

Univerzita Karlova v Praze

Matematicko-fyzikální fakulta

DIPLOMOVÁ PRÁCE



Dana Červinková

Momentová inverze řeckých zemětřesení, metoda ISOLA

Katedra geofyziky

Vedoucí diplomové práce: Prof. RNDr. Jiří Zahradník, DrSc.

Studijní program: FYZIKA

Studijní obor: geofyzika

Praha 2008

Děkuji zejména Prof. Jiřímu Zahradníkovi, za výjimečnou trpělivost, za mimořádný pedagogický přístup, za neocenitelné rady, za ochotu vždy pomoci a za vše, s čím mi při vypracovávání práce pomohl.

Děkuji Efthimiosovi Sokosovi za poskytnutí dat, která byla v této práci použita při výpočtech.

Děkuji Petře Adamové za pomoc při řešení technických problémů vzniklých v počátku práce.

Děkuji Martinovi Křížovi za pomoc při tvorbě a úpravě obrázků použitých v této práci.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze dne 18. 4. 2008

Dana Červinková

Obsah:

Abstrakt práce.....	3
1. Úvod	4
1.1. Motivace	4
1.2. Cíl práce	4
2. Teorie	6
2.1. Vlnové pole a bodový zdroj	6
2.2. Elementární mechanizmy	6
2.3. Obrácená úloha	8
2.3.1. Výpočet koeficientů a_j	8
2.3.2. Postup při řešení úlohy v programu ISOLA	8
2.3.3. Numerické problémy	9
2.3.4. Rozklad momentového tenzoru	10
2.4. Posuzování výsledků	11
2.4.1. Podmíněnost soustavy	11
2.4.2. Odhad chyby výsledků	11
2.4.3. Znaménka prvních nasazení	12
2.4.4. Porovnávání dvou řešení	13
3. Data používaná při výpočtech	14
3.1. Trichonida – data	14
3.2. Leonidio – data	17
4. Základy zpracování dat	19
4.1. Trichonida – základy zpracování	20
4.2. Leonidio – základy zpracování	21
5. Výsledky zpracování dat	23
5.1. Zpracování metodou ISOLA	23
5.1.1. Trichonida – osm stanic	23
5.1.2. Trichonida – vynechání jedné stanice	27
5.1.3. Trichonida – inverze z jednotlivých stanic	30

5.1.4. Leonidio – čtyři stanice	33
5.1.5. Leonidio – vynechání jedné stanice	34
5.1.6. Leonidio – inverze z jednotlivých stanic	36
5.2. Testy prováděné na datech	38
5.2.1. Parametry σ_a pro zemětřesení Trichonida a Leonidio	39
5.2.2. Obecné vlastnosti parametru σ_a	41
5.2.3. Poměr min. a max. vlastního čísla matice $E^T E$, vlastní vektory	46
5.2.4. Inverze z malého počtu bodů – stanice DID	48
5.2.5. Inverze z malého počtu bodů – stanice APE	52
6. Souhrnná interpretace výsledků a závěr	59
7. Příloha – Informace o DVD	61
8. Literatura	62

Název práce: Momentová inverze řeckých zemětřesení, metoda ISOLA

Autor: Dana Červinková

Katedra (ústav): Katedra geofyziky

Vedoucí diplomové práce: Prof. RNDr. Jiří Zahradník, DrSc.

e-mail vedoucího: jz@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstrakt: Je studována možnost získat věrohodný momentový tenzor nízkofrekvenční inverzí vlnových obrazů z jediné seismické stanice. Deviatorická část momentového tenzoru se popisuje běžným způsobem, tj. pomocí orientace (úhly strike, dip, rake), skalárního seismického momentu M_0 a procenta dvojitého dipólu (DC%), ale také pomocí koeficientů lineární kombinace elementárních mechanismů. Odhadujeme formální chybu koeficientů a studujeme podmíněnost obrácené úlohy. Data z řeckých zemětřesení Trichonida ($M_w = 5.2$, duben 2007) a Leonidio ($M_w = 6.2$, leden 2008) jsou zpracována pomocí softwaru ISOLA (Sokos a Zahradník). Počítá se momentový tenzor z mnoha stanic a testuje se jeho stabilita. Takto získané referenční řešení porovnáváme s výsledky získanými nezávisle z jednotlivých stanic. Aby se zjistilo, proč v některých případech postačují jednotlivé stanice (Trichonis), zatímco jindy nikoli (Leonidio), provádějí se syntetické testy, zaměřené na vliv hloubky zemětřesení, azimutu stanice a epicentrální vzdálenosti. Bylo zjištěno, že u studovaných zemětřesení hraje zásadní roli hloubka. Jsou demonstrovány případy, kdy na složku seismogramu postačuje 10 vzorků.

Klíčová slova: zemětřesení, ISOLA, momentový tenzor (MT), elementární mechanismus

Title: Moment-tensor inversion of earthquakes in Greece, method ISOLA

Author: Dana Červinková

Department: Department of Geophysics

Supervisor: Prof. RNDr. Jiří Zahradník, DrSc.

Supervisor's e-mail address: jz@karel.troja.mff.cuni.cz

Abstract: The possibility of obtaining a reliable moment tensor using a low-frequency waveform inversion from a single seismic station is studied. Deviatoric part of the moment tensor is described in usual way, using its orientation (angles strike, dip, rake), scalar seismic moment M_0 and the double-couple percentage (DC%), and also by means of the coefficients of linear combination of elementary mechanisms. We estimate the formal error of the coefficients and study conditionality of the inverse problem. Data from earthquakes Trichonis ($M_w = 5.2$, April 2007) and Leonidio ($M_w = 6.2$, January 2008), Greece, are processed using software ISOLA (Sokos and Zahradník). The moment tensor is calculated from many stations and its stability is tested. This reference solution is compared to those independently obtained from single stations. Synthetic tests are performed to understand why the single-station estimates are sufficient for Trichonis, but not for Leonidio, paying attention to the focal depth, station azimuth and epicentral distance. It is found that the depth is crucial at near-regional stations. Examples at which only 10 samples per trace are sufficient are demonstrated.

Keywords: earthquakes, ISOLA, moment tensor (MT), elementary focal mechanisms

1. Úvod

1.1. Motivace

Výzkum ohniskového procesu zemětřesení patří mezi seismologické priority, protože vytváří podklad nejen pro tektonické výzkumy, ale i pro pochopení a předpověď silných pohybů půdy. Na katedře geofyziky se provádí od 90. let, získal na intenzitě především v souvislosti se seismickými stanicemi MFF UK v Řecku (od r. 1997).

Ačkoliv se lokalizace zemětřesení provádí již od počátku 20. století, analýza momentového tenzoru (MT) pochází až z jeho druhé poloviny (Aki a Richards, 1980; Lay a Wallace, 1995). V dnešní seismologii tvoří MT běžný parametr zemětřesení, pronikající stále častěji do denní práce seismických sítí a mezinárodních datových center (např. Dziewonski a kol., 1981; Bernardi a kol., 2004; Pondrelli a kol., 2006; Clinton a kol., 2006; Rueda a Mezcua, 2005). Například v Řecku jsou MT rutinně počítány a zasílány do mezinárodního centra EMSC na třech pracovištích: v Aténách (Melis a Konstantinou, 2006), v Soluni (Roumelioti a kol., 2008) a v Patrasu (Sokos a Zahradník, 2008).

Zásadní otázkou je, které faktory přispívají ke stabilitě momentového tenzoru, speciálně za jakých podmínek je možné získat věrohodný MT inverzí nízkofrekvenčních vlnových obrazů z jediné regionální stanice. Takovéto výjimečné případy byly již v literatuře doloženy (Dreger a Helmberger, 1993; Dreger a Savage, 1999). Případně jsou k dispozici zmínky o výpočtech prováděných z velmi malého množství stanic (Dreger, 1994; Dreger a kol., 1998).

1.2. Cíl práce

Hlavním cílem je přispět k objasnění, za jakých okolností a proč lze momentové tenzory počítat inverzí vlnových obrazů z jediné stanice. Za tímto účelem je proveden výpočet MT nejprve z mnoha stanic, testuje se jeho stabilita abychom získali věrohodné referenční řešení a pak se zajímáme o to, zda je možné k podobnému řešení dospět i při použití jednotlivých stanic (výpočty jsou prováděny z každé stanice zvlášť). Sledujeme podmíněnost obrácené úlohy. Provádí se syntetické testy, abychom našli případy, kdy je možné obdržet výsledek, získaný výpočtem z jediné stanice, srovnatelný s referenčním řešením. Takovéto testy jsou prováděny především kvůli

zjištění vztahu mezi správností řešení a hloubkou zemětřesení, epicentrální vzdáleností stanice a jejím azimutem.

Datovou základnu poskytuje nejsilnější jev sekvence zemětřesení u jezera Trichonis ($M_w = 5.2$, duben 2007) a zemětřesení Leonidio ($M_w = 6.2$, leden 2008).

2. Teorie

2.1. Vlnové pole a bodový zdroj

Pokud považujeme zdroj seismických vln za bodový, můžeme zapsat posunutí \mathbf{u} pomocí momentového tenzoru \mathbf{M} a Greenovy funkce \mathbf{G} ve tvaru (podle práce Aki a Richards, 1980):

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 M_{pq} * G_{ip,q}, \quad (2.1)$$

kde $*$ značí časovou konvoluci a čárka představuje prostorovou derivaci. Indexy p q označují složky v libovolném souřadném systému. V této práci se vztahují ke geografickým souřadnicím a osy tohoto pravotočivého souřadného systému míří ve směrech x – k severu, y – k východu a z – dolu. Kartézský systém je vhodný proto, že v práci studujeme zemětřesení do poměrně malých vzdáleností (několik set kilometrů). V těchto vzdálenostech se mohou uplatňovat jak efekty blízké zóny, tak interferenční efekty (povrchové vlny), z tohoto důvodu se využívá Greenovy funkce pro kompletní vlnové pole, počítané metodou diskrétních vlnových čísel podle práce Bouchon (1981). Ostatní metodické záležitosti jsou podobné jako v článku Kikuchi a Kanamori (1991). Výpočty se provádějí programem ISOLA (Sokos a Zahradník, 2008). Program umožňuje uvažovat i vícenásobný zdroj pomocí metody iterativní dekonvoluce, ale my tuto možnost nevyužíváme.

2.2. Elementární mechanizmy

Momentový tenzor \mathbf{M} je symetrický a lze jej zapsat jako lineární kombinaci šesti elementárních momentových tenzorů:

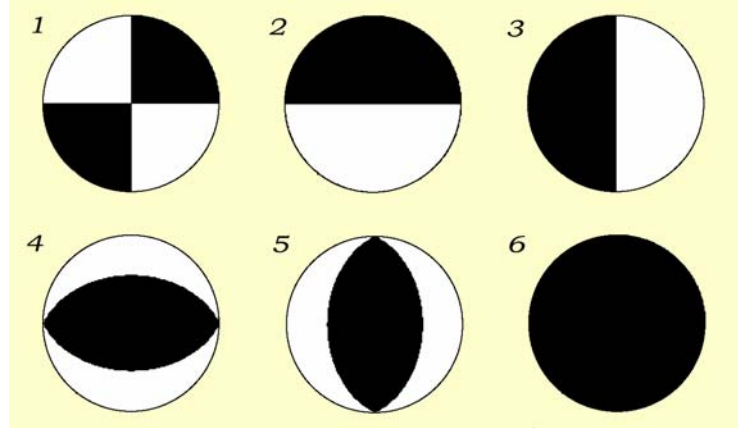
$$M_{pq} = a_i M_{pq}^i. \quad (2.2)$$

Zavedení elementárních momentových tenzorů je možné provést různými způsoby. V programu ISOLA se postupuje trochu odlišně od práce Kikuchi a Kanamori (1991). Používá se následujících šest tenzorů (podle článku Bouchon, 1981):

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

$$M^4 = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad M^5 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad M^6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (2.3)$$

Těmto tenzorům odpovídají elementární ohniskové mechanismy znázorněné na obrázku 2.1. Jedná se o průmět dolní ohniskové polokoule. Parametry odpovídající jednotlivým mechanismům jsou uvedeny v tabulce 2.1.



Obr. 2.1. Elementární mechanismy.

Tabulka 2.1: Elementární mechanismy

mechanismus	strike [°]	dip [°]	rake [°]
1	0	90	0
2	270	90	-90
3	0	90	90
4	90	45	90
5	0	45	90
6	objemová složka		

Z koeficientů a_i lineární kombinace elementárních mechanismů je možné podle předchozích vzorců (2.2) a (2.3) sestavit výsledný momentový tenzor:

$$M = \begin{pmatrix} -a_4 + a_6 & a_1 & a_2 \\ a_1 & -a_5 + a_6 & -a_3 \\ a_2 & -a_3 & a_4 + a_5 + a_6 \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

a dále je také možné pomocí následujících vztahů vypočítat skalární seismický moment M_0 a momentové magnitudo M_w :

$$M_0 = \sqrt{\frac{(-a_4 + a_6)^2 + (-a_5 + a_6)^2 + (a_4 + a_5 + a_6)^2}{2} + a_1^2 + a_2^2 + a_3^2}, \quad (2.5)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log(M_0) - 6. \quad (2.6)$$

Ve vzorci (2.6) se předpokládá M_0 v jednotkách Nm.

2.3. Obrácená úloha

2.3.1. Výpočet koeficientů a_j

V této metodické části je popsáno, jak získat koeficienty a_j . Pokud se do vztahu (2.1) dosadí z rovnice (2.2), získá se:

$$u_i(t) = \sum_p \sum_q \left(\sum_{j=1}^6 a_j M_{pq}^j \right) * G_{ip,q}, \quad (2.7)$$

což je možné po úpravách zapsat ve tvaru:

$$u_i(t) = \sum_j a_j \left(\sum_p \sum_q M_{pq}^j * G_{ip,q} \right) = \sum_{j=1}^6 a_j E_i^j(t), \quad (2.8)$$

kde E^j je elementární seismogram. Je zřejmé, že posunutí je lineární kombinací elementárních seismogramů. Znalost elementárních seismogramů (tedy i Greenovy funkce G) vyžaduje znalost modelu kůry, polohy zdroje, času vzniku zemětřesení a polohy stanic. Známe-li posunutí a elementární seismogramy, můžeme řešit lineární obrácenou úlohu pro koeficienty a_j . V praxi se jedná o formálně přeuročenou úlohu, tj. počet dat (hodnot posunutí) je mnohem větší než počet parametrů (koeficientů a_j). Označíme-li elementární seismogramy jako matici E , lze úlohu:

$$\mathbf{u} = \mathbf{E} \mathbf{a} \quad (2.9a)$$

řešit metodou nejmenších čtverců, což vede na čtvercovou soustavu:

$$\mathbf{E}^T \mathbf{u} = \mathbf{E}^T \mathbf{E} \mathbf{a}, \quad (2.9b)$$

jejímž řešením je:

$$\mathbf{a} = (\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1} \mathbf{E}^T \mathbf{u}, \quad (2.9c)$$

kde index T značí transpozici a -1 představuje inverzi (Press a kol., 1997). Konkrétně v této práci je inverzní matice počítána s využitím LU dekompozice z téže knihy.

2.3.2. Postup při řešení úlohy v programu ISOLA

K výpočtům vybíráme kvalitní data (malý šum). Hlavní neurčitosti řešení pak pochází z nedostatečné znalosti Greenovy funkce, tj. modelu prostředí a polohy zdroje. Aby se vliv nejistoty modelu prostředí snížil, snahou je omezit se na co nejdelší periody. Vychází se ze záznamů rychlosti, u nichž byla provedena instrumentální korekce.

Záznamy se používají celé, nevybírají se žádné vlnové skupiny. Rychlostní záznamy jsou pak převedeny na posunutí a pečlivě se vybírá obor použitelných period. Co se týče polohy zdroje, v této práci předpokládáme, že jeho horizontální poloha je dobře vystižena pomocí lokace epicentra, takže nejistota je především v hloubce zemětřesení. Jinak řečeno, určuje se zároveň M_{pq} i hloubka. Stejně tak je nutné určovat i čas vzniku zemětřesení. Úloha pro hledání M_{pq} je lineární a řeší se metodou nejmenších čtverců, vliv hloubky a času je nelineární, proto se používá přebírání. Obrácená úloha (2.9) se řeší opakovaně pro několik testovacích (zkušebních) hloubek, v každé z nich pro řadu časů vzniku. Za optimální se považuje hloubka a čas, pro něž se dosáhne nejlepší tvarové shody mezi naměřenými a syntetickými seismogramy (hodnocení je provedeno pomocí korelačního koeficientu). Přesněji řečeno, takto se určuje „centroidální“ hloubka a čas, související s místy největšího skluzu na zlomové ploše, které jsou obecně odlišné od „hypocentrální“ hloubky a času z inverze časů prvních nasazení (spojených s místem kde zlomový proces začal). V této práci se těmito rozdíly nezabýváme.

Protože klíčovou roli hraje tvarová shoda mezi reálnými (pozorovanými) a syntetickými seismogramy, nazývá se tato obrácená úloha „inverze vlnových obrazů“.

2.3.3. Numerické problémy

V některých případech může při inverzi docházet k numerickým problémům. Pokud zvolíme jednu z testovacích poloh centroidu v mělké hloubce na rozhraní mezi vrstvami modelu kůry, může v metodě diskrétních vlnových čísel (speciálně v její maticové části) dojít k nepřesnostem, zdroj v dané testovací hloubce poskytne chybný syntetický seismogram, jehož korelace s daty je velmi nízká, třebaže se jedná o hloubku správnou. Výjimečně se lze setkat i s opačným případem, kdy testovací hloubka spojená s mělkým rozhraním dává formálně velmi vysokou korelaci, ale úloha je špatně podmíněná a výsledek je chybný. Problém je dlouho znám a byl řešen tak, že jsme se vyhýbali testovacím hloubkám na rozhraní vrstev (J. Zahradník, osobní sdělení). Teprve nedávno však bylo zjištěno, že nepřesnost je selektivně vázána na nulovou frekvenci (M. Pakzad, písemné sdělení). Chceme-li se tedy těmto problémům vyhnout, stačí uměle potlačit („vynulovat“) amplitudy na nulové frekvenci, což jsme v této práci všude prováděli. Je ale třeba mít na paměti, že s touto úpravou program ztrácí na obecnosti, speciálně není použitelný pro detailní analýzu efektů blízké zóny.

2.3.4. Rozklad momentového tenzoru

Momentový tenzor lze rozložit na izotropní (objemovou) složku a na deviatorickou část, která se dále dělí na část odpovídající dvojitému dipólu (DC) a kompenzovaný lineární vektorový dipól (CLVD). Programový balík ISOLA umožňuje volbu mezi čtyřmi možnostmi inverze. Při výpočtu kompletního momentového tenzoru je využito všech šest elementárních momentových tenzorů a hledá se šest parametrů a_i . Pro získání deviatorické části momentového tenzoru je zapotřebí pouze pěti elementárních mechanismů a objemová složka se pokládá rovna nule. Hledá se tedy pouze pět koeficientů lineární kombinace elementárních mechanismů a_j . Pro „vynucený dvojitý dipól“ se řeší obrácená úloha s vedlejší podmínkou, předepisující nulový determinant matice složek momentového tenzoru, nulová je tedy nejen objemová složka ale i CLVD. Poslední z možností je fixovat DC mechanismus, známý například z agenturních řešení, v tomto případě se hledá pouze poloha zemětřesení a čas vzniku.

V této práci se počítá deviatorický momentový tenzor. Prezentuje se jednak pomocí příslušných koeficientů a_j (obdoba prezentace prostřednictvím složek momentového tenzoru) a jednak pomocí orientace (úhly strike, dip, rake), skalárního momentu M_0 a procenta DC části (DC%). Hodnota DC% je uváděna jen pro orientaci. Na rozdíl od strike, dip, rake a skalárního seismického momentu M_0 je veličina DC% značně nestabilní. Velká změna tohoto parametru má jen malý vliv na vzhled seismogramu. Na dvou syntetických záznamech není často okem vidět rozdíl ani když se liší hodnoty DC% o desítky procent. Studium DC% vyžaduje specifické postupy (např. Zahradník a kol., 2008b) a není předmětem této diplomové práce.

Poznámka: Pokud známe u modelu kůry pouze rychlosti P a S vln v jednotlivých vrstvách, je nutné doplnit jej o průběh hustoty s hloubkou (a o odhad faktorů kvality Q_P , Q_S). V této práci je použit vztah:

$$\rho = 1.7 + 0.2 \cdot v_p, \quad (2.10)$$

kde ρ je v g/cm^3 a v_p v km/s .

Podrobnější informace týkající se kapitoly 2.3 jsou uvedeny v „Manuálu pro používání programu ISOLA“ (Sokos a Zahradník, 2008).

2.4. Posuzování výsledků

2.4.1. Podmíněnost soustavy

O tom, zda je soustava lineárních rovnic (2.9a) dobře podmíněna, rozhoduje velikost minimálního vlastního čísla matice $(\mathbf{E}^T \mathbf{E})$. Protože každá praktická úloha má jinou mez, do které ji lze považovat za dobře podmíněnou, charakterizujeme matici relativně, a to poměrem minimálního a maximálního vlastního čísla (symbolicky označeného jako „min./max.“). Přesněji – jedná se o poměr nejmenší a největší absolutní hodnoty.

2.4.2. Odhad chyby výsledků

Formální odhad chyby výsledných koeficientů a_j se provádí pomocí kovarianční matice (Press a kol., 1997). Na diagonále má variance jednotlivých parametrů a_j , $(\sigma_j)^2$. Za předpokladu konstantní chyby dat (stejně pro všechna data) je kovarianční maticí matice konst. $(\mathbf{E}^T \mathbf{E})^{-1}$. V programu ISOLA jsou počítány hodnoty σ_{a_j} , tj. hodnoty konst. σ_j . Hodnota konst., stejná v celé této práci, je zcela formální. V pomocných programech souboru ISOLA je také možné přímo prohlížet numerické hodnoty matice $(\mathbf{E}^T \mathbf{E})$, například sledovat, které sloupce jsou blízké lineární závislosti, nebo do jakých směrů míří její vlastní vektory.

Rozdíl mezi pozorovanými a syntetickými seismogramy pro metodu nejmenších čtverců můžeme zapsat jako reziduální chybu Δ :

$$\Delta = \sum_i (u_i(t) - \sum_j a_j E_i^j)^2. \quad (2.11)$$

Zde sumace přes i probíhá přes čas, složky a všechny stanice. Jde o globální míru shody. Místo Δ podle (2.11) v ISOLE počítáme a v celé práci používáme tzv. redukci variance:

$$\text{varred} = 1 - \frac{\Delta}{\sum_i u_i^2(t)}, \quad (2.12)$$

kteřou lze upravit pomocí vyjádření reziduální chyby $\Delta = \sum_i u_i(t)^2 - \mathbf{E}^T \mathbf{u} \mathbf{a}$. Dále koeficienty \mathbf{a} vyjádříme podle vzorce (2.9c) a dostaneme:

$$\text{varred} = \frac{(E^T u)_j (E^T E)_{jm}^{-1} (E^T u)_m}{\sum_i u_i^2(t)} . \quad (2.13)$$

Takto zavedená redukce variance souvisí s korelací *corr* mezi reálnými a syntetickými daty:

$$\text{corr} = \sqrt{\text{varred}} , \quad (2.14)$$

Výhoda těchto výrazů je v tom, že v průběhu výpočtu okamžitě po inverzi matice $E^T E$ a zjištění hodnot a máme možnost zjistit korelaci přímo z matic a vektorů, aniž bychom museli konstruovat syntetické seismogramy jednotlivých stanic a složek a porovnávat je s reálnými. Pokud zavedeme do obrácené úlohy váhy jednotlivých dat, zatímco Δ a *varred* nadále definujeme pomocí (2.11), (2.12), čili s jednotkovými vahami, jednoduchý vztah (2.14) přestává platit. Program ISOLA umožňuje hledat optimální polohu a čas zdroje pomocí tzv. korelačních diagramů, *corr* jako funkce pokusné polohy zdroje a času vzniku.

2.4.3. Znaménka prvních nasazení

Korelační diagram může mít (spíše výjimečně) dvě maxima, odpovídající různým časům vzniku, pro něž se řešení liší v parametru rake, kde u jednoho z výsledků je rake větší o 180° . Změna úhlu rake o 180° je provázena změnou znaménka celého seismogramu. Potřebujeme-li nezávisle (mimo inverzi vlnových obrazů) zjistit správnou hodnotu rake, lze použít znaménka prvních nasazení. Souhlas MT řešení se znaménky je obecně vhodné testovat vždy. Mimo jiné se přitom posoudí poloha stanic na ohniskové kouli, což je také užitečné. Odečítání znamének prvního nasazení se v této práci provádí vždy ze všech tří složek seismogramu (NS, EW, Z). Je nutné, aby znaménka na jednotlivých složkách záznamu byla vzájemně konzistentní. Například, zobrazuje-li se stanice na ohniskové kouli v kompresním sektoru ($U = \text{„up“} = +$), pak na Z složce by mělo být znaménko prvního nasazení kladné. Je-li v tomto případě příslušná stanice severně (jižně) od epicentra, znaménko prvního nasazení na složce NS musí být kladné (záporné). Na složce EW je pak kladné (záporné), při poloze stanice východně (západně) od epicentra. Znaménko prvního nasazení se v některých případech neurčuje snadno. Je-li například azimut stanice 90° (stanice na východ od ohniska), je zpravidla problematické určit znaménko prvního nasazení NS složky. U stanic ležících na ohniskové kouli v blízkosti nodálních rovin pro P vlny se občas nepodaří vystihnout znaménka prvních nasazení. V tomto případě stačí i malá chyba

určení mechanismu zemětřesení, aby se příslušné stanice promítly na ohniskovou kouli do opačného sektoru (dilatačního namísto kompresního a naopak). Další komplikace vznikají z důvodů šumu, nedostatečného vzorkování, záměny vlny Pn za vlnu P a pochopitelně také při použití nevhodného modelu kůry.

2.4.4. Porovnávání dvou řešení

Aby bylo možné objektivně porovnávat dvojice ohniskových mechanismů, zavádí se „shoda řešení“ μ nezávislá na volbě souřadného systému. Velikost μ se počítá pomocí vztahu převzatého z článku Pasyanos a kol. (1996):

$$\mu = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \left(\frac{M_{1ij}}{M_{01}} - \frac{M_{2ij}}{M_{02}} \right)^2}{8}}, \quad (2.15)$$

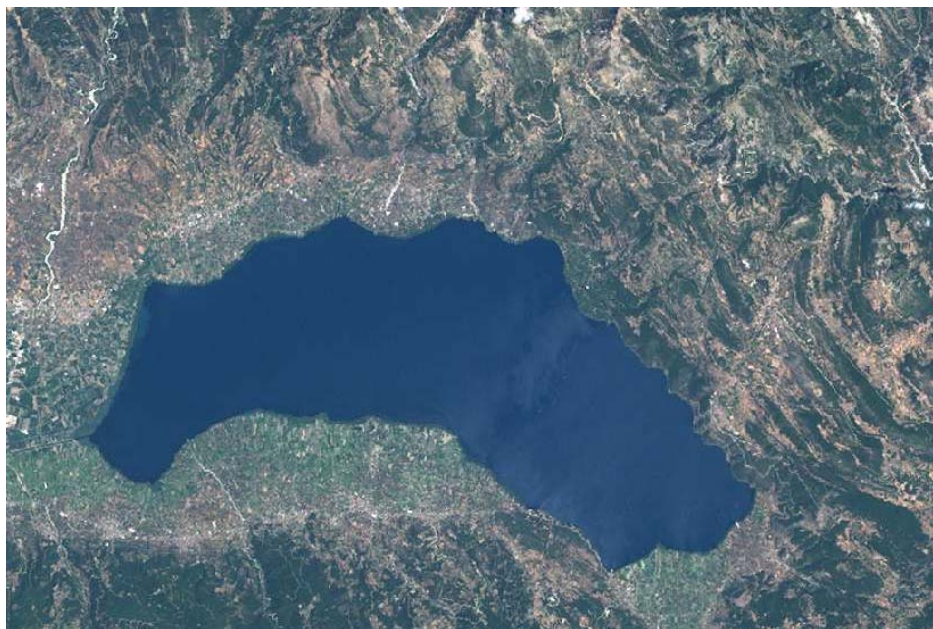
kde indexem 1,2 jsou označena dvě porovnávaná řešení, M_{ij} jsou složky momentového tenzoru a M_0 skalární seismický moment. Parametr μ nabývá hodnot od 0 do 1. Pro stejné mechanismy dostáváme hodnotu 0 a pro naprosto odlišné 1. Za výbornou shodu považujeme μ do 0.25 a dobrá shoda je do hodnot 0.35. Pro lepší porozumění hodnotám μ při posuzování řešení je možné podívat se na obrázky 5.7., 5.9., 5.13. a 5.15. v kapitole 5 této práce. V článku Roumelioti a kol. (2008) považují za shodné mechanismy až do hodnot $\mu = 0.50$.

3. Data používaná při výpočtech

3.1. Trichonida - data

Výpočty byly provedeny ze seismogramů zemětřesné sekvence u jezera Trichonis (9. - 15. dubna 2007). Tři zemětřesení této sekvence o magnitudu 4 až 5 byla detailně zpracována v práci Kiratzi a kol. (2008). Dva největší jevy z této sekvence mají navíc MT určený také agenturou ETHZ. K dispozici jsou nejen veškeré potřebné seismogramy, ale i momentové tenzory 23 jevů, které E. Sokos spočetl metodou ISOLA. Data se týkají nejen stanic satelitní sítě univerzity v Patrasu (PSLNET), ale obsahují také záznamy stanic univerzity v Soluni. Datový soubor je tedy pro tuto práci téměř ideální, protože jako celek je zcela jistě postačující, takže je možné studovat i jednotlivé podmnožiny dat.

Jak je uvedeno na stránkách http://en.wikipedia.org/wiki/Lake_Trichonida, v případě Trichonidy se jedná o tektonické jezero, které je díky své rozloze 98.6 km² největším řeckým přírodním jezerem. V tomto jezeře, jež je znázorněno na obrázku 3.1., se nevyskytuje žádný ostrov, ve své nejdelší části měří 19 km a dosahuje hloubky až 58m.



Obr. 3.1. Satelitní snímek jezera Trichonis, který lze nalézt například na stránkách <http://www.mapy.cz/> , nebo <http://www.maplandia.cz/recko/>.

Ze zemětřesné sekvence byl vybrán nejsilnější jev o magnitudu 5.2. Bližší informace o tomto zemětřesení získané ze stránek EMSC (<http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>) a z článku Kiratzi a kol. (2008) jsou uvedeny v tabulce 3.1. a na obrázku 3.2. K dispozici pro výpočty v rámci diplomové práce byly záznamy z osmi stanic znázorněných na obrázku 3.3. Všechny jsou vybaveny třísložkovými širokopásmovými přístroji, jejichž typ se na jednotlivých stanicích liší. Bližší údaje o přístrojích jsou na stránkách <http://seismo.geology.upatras.gr/> a http://lemnos.geo.auth.gr/the_seisnet/WEBSITE_2005/station_index_en.html. Podrobnější informace o těchto stanicích, které lze získat například na stránkách <http://www.isc.ac.uk/IR/stationbook.html>, jsou uvedeny v tabulce 3.2. Poloha epicentra, která se využívá při zpracování v této práci byla převzata z článku Kiratzi a kol. (2008).

Tabulka 3.1: Zemětřesení Trichonida 10. 4. 2007

agentura	světový čas	poloha		mechanismus			hloubka [km]	M_w	M_0 [dyn.cm]
		sev. šířka [°]	vých. délka [°]	strike [°]	dip [°]	slip [°]			
ETHZ	10:41:01.30	38.67	21.47	327	43	-54	25.0	5.23	$0.866 \cdot 10^{24}$
				103	55	-118			
NOA	10:41:02.00	38.54	21:58	353	69	-39	12.0	4.80	$0.191 \cdot 10^{24}$
				99	53	206			
UPSL	10:40:59.74	38.56	21.59	328	61	-49	10.0	5.10	$0.323 \cdot 10^{24}$
				86	49	-140			
HRV	10:41:05.20	38.55	21.48	277	43	-124	12.0	5.20	$0.684 \cdot 10^{24}$
				140	55	-62			
AUTH	10:41:00.20	38.55	21.64	316	57	-63	6.0	5.10	$0.517 \cdot 10^{24}$
				92	41	-125			
Kiratzi a kol.	10:41:00.14	38.53	21.65	325	64	-65	22.5	5.20	$0.631 \cdot 10^{24}$
				98	35	-131			

ETHZ ... Swiss Seismological Service, Institute of Geophysics, ETH-Zurich

<http://www.seismo.ethz.ch/>

NOA ... National Observatory of Athens, Institute of Geodynamics

<http://bbnet.gein.noa.gr/MT.htm>

UPSL ... University of Patras, Seismological Laboratory

<http://seismo.geology.upatras.gr>

HRV ... Harvard <http://www.seismology.harvard.edu/>

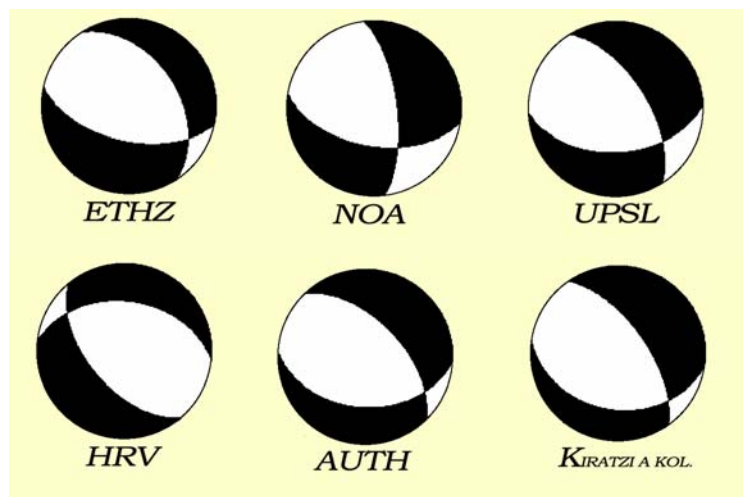
AUTH ... Department of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki-Greece

http://geophysics.geo.auth.gr/index_en.html

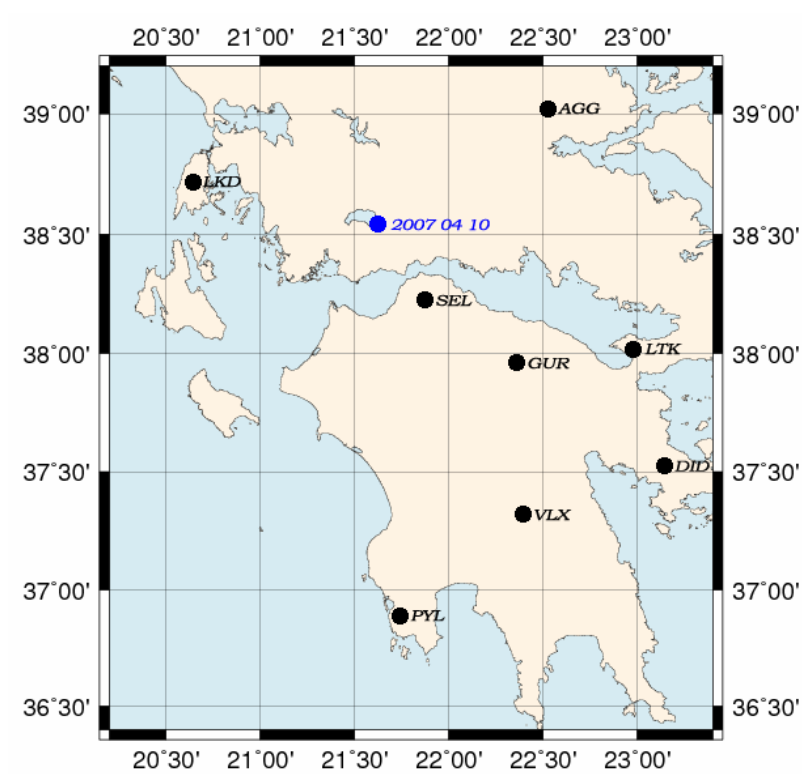
Kiratzi a kol. ... viz seznam použité literatury, kapitola 8

M_w ... momentové magnitudo

M_0 ... skalární seismický moment ($1 \text{ Nm} = 10^7 \text{ dyn.cm}$)



Obr. 3.2. Mechanizmy zemětřesení Trichonida viz též tabulku 3.1.



Obr. 3.3. Poloha stanic a epicentra zemětřesení Trichonida z 10. 4. 2007.

Tabulka 3.2: Stanice používané při výpočtech

stanice	zkratka	poloha		nadm. výška [m]	typ přístroje
		sev. šířka [°]	vých. délka [°]		
Sela	SEL	38.2756	21.8925	611	TRILLIUM 40
Agios Georgios	AGG	39.0222	22.3303	540	CMG-3ESP
Levkas	LKD	38.7072	20.6506	1140	CMG-3ESP
Goura	GUR	37.9363	22.3423	1081	TRILLIUM 40
Loutraki	LTK	38.0230	22.9670	410	CMG-3T
Vlachokerasia	VLX	37.3703	22.3793	1035	TRILLIUM 40
Didima	DID	37.5063	23.2368	520	TRILLIUM 40
Pylos	PYL	36.8953	21.7420	227	TRILLIUM 40

Stanice SEL, GUR, LTK, VLX, DID, PYL patří Univerzitě v Patrasu (LTK a PYL jsou provozovány ve spolupráci s MFF UK), AGG a LKD patří Univerzitě v Soluni.

3.2. Leonidio - data

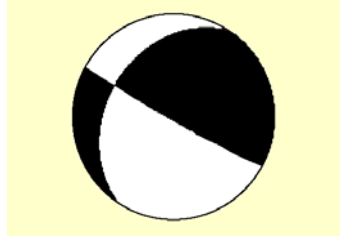
Jde o zemětřesení o magnitudu 6.2, které postihlo jižní Řecko 6. 1. 2008. Podrobnější údaje, převzaté z článku Zahradník a kol. (2008a) a z textu dostupného na stránkách <http://geo.mff.cuni.cz/skupina-S.htm>, jsou uvedeny v tabulce 3.3. a na obrázku 3.4. Bližší údaje o přístrojích jsou na stránkách <http://seismo.geology.upatras.gr/>, <http://www.gfz-potsdam.de/geofon/new/netabs/ge.html> a <http://www.gfz-potsdam.de/geofon/new/netabs/hl.html>. Výsledky jsou získány z výpočtů, ve kterých bylo využíváno záznamů z deseti stanic. V diplomové práci jsou pro jednoduchost použity jen plně postačující záznamy ze čtyř stanic, které jsou znázorněny na obrázku 3.5. a uvedeny v tabulce 3.4.

Tabulka 3.3: Zemětřesení Leonidio 6. 1. 2008

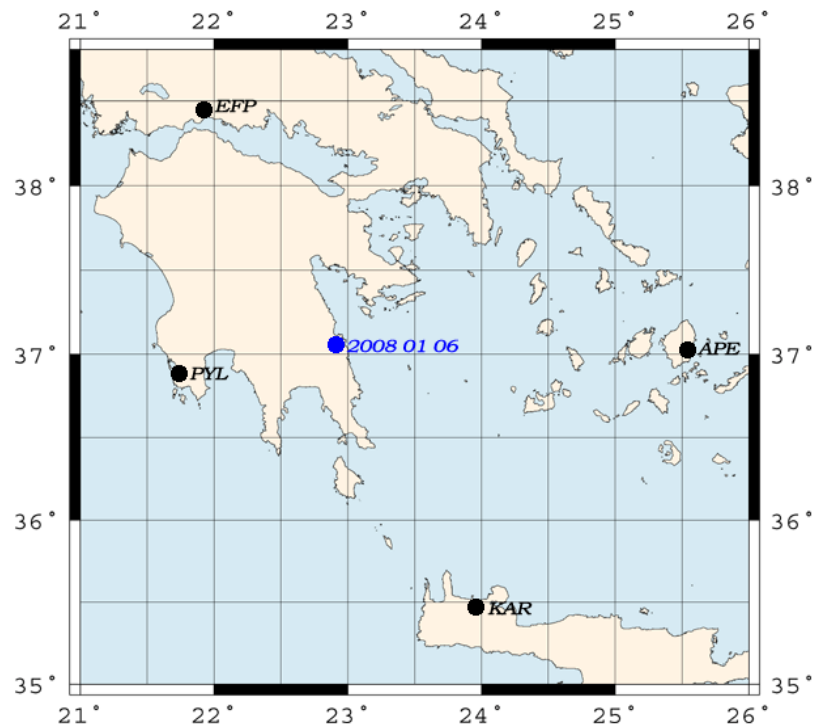
světový čas	poloha		mechanismus			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]
	sev. šířka [°]	vých. délka [°]	strike [°]	dip [°]	slip [°]			
05:14:25	37.1457	22.9502	119	87	124	65	6.2	$1.5 \cdot 10^{18}$
			213	34	5			

M_w ... momentové magnitudo

M_0 ... skalární seismický moment



Obr. 3.4. Mechanismus zemětřesení Leonidio uvedený v tabulce 3.3 (podle Zahradník a kol. (2008a)).



Obr. 3.5. Poloha stanic a epicentra zemětřesení Leonidio z 6. 1. 2008.

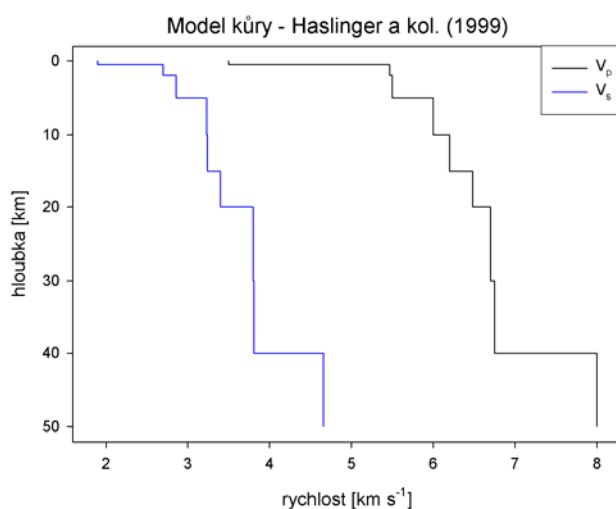
Tabulka 3.4: Stanice používané při výpočtech

stanice	zkratka	poloha		nadm. výška [m]	typ přístroje
		sev. šířka [°]	vých. délka [°]		
Pylos	PYL	36.8953	21.7420	227	TRILLIUM 40
Efpalio	EFP	38.4269	21.9058	135	TRILLIUM 40
Karanos	KAR	35.4019	23.9174	420	STS-2/N
Apeiranthos	APE	37.0688	25.5305	620	Lennartz/20s

Stanice PYL a EFP patří Univerzitě v Patrasu (PYL je provozována ve spolupráci s MFF UK), KAR patří NOA a APE provozuje Geofon. Na stanici Efpalio je přístroj umístěn v hloubce 20m.

4. Základy zpracování dat

Všechny výpočty v této práci jsou provedeny v modelech kůry s konstantními rychlostmi P a S vln v jednotlivých vrstvách. Pro obě zemětřesení se při zpracování použil model kůry „Haslinger“, ten vychází z článku Haslinger a kol. (1999), a byl doplněn o průběh hustoty s hloubkou podle vzorce (2.10) a o odhad faktorů kvality Q_p , Q_s . Tento model je znázorněn na obrázku 4.1. a jeho parametry jsou uvedeny v tabulce 4.1. Při výpočtech se předpokládalo, že všechny záznamy mají stejný význam, a proto jim byla přiřazena váha rovna jedné, je tedy možné uvažovat jednoduchý vztah (2.14) mezi korelací a redukcí variance.



Obr. 4.1. Průběh rychlosti P a S vln s hloubkou v modelu Haslinger a kol. (1999).

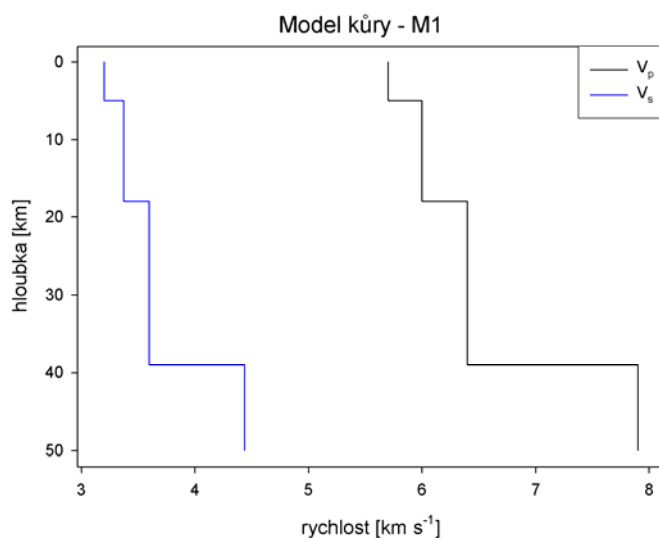
Tabulka 4.1: Parametry modelu Haslinger a kol. (1999)

hloubka [km]	v_p [km.s ⁻¹]	v_s [km.s ⁻¹]	hustota [g.cm ⁻³]	Q_p	Q_s
0.0	3.50	1.90	2.4	300	150
0.5	5.47	2.70	2.8	300	150
2.0	5.50	2.86	2.8	300	150
5.0	6.00	3.23	2.9	300	150
10.0	6.20	3.24	2.9	300	150
15.0	6.48	3.40	3.0	300	150
20.0	6.70	3.80	3.0	300	150
30.0	6.75	3.81	3.1	300	150
40.0	8.00	4.66	3.3	1000	500

hloubka ... poloha horního okraje vrstvy

4.1. Trichonida - základy zpracování

Lokace zemětřesení byla provedena, na Univerzitě v Patrasu, ve standardně používaném modelu M1 z práce Tselentis a kol. (1996), který je znázorněn na obrázku 4.2. a základní údaje jsou uvedeny v tabulce 4.2.



Obr. 4.2. Průběh rychlosti vln s hloubkou v modelu M1.

Tabulka 4.2: Parametry modelu M1

hloubka [km]	v_p [km.s ⁻¹]	v_s [km.s ⁻¹]	hustota [g.cm ⁻³]	Q_p	Q_s
0	5.70	3.202	2.840	300	300
5	6.00	3.371	2.900	300	300
18	6.40	3.596	2.980	300	300
39	7.90	4.438	3.280	1000	1000

hloubka ... poloha horního okraje vrstvy

Pro všechny výpočty (pokud není uvedeno jinak) byl použit filtr 0.02 – 0.03 – 0.08 – 0.09 Hz. Zápis f1-f2-f3-f4 znamená, že mezi frekvencemi f2 a f3 je filtr jednotkový, zatímco mezi frekvencemi f1, f2 a zároveň mezi f3, f4 jsou kosinová zhlazovací okna.

Při inverzi se používaly záznamy dlouhé 327.68 sekund se vzorkováním 0.04 s, které byly posunuty tak, aby začínaly v čase předpokládaného vzniku zemětřesení, který byl zvolen podle údajů z práce Kiratzi a kol. (2008) uvedených v tabulce 3.1. Greenova funkce byla počítána metodou diskrétních vlnových čísel (Bouchon (1981)) do frekvence 0.3 Hz.

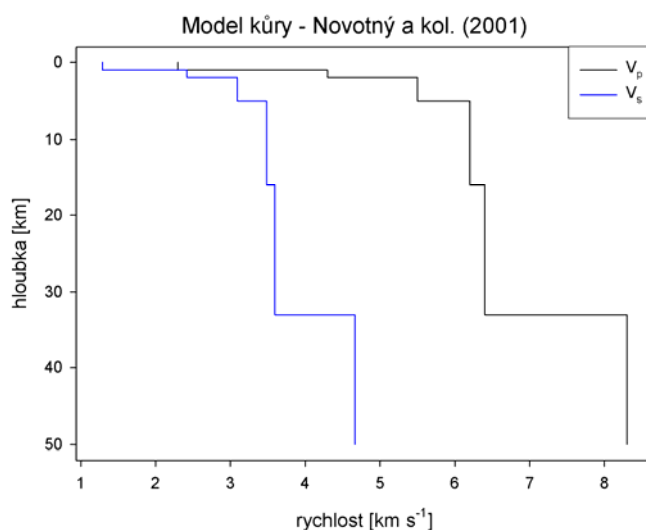
V této práci jsou všechny výpočty provedené pro zemětřesení Trichonida realizovány s jedinou polohou epicentra. V tabulce 4.3 jsou uvedeny vzdálenosti jednotlivých stanic od epicentra a jejich azimut.

Tabulka 4.3: Poloha stanic vůči epicentru, jehož souřadnice jsou převzaty z článku Kiratzi a kol. (2008) (viz tabulka 3.1 v diplomové práci)

stanice	vzdálenost [km]	azimut [°]
SEL	35,0	142
AGG	81,1	47
LKD	89,1	283
GUR	89,3	136
LTK	128,2	115
VLX	143,4	153
DID	179,6	129
PYL	181,1	177

4.2. Leonidio - základy zpracování

Lokace zemětřesení byla provedena na Univerzitě v Patrasu v modelu Novotný a kol. (2001), který je znázorněn na obrázku 4.3. a základní údaje jsou uvedeny v tabulce 4.4. Model byl použit místo M1 proto, že ohnisko leží v plášti a rychlosti šíření vln pod Moho v tomto modelu vedou na menší časová rezidua než rychlosti v modelu M1 (J. Janský, ústní sdělení).



Obr. 4.3. Průběh rychlosti vln s hloubkou v modelu Novotný a kol. (2001).

Tabulka 4.4: Parametry modelu Novotný a kol. (2001)

hloubka [km]	v_p [km.s ⁻¹]	v_s [km.s ⁻¹]	hustota [g.cm ⁻³]	Q_p	Q_s
0	2.3	1.292	2.160	300	300
1	4.3	2.416	2.560	300	300
2	5.5	3.090	2.800	300	300
5	6.2	3.483	2.940	300	300
16	6.4	3.596	2.980	300	300
33	8.3	4.663	3.360	1000	1000

hloubka ... poloha horního okraje vrstvy

Pro všechny výpočty byl zvolen filtr 0.02 – 0.03 – 0.06 – 0.07 Hz. Při inverzi se používaly záznamy dlouhé 409.6 sekund se vzorkováním 0.05 s, které byly posunuty tak, aby začínaly v čase předpokládaného vzniku zemětřesení, který byl zvolen podle údajů z práce Zahradník a kol. (2008a) uvedených v tabulce 3.3. Greenova funkce byla počítána metodou diskretních vlnových čísel (Bouchon (1981)) do frekvence 0.1 Hz.

Všechny výpočty jsou realizovány s jedinou polohou epicentra. V tabulce 4.5 jsou uvedeny vzdálenosti jednotlivých stanic od epicentra a jejich azimut.

Tabulka 4.5: Poloha stanic vůči epicentru, jehož souřadnice jsou převzaty z článku Zahradník a kol. (2008a) (viz tabulka 3.3 v diplomové práci)

stanice	vzdálenost [km]	azimut [°]
PYL	111,0	256
EFP	169,4	327
KAR	212,1	156
APE	229,5	91

5. Výsledky zpracování dat

5.1. Zpracování metodou ISOLA

Byly provedeny výpočty momentových tenzorů a k nim příslušejících hodnot parametrů strike, dip, rake. Metoda ISOLA se aplikovala na zemětřesení Trichonida a Leonidio, pro všechny stanice uvedené v kapitole 3.1. respektive 3.2., dále se inverze opakovaně prováděla pro tatáž zemětřesení s vynecháním vždy jedné z příslušných stanic, také byl proveden výpočet s každou stanicí zvlášť. V kapitole níže jsou uvedeny výsledky zpracování.

Vzájemná shoda jednotlivých řešení je počítána pomocí parametru μ podle vzorce (2.15), viz kapitola 2., z práce Pasyanos a kol. (1996), porovnává se vždy řešení získané při inverzi ze všech stanic s dalšími výsledky. Tento vztah pro porovnávání výsledků byl použit například v článku Roumelioti a kol. (2008). V tabulkách je tato hodnota uváděna jako „shoda řešení“.

Podrobnější informace lze nalézt i na DVD, které je součástí diplomové práce.

Na tomto DVD jsou například další obrázky, které jsme používali (podobně jako Adamová, 2006) při ověřování optimální hloubky pro momentový tenzor. Jedná se třeba o vykreslení korelace a ohniskových mechanismů v závislosti na hloubce. Jsou tam i příslušné korelační diagramy. Všechny byly vytvořeny v softwaru ISOLA.

5.1.1. Trichonida – osm stanic

Výsledky jsou uvedeny v tabulce 5.1 a znázorněny na obrázku 5.1. a 5.2., kde je vyobrazeno i rozložení stanic (použitých při výpočtech) na ohniskové kouli a také jsou zde uvedena znaménka prvních nasazení $U = „up“ = +$, komprese a $D = „down“ = -$, dilatace. Pro ukázkou, jaké obrázky se používaly v průběhu práce, je na obrázku 5.3. znázorněn korelační diagram a na obrázku 5.4. je vykreslena závislost korelace na hloubce. V tabulce 5.2 je uvedena shoda tohoto řešení s agenturními a jsou zde také hodnoty a_i potřebné pro výpočet shody (a_i jsou koeficienty lineární kombinace elementárních mechanismů, viz kapitola 2.). Graficky jsou koeficienty a_i porovnány na obrázku 5.5.

Tabulka 5.1: Zemětřesení Trichonida – inverze z osmi stanic v modelu „Haslinger“

model kůry – „Haslinger“			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	CLVD [%]
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
322	62	-61	6	5.0	$2.87 \cdot 10^{16}$	81	19
93	38	-132					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
	277	62	$1.49 \cdot 10^{16}$	$4.59 \cdot 10^{15}$	$-1.39 \cdot 10^{16}$	$-1.91 \cdot 10^{16}$	$-8.68 \cdot 10^{14}$
osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max			
	32	13	56	0.1267			

hloubka ... optimální hloubka zjištěná při výpočtu momentového tenzoru

M_0 ... skalární seismický moment

M_w ... momentové magnitudo

DC ... procento čistého smyku

CLVD ... nesmyková část, lze jednoduše vypočítat ze vztahu 100%-DC, proto není v následujících tabulkách této kapitoly uváděna

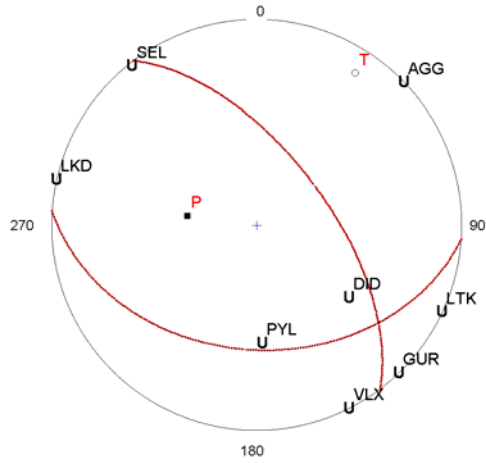
a_1, \dots, a_5 ... data pro momentový tenzor, podrobněji viz kapitola 2.

red. v. ... redukce variance, vzorec pro výpočet (2.13) je uveden v kapitole 2.

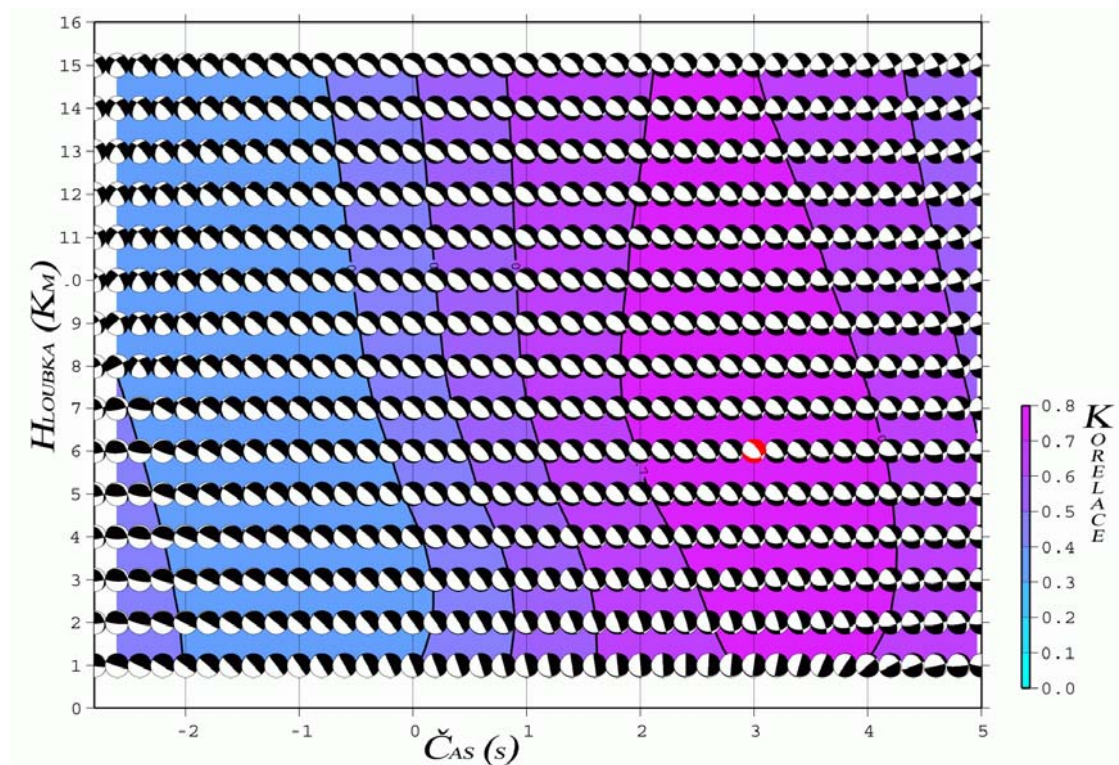
min/max ... poměr minimálního a maximálního vlastního čísla matice $E^T E$, která je popsána v kapitole 2.



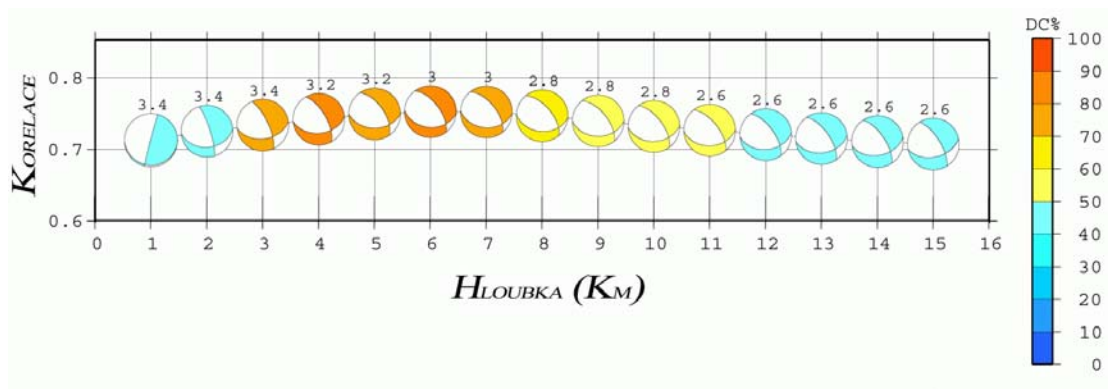
Obr. 5.1. Výsledek inverze zemětřesení Trichonida počítané z osmi stanic.



Obr. 5.2. Rozložení seismických stanic na ohniskové kouli a znaménka prvních nasazení. Je zobrazena dolní polokoule, k projekci stanic byl použit model kůry „Haslinger“.



Obr. 5.3. Korelační diagram pro zemětřesení Trichonida. Červeně je znázorněn mechanismus s nejvyšší hodnotou korelace (grafický výstup programu ISOLA).

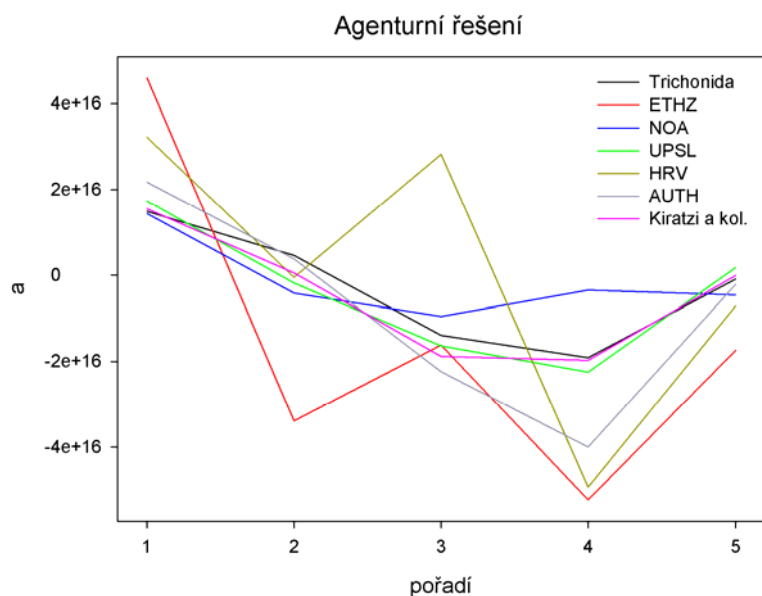


Obr. 5.4. Závislost korelace a výsledného mechanismu na hloubce pro zemětřesení Trichonida. Nad jednotlivými mechanismy je uveden optimální čas vzniku zemětřesení (grafický výstup programu ISOLA).

Tabulka 5.2: Shoda s agenturními řešeními, která jsou uvedena v tabulce 3.1.

řešení	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	shoda řešení
Trichonida *)	$1.49 \cdot 10^{16}$	$4.59 \cdot 10^{15}$	$-1.39 \cdot 10^{16}$	$-1.91 \cdot 10^{16}$	$-8.68 \cdot 10^{14}$	–
ETHZ	$4.60 \cdot 10^{16}$	$-3.39 \cdot 10^{16}$	$-1.62 \cdot 10^{16}$	$-5.24 \cdot 10^{16}$	$-1.74 \cdot 10^{16}$	0.23
NOA	$1.44 \cdot 10^{16}$	$-4.19 \cdot 10^{15}$	$-9.51 \cdot 10^{15}$	$-3.47 \cdot 10^{15}$	$-4.57 \cdot 10^{15}$	0.22
UPSL	$1.74 \cdot 10^{16}$	$-1.87 \cdot 10^{15}$	$-1.64 \cdot 10^{16}$	$-2.25 \cdot 10^{16}$	$1.79 \cdot 10^{15}$	0.08
HRV	$3.22 \cdot 10^{16}$	$-5.17 \cdot 10^{14}$	$2.82 \cdot 10^{16}$	$-4.94 \cdot 10^{16}$	$-7.15 \cdot 10^{15}$	0.33
AUTH	$2.17 \cdot 10^{16}$	$3.82 \cdot 10^{15}$	$-2.24 \cdot 10^{16}$	$-4.00 \cdot 10^{16}$	$-2.10 \cdot 10^{15}$	0.06
Kiratzi a kol.	$2.94 \cdot 10^{16}$	$1.06 \cdot 10^{16}$	$-3.55 \cdot 10^{16}$	$-3.73 \cdot 10^{16}$	$-7.72 \cdot 10^{15}$	0.05

*) „Trichonida“ je označení pro řešení této práce, při výpočtu shody je považováno za referenční.



Obr. 5.5. Porovnání agenturních řešení z hlediska parametrů a_i .

Je patrné, že kromě NOA uvádí ostatní agentury větší momentové magnitudo než vyšlo při výpočtech provedených v této práci. Lze si povšimnout výrazně lepší shody řešení z této práce s agenturami UPSL, AUTH, Kiratzi a kol. oproti například HRV.

Aby se ověřilo, že ve studovaném oboru frekvencí má volba strukturního modelu malý vliv (řešení je stabilní), byl kromě modelu „Haslinger“ výpočet proveden i v modelu M1, v němž byla provedena lokace. Podrobnější informace jsou uvedeny v tabulce 5.3 a na obrázku 5.6.

Tabulka 5.3: Zemětřesení Trichonida – inverze z osmi stanic v modelu M1

model kůry – M1			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
323	61	-57	6	5.1	$3.64 \cdot 10^{16}$	66	0.05
89	43	-135					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
	282	60	$2.07 \cdot 10^{16}$	$4.30 \cdot 10^{15}$	$-1.49 \cdot 10^{16}$	$-2.67 \cdot 10^{16}$	$2.24 \cdot 10^{15}$
osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max			
	29	10	54	0.1357			



Obr. 5.6. Výsledek inverze zemětřesení Trichonida v modelu M1.

5.1.2. Trichonida – vynechání jedné stanice

Výsledky jsou uvedeny v tabulkách 5.4 – 5.11 a na obrázku 5.7. Hodnoty a_i jsou znázorněny na obrázku 5.8. a zapsány v tabulce 5.12. Je patrné, že vynechání jedné stanice nemá téměř žádný vliv na mechanismus a v tomto smyslu je tedy řešení stabilní.

Tabulka 5.4: Výsledky inverze bez použití stanice SEL

bez stanice SEL			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
325	61	-56	6	5.0	$3.03 \cdot 10^{16}$	86	0.03
91	42	-135					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	283	59		32	11		

Tabulka 5.5: Výsledky inverze bez použití stanice AGG

bez stanice AGG			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
323	58	-60	10	5.0	$2.22 \cdot 10^{16}$	58	0.06
96	42	-128					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	285	64		33	9		

Tabulka 5.6: Výsledky inverze bez použití stanice LKD

bez stanice LKD			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
322	63	-62	6	5.0	$2.83 \cdot 10^{16}$	74	0.02
92	37	-132					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	274	62		32	15		

Tabulka 5.7: Výsledky inverze bez použití stanice GUR

bez stanice GUR			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
322	61	60	6	5.0	$2.99 \cdot 10^{16}$	88	0.01
92	40	-132					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	279	61		31	13		

Tabulka 5.8: Výsledky inverze bez použití stanice LTK

bez stanice LTK			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
323	62	-60	6	5.0	$2.81 \cdot 10^{16}$	84	0.009
92	39	-133					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	277	61		32	14		

Tabulka 5.9: Výsledky inverze bez použití stanice VLX

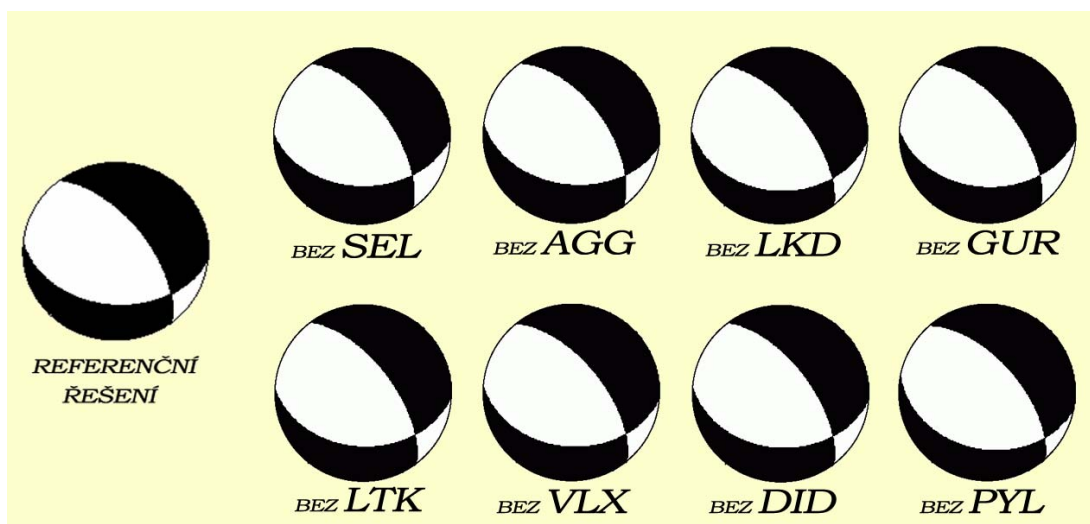
bez stanice VLX			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
321	61	-62	6	5.1	$3.11 \cdot 10^{16}$	79	0.01
94	38	-130					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	276	63		32	13	59	0.1199

Tabulka 5.10: Výsledky inverze bez použití stanice DID

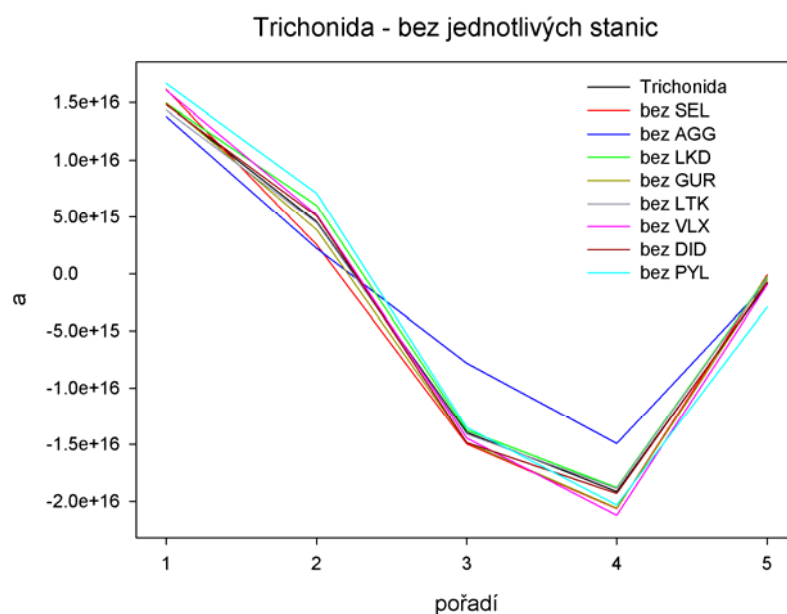
bez stanice DID			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
323	63	-61	6	5.0	$2.92 \cdot 10^{16}$	84	0.01
92	38	-133					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	276	61		32	14	57	0.1216

Tabulka 5.11: Výsledky inverze bez použití stanice PYL

bez stanice PYL			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
318	60	-68	6	5.1	$3.15 \cdot 10^{16}$	73	0.04
100	35	-122					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	269	68		33	14	59	0.1232



Obr. 5.7. Výsledky inverze zemětřesení Trichonida počítané vždy s vynecháním jedné stanice. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): bez SEL – 0.03, bez AGG – 0.06, bez LKD – 0.02, bez GUR – 0.01, bez LTK – 0.009, bez VLX – 0.01, bez DID – 0.01, bez PYL – 0.04.



Obr. 5.8. Hodnoty a_i zjištěné při vynechávání jednotlivých stanic.

Tabulka 5.12: Hodnoty a_i odpovídající obrázku 5.6.

řešení	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
bez SEL	$1.62 \cdot 10^{16}$	$2.53 \cdot 10^{15}$	$-1.49 \cdot 10^{16}$	$-2.06 \cdot 10^{16}$	$-7.36 \cdot 10^{13}$
bez AGG	$1.38 \cdot 10^{16}$	$2.22 \cdot 10^{15}$	$-7.80 \cdot 10^{15}$	$-1.49 \cdot 10^{16}$	$-8.05 \cdot 10^{14}$
bez LKD	$1.49 \cdot 10^{16}$	$6.03 \cdot 10^{15}$	$-1.37 \cdot 10^{16}$	$-1.88 \cdot 10^{16}$	$-2.28 \cdot 10^{14}$
bez GUR	$1.50 \cdot 10^{16}$	$3.89 \cdot 10^{15}$	$-1.48 \cdot 10^{16}$	$-2.06 \cdot 10^{16}$	$-5.18 \cdot 10^{14}$
bez LTK	$1.43 \cdot 10^{16}$	$4.45 \cdot 10^{15}$	$-1.41 \cdot 10^{16}$	$-1.89 \cdot 10^{16}$	$-3.58 \cdot 10^{14}$
bez VLX	$1.61 \cdot 10^{16}$	$5.22 \cdot 10^{15}$	$-1.44 \cdot 10^{16}$	$-2.12 \cdot 10^{16}$	$-9.59 \cdot 10^{14}$
bez DID	$1.48 \cdot 10^{16}$	$5.10 \cdot 10^{15}$	$-1.48 \cdot 10^{16}$	$-1.93 \cdot 10^{16}$	$-7.33 \cdot 10^{14}$
bez PYL	$1.67 \cdot 10^{16}$	$7.09 \cdot 10^{15}$	$-1.35 \cdot 10^{16}$	$-2.03 \cdot 10^{16}$	$-2.92 \cdot 10^{15}$

5.1.3. Trichonida - inverze z jednotlivých stanic

Výsledky jsou uvedeny v tabulkách 5.13 – 5.20 a na obrázku 5.9. Hodnoty a_i jsou znázorněny na obrázku 5.10. a zapsány v tabulce 5.21.

Tabulka 5.13: Výsledky inverze – stanice SEL

jen SEL			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
331	73	-37	5	4.9	$1.60 \cdot 10^{16}$	80	0.17
73	54	-160					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	286	38		26	13	95	0.0249

Tabulka 5.14: Výsledky inverze – stanice AGG

jen AGG			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
117	30	-83	5	5.2	$5.01 \cdot 10^{16}$	51	0.16
289	59	-94					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	188	75		22	15		

Tabulka 5.15: Výsledky inverze – stanice LKD

jen LKD			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
327	53	-44	2	5.2	$5.75 \cdot 10^{16}$	67	0.17
87	55	-134					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	299	55		207	2		

Tabulka 5.16: Výsledky inverze – stanice GUR

jen GUR			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
301	65	-95	18	5.0	$3.07 \cdot 10^{16}$	40	0.16
134	25	-77					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	200	69		35	21		

Tabulka 5.17: Výsledky inverze – stanice LTK

jen LTK			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
323	61	-56	7	5.2	$4.89 \cdot 10^{16}$	68	0.04
88	42	-136					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	282	59		29	11		

Tabulka 5.18: Výsledky inverze – stanice VLX

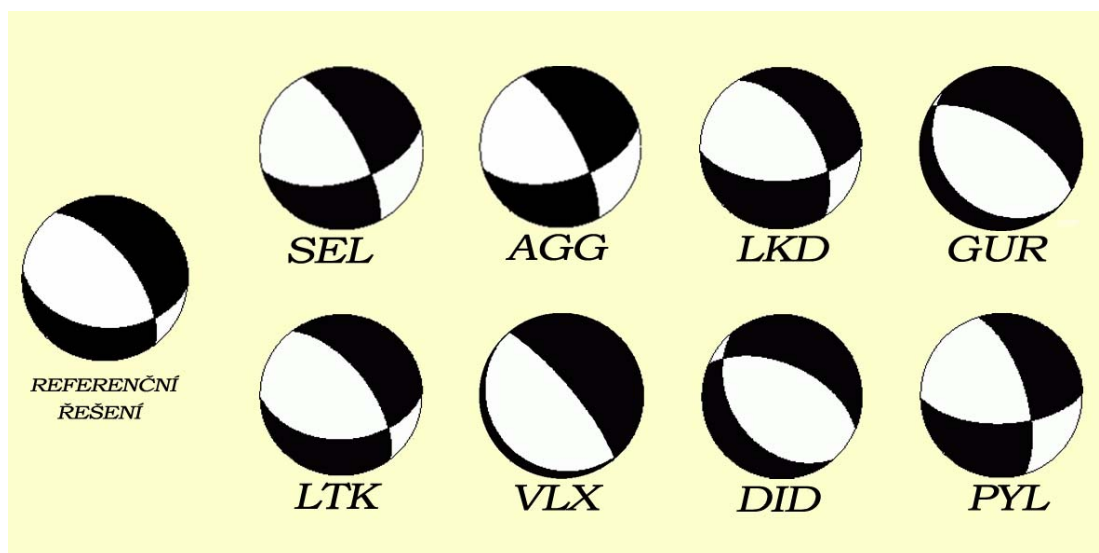
jen VLX			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
320	78	-88	28	5.2	$5.43 \cdot 10^{16}$	67	0.25
131	11	-98					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	232	57		48	34		

Tabulka 5.19: Výsledky inverze – stanice DID

jen DID			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
292	56	-105	7	5.1	$3.40 \cdot 10^{16}$	40	0.16
140	36	-67					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	161	73		34	11	79	0.0396

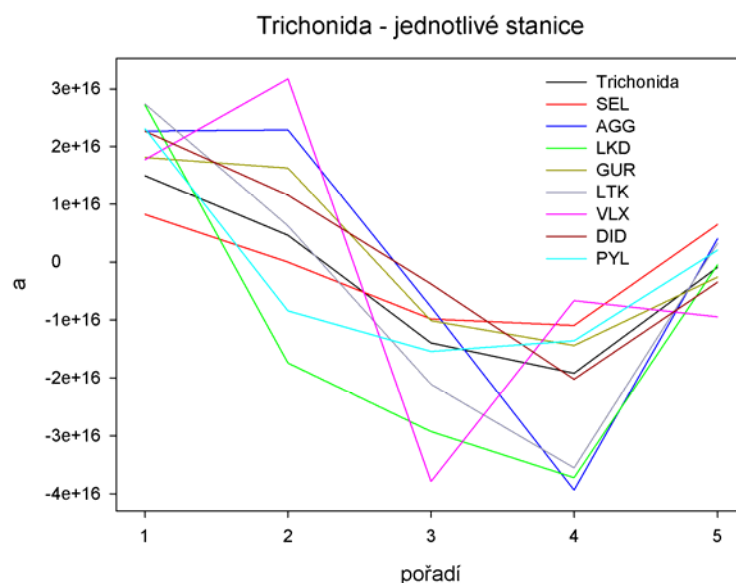
Tabulka 5.20: Výsledky inverze – stanice PYL

jen PYL			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
343	66	-32	11	5.1	$3.40 \cdot 10^{16}$	84	0.20
88	60	-152					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	304	40		36	4	92	0.0108



Obr. 5.9. Výsledky inverze zemětřesení Trichonida počítané vždy z jedné stanice. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): SEL – 0.17, AGG – 0.16, LKD – 0.17, GUR – 0.16, LTK – 0.04, VLX – 0.25, DID – 0.16, PYL – 0.20.

Mechanismy získané z takto provedených inverzí se (s výjimkou stanice VLX) shodují s referenčním řešením více než mechanismy udané agenturami ETHZ, NOA, HRV. Výpočet provedený pouze s daty ze stanice LTK lze považovat téměř za totožný s referenčním řešením. U stanice VLX se řešení nejvíce odlišuje hloubkou 28 km, která v tomto případě vyšla už nereálná.



Obr. 5.10. Hodnoty a_i zjištěné při inverzi z jednotlivých stanic.

Tabulka 5.21: Hodnoty a_i odpovídající obrázku 5.8.

stanice	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
SEL	$8.26 \cdot 10^{15}$	$-2.77 \cdot 10^{13}$	$-9.78 \cdot 10^{15}$	$-1.09 \cdot 10^{16}$	$6.47 \cdot 10^{15}$
AGG	$2.27 \cdot 10^{16}$	$2.29 \cdot 10^{16}$	$-7.75 \cdot 10^{15}$	$-3.94 \cdot 10^{16}$	$4.04 \cdot 10^{15}$
LKD	$2.72 \cdot 10^{16}$	$-1.74 \cdot 10^{16}$	$-2.92 \cdot 10^{16}$	$-3.72 \cdot 10^{16}$	$-4.59 \cdot 10^{14}$
GUR	$1.81 \cdot 10^{16}$	$1.63 \cdot 10^{16}$	$-1.01 \cdot 10^{16}$	$-1.43 \cdot 10^{16}$	$-2.60 \cdot 10^{15}$
LTK	$2.74 \cdot 10^{16}$	$6.23 \cdot 10^{15}$	$-2.11 \cdot 10^{16}$	$-3.55 \cdot 10^{16}$	$3.23 \cdot 10^{15}$
VLX	$1.77 \cdot 10^{16}$	$3.17 \cdot 10^{16}$	$-3.78 \cdot 10^{16}$	$-6.61 \cdot 10^{15}$	$-9.47 \cdot 10^{15}$
DID	$2.27 \cdot 10^{16}$	$1.16 \cdot 10^{16}$	$-3.75 \cdot 10^{15}$	$-2.02 \cdot 10^{16}$	$-3.47 \cdot 10^{15}$
PYL	$2.31 \cdot 10^{16}$	$-8.44 \cdot 10^{15}$	$-1.54 \cdot 10^{16}$	$-1.36 \cdot 10^{16}$	$2.04 \cdot 10^{15}$

5.1.4. Leonidio – čtyři stanice

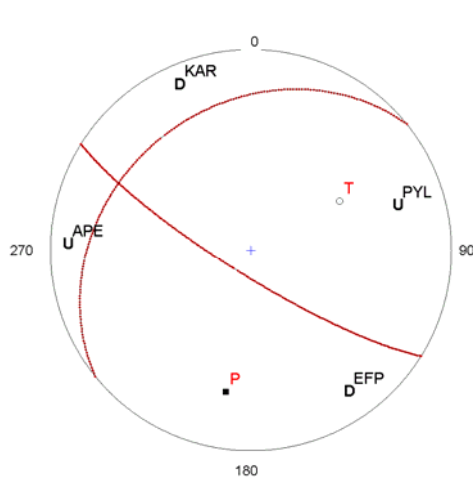
Výsledky jsou uvedeny v tabulce 5.22 a znázorněny na obrázcích 5.11. a 5.12., kde je vyobrazeno i umístění stanic (použitých při výpočtech) na ohniskové kouli a také jsou zde uvedena znaménka prvních nasazení.

Tabulka 5.22: Zemětřesení Leonidio – inverze ze čtyř stanic

mechanismus			hloubka	M_w	M_0	DC	CLVD
strike [°]	dip [°]	rake [°]	[km]		[Nm]	[%]	[%]
121	79	117	73	6.2	$1.91 \cdot 10^{18}$	94	6
230	29	21					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
	189	30	$9.56 \cdot 10^{16}$	$1.29 \cdot 10^{18}$	$-9.41 \cdot 10^{17}$	$1.23 \cdot 10^{18}$	$-6.36 \cdot 10^{17}$
osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max			
	60	49	63	0.2022			



Obr. 5.11. Výsledek inverze zemětřesení Leonidio počítané ze čtyř stanic.



Obr. 5.12. Rozmístění seismických stanic na ohniskové kouli a znaménka prvních nasazení.

Shoda s řešením, uvedeným v práci Zahradník a kol. (2008a), pomocí vzorce Pasyanos a kol. (1996), je: $\mu = 0.10$.

5.1.5. Leonidio – vynechání jedné stanice

Výsledky jsou uvedeny v tabulkách 5.23 – 5.26 a na obrázku 5.13. Hodnoty a_i jsou znázorněny na obrázku 5.14. a zapsány v tabulce 5.27. Je patrné, že vynechání jedné stanice nemá na mechanismus příliš velký vliv.

Tabulka 5.23: Výsledky inverze bez použití stanice PYL

bez stanice PYL			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
111	81	132	75	6.2	$1.56 \cdot 10^{18}$	64	0.16
210	42	12					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	170	25		58	39	58	0.1772

Tabulka 5.24: Výsledky inverze bez použití stanice EFP

bez stanice EFP			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
123	70	131	83	6.3	$1.93 \cdot 10^{18}$	39	0.17
234	44	28					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	185	16		77	48	71	0.1291

Tabulka 5.25: Výsledky inverze bez použití stanice KAR

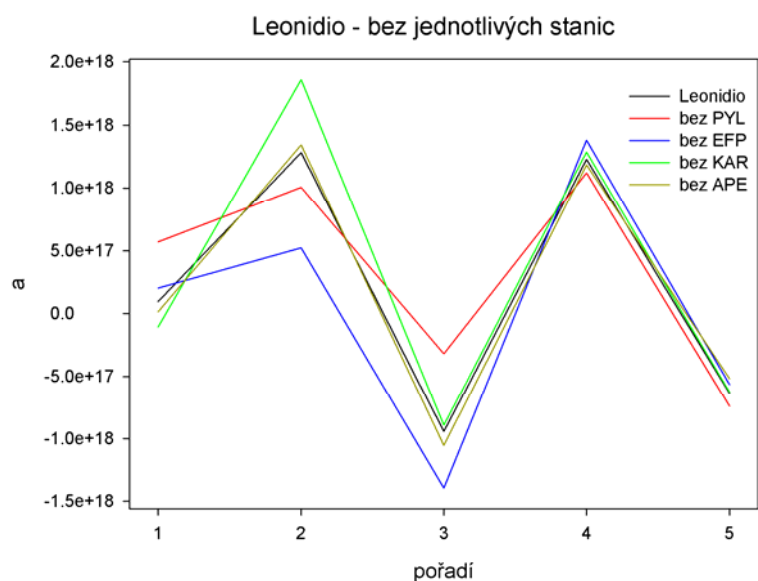
bez stanice KAR			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
116	79	107	73	6.3	$2.35 \cdot 10^{18}$	70	0.07
237	19	32					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	192	33		46	53	74	0.1597

Tabulka 5.26: Výsledky inverze bez použití stanice APE

bez stanice APE			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
123	79	113	75	6.3	$2.00 \cdot 10^{18}$	100	0.03
236	25	25					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	193	31		59	51	65	0.2003



Obr. 5.13. Výsledky inverze zemětřesení Leonidio počítané vždy s vynecháním jedné stanice. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): bez PYL – 0.16, bez EFP – 0.17, bez KAR – 0.07, bez APE – 0.03.



Obr. 5.14. Hodnoty a_i zjištěné při vynechávání jednotlivých stanic.

Tabulka 5.27: Hodnoty a_i odpovídající obrázku 5.12.

řešení	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
bez PYL	$5.71 \cdot 10^{17}$	$1.01 \cdot 10^{18}$	$-3.20 \cdot 10^{17}$	$1.12 \cdot 10^{18}$	$-7.41 \cdot 10^{17}$
bez EFP	$2.04 \cdot 10^{17}$	$5.24 \cdot 10^{17}$	$-1.40 \cdot 10^{18}$	$1.38 \cdot 10^{18}$	$-5.65 \cdot 10^{17}$
bez KAR	$-1.08 \cdot 10^{17}$	$1.86 \cdot 10^{18}$	$-8.92 \cdot 10^{17}$	$1.29 \cdot 10^{18}$	$-6.24 \cdot 10^{17}$
bez APE	$1.33 \cdot 10^{16}$	$1.35 \cdot 10^{18}$	$-1.05 \cdot 10^{18}$	$1.19 \cdot 10^{18}$	$-5.20 \cdot 10^{17}$

5.1.6. Leonidio – inverze z jednotlivých stanic

Výsledky jsou uvedeny v tabulkách 5.28 – 5.31 a na obrázku 5.15. Hodnoty a_i jsou znázorněny na obrázku 5.16. a zapsány v tabulce 5.32.

Tabulka 5.28: Výsledky inverze – stanice PYL

jen PYL			hloubka	M_w	M_0	DC	shoda
strike [°]	dip [°]	rake [°]	[km]		[Nm]	[%]	řešení
64	26	86	72	6.6	$5.54 \cdot 10^{18}$	54	0.47
247	63	86					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	336	19		160	72	89	0.0057

Tabulka 5.29: Výsledky inverze – stanice EFP

jen EFP			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
80	16	7	88	6.4	$3.62 \cdot 10^{18}$	14	0.55
343	87	106					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	58	41		269	45	92	0.0091

Tabulka 5.30: Výsledky inverze – stanice KAR

jen KAR			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
111	16	64	95	6.3	$1.99 \cdot 10^{18}$	45	0.61
317	75	97					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	41	30		237	60	54	0.0087

Tabulka 5.31: Výsledky inverze – stanice APE

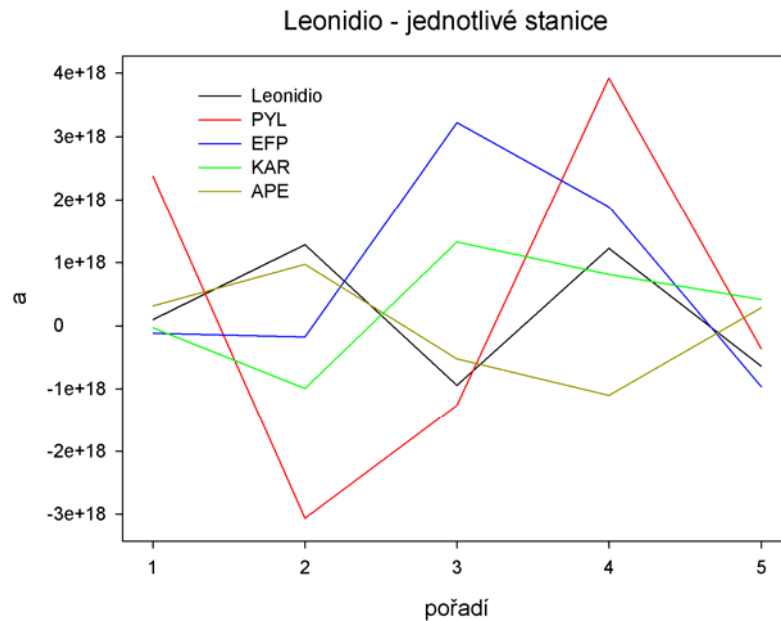
jen APE			hloubka [km]	M_w	M_0 [Nm]	DC [%]	shoda řešení
strike [°]	dip [°]	rake [°]					
81	24	-123	72	6.2	$1.52 \cdot 10^{18}$	66	0.43
296	69	-76					
osa P:	azimut [°]	sklon [°]	osa T:	azimut [°]	sklon [°]	red. v. [%]	min/max
	228	63		15	24	58	0.0119



Obr. 5.15. Výsledky inverze zemětřesení Leonidio počítané vždy z jedné stanice. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): PYL – 0.47, EFP – 0.55, KAR – 0.61, APE – 0.43.

Mechanismy získané z takto provedených inverzí se ve všech případech s referenčním řešením neshodují, třebaže zjištěné hloubky vycházejí správně.

Za pozornost stojí i skutečnost, že při inverzi ze stanice EFP byla hodnota DC% pouhých 14%, což představuje oproti inverzi ze čtyř stanic velký rozdíl (DC% = 95%).



Obr. 5.16. Hodnoty a_i zjištěné při inverzi z jednotlivých stanic.

Tabulka 5.32: Hodnoty a_i odpovídající obrázku 5.14.

řešení	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
PYL	$2.37 \cdot 10^{18}$	$-3.07 \cdot 10^{18}$	$-1.26 \cdot 10^{18}$	$3.92 \cdot 10^{18}$	$-3.64 \cdot 10^{17}$
EFP	$-1.17 \cdot 10^{17}$	$-1.79 \cdot 10^{17}$	$3.22 \cdot 10^{18}$	$1.89 \cdot 10^{18}$	$-9.65 \cdot 10^{17}$
KAR	$-3.49 \cdot 10^{16}$	$-9.97 \cdot 10^{17}$	$1.33 \cdot 10^{18}$	$8.17 \cdot 10^{17}$	$4.17 \cdot 10^{17}$
APE	$3.12 \cdot 10^{17}$	$9.73 \cdot 10^{17}$	$-5.24 \cdot 10^{17}$	$-1.11 \cdot 10^{18}$	$2.83 \cdot 10^{17}$

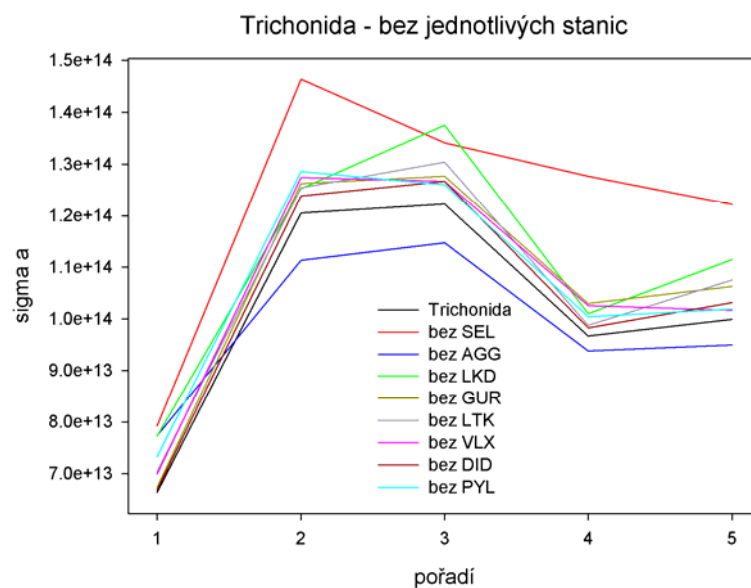
Shrnutí kapitoly 5.1. bude uvedeno níže společně s výsledky kapitoly 5.2.

5.2. Testy prováděné na datech

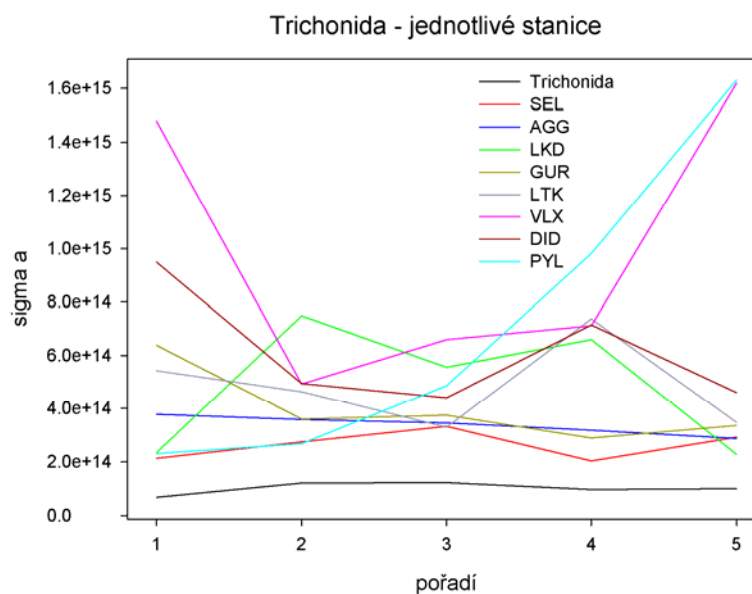
Kvůli lepšímu pochopení odlišností mezi zemětřeseními Trichonida a Leonidio bylo provedeno několik výpočtů týkajících se této problematiky. Výsledky těchto testů jsou uvedeny níže. Hlavní snahou je pochopit, proč se tato dvě zemětřesení chovají při výpočtu z jednotlivých stanic (z každé stanice samostatně) zcela rozdílně. U zemětřesení Leonidio nebylo ani v jednom z případů při použití jedné stanice získáno řešení blízké se referenčnímu. Pro zemětřesení Trichonida lze výsledek podobný referenčnímu řešení získat téměř z libovolné jedné stanice.

5.2.1. Parametry σ_a pro zemětřesení Trichonida a Leonidio

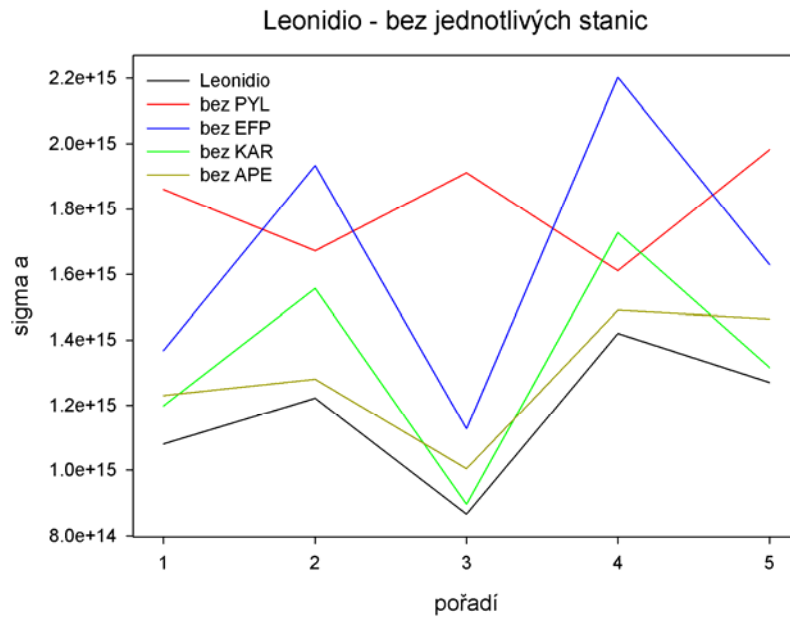
V softwaru ISOLA byly společně s koeficienty a_i spočítány i standardní odchylky σ_{a_i} (jejich význam je uveden v kapitole 2). Na obrázcích 5.17. a 5.18. jsou znázorněny výsledky získané pro zemětřesení Trichonida, vypočtené hodnoty σ_{a_i} pro zemětřesení Leonidio jsou na obrázcích 5.19., 5.20.



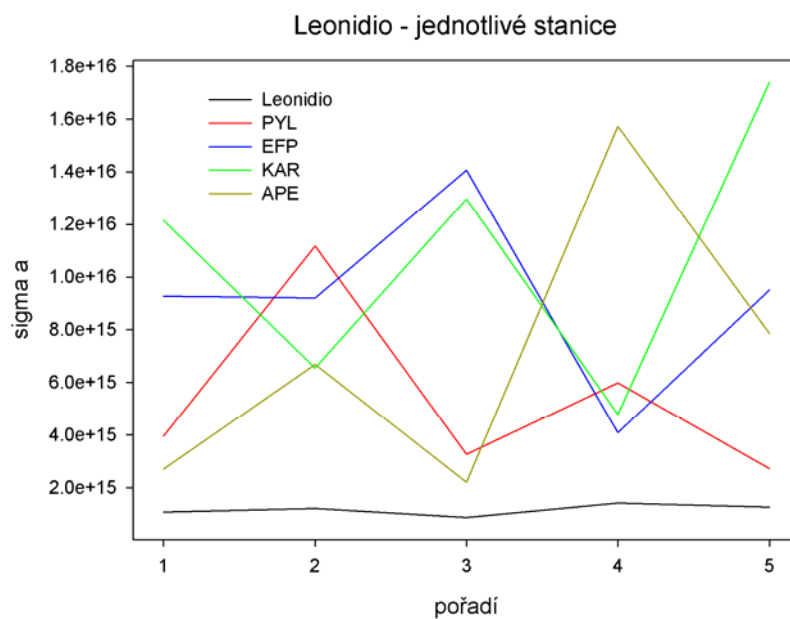
Obr. 5.17. Hodnoty σ_{a_i} zjištěné pro zemětřesení Trichonida při vynechávání jednotlivých stanic.



Obr. 5.18. Hodnoty σ_{a_i} zjištěné pro zemětřesení Trichonida při inverzi z jednotlivých stanic.



Obr. 5.19. Hodnoty σ_{a_i} zjištěné pro zemětřesení Leonidio při vynechávání jednotlivých stanic.

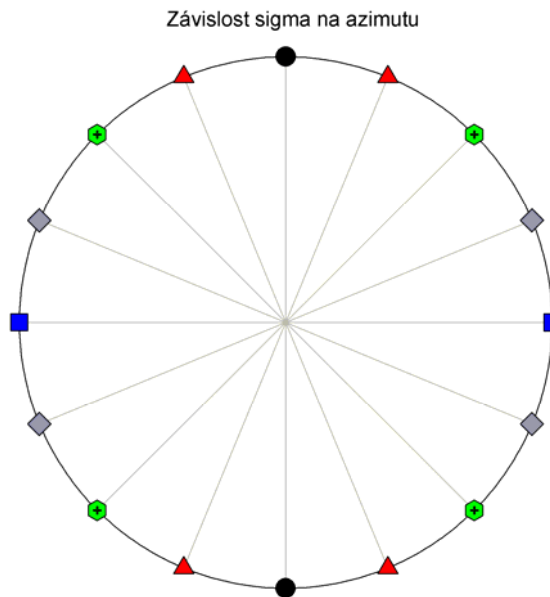


Obr. 5.20. Hodnoty σ_{a_i} zjištěné pro zemětřesení Leonidio při inverzi z jednotlivých stanic.

Z těchto testů vyplývá, že při inverzi z jednotlivých stanic dostáváme pro Trichonidu řádově menší hodnoty σ_{a_i} než je tomu u zemětřesení Leonidio.

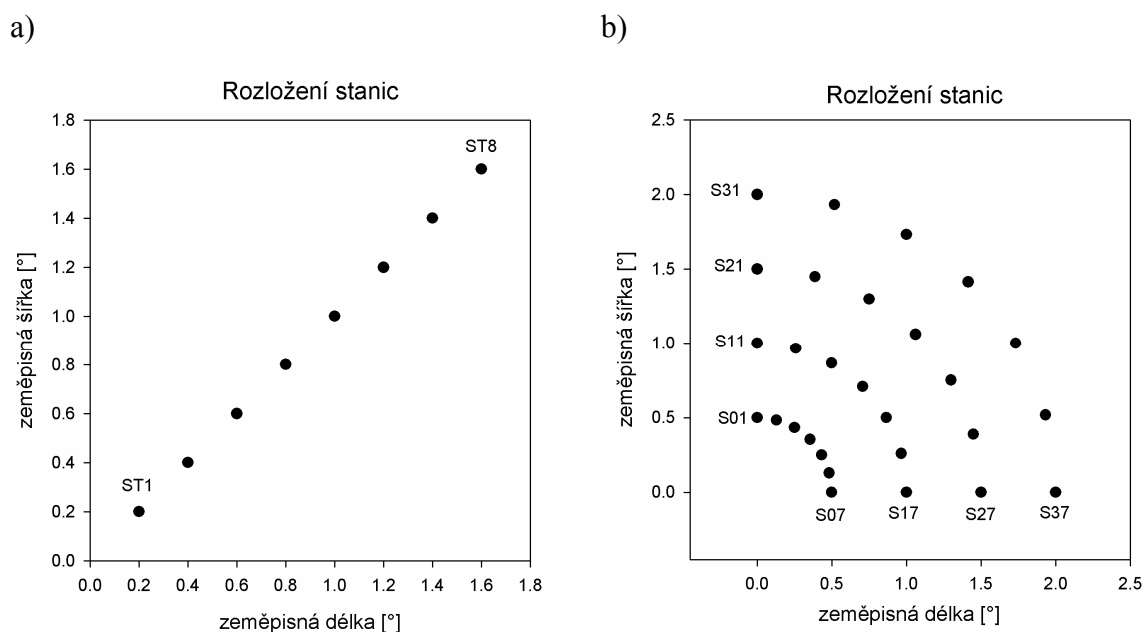
5.2.2. Obecné vlastnosti parametru σ_a

Byly provedeny výpočty, jejichž výsledky vypovídají o závislosti velikosti σ_a na azimutu v kterém leží stanice, na vzdálenosti přijímače od epicentra a na hloubce hypocentra. Z obrázku 5.21. je patrné, že v azimutální závislosti σ_a existuje jistá symetrie, a proto je možné bez újmy na obecnosti provádět další výpočty pouze v rozmezí azimutu 0° až 90° .



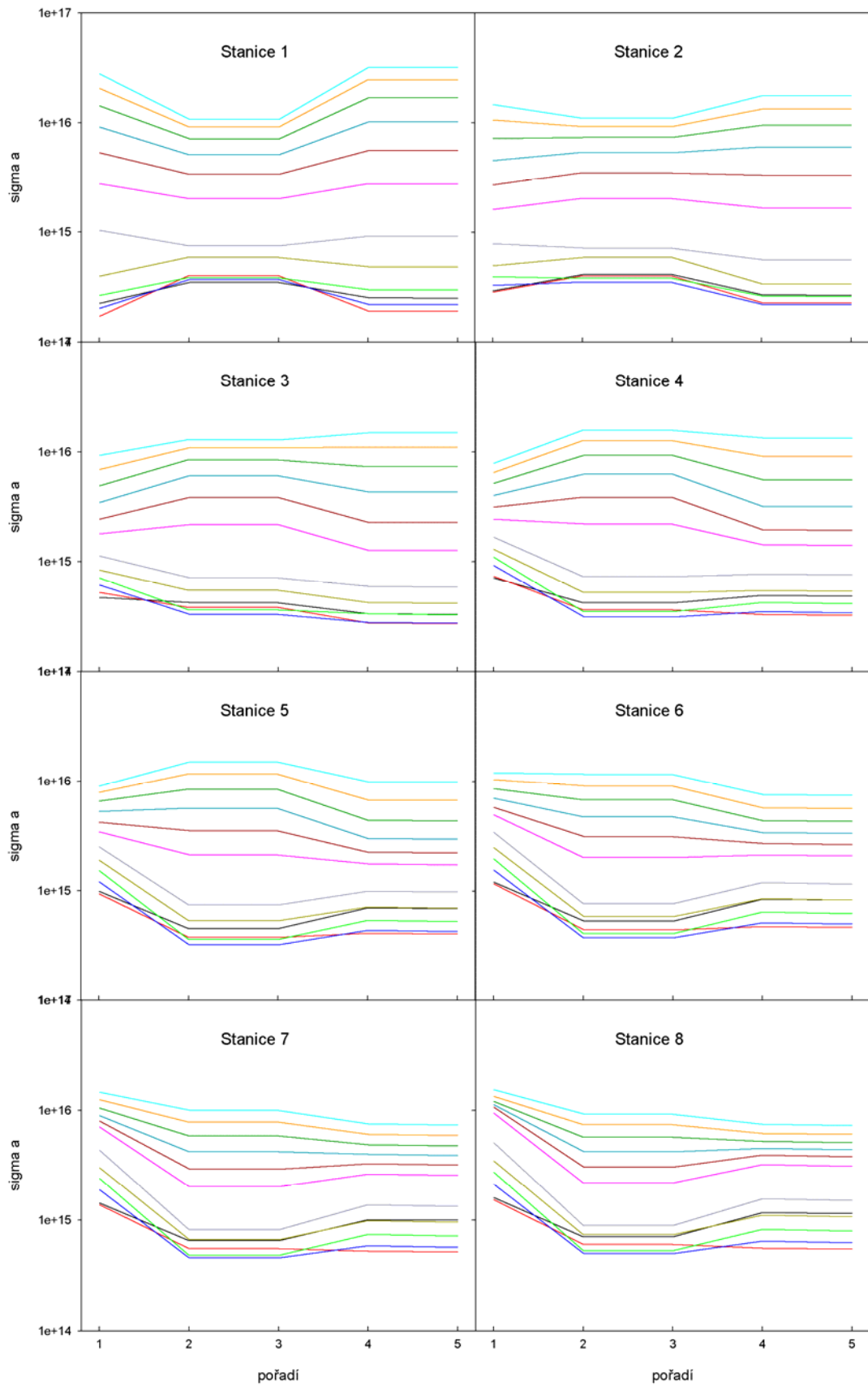
Obr. 5.21. Závislost σ_a na azimutu pro stejně vzdálené stanice. Identickými symboly jsou vyznačeny polohy stanic se shodnou velikostí σ_a .

Na obrázku 5.22. je graficky znázorněno, pro jaké rozmístění stanic byly prováděny další testy. Rozložení přijímačů „a“ bylo použito při studiu závislosti parametru σ_a na dvanácti různých hloubkách a vzdálenosti stanic. Polohy stanic v části „b“ obrázku 5.22. se využívali při zjišťování závislosti na azimutu a vzdálenosti stanice ve třech hloubkách (6km, 35 km, 70 km). Pro přehlednost jsou v práci uvedeny jen výsledky týkající se výpočtů pro rozložení stanic na obrázku 5.22. a, zbylé grafy jsou umístěny na DVD, které je součástí této práce.

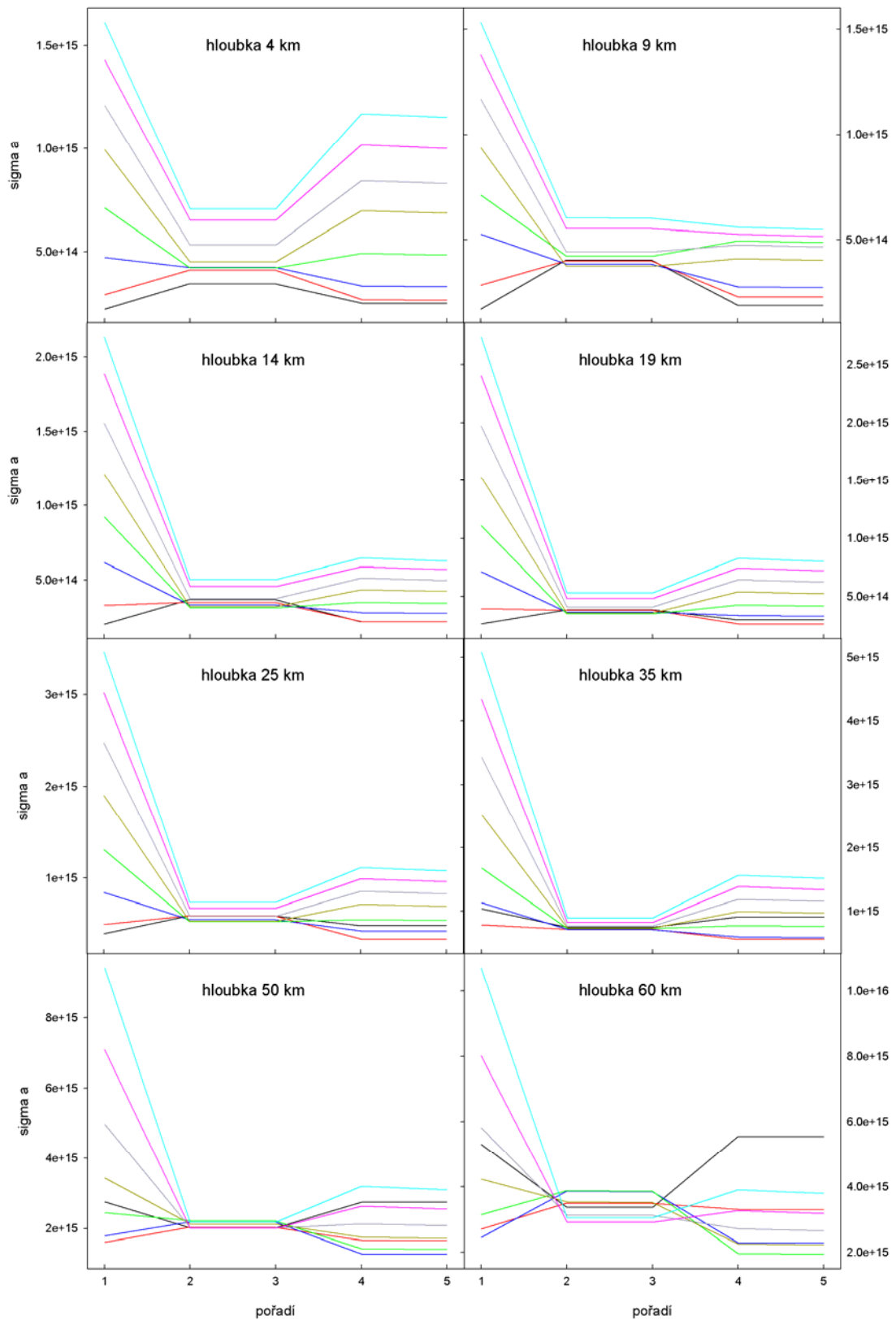


Obr. 5.22. Rozložení stanic pro určování závislosti parametru σ_{a_i} na hloubce, vzdálenosti od epicentra a na azimutu. Zemětřesení bylo v tomto případě umístěno do počátku soustavy souřadnic $[0^\circ, 0^\circ]$.

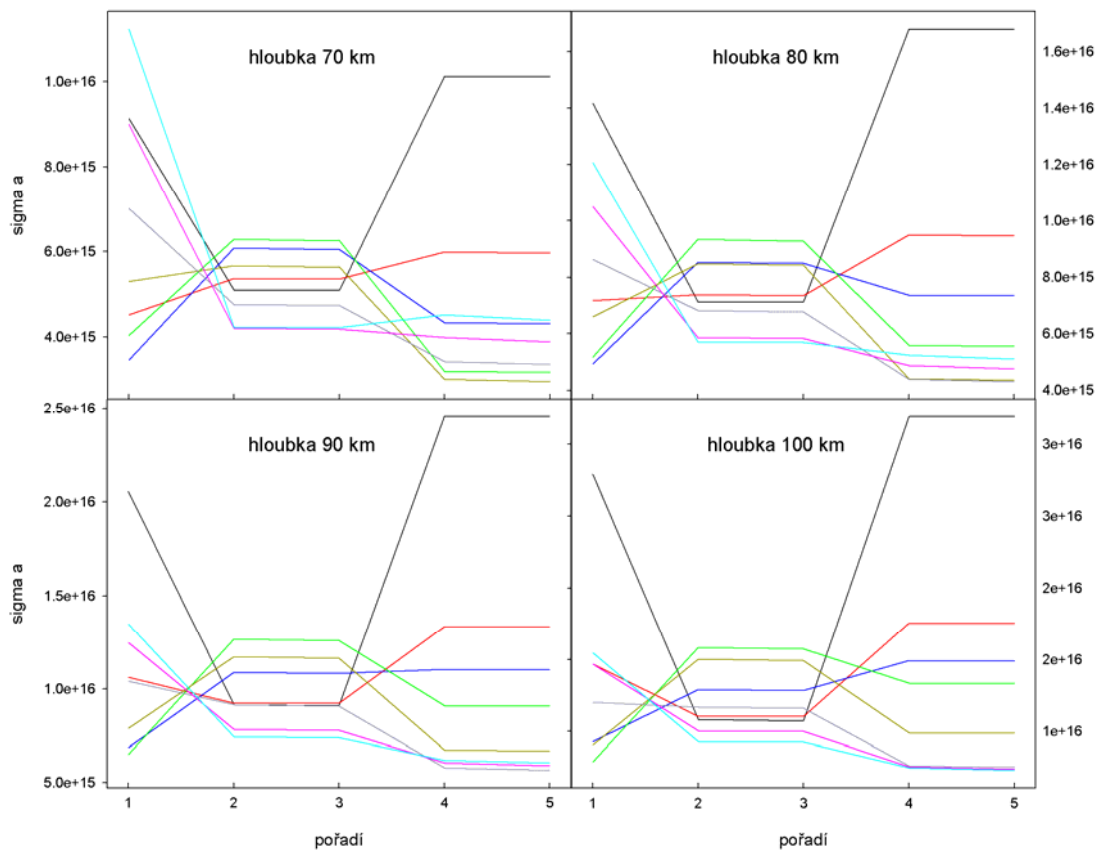
Výsledky jsou znázorněny na obrázcích 5.23. až 5.25. Jak je patrné z obrázku 5.22., stanice 1 je nejbližší k epicentru a stanice 8 je nejvzdálenější. Na obrázku 5.23. je závislost σ_{a_i} na hloubce. Pro výpočty byly vybrány hloubky 4 km, 9 km, 14 km, 19 km, 25 km, 35 km, 50 km, 60 km, 70 km, 80 km, 90 km a 100 km. Hloubkám zemětřesení odpovídají (v pořadí od nejmělkčího) následující barvy: černá, červená, tmavě modrá, zelená, tmavě žlutozelená, šedivá, růžovofialová, hnědočervená, modrozelená, tmavě zelená, oranžová, bleděmodrá.



Obr. 5.23. Závislost σ_{a_i} na hloubce pro jednotlivé stanice.



Obr. 5.24. Závislost σ_{a_i} na vzdálenosti stanice od epicentra pro jednotlivé hloubky. Stanicím odpovídají (v pořadí od nejbližší) následující barvy: černá, červená, tmavě modrá, zelená, tmavě žlutozelená, šedivá, růžovofialová, bleděmodrá.

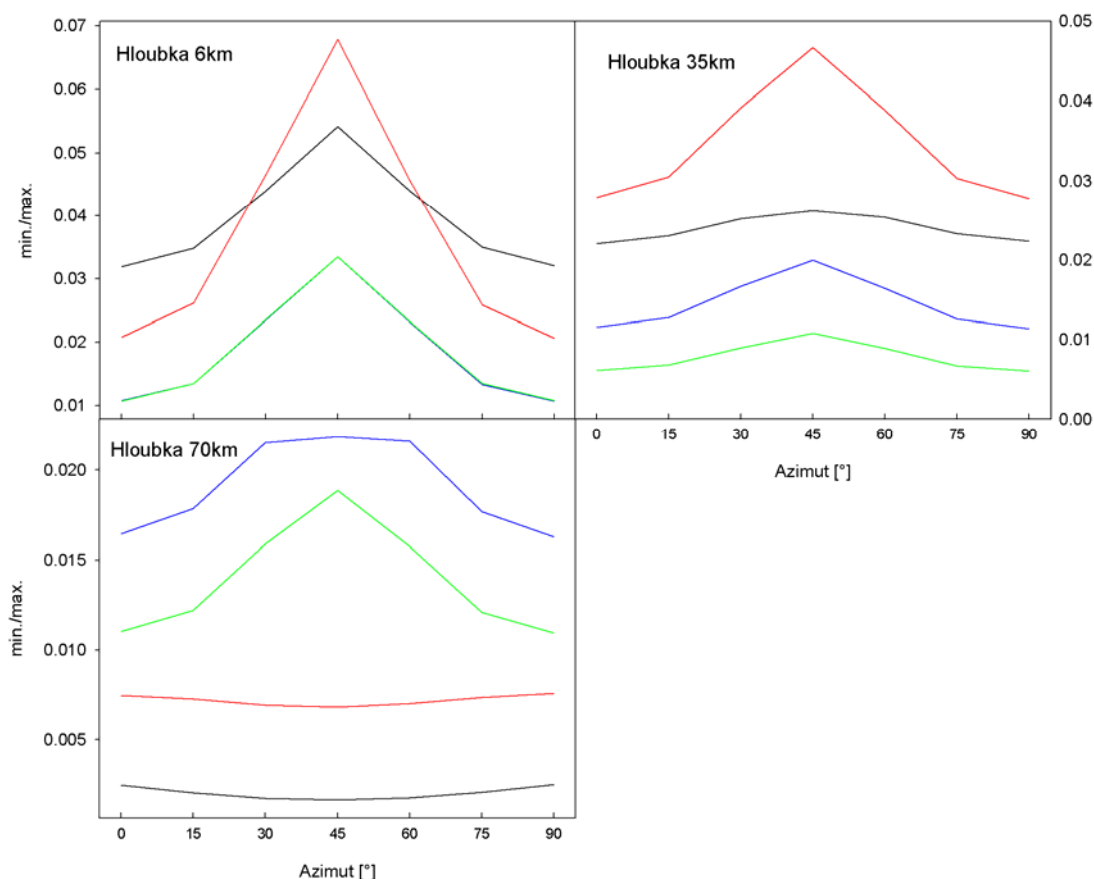


Obr. 5.25. Závislost σ_{a_i} na vzdálenosti stanice od epicentra pro jednotlivé hloubky. Stanicím odpovídají stejné barvy jako v předchozím obrázku 5.24.

Z obrázku 5.23. je zřejmé, že v námi zvoleném azimutu stanic roste pro zemětřesení v hloubkách odpovídajících poslední vrstvě modelu „Haslinger“ velikost všech σ_{a_i} s hloubkou. Na obrázcích 5.24., 5.25. je vidět postupná kvalitativní proměna jednotlivých křivek s měnící se hloubkou a vzdáleností. Například pro hloubku zemětřesení 4 km jsou nejmenší hodnoty σ_{a_i} pro nejbližší stanici (31 km), pro 100 km už má nejmenší σ_{a_i} stanice nejvzdálenější (251 km).

5.2.3. Poměr min. a max. vlastního čísla matice $E^T E$, vlastní vektory

Byla ověřena závislost poměru minimálního a maximálního vlastního čísla na hloubce zemětřesení a na azimutu. Závislost poměru min./max. na hloubce a vzdálenosti stanic od epicentra je znázorněná na obrázku 5.26.



Obr. 5.26. Závislost poměru min./max. vlastního čísla na azimutu pro stanice vzdálené 55 km, 111 km, 166 km a 222 km od epicentra (rozložení stanic viz obrázek 5.22.b). Vzdálenostem stanic od epicentra odpovídají (v pořadí od nejbližší) následující barvy: černá, červená, modrá, zelená.

Je vidět pokles velikosti „min./max.“ s rostoucí hloubkou hypocentra. Pro hloubku 70 km je poměr min./max. u nejbližších stanic menší než 0.005 a dochází tedy k špatné podmíněnosti obrácené úlohy v případě blízké stanice a velmi hlubokého zemětřesení.

V tabulce 5.33 jsou jako příklad ve sloupcích uvedeny vlastní vektory matice $E^T E$ pro výpočty provedené na záznamech ze stanice DID. Je zřejmé, že tyto vektory nemíří ve směru os soustavy souřadnic určené parametry a_i . Při posuzování chyby určení parametru a_i se tedy nemůžeme omezovat pouze na rozbor diagonálních prvků kovarianční matice $(\sigma_j)^2$, ale ve všech případech (pro každou zvolenou stanici) musíme zkoumat tuto matici jako celek.

Tabulka 5.33: Vlastní vektory matice $E^T E$ pro stanici DID

v_1	v_2	v_3	v_4	v_5
0.793	0.008	-0.572	0.324	0.512
0.024	0.781	0.620	-0.051	0.051
0.034	-0.622	0.782	0.030	0.026
-0.574	0.027	0.005	0.678	0.458
-0.200	-0.056	-0.035	-0.657	0.724

Už víme, že rozdílnost kvality výsledků při inverzi z jedné stanice je způsobena především odlišnými hloubkami. Abychom fyzikálně pochopili vliv hloubky, tj. důvod, proč v případě Trichonidy postačovala jedna stanice pro získání velmi dobrého řešení, kdežto u Leonidia tomu tak nebylo, rozhodli jsme se provést následující test. Byl proveden na záznamech ze stanice DID pro zemětřesení Trichonida a ze stanice APE pro zemětřesení Leonidio. Tyto stanice mají podobnou epicentrální vzdálenost (DID 180 km, APE 230 km). V obou případech se využívala jen část záznamu s užitečným signálem, což pro tato zemětřesení představovalo interval 50 až 200 sekund.

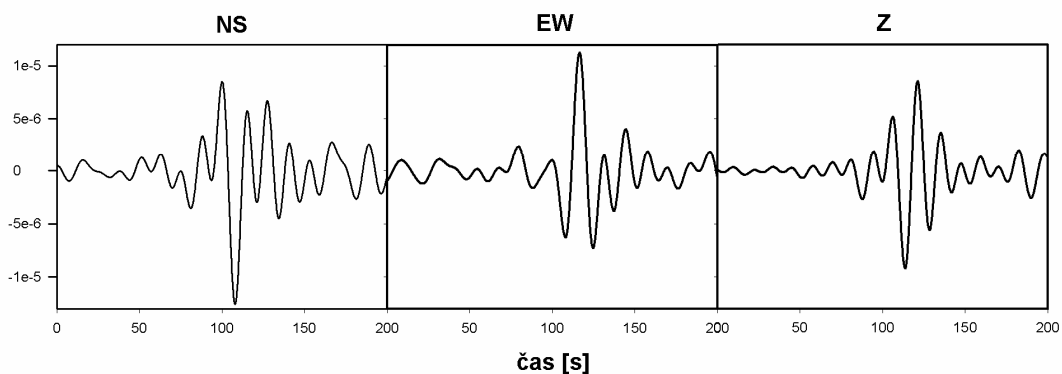
Z každého seismogramu bylo vybráno vždy deset vzorků (deset vzorků na každé ze složek záznamu NS, EW a Z) a byla s nimi počítána obrácená úloha pro momentový tenzor, zatímco poloha a čas zdroje byly vzaty z předchozích výpočtů. Volba právě deseti vzorků byla učiněna na základě informací z článku Templeton a Dreger (2006),

který se mimo jiné zabývá počtem nekorelovaných dat v záznamu. Výsledky jsou popsány níže.

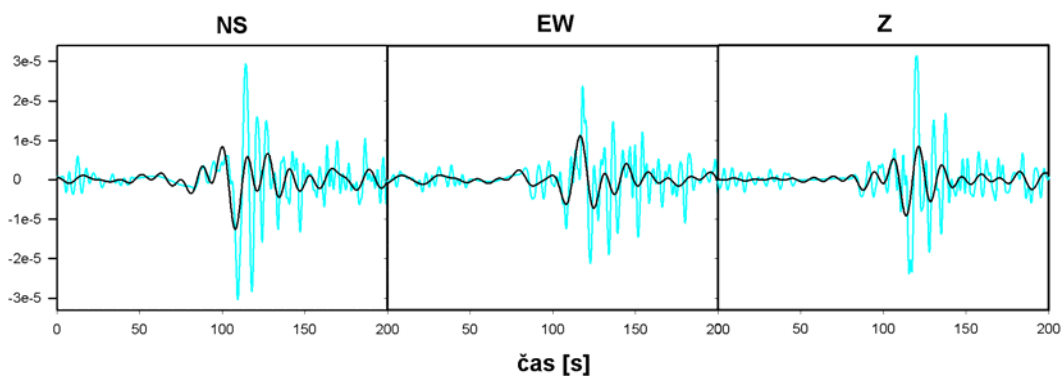
5.2.4. Inverze z malého počtu bodů – stanice DID

Populárně řečeno, cílem je mimo jiné nalézt situace, kdy ani pro Trichonidu nebude možno získat rozumný výsledek z jedné stanice, jinak řečeno kdy se výsledek „pokazí“ tím, že ubereme část informace obsažené v signálu. Na následujících obrázcích 5.27. až 5.29. jsou znázorněny seismogramy (v různých frekvenčních oborech) pro zemětřesení Trichonida ze stanice DID. Vyšší frekvence 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz jsou zvoleny pro snazší identifikaci jednotlivých vlnových skupin, tj. P, S, Lg. Inverze jsou pak provedeny už jen pro obor nižších frekvencí 0.02 – 0.03 – 0.08 – 0.09 Hz. Rychlostní záznamy jsou převedeny na posunutí. Na obrázku 5.30. jsou elementární seismogramy (posunutí), kterými se při výpočtu mechanismu ohniska snažíme vystihnout signál na obrázku 5.27. Tyto elementární seismogramy byly použity i v kapitole 5.1.3. při inverzi pro stanici DID.

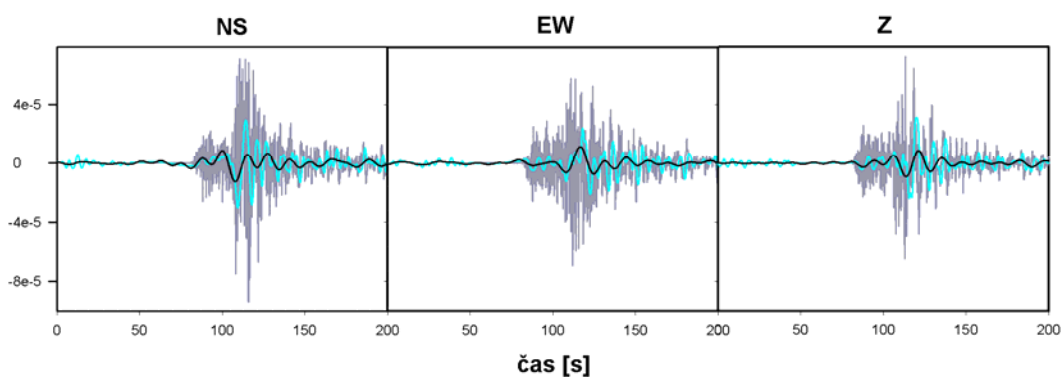
V tabulce 5.34 jsou uvedeny výsledky inverze z deseti bodů pro stanici DID a na obrázku 5.31. jsou znázorněna takto získaná řešení. V případě „A“ provádíme výpočet z celého užitečného signálu, u testu „B“ jsme se snažili testovat signál bez Lg vlny, v dalším kroku „C“ jsme se snažili omezit na P vlnu, v případě „D“ jsme prováděli výpočet bez P vlny a v posledním kroku „E“ jsme úlohu řešili v úseku za Lg vlnou. Tyto odhady jsou podloženy obrázkem uvedeným později (obrázek 5.37.), kde čteme nasazení P vlny přibližně v čase 75 sekund, S v čase 100 sekund a Lg v čase 110 sekund.



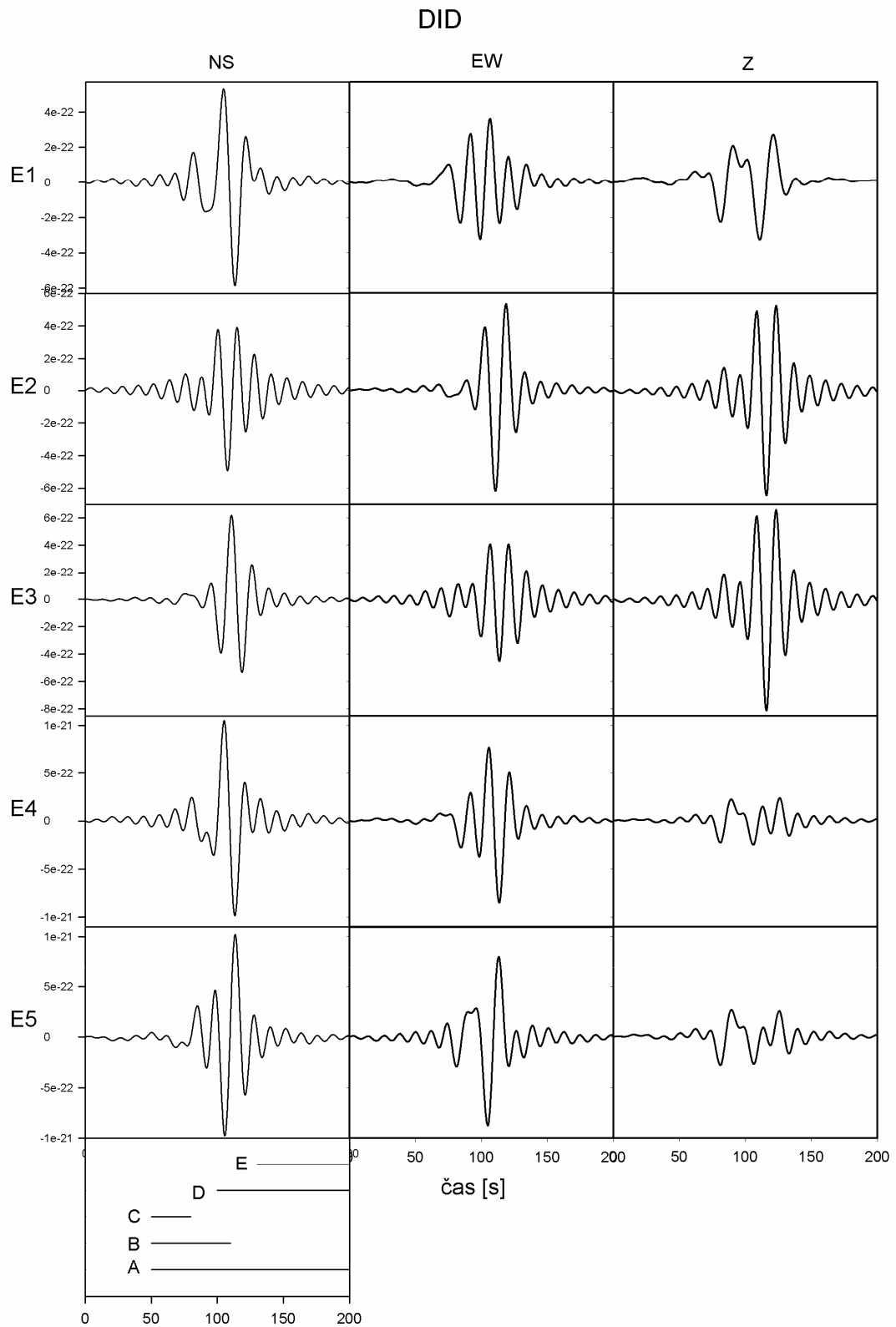
Obr. 5.27. Záznam posunutí ze stanice DID. Byl použit filtr 0.02 – 0.03 – 0.08 – 0.09 Hz. (Na svislé ose jsou uvedeny metry.)



Obr. 5.28. Záznam posunutí ze stanice DID. Jednotlivým filtrům odpovídají barvy: černá pro 0.02 – 0.03 – 0.08 – 0.09 Hz a bleděmodrá pro 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz .



Obr. 5.28. Záznam posunutí ze stanice DID. Jednotlivým filtrům odpovídají barvy: černá pro 0.02 – 0.03 – 0.08 – 0.09 Hz, bleděmodrá pro 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz. Pro doplnění je do obrázku jako šedivá křivka vynesena i naměřený (tedy nefiltrovaný) záznam rychlosti.



Obr. 5.30. Elementární seismogramy (posunutí) pro stanici DID a hloubku hypocentra 7km. (Na svislé ose jsou uvedeny metry.) Je zde vyznačeno jaká část seismogramu se využívá při testech.

Tabulka 5.34: Výsledky inverze počítané z deseti bodů

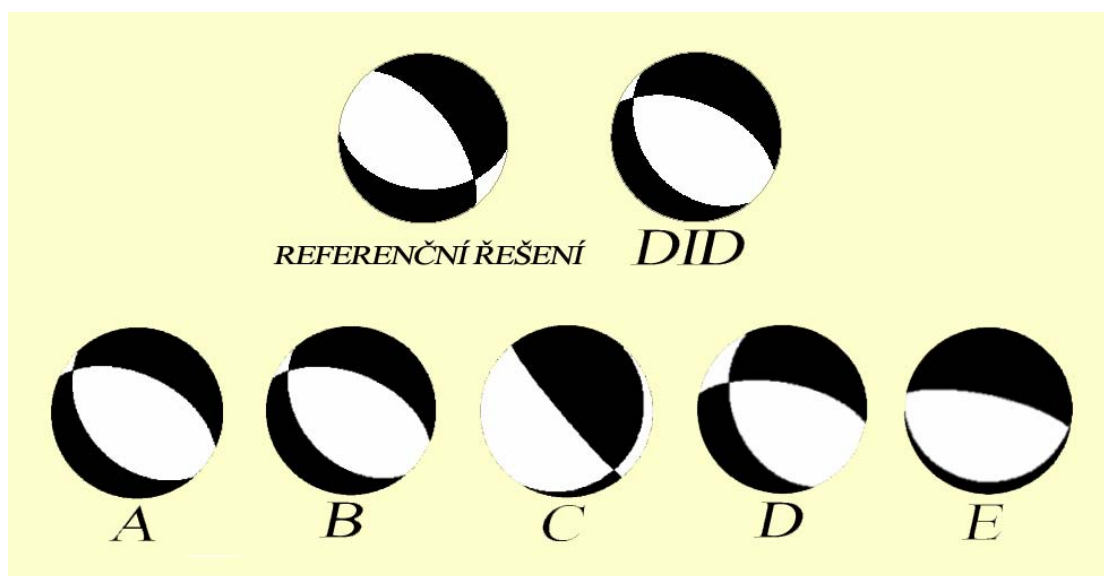
Test	start [s]	krok [s]	min/max	strike [°]	dip [°]	slip [°]	shoda řešení	shoda DID
A	50	15.04	0.049	295	53	-104	0.17	0.05
				138	39	-72		
B	50	6.04	0.014	292	54	-107	0.17	0.04
				139	39	-68		
C	50	3.04	0.053	140	85	76	0.38	0.43
				32	15	161		
D	100	10.04	0.061	280	64	-124	0.19	0.05
				157	42	-41		
E	130	7.04	0.007	282	75	-87	0.34	0.32
				91	15	-101		

start ... místo v záznamu, v kterém je odečten první vzorek

krok ... ekvidistantní vzdálenost mezi jednotlivými vzorky

shoda řešení ... „shoda řešení“ s referenčním řešením, které bylo získáno inverzí ze všech osmi stanic

shoda DID ... „shoda řešení“ s výsledkem inverze pro jednu stanic (DID)



Obr. 5.31. Výsledky inverze zemětřesení Trichonida počítané vždy z deseti vzorků záznamu ze stanice DID. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): A – 0.17, B – 0.17, C – 0.38, D – 0.19, E – 0.34. Shoda s řešením, získaným v této práci pro stanici DID, je: A – 0.05, B – 0.04, C – 0.43, D – 0.05, E – 0.32.

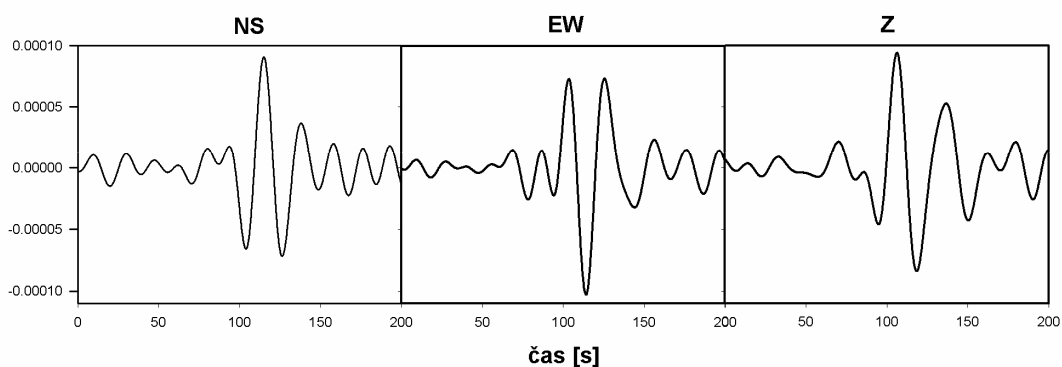
Pokud správně fixujeme hloubku zemětřesení Trichonida a jeho čas vzniku, pak je možné získat velmi dobrý výsledek i z malého počtu vzorků, je-li v nich dostatečné množství informací. (Povšimněme si v této souvislosti, že zatímco nejkratší studovaná

perioda je přibližně 10 sekund, Nyquistova perioda je 5 sekund. Výše uvedená správná řešení jsou získána s hrubším vzorkováním.) Při testu „B“ se nám možná nepodařilo separovat Lg vlnu od S vlny, protože mezi příchodem S vlny a Lg vlny je jen velmi krátký časový úsek (přibližně 8 s) a výsledek je tedy ovlivněn nejen informacemi z P a S vln, ale i Lg vlnou. V případě „C“ tohoto testu bylo ukázáno, že neobdržíme správný výsledek pouze z vln P. Za zmínku stojí i skutečnost, že případ špatného řešení „C“ má formálně velmi dobrou podmíněnost (min./max. = 0.053). V testu „E“ jsme patrně neměli ani Lg vlnu (čili žádnou užitečnou informaci). Tyto záležitosti bude třeba ještě prostudovat podrobněji mimo diplomovou práci.

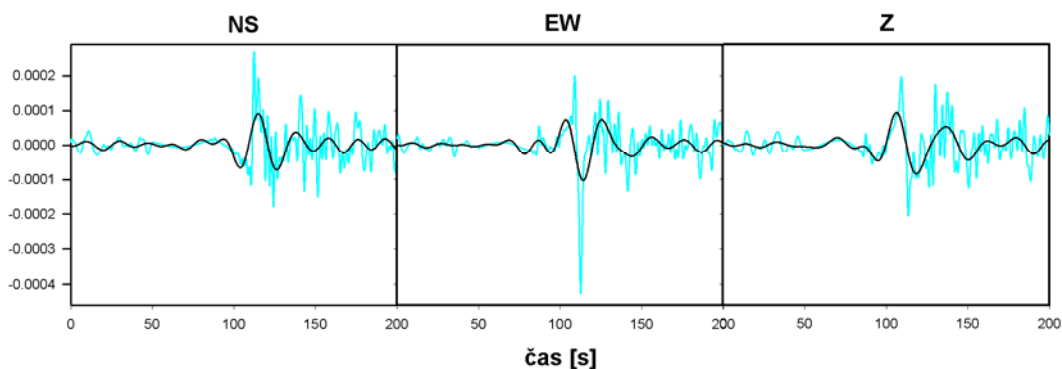
5.2.5. Inverze z malého počtu bodů – stanice APE

V případě zemětřesení Leonidio (stanice APE) se nesnažíme výsledek „pokazit“, protože již víme, že ze stanice APE nelze správný výsledek získat. Testy provádíme proto, abychom názorněji pochopili podstatu problému s velkou hloubkou ohniska. Na následujících obrázcích 5.32. až 5.34. jsou znázorněny seismogramy (v různých frekvenčních oborech, aby bylo možné posuzovat tvar signálu) pro zemětřesení Leonidio ze stanice APE. Různé frekvence jsou zvoleny pro snazší určování časů příchodu jednotlivých vlnových (P, S, Lg). Díky vyšším frekvencím jsme schopni rozpoznat jednotlivé skupiny vln. Výpočty jsou pak provedeny už jen pro frekvenční obor 0.02 - 0.03 - 0.06 - 0.07 Hz a druhý zvolený frekvenční obor se při výpočtech dále nevyužívá. Rychlostní záznamy jsou převedeny na posunutí. Na obrázku 5.35. jsou elementární seismogramy, kterými se při výpočtu mechanismu ohniska snažíme vystihnout signál na obrázku 5.32. Tyto elementární seismogramy byly použity i v kapitole 5.1.6. při inverzi pro stanici APE.

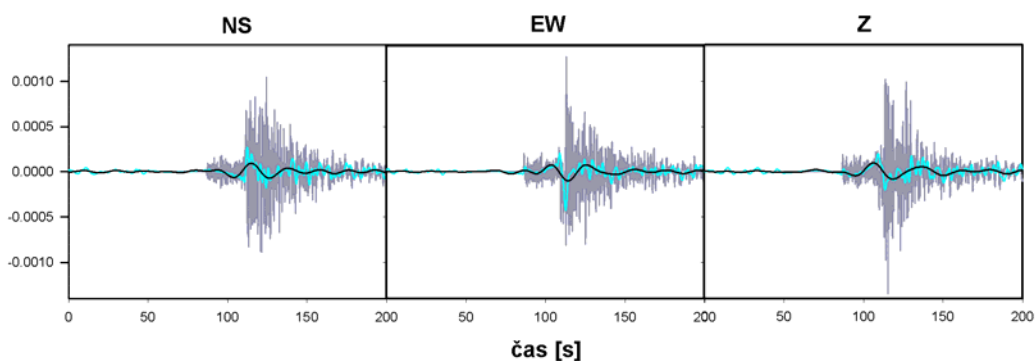
V tabulce 5.35 jsou uvedeny výsledky inverze z deseti bodů pro stanici APE a na obrázku 5.36. jsou znázorněna takto získaná řešení. Tyto volby byly provedeny proto, abychom mohli studovat vlastnosti jednotlivých vln (P, S, Lg). Jednotlivé testy „A“ až „E“ byly provedeny obdobně jako pro stanici DID. Tyto odhady jsou podloženy obrázkem uvedeným později (obrázek 5.38.), kde čteme nasazení P přibližně v čase 80 sekund, S v čase 105 sekund a Lg v čase 120 sekund.



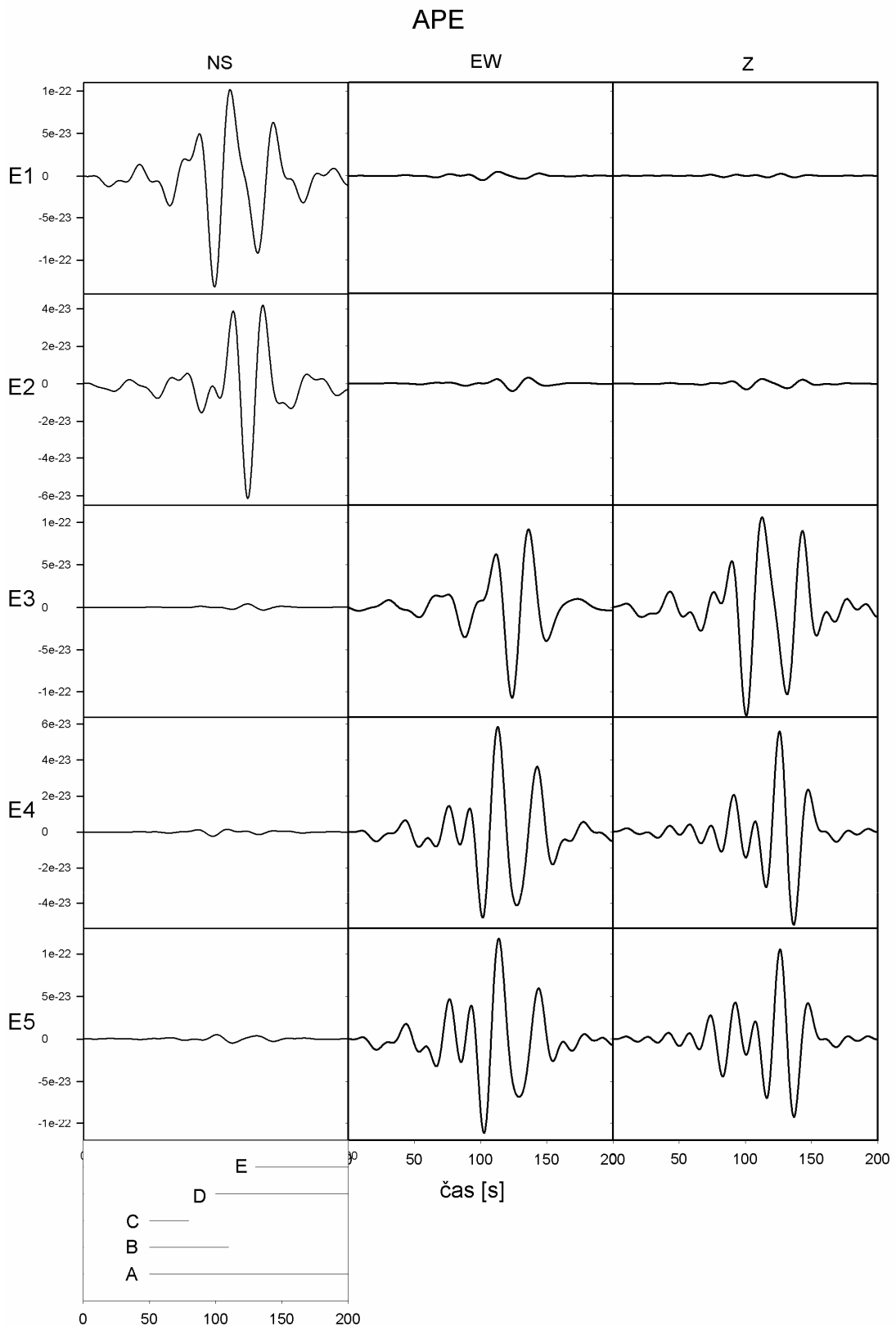
Obr. 5.32. Záznam posunutí ze stanice APE. Byl použit filtr 0.02 – 0.03 – 0.06 – 0.07 Hz. (Na svislé ose jsou uvedeny metry.)



Obr. 5.33. Záznam posunutí ze stanice APE. Jednotlivým filtrům odpovídají barvy: černá pro 0.02 – 0.03 – 0.06 – 0.07 Hz a bleděmodrá pro 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz .



Obr. 5.34. Záznam posunutí ze stanice APE. Jednotlivým filtrům odpovídají barvy: černá pro 0.02 – 0.03 – 0.06 – 0.07 Hz, bleděmodrá pro 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz. Pro doplnění je do obrázku jako šedivá křivka vynesena i naměřený (tedy nefiltrovaný) záznam rychlosti.



Obr. 5.35. Elementární seismogramy (posunutí) pro stanici APE a hloubku hypocentra 72 km. (Na svislé ose jsou uvedeny metry.) Je zde vyznačeno jaká část seismogramu se využívá při testech.

Tabulka 5.35: Výsledky inverze počítané z deseti bodů

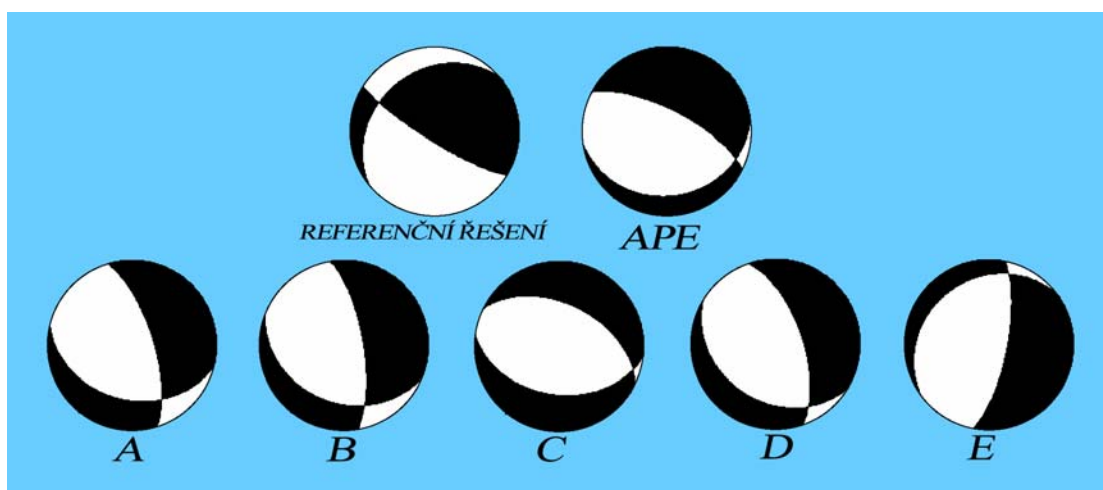
Test	start [s]	krok [s]	min/max	strike [°]	dip [°]	slip [°]	shoda řešení	shoda APE
A	50	15.05	0.011	343	70	-60	0.40	0.30
				104	36	-144		
B	50	6.05	0.014	350	72	-63	0.42	0.35
				112	32	-144		
C	50	3.05	0.013	296	49	-78	0.57	0.24
				97	42	-104		
D	100	10.05	0.005	341	64	-70	0.44	0.32
				121	32	-125		
E	130	7.05	0.004	235	23	-49	0.43	0.37
				11	73	-160		

start ... místo v záznamu, v kterém je odečten první vzorek

krok ... ekvidistantní vzdálenost mezi jednotlivými vzorky

shoda řešení ... „shoda řešení“ s referenčním řešením, které bylo získáno inverzí ze všech osmi stanic

shoda APE ... „shoda řešení“ s výsledkem inverze pro jednu stanici (APE)



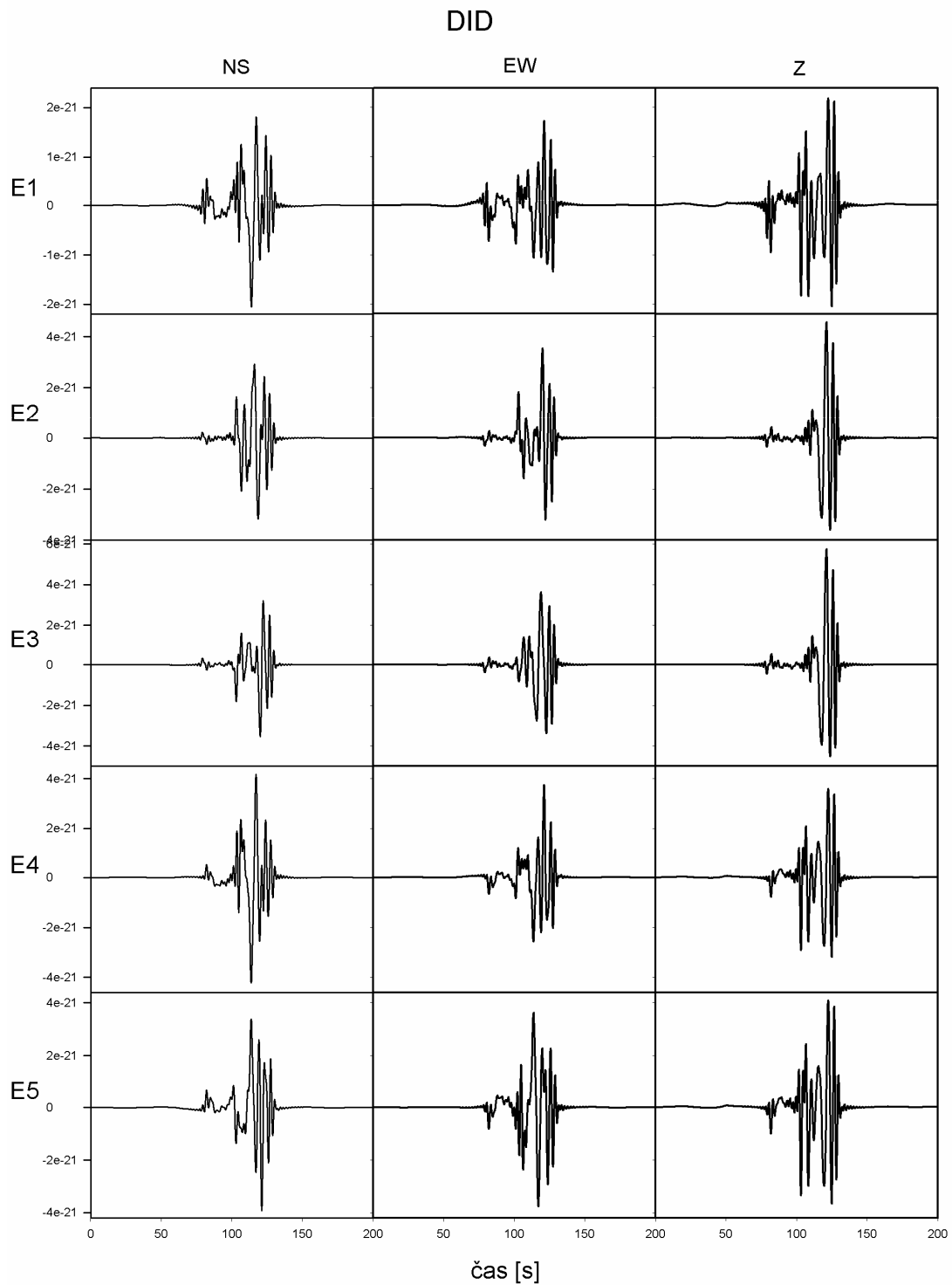
Obr. 5.36. Výsledky inverze zemětřesení Leonidio počítané vždy z deseti vzorků záznamu ze stanice APE. Shoda s referenčním řešením, získaným v této práci, je podle vztahu (2.15): A – 0.40, B – 0.42, C – 0.57, D – 0.44, E – 0.43. Shoda s řešením, získaným v této práci pro stanici APE, je: A – 0.30, B – 0.35, C – 0.24, D – 0.32, E – 0.37.

Byla zafixována hloubka zemětřesení Leonidio a čas vzniku, tak aby jejich velikost odpovídala hodnotám získaným při inverzi ze stanice APE. Neočekávali jsme tedy dobrý výsledek z malého počtu vzorků, protože jsme při inverzi s použitím pouze stanice APE neobdrželi správný výsledek ani při použití 8192 vzorků záznamu, ale

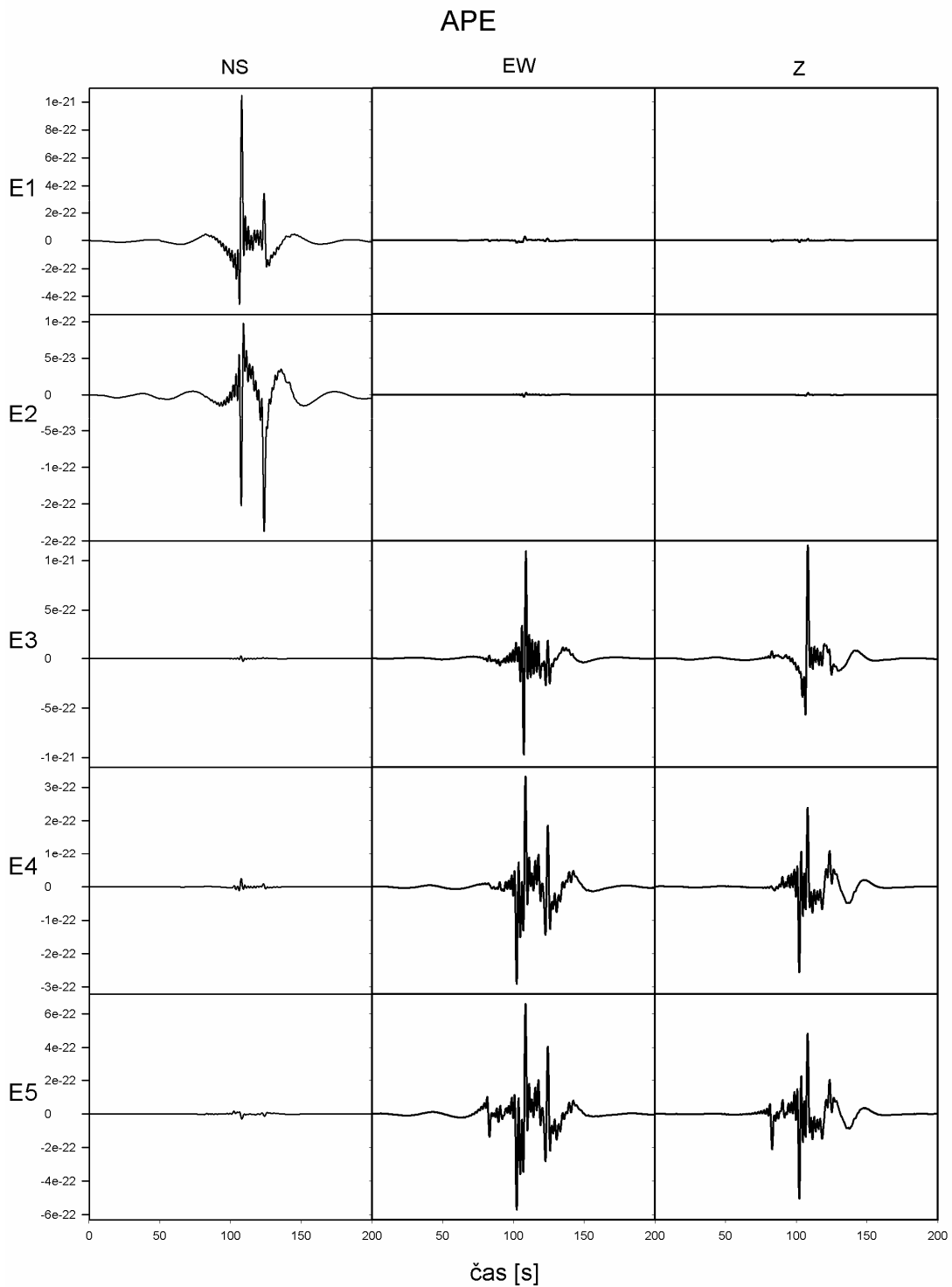
byla tu možnost, že takto získaná řešení se budou blížit alespoň výsledkům získaným pro stanici APE. Výpočty ukázaly, že žádná skupina vybraných vzorků nenesla dostatek informací o tomto jevu. Špatný souhlas případu „A“, který obsahuje celý užitečný signál, ukazuje, že deset ekvidistantních vzorků nestačí (nejsou zvoleny dostatečně citlivě vzhledem k vlnovým skupinám). V případě „C“ jsme obdrželi řešení podobné chybnému výsledku získanému při inverzi ze stanice APE (popsanému v kapitole 5.1.6.). Jakoby celá informace ze stanice APE byla obsažena v intervalu 50 až 80 sekund. Tato věc je těžko pochopitelná a vyžádá si další rozbor mimo tuto práci. V testu „E“ se dostala hodnota poměru minimálního a maximálního vlastního čísla pod 0.005 a tato obrácená úloha již byla špatně podmíněná.

Zásadní rozdíl mezi případem APE (Leonidio) a DID (Trichonida) vidíme v tom, že elementární seismogramy APE se z důvodů velké hloubky vyznačují tím, že na E3 až E5 je NS složka zanedbatelná oproti dvěma zbývajícím složkám. Na E1 a E2 jsou dokonce dvě složky zanedbatelné. Viz obrázek 5.35. (Víme, že tvar elementárních seismogramů závisí i na azimutu. V tomto případě ale odlišnost mezi elementárními seismogramy pro DID a APE nemůže být způsobena jen rozdílnými azimuty.)

Pro lepší interpretaci vln byly v závěrečné fázi diplomové práce přidány ještě následující obrázky 5.37. a 5.38., na kterých jsou znázorněny elementární seismogramy pro stanice DID a APE při použití frekvenčního oboru 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz.



Obr. 5.37. Elementární seismogramy (posunutí) pro stanici DID a hloubku hypocentra 7km. Byl použit frekvenční obor 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz. (Na svislé ose jsou uvedeny metry.)



Obr. 5.37. Elementární seismogramy (posunutí) pro stanici APE a hloubku hypocentra 72km. Byl použit frekvenční obor 0.02 – 0.03 – 0.45 – 0.5 Hz. (Na vísle ose jsou uvedeny metry.)

6. Souhrnná interpretace výsledků a závěr

V této diplomové práci byla studována dvě zemětřesení: a) Zemětřesení Trichonida, $M_w = 5.2$ z 10. 4. 2007, které se událo u stejnojmenného jezera v západním Řecku (hlavní otřes sekvence). b) Zemětřesení Leonidio, $M_w = 6.2$ z 6. 1. 2008, které se událo u stejnojmenného města na východním pobřeží Peleponéského poloostrova. V obou případech byly prováděny výpočty momentového tenzoru z tříložkových širokopásmových záznamů. Používal se software ISOLA (autoři Sokos, Zahradník). Pro obě zemětřesení byla testována stabilita řešení získaného ze všech zvolených stanic, abychom ověřili, že toto řešení můžeme považovat za referenční. Opakovaným vynecháváním vždy jedné stanice bylo zjištěno, že řešení je velmi stabilní, jak pro zemětřesení Trichonida, tak pro zemětřesení Leonidio.

V dalším kroku byl proveden výpočet momentového tenzoru z jednotlivých stanic (z každé stanice zvlášť). V takovémto případě už zemětřesení Trichonida a Leonidio vykazují navzájem velmi odlišné chování. U jevu Trichonida jsme schopni získat řešení blízké referenčnímu prakticky z libovolné jedné stanice. Naopak je zcela nemožné obdržet takovýmto způsobem správné řešení pro Leonidio.

Abychom pochopili, proč se zemětřesení Trichonida a Leonidio chovají při inverzi z jedné stanice různě, bylo provedeno několik testů. Zkoumala se například závislost standardních odchylek hledaných parametrů a_i (tj. koeficientů lineární kombinace elementárních momentových tenzorů), σ_{a_i} , na hloubce hypocentra, azimutu stanice a na epicentrální vzdálenosti stanice. Tyto testy byly obecné, nezávislé na studovaných jevech. Konkrétně pro zemětřesení Trichonida byly zjištěny řádově menší hodnoty σ_{a_i} než pro Leonidio, což vysvětluje výše zmíněný zásadní rozdíl mezi oběma případy. Podmíněnost úlohy se studovala pomocí poměru minimálního a maximálního vlastního čísla dané obrácené úlohy a byl zjištěn pokles tohoto poměru s rostoucí hloubkou hypocentra.

Z výše uvedených skutečností vyplývá, že nejdůležitější roli v odlišném chování dvou námi zkoumaných zemětřesení hraje rozdíl hloubek těchto jevů. Abychom porozuměli fyzikálním důvodům, analyzovali jsme elementární seismogramy v širokém oboru frekvencí, kde bylo možné interpretovat jednotlivé vlnové skupiny a shledali jsme mezi případem Trichonida a Leonidio zásadní rozdíly v dominanci

jednotlivých vlnových skupin. K posouzení vlivu vlnových skupin byla provedena řada srovnávacích testů, jejichž výsledky se dosud podařilo analyzovat jen částečně.

Bylo zjištěno, že velký význam má odlišný charakter elementárních seismogramů pro ohniska v hloubce 6 km (Trichonida) a 73 km (Leonidio). Zdá se, že u Leonidia část signálu příliš amplitudově dominuje a proto jsou informace obsažené ve zbytku záznamu málo využitelné a méně se v metodě nejmenších čtverců uplatní. Pro zemětřesení Trichonida mají naopak vlnové skupiny „srovnatelnou“ amplitudu a přináší tedy více informací uplatňujících se při řešení. Tyto okolnosti, zjištěné až v závěru práce na diplomovém úkolu, si ještě vyžádají podrobnější rozbor.

Výše naznačenou problematiku omezeného úseku záznamu jsme studovali současně s problematikou použitelnosti malého počtu bodů záznamu (řídkého vzorkování). Bylo zjištěno, že pokud při řešení obrácené úlohy výpočtu momentového tenzoru předem zajistíme znalost správného času vzniku zemětřesení a polohy hypocentra, můžeme momentový tenzor v mnoha případech určit z malého počtu vzorků. V našem případě jsme volili deset vzorků na každou složku třísložkového záznamu.

V budoucnu bude zajisté vhodné prostudovat, jaký praktický význam může mít inverze z jediné stanice nebo z velmi malého počtu stanic. V této práci jsme se extrémním případem jediné stanice zabývali spíše pro jeho fyzikální zajímavost. Bude cenné naučit se také předem odhadnout, jaký typ mechanismu můžeme z daného ohniska a v dané síti stanic studovat lépe nebo hůře. Dále bude nutné uvážit vliv chyby dat (například vliv poměru signál/šum).

7. Příloha – Informace o DVD

Součástí diplomové práce je DVD, na kterém jsou umístěny následující adresáře:

Text = text diplomové práce, abstrakt práce,

Obrázky = obrázky použité v textu práce a zbývající obrázky,

ISOLA_Fortran = fortranská verze softwarového balíku ISOLA (autor J. Zahradník),

ISOLA_Matlab = matlabovská verze softwarového balíku ISOLA (autor E. Sokos),

Data_Trichonida = data používaná při výpočtech prováděných pro jev Trichonida,

Data_Leonidio = data používaná při výpočtech prováděných pro jev Leonidio,

Stanice = seznam použitých stanic a jejich poloha,

Modely_kůry,

Pzfiles = parametry přístrojů používané v programu ISOLA,

Výsledky_Trichonida = výsledky výpočtů pro toto zemětřesení,

Výsledky_Leonidio = výsledky výpočtů pro toto zemětřesení,

Výsledky_syntetických_testů.

8. Literatura

- Adamová, P. (2006). Earthquake source process and its complexity. Diplomová práce, MFF UK, Praha.
- Aki, K., Richards, P.G. (1980). Quantitative seismology, 1 and 2. W.H. Freeman and Company., San Francisco.
- Bernardi, F., Braunmiller, J., Kradolfer, U., Giardini, D. (2004). Automatic regional moment tensor inversion in the European-Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **157**, 703–716.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seis. Soc. Am.* **71**, 959-971.
- Clinton, J.F., Hauksson, E., Solanki, K. (2006). An evaluation of the SCSN moment tensor solutions: Robustness of the Mw magnitude scale, style and automation of the method. *Bull. Seis. Soc. Am.* **96**, 1689-1705.
- Dreger, D. S. and Helmberger, D. V. (1993). Determination of Source Parameters at Regional Distances with Three-Component Sparse Network Data, *J. Geophys. Res.* **98**, 8107-8126.
- Dreger, D. S. (1994). Investigation of the Rupture Process of the 28 June 1992 Landers Earthquake Utilizing TERRAScope, *Bull. Seis. Soc. Am.* **84**, 713-724.
- Dreger, D. S., Uhrhammer, R., Pasyanos, M., Franck, J., Romanowicz, B. (1998). Regional and Far-Regional Earthquake Locations and Source Parameters Using Sparse Broadband Networks: A Test on the Ridgecrest Sequence, *Bull. Seis. Soc. Am.* **88**, 1353-1362.
- Dreger, D. S., Savage, B. (1999). Aftershocks of the 1952 Kern County, California, Earthquake Sequence, *Bull. Seis. Soc. Am.* **89**, 1094-1108.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.-A., Woodhouse, J.H., (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.* **86**, 2825–2852.
- Haslinger, F., E. Kissling, J. Ansorge, D. Hatzfeld, E. Papadimitriou, V. Karakostas, K. Makropulos, H.-G. Kahle, and Y. Peter (1999). 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece), *Tectonophysics* **304**, 201-218.
- Kikuchi, M., and H. Kanamori (1991). Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seis. Soc. Am.* **81**, 6, 2335-2350.

- Kiratzí, A., Sokos, E., Ganas, A., Tselentis, A., Benetatos, C., Roumelioti, Z., Serpetzidaki, A., Andriopoulos, G., Galanis, O., Petrou, P. (2008). The April 2007 earthquake swarm near Lake Trichonis and implications for active tectonics in western Greece, *Tectonophysics*, in press.
- Lay, T. , Wallace, T.C.(1995) Modern global seismology. Academic Press 1995.
- Melis, N.S., Konstantinou K.I. (2006).Real-time Seismic Monitoring in the Greek Region: An Example from the 17 October 2005 East Aegean Sea Earthquake Sequence *Seismological Research Letters* **77(3)**, 364-370.
- Novotný, O., Zahradník, J., Tselentis, G-A. (2001). Northwestern Turkey Earthquakes and the Crustal Structure Inferred from Surface Waves Observed in Western Greece, *Bull. Seis. Soc. Am.* **91**, 875-879.
- Pasyanos, M., Dreger, D. S., and B. Romanowicz (1996). Towards real-time determination of regional moment tensors. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **86**, 1255–1269.
- Pondrelli, S., S. Salimbeni, G. Ekström, A. Morelli, P. Gasperini and G. Vannucci (2006) The Italian CMT dataset from 1977 to the present, *Phys. Earth Planet. Int.*, **159**, 286-303.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterlink, W. T., Flannery, B. P. (1997) Numerical Recipes in fortran 77: The Art of Scientific Computing, Cambridge University Press, Cambridge.
- Roumelioti, Z., Benetatos, Ch., Kiratzí, A., Dreger, D. S. (2008). Near-Real Time Moment Tensors for Earthquakes in Greece provided by the Dept of Geophysics, Aristotle University of Thessaloniki (AUTH –solutions), http://www.emsc-csem.org/Doc/Moment_tensors_EMSC_revised.pdf
- Rueda, J., Mezcua, J. (2005). Near-real-time seismic moment-tensor determination in Spain. *Seism. Res. Lett.* **76**, 455-465.
- Sokos, E., Zahradník, J. (2008). ISOLA - A Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences*, in press.
- Templeton, D. C., Dreger, D. S. (2006). Non-Double-Couple Earthquakes in the Long Valley Volcanic Region, *Bull. Seis. Soc. Am.* **96**, 69-79.
- Tselentis, G.-A., N.S. Melis, E. Sokos, and K. Papatsimpa (1996). The Egion June 15, 1995 (6.2 ML) earthquake, Western Greece. *Pure Appl. Geophys.* **147**, 83–98.

Zahradník, J., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Tselentis, G-A. (2008a). The Mw 6.2 Leonidio, southern Greece earthquake of January 6, 2008: Preliminary identification of the fault plane. http://www.emsc-csem.org/current/evt/Leonidio_CUP_UPSL_emsc.pdf

Zahradník, J., Sokos, E., Tselentis, G-A. and Martakis, N. (2008b). Non-double couple mechanism of moderate earthquakes near Zakynthos, Greece, April 2006; explanation in terms of complexity, *Geophysical Prospecting*, in press.

Internetové stránky:

http://en.wikipedia.org/wiki/Lake_Trichonida

<http://www.mapy.cz/>

<http://www.maplandia.cz/recko/>

<http://www.emsc-csem.org/index.php?page=home>

<http://geo.mff.cuni.cz/skupina-S.htm>

<http://www.seismo.ethz.ch/>

<http://bbnet.gein.noa.gr/MT.htm>

<http://seismo.geology.upatras.gr>

<http://www.seismology.harvard.edu/>

http://geophysics.geo.auth.gr/index_en.html

<http://www.isc.ac.uk/IR/stationbook.html>

http://lemnos.geo.auth.gr/the_seisnet/WEBSITE_2005/station_index_en.html

<http://www.gfz-potsdam.de/geofon/new/netabs/ge.html>

<http://www.gfz-potsdam.de/geofon/new/netabs/hl.html>