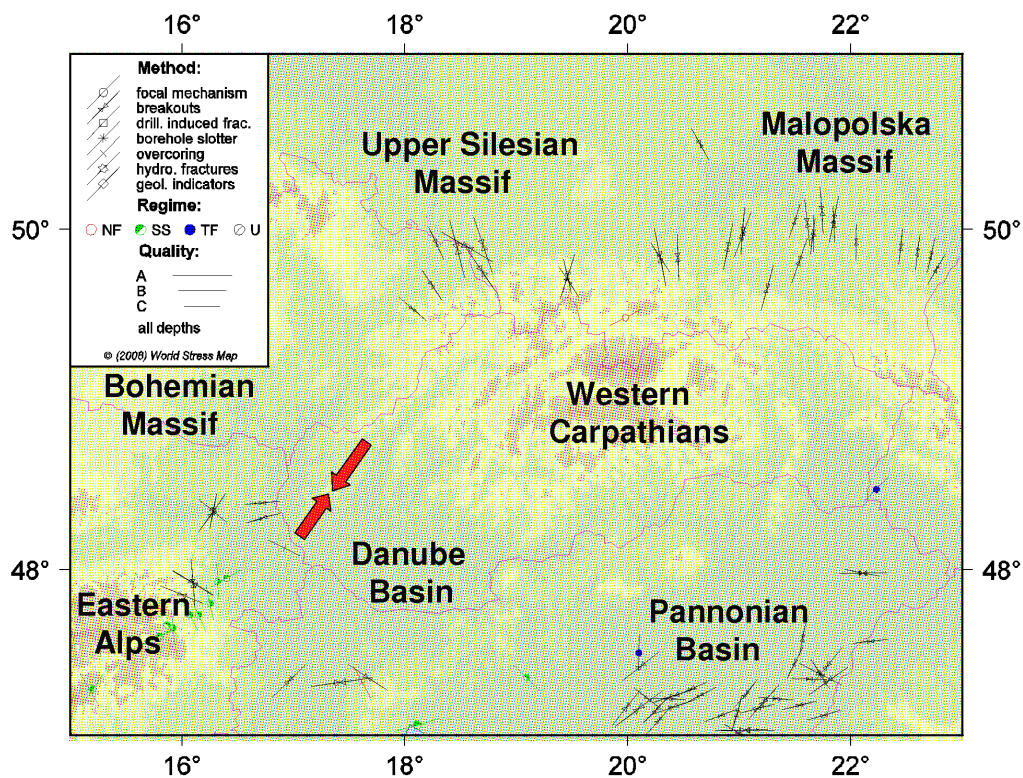
5.5 Dôsledky pre tektoniku a interpretácie

Porovnaním tektonickej schémy ohniskovej oblasti Malé Karpaty (Obr. 5.51) s obrázkom s prevládajúcim smerom nodálnych rovín ohniskových mechanizmov možno usudzovať, že väčšina zemetrasení sa vyskytuje v smere VSV – ZSZ pozdĺž zlomového systému definovaného dobrovodským a brezovským zlomom. Rozptyl v orientáciách nodálnych rovín je pravdepodobne čiastočne spôsobený numerickými chybami inverzie, ale tiež môže odrážať zložitú geometriu sústavy zlomov v ohniskovej oblasti. Prevládajúcim typom ohniskových mechanizmov v oblasti Malé Karpaty sú ľavostranný horizontálny posun so slabou normálovou alebo reverznou zložkou. Významná prítomnosť nestrižných zložiek s prevládajúcimi kladnými zložkami CLVD a ISO indikuje, že skúmané zemetrasenia boli kombináciou horizontálneho posunu a ťahového procesu trhania. Z toho možno usudzovať na vysoký tlak tekutiny v póroch alebo na extenzný režim v ohniskovej oblasti Malé Karpaty.

Na Obr. 5.52 možno vidieť porovnanie súčasného tektonického napätia vypočítaného z ohniskových mechanizmov z oblasti Dobrej Vody s meraniami napätí v Západných Karpatoch a príľahlého regiónu. Mapa je prevzatá z webstránky World Stress Map (Müller *et al.*, 1992; Heidbach *et al.*, 2008). Ako indikuje obrázok, skúmaná ohnisková oblasť sa nachádza v prechodovej zóne medzi Západnými Karpatmi, východnými Alpami a Českým masívom a je charakterizovaná komplikovaným obrazom tektonického napätia (Drimmel a Trapp, 1982; Jarosinski, 1998, 2005; Reinecker, 2000; Kováč *et al.*, 2002). Vypočítaný smer maximálnej kompresie v ohniskovej oblasti Malé Karpaty má azimut 210 – 220°SV a približne sleduje smer Malých Karpát. Smer maximálnej kompresie je v súlade s meraniami paleo-napätia nameraného v Malých Karpatoch a v príľahlých oblastiach, ktoré zodpovedá situácii v neskorom Miocéne až Pliocéne (Nemčok *et al.*, 1989). Analýzy paleo-napätia však ukazujú, že evolúcia tektonického napätia v oblasti bola zložitá a smery hlavných napätí rotovali, napríklad v období Miocénu (Marko *et al.*, 1991; Fodor, 1995). Zložitosť interpretácie tektonického napätia v oblasti Malých Karpát a okolia indikuje aj skutočnosť, že niektorí autori predpovedajú orientáciu súčasného tektonického napätia orientovaného opačne k smeru, ktorý vyplýva z našej analýzy (Hók *et al.*, 2000; Kováč *et al.*, 2002).



Obr. 5.51 Zjednodušená tektonická schéma ohniskovej oblasti Malé Karpaty (modifikácia mapy Began *et al.*, 1984; Marko *et al.*, 1991) s naznačenými prevládajúcimi smermi nodálnych rovin ohniskových mechanizmov a orientáciami hlavných smerov tektonického napätia. Červený krúžok označuje miesto epicentra zemetrasenia 9. januára 1906 ($M_W = 5.7$).



Obr. 5.52 Mapa súčasného tektonického napätia Západných Karpát. Červené šípky ukazujú nami získané smery maximálnej kompresie v oblasti Malé Karpaty. Mapa je prevzatá z web-stránky World Stress Map (Müller *et al.*, 1992; Heidbach *et al.*, 2008).

6 Závěry

Dizertačná práca je príspevkom k výpočtu ohniskových mechanizmov, momentových tenzorov a tektonického napätia a ďalej k poznaniu fyzikálnych a tektonických procesov v ohniskovej oblasti Malé Karpaty. Výsledky možno zhrnúť nasledovne:

1. Bolo analyzovaných 44 zemetrasení s magnitúdami od 1.2 do 3.4, ktoré boli zaznamenané v období 2001 – 2009. Momentové tenzory (MT) a ohniskové mechanizmy boli určené tromi nezávislými metódami: výpočtom zo znamienok prvých nasadení P vln (program FOCMEC), inverziou MT z amplitúd P vln (program AMT) a inverziou MT z vlnových obrazov (program ISOLA). Ohniskové mechanizmy získané rôznymi metódami sú konzistentné. Zväčša ide o zemetrasenia s horizontálnym posunom (strike-slip) so slabou normálovou či reverznou zložkou alebo o zemetrasenia s mechanizmom poklesu.
2. Jednotlivé metódy výpočtu ohniskových mechanizmov a MT boli vzájomne porovnané z hľadiska ich citlivosti na kvalitu a množstvo vstupných údajov a presnosť použitého modelu prostredia a z hľadiska ich výpočtovej náročnosti. Metóda inverzie ohniskových mechanizmov zo znamienok prvých nasadení (program FOCMEC) napriek svojej jednoduchosti dáva konzistentné výsledky, avšak predpokladá iba strižné mechanizmy. Inverzia MT z amplitúd (program AMT) je málo citlivá na model prostredia a tiež na efekt voľného povrchu za predpokladu dobrého pokrytia ohniskovej sféry stanicami. Vierohodné výsledky sme získali inverziou MT z amplitúd z 8 – 10 staníc. Horšie podmienené mechanizmy možno stabilizovať podmienkou nulovej izotropnej zložky MT ($ISO = 0$). V tejto metóde tiež možno dobre kvantifikovať spoľahlivosť získaných MT pomocou opakovanej inverzie MT z amplitúd s náhodne generovaným šumom. Inverzia MT z vlnových obrazov (program ISOLA) je veľmi citlivá na nepresnosť modelu prostredia a je náročná na kvalitu a predspracovanie dát. Výhodou inverzie MT z vlnových obrazov je jej relatívne menšia náročnosť na počet staníc vstupujúcich do inverzie. Na rozdiel od inverzie MT z amplitúd postačujú údaje len

z niekoľkých najbližších staníc. Bolo ukázané, že dokonca aj inverzia MT z 1 stanice dáva štatisticky dobré výsledky.

3. Boli analyzované strižné a nestrižné zložky momentových tenzorov. Bola nájdená kladná korelácia medzi zložkami ISO a CLVD, čo môže mať niekoľko fyzikálnych príčin. Za najpravdepodobnejšiu možno považovať prítomnosť ťahovej zložky v seizmickom zdroji. Z pomeru zložiek ISO a CLVD možno odhadnúť pomer rýchlostí P a S vln v ohniskovej oblasti: $v_p / v_s = 1.55 - 1.65$.
4. Tektonické napätie bolo vypočítané z ohniskových mechanizmov tromi metódami: a) metódou Gepharta a Forsytha (1984), b) metódou Lunda a Slungu (1999) a c) metódou Angeliera (2002). Na finálnu analýzu bola vybraná ako najpresnejšia metóda Angeliera.. Táto metóda bola aplikovaná na súbory ohniskových mechanizmov získaných z inverzií z polarít P vln, amplitúd P vln i kompletných vlnových obrazov. Všetky inverzie napätia pre rôzne súbory dát viedli k podobným výsledkom. Orientácie hlavných osí napätia sú (azimut/odklon od horizontály): $\sigma_1 = 210-220^\circ/5-25^\circ$, $\sigma_2 = 70-105^\circ/55-75^\circ$ a $\sigma_3 = 305-315^\circ/15-25^\circ$. Tvarový pomer je $R = 0.45-0.60$.
5. Z porovnania tektonického napätia v oblasti a v širšom regióne vyplynulo, že tektonické napätie v oblasti Malé Karpaty má opačný smer maximálnej kompresie a dilatácie vzhľadom k západoeurópskemu a stredoeurópskemu napätiu. Smer maximálnej kompresie je rovnobežný s hrebeňom Malých Karpát. Nezanedbateľné nestrižné zložky v momentových tenzoroch indikujú možný ťahový režim v oblasti.

Literatúra

- Adamová, P., Sokos, E., Zahradník, J., 2009.** Problematic non-double-couple mechanism of the 2002 Amfilochia Mw5 earthquake, Western Greece. *J. Seismology* 13, 1-12,.
- Angelier, J., 2002.** Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines. *Geophys. J. Int.* 150, 568- 609.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980.** Quantitative Seismology, 1 and 2. *W.H. Freeman and Company*, San Francisco.
- Backus, G., 1962.** Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.* 67, 4427-4440.
- Backus, G., Mulcahy, M., 1976.** Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources: I. Continuous displacements. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 46, 341-361.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Salaj, J., 1984.** Geological map of Myjavská pahorkatina upland, Brezovské and Čachtické Karpaty Mts. *GÚDŠ*, Bratislava.
- Byerlee, J. D., 1978.** Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.* 116, 615-626.
- Brouček, I., 1978.** Intensity distribution of June 5 1443 earthquake. In: Procházková, D. and Kárník, V. (Eds.): Atlas of Iseisimal maps of Central and Eastern Europe. *Geophysical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences*, Prague.
- Bouchon, M., 1981.** A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959-971.
- Bouchon, M., 2003.** A review of the discrete wavenumber method. *Pure Appl. Geophys.* 160, 445–465.
- Burridge, R., 1967.** The singularity on the plane lids of the wave surface of elastic media with cubic symmetry. *Q. J. Mech. Appl. Math.* 20, 41-56.

- Cespuglio, G., Campus, P., Šílený, J., 1996.** Seismic moment tensor resolution by waveform inversion of a few local noisy records - II. Applications to the Phlegraean Fields (Southern Italy) volcanic tremors. *Geophys. J. Int.* 126, 620-634.
- Coutant, O., 1990.** Program of numerical simulation AXITRA. Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique Report, *University of Joseph Fourier*.
- Crampin, S., 1985.** Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics* 50, 142-125.
- Červený, V., 2001.** Seismic Ray Theory. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Červinková D., 2008.** Momentová inverze řeckých zemětřesení, metoda ISOLA. Diplomová práce, *Univerzita Karlova, Praha*.
- Drimmel, J., Trapp, E., 1982.** Earthquakes in Austria between 1971 and 1980. *Sitzungsberichte-Oesterreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematisch - Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I.* 191, pp. 73-102.
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., Woodhouse, J. H., 1981.** Determination of earthquake source parameter from waveform data for studies of regional and global seismicity. *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Dziewonski, A. M., Woodhouse, J. H., 1983a.** Studies of the seismic source using normal-mode theory. *Proc. Int. Sch. Phys. "Enrico Fermi" LXXXV*, pp. 45-137.
- Dziewonski, A. M., Woodhouse, J. H., 1983b.** An experiment in systematic study of global seismicity; centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.* 88, 3247-3271.
- Dziewonski, A. M. et al., 1983-2001.** Centroid-moment tensor solutions 1977-2000. *Phys. Earth Planet. Inter.* (1983-2001).
- EQUIS, 1996.** Geologické zhodnotenie oblasti atómovej elektrárne Bohunice. *Equis*, Bratislava.

- Fischer, T., Hampl F., 1997.** SeisBase - principles of a program and database for routine analysis of data from local seismic networks. *Acta Montana A* 11, 15-34.
- Fodor, L., 1995.** From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. *Tectonophysics* 242, 151-182.
- Frohlich, C., 1994.** Earthquakes with non-double-couple mechanisms. *Science* 264, 804-809.
- Fuchs, K., Müller, G., 1971.** Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 23, 417-433.
- Geofyzika Brno, 1985.** Rýchlostný model JAB90_3D_B.MOD.
- Gephart, J. W., Forsyth, D. W., 1984.** An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 89, 9305-9320.
- Hanks, T. C., Kanamori, H., 1979.** A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.* 84, 2348-2350.
- Hasegawa, H. S., Kanamori, H. 1987.** Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929: Double couple or submarine landslide. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1984-2004.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2008.** The World Stress Map database release 2008. doi: 10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Henry, C., Das, S., Woodhouse, J. H., 2000.** The great March 25, 1998, Antarctic Plate earthquake: moment tensor and rupture history. *J. Geophys. Res.* 105, 16097-16119.
- Herrmann, R. B., 1979.** FASTHYPO - a hypocenter location program. *Earthquake Notes* 50(2), 25-37.
- Hók, J., Bielík, M., Vanko, J., Kováč, P., Šujan, M., 2000.** Neotectonic character of Slovakia. *Mineralia Slovaca* 32, 459-470.

- Hók, J., Vojtko, R., Fojtíková, L., 2009.** Geologicko - tektonická schéma predterciérneho podložia juhozápadného segmentu Karpát, nepublikované.
- Jarosinski, M., 1998.** Contemporary stress field distortion in the Polish part of the western outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics* 297, 91-119.
- Jarosinski, M., 2005.** Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics* 410, 189-216.
- Jechumtálová, Z., Šílený, J., 2005.** Amplitude ratios for complete moment tensor retrieval. *Geophys. Res. Lett.* 32, L22303.1-L22303.4.
- Julian, B. R., 1986.** Analysing seismic-source mechanisms by linear-programming methods. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 84, 431-443.
- Julian, B. R., Foulger, G. R., 1996.** Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 972-980.
- Julian, B. R., Miller, A. D., Foulger, G. R., 1998.** Non-double-couple earthquakes I. Theory. *Rev. Geophys.* 36, 525-549.
- Kanamori, H., Ekstrom, G., Dziewonski, A., Barker, J. S., Sipkin, S. A., 1993.** Seismic radiation by magma injection: An anomalous seismic event near Tori Shima, Japan. *J. Geophys. Res.* 98, 6511-6522.
- Kaneshima, S., 1990.** Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan. *J. Geophys. Res.* 95, 11.121-11.133.
- Kárník, V., 1968.** Seismicity of the European Area. Part 1. *Academia*, Praha.
- Kárník, V., Michal, E., Molnár, A., 1957.** Erdbebenkatalog der Tschechoslowakei bis zum Jahre 1956. *Travaux Géophysiques*, No. 69, Praha.
- Kawasaki, I., Tanimoto, T., 1981.** Radiation patterns of body waves due to the seismic dislocation occurring in an anisotropic source medium. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 37-50.

- Kikuchi, M., Kanamori, H., 1991.** Inversion of complex body waves III. *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 2335-2350.
- Knopoff, L., Randall, M. J., 1970.** The compensated linear vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4.957-4.963.
- Kováč, M., Bielik, M., Hók, J., Kováč, P., Kronomé1, B., Labák, P., Moczo, P., Plašienka, D., Šefara, J., Šujan, M., 2002.** Seismic activity and neotectonic evolution of the Western Carpathians (Slovakia). *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 3, 167–184.
- Kuge, K., Lay, T., 1994.** Data-dependent non-double-couple components of shallow earthquake source mechanisms: effects of waveform inversion instability. *Geophys. Res. Lett.* 21, 9-12.
- Labák, P., 1996a.** Mapy izoseist zemetrasení s epicentrami na území Slovenska v rokoch 1946-1995. *Geofyzikálny ústav SAV*, Bratislava.
- Labák, P., 1996b.** Reinterpretácia zemetrasenia 5.6.1443 na strednom Slovensku. In: *Analýza dat v seismologii a inženýrske geofyzice*, Kaláb, Z., eds, 1996, *Ústav geoniky AV ČR*, Ostrava-Poruba. pp. 83-93.
- Labák, P., Brouček I., 1996.** Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení na území Slovenska od roku 1034. (Verzia 1996). *Geofyzikálny ústav SAV*, Bratislava.
- Labák, P., Moczo, P., Bystrická, A., 1997.** Seizmologická databáza pre komplexné zhodnotenie seizmického ohrozenia lokality Atómovej elektrárne Bohunice. *Geofyzikálny ústav SAV*, Bratislava.
- Lay, T., Wallace, T. C., 1995.** *Modern Global Seismology*. *Academic Press*, N.Y.
- Lund, B., Slunga, R., 1999.** Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Olfus in southwest Iceland. *J. Geophys. Res.* 104, 14947-14964.
- Marko, F., Fodor, L., Kováč, M., 1991.** Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca* 23, 189-200.

- Miller, A. D., Foulger, G. R., Julian, B. R., 1998.** Non-double-couple earthquakes 2: Observations. *Rev. Geophys.* 36, 551-568.
- Moczo, P., Kristek J., Vavryčuk, V., Archuleta, R. J., Halada, L., 2002.** 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 3042-3066.
- Moczo, P., Kristek, J., Halada, L., 2004.** The Finite-Difference Method for Seismologists: An Introduction. 158 pp., *Comenius University*, Bratislava, ISBN 80-223-2000-5.
- Moczo, P., Kristek, J., Gális, M., Pažák, P., Balažovjeh, M., 2007.** The finite-difference and finite-element modeling of seismic wave propagation and earthquake motion. *Acta Physica Slovaca* 57, 177-406.
- Müller, G., 1985.** The reflectivity method: Tutorial. *J. Geophysics* 58, 53-174.
- Müller, B., Zoback, M. L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O., Ljunggren, C., 1992.** Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J. Geophys. Res.* 97, 11.783–11.803.
- Nemčok M., Marko, F., Kováč, M., Fodor, L., 1989.** Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienna Basin. *Geol. B.-A.* 132, 443-458.
- Reinecker, J., 2000.** Stress and deformation: Miocene to Present-day tectonics in the Eastern Alps. *Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A* 55, 128.
- Réthy, A., 1907.** Az 1906 évi Magyarországi földrengések. *M. Kir. Orsz. Meteorológiai és Fölmágnasségi Intézet*, Budapest.
- Rudajev, V., Šílený, J., 1985.** Seismic events with non-shear components, II, Rockbursts with implosive source component. *Pure Appl. Geophys.* 123, 17-25.
- Savage, M. K., 1999.** Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? *Rev. Geophys.* 37, 65–106.
- Sipkin, S. A., 1986.** Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981-1983. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1515-1541.

- Snoke, J. A., 2003.** FOCMEC: FOcal MECHANism determinations. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (W. H. K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.). *Academic Press*, San Diego, Chapter 85.12.
- Sokos, E., Zahradník, J., 2009.** ISOLA – A Fortran code and Matlab GUI to perform multiplepoint source inversion of seismic data. *Comput. Geosci.* 34, 967-977.
- Stammler K., 1993.** Seismic-Handler – Programmable multichannel data handler for interactive and automatic processing of seismological analyses. *Comput. Geosci.* 19, 135-140.
- Šílený, J., 1997.** Moment tensor rate functions from waveforms with non-homogeneous variance. *Geophys. J. Int.* 131, 767-769.
- Šílený, J., 1998.** Earthquake source parameters and their confidence regions by a genetic algorithm with a ‘memory’. *Geophys. J. Int.* 134, 228–242.
- Šílený, J., Campus, P., Panza, G. F., 1996.** Seismic moment tensor resolution by waveform inversion of a few local noisy records - I. Synthetic tests. *Geophys. J. Int.* 126, 605-619.
- Šílený, J., Panza, G. F., Campus, P., 1992.** Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophys. J. Int.* 109, 259– 274.
- Šílený, J., Pšenčík, I., 1995.** Mechanisms of local earthquakes in 3-D inhomogeneous media determined by waveform inversion. *Geophys. J. Int.* 121, 459-474.
- Vavryčuk, V., 1993.** Crustal anisotropy from local observations of shear-wave splitting in West Bohemia, Czech Republic. *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 1420-1441.
- Vavryčuk, V., 2001.** Inversion for parameters of tensile earthquakes. *J. Geophys. Res.* 106, 16.339-16.355.
- Vavryčuk, V., 2004.** Inversion for anisotropy from non-double-couple components of moment tensors, *J. Geophys. Res.* 109, B07306.

- Vavryčuk, V., 2005.** Focal mechanisms in anisotropic media. *Geophys. J. Int.* 161, 334-346.
- Vavryčuk, V., 2006.** Focal mechanisms produced by shear faulting in weakly transversely isotropic crustal rocks. *Geophysics* 71, D145–D152.
- Vavryčuk, V., 2007.** Asymptotic Green's function in homogeneous anisotropic viscoelastic media. *Proc. Roy. Soc. A* 463, 2689-2707.
- Vavryčuk, V., 2008a.** Focal Mechanisms and Seismic Moment Tensors, Lecture Notes. *Geofyzikální ústav AV ČR, Praha.*
- Vavryčuk, V., 2008b.** Amplitudová inverze momentových tenzorů – program AMT. *Geofyzikální ústav AV ČR, Praha.*
- Vavryčuk, V., Bohnhoff, M., Jechumtálová, Z., Kolář, P., Šílený, J., 2008.** Non-double-couple mechanisms of micro-earthquakes induced during the 2000 injection experiment at the KTB site, Germany: A result of tensile faulting or anisotropy of a rock? *Tectonophysics* 456, 74-93.
- Vavryčuk, V., Boušková, A., 2008.** S-wave splitting from records of local micro-earthquakes in West bohemia/Vogtland: An indicator of complex crustal anisotropy. *Stud. Geophys. Geod.* 52, 631-650.
- Wang C.-Y., Achenbach J.D., 1994.** Elastodynamic fundamental solutions for anisotropic solids. *Geophys. J. Int.* 118, 384-392.
- Zahradník, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E., Tselentis, G-A., 2005.** Iterative deconvolution of regional waveforms and double-event interpretation of the 2003 Lefkada earthquake, Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, 159–172.
- Zahradník, J., Janský, J., Plicka, V., 2008a.** Detailed waveform inversion for moment tensors of $M \sim 4$ events: Examples from the Corinth Gulf, Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 98, 2756-2771.
- Zahradník, J., Sokos, E., Tselentis, G-A., Martakis, N., 2008b.** Nondouble-couple mechanism of moderate earthquakes near Zakynthos, Greece, April 2006; explanation in terms of complexity. *Geophys. Prospect.* 56, 341–356.

Použité seizmické údaje a internetové zdroje:

ProgSeis, s.r.o., Trnava

**Dátové centrum Národnej siete seizmických staníc. Geofyzikálny ústav
SAV, Bratislava**

www.seismology.sk

www.ig.cas.cz

www.orfeus-eu.org

www.ipe.muni.cz

www.isc.ac.uk

www.emsc-csem.org

www.seismology.harvard.edu