

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Aplikovaná geologie

Studijní obor: Užitá geofyzika



Bc. Martin Labuta

Momentové tenzory největších jevů zemětřesné série v centrální Itálii z roku 2016
Moment tensors of the largest events of the 2016 Central Italy earthquake sequence

Typ závěrečné práce:

Diplomová práce

Vedoucí práce/Školitel:

doc. RNDr. František Gallovič, Ph.D.

Praha, 2018

Zadání diplomové práce

V srpnu a říjnu 2016 zasáhla centrální Itálii trojice zemětřesení o $M > 6$. Jevy si vyžádali na 300 obětí a zřícení velkého množství budov. Zemětřesení byla zaznamenána na husté síti seismografů. Cílem práce bude pro vybrané velké jevy z této série provést inverzi nízkofrekvenčních vlnových obrazů na momentový tenzor (centroid) s využitím softwarového balíku Isola. Pro největší z těchto zemětřesení se pak student pokusí provést inverzi na vícenásobný bodový zdroj za účelem odhalení případných geometrických iregularit zlomů, na kterých se trhlina šířila.

Rád bych poděkoval svému vedoucímu diplomové práce doc. RNDR. Františku Gallovičovi Ph.D., za jeho cenné rady ohledně diplomové práce, dále svému konzultantovi prof. RNDR. Jiřímu Zahradníkovi, DrSc. za pomoc s programem ISOLA, druhému konzultantovi prof. RNDR. Tomáši Fischerovi, PhD za rady ohledně přípravy prezentace diplomové práce, a nakonec bych chtěl poděkovat své partnerce BSc. Anitě Szabó a mojí rodině za jejich morální a finanční podporu.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle § 60 odst. 1 autorského zákona.

V Praze dne 9.5.2018

podpis

Labuda

Název práce: Momentové tenzory největších jevů zemětřesné série v centrální Itálii z roku 2016

Autor: Martin Labuta

Ústav: Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. František Gallovič, Ph.D., Katedra geofyziky, Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta

Abstrakt: Centrální Itálii zasáhla v roce 2016 zemětřesná série s největším zemětřesením o momentovém magnitudu M_w 6,5. 300 lidí zahynulo po prvním zemětřesení 24 srpna 2016 M_w 6,1 a město Amatrice utrpělo velké škody. S pomocí programu ISOLA jsou nalezeny nízkofrekvenční centroidy vybraných největších zemětřesení až do momentového magnitudu M_w 4,5. Poté je provedeno prohledávání vícenásobnosti konečného zdroje daných zemětřeseních. Cílem této práce je nalezení iregularit na zlomových plochách. Tyto výsledky jsou poté porovnány s ostatními vědeckými pracemi a katalogy zemětřesení.

Klíčová slova: zemětřesení, ISOLA, momentový tenzor, centroid

Title: Moment tensors of the largest events of the 2016 Central Italy earthquake sequence

Author: Martin Labuta

Department: Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics

Supervisor: doc. RNDr. František Gallovič, Ph.D., Department of Geophysics, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University

Abstract: Central Italy was struck by an earthquake sequence in 2016, with the largest earthquake of moment magnitude M_w 6.5. 300 people have died after the first earthquake on August 24th, M_w 6.1 and the city Amatrice was heavily damaged. Utilizing the software ISOLA, the low-frequency centroids are found of selected earthquakes with M_w above 4.5. Using these results, the multiple point finite seismic sources are obtained in order to determine fault irregularities. Afterwards, there is a comparison of these results with other academic papers and earthquake catalogs.

Keywords: earthquake, ISOLA, moment tensor, centroid

Obsah

Úvod	1
1. Geologie studované oblasti	1
2. Zemětřesení v oblasti centrální Itálie	4
2.1. Zemětřesení v roce 1979	5
2.2. Zemětřesení v roce 1997	7
2.3. Zemětřesení v roce 2009	8
2.1. Zemětřesení v roce 2016	10
3. Metoda Isola	13
3.1. Data	13
3.2. Rychlostní model	13
3.3 Předzpracování dat a definování seismického zdroje	14
3.4 Výpočet Greenových funkcí a Inverze	14
3.5 Zobrazení výsledků	17
4. Zpracování dat	18
4.1. Postup práce	18
4.2. Příklad zpracování vybraného jevu	22
5. Výsledky	30
5.1. Bodové modely zdroje pro vybrané jevy	30
5.2. Vícenásobné modely zdroje pro vybrané jevy	45
6. Diskuze	55
7. Závěr	57
Seznam použité literatury	59
Seznam tabulek	67

Seznam použitých zkratk

CLVD – Compensated Linear Vector Dipole

DC – double couple

ESM – Engineering Strong-Motion database

FMNEAREG – Focal Mechanism from NEAr source to REGional distance records

GMT – generic mapping tools

ID – Identifier

id – iterativní dekonvoluce

INGV – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

ISOLA – ISOLated Asperities.

KIWI – Kinematic Waveform Inversion

MATLAB – matrix laboratory

MT – momentový tenzor

NNLS – non-negative least square inversion

OT – Origin time

TDMT – Time Domain Moment Tensor

Úvod

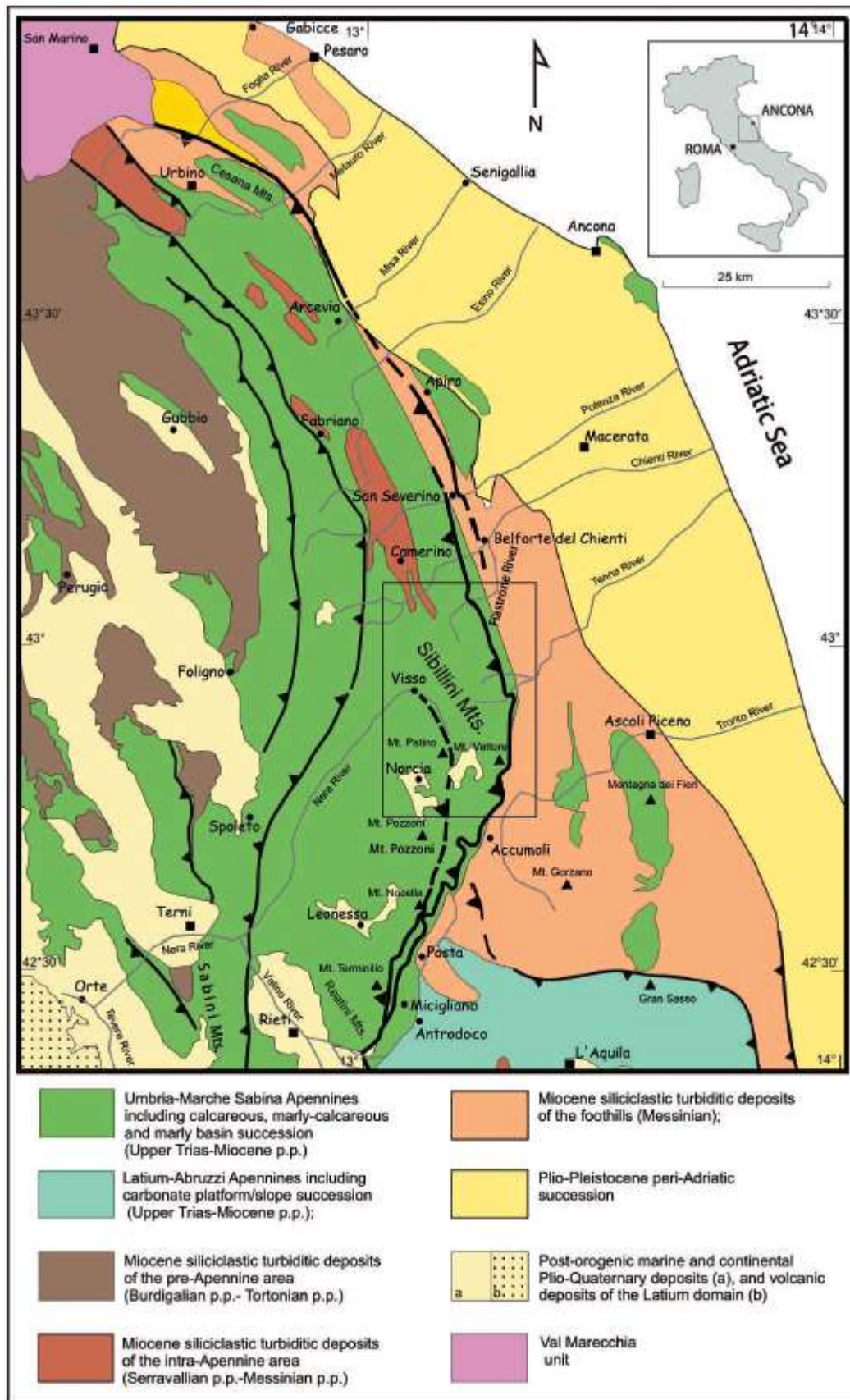
Zadáním práce je studium momentových tenzorů zemětřesné sekvence z centrální Itálie v roce 2016. Cílem je provedení inverze a nalezení nízkofrekvenčních centroidů pro vybrané největší jevy pomocí programu ISOLA. Dále je pak pro tyto jevy provedena inverze na vyšších frekvencích za účelem uvážení konečného zdroje, a tak nalezení případných iregularit zlomu na kterém se událo dané zemětřesení a šíření trhliny.

Náplní práce je získání dat, zpracování v programu ISOLA a poté grafický výstup a interpretace. To zahrnuje stažení dat z italských seismických stanic spravovaných INGV, konverze dat z ASCII formátu do formátu SAC, import dat do programu ISOLA, vytvoření seznamu stanic a souboru obsahujícím informace o zemětřesení, odstranění instrumentální přenosové funkce z dat, spočítání Greenových funkcí, inverze seismogramů filtrovaných na nízkých frekvencích v závislosti na velikosti zemětřesení a nalezení nejlepší shody se spočítanými syntetickými daty. Tyto výsledky jsou pak použity po prohledávání inverze konečného zdroje na vyšších frekvencích a nalezení vícenásobného zdroje. Nakonec je porovnání výsledků s předchozími pracemi. Samotné práci předchází rešeršní část popisující geologickou a tektonickou situaci ve studované oblasti centrální Itálie a popis zemětřesení, které se v této oblasti vyskytly. Také je popsána metoda inverze programem ISOLA použitá pro výpočet.

Spolupracoval jsem s Katedrou geofyziky z Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy.

1. Geologie studované oblasti

Oblast centrální Itálie zahrnuje severní a centrální části Apenin. Zemětřesení v roce 2016 se vyskytla v oblasti Sibillini Mountains, jenž náleží k části Apenin mezi Umbríí a Marche (Pizzi et al., 2017). Proto zde bude popsána tato oblast.



Obrázek 1. Nákres geologické mapy podle Pierantoni et. al. (2013)

Tato část severních Apenin tvoří vnější sektor vyvinutý v důsledku konvergence mezi kontinentálními okraji v oblasti Korsiky a Sardinie zastupující evropskou provenienci a Adrie náležící Africe (obrázek 1). Díky tomu je tato část charakterizována množstvím neogenních vrás a přesmykových zlomů zahrnující mesozoicko-tercierní sedimentární souvrství, které se ukládala podél kontinentálního okraje Adrie, jenž se vyvinul díky extenzní tektonice v juře (Pierantoni et al, 2013). Hlubší části tohoto souvrství, známé z hlubokých vrtů, prochází permo-triasovými křemičito-klastickými kontinentálními uloženinami (podle Anelli et al, 1994). Nasedají na hlubší krystalinikum a jsou překryty triasovými evapority. Podle některých autorů nebyly jednotky před evapority kompresně deformovány (Bally et al, 1988).

Během miocénu a pleistocénu byly tyto vrstvy překryty hemipelagickými, turbiditními a evaporitickými sedimenty. Ukládání turbiditů bylo potom částečně omezováno synsedimentárními poklesovými zlomy (Calamita et al. 1998 a Galdenzi, 2004). Spolu s extenzí Tyrrenianské pánve byly tyto procesy řízeny gravitačním poklesem Adriatické litosféry a přidruženým subdukčním roll-backem (Mazzoli & Helman, 1994).

Většina této části Apeninského pohoří byla rozdělena poklesovými zlomy v transtenzivním a částečně i strike-slipovém režimu kvartérního stáří. Ve vnitřní části pohoří pak tyto strmé zlomy ohraničují sedimentární pánve Umbrijského předhoří Apenin, které jsou vyplněny marinními a kontinentálními uloženinami (Pierantoni et al, 2013).

Tektonicky se tato část Apenin vytvořila během neogénu (kromě zužování Adriatického kontinentálního okraje vyvolaném vytvořením Ligursko-Piedmontského oceánu v Juře) podle Pierantoni et al. (2013), který dále rozděluje tektonický vývoj do 3 částí.

První je pre-orogenní tektonická část z triasu až paleogénu, která se časově nachází před kompresním režimem a zahrnuje jurské poklesové zlomy a křídové

synsedimentární zlomy. Projevuje se například v údolích řeky Tenna a řeky Nera, dále se vyskytuje v sedimentární skupině hory Monte Bove a oblasti hory Mt. Vettore.

Druhou část tvoří orogenní stádium z miocénu až pleistocénu, během kterého se vyvinuly kontrakční procesy ovlivňující i dříve extenzní oblasti. Během tohoto stádia se také vytvořily hlavní vrásy a přesmykové zlomy horského řetězce a poklesové zlomy v ohybové vráse (flexuře) v předpolí Apuliánské litosféry. Zahrnuje oblasti antiklinály hor Mt. Fema – Mt. Patino, antiklinálu Mt. Flegni – Mt. Vettore (obrázek 2.), dále opět Mt. Bove a Mt. Val, a synklinorium Matelica-Camerino,

Třetí část pak zahrnuje post-orogenní procesy trvající od pliocénu dodnes, během kterých se extenzní procesy posouvají směrem k východu. Zahrnuje přesmykové zlomy, strmé poklesové zlomy a částečně i strike-slipy. Tyto zlomy pak tvoří tři hlavní systémy mířící ve směru 150° a zahrnují systém Mt. Vettore – Mt. Bove, Mt. Castello – Mt. Cardosa a Norcia – Mt. Fema. (podle Calamita & Pizzi, 1993).

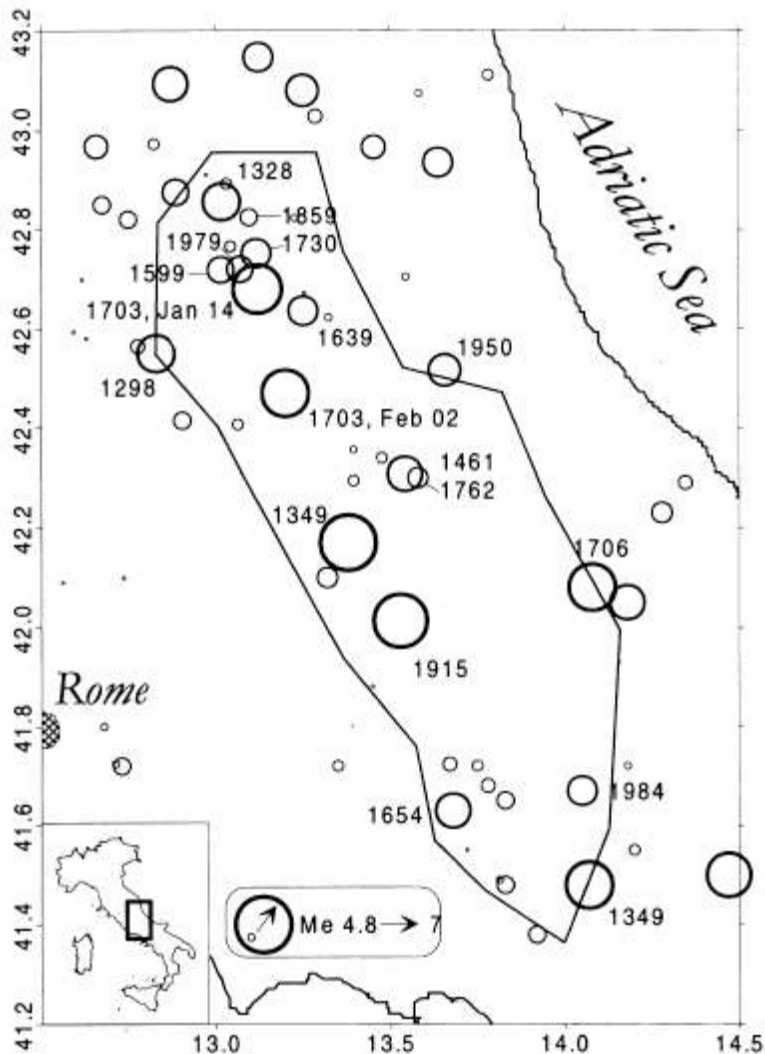


Obrázek 2. Zlomový systém Mt. Vettore. MAS – formace Calcarea massicio, LAG – formace Laga podle Pierantoni et. al. (2013)

2. Zemětřesení v oblasti centrální Itálie

Historicky dosahuje seismicita v této oblasti největšího magnitudu M_{\max} 7. V oblasti okolo Umbrie se často vyskytovala zemětřesení středního magnitudu ($M_L = 5,5-5,9$) (obrázek 3.) v letech 1599, 1730 a 1979. Dvě větší zemětřesení o magnitudu M_L 6,2 a

6,8 se vyskytla v letech 1328 a 1703. Region Abruzzi pocítil velké zemětřesení v roce 1456 (M_s 7 podle Camassi and Stucchi, 1997) a dvě velká zemětřesení v roce 1349 (M_L 7 a 6,7) která se vázala na seismickou sekvenci. Pro některá starší zemětřesení jsou nedostatečné historické záznamy, například pro zemětřesení v roce 1298 (M_L 6,2), 1461 (M_L 6,1) nebo 1639 (M_L 5,9). Podle dochovaných zdrojů zemětřesení v roce 1298 zničilo dvě města (podle Galadini & Galli, 1997; všechny hodnoty magnituda jsou převzaty z Working Group CPTI, 1999).

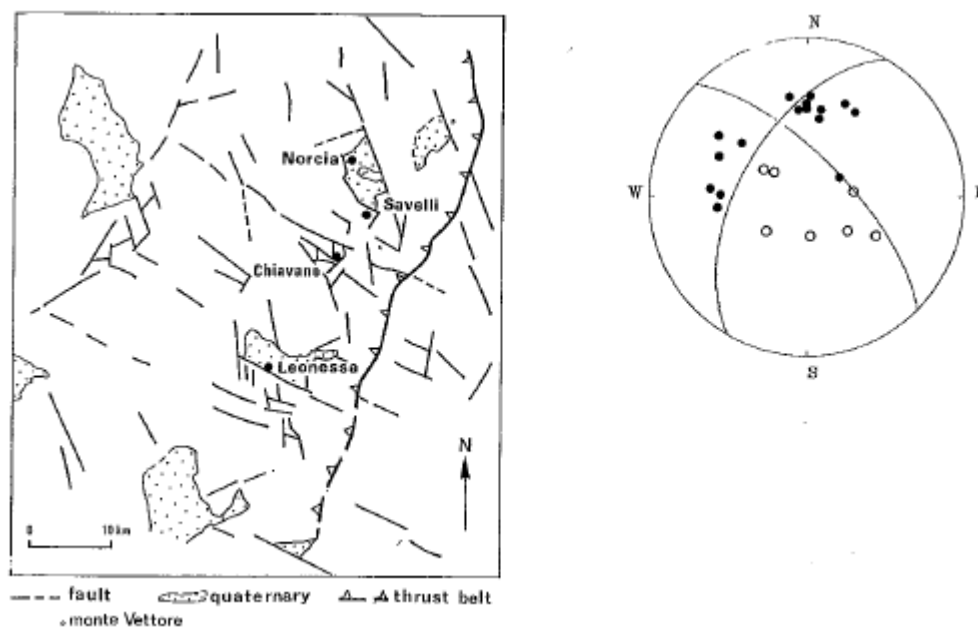


Obrázek 3. Historická seismicita v centrální Itálii. Velikost kružnice označuje velikost magnituda, podle Galadini & Galli, 1997, (data převzatá z Working Group CPTI, 1999)

2.1 Zemětřesení v roce 1979

Zemětřesení z roku 1979 se událo 19. září v údolí řeky Nera, v oblasti Umbrie, 110 kilometrů severovýchodně od Říma. Lokace byla provedena ze záznamů z Italské národní seismologické sítě (Gasparini et al. 1980). Deschamps et al. (1984) provedl studii hlavního otřesu analyzováním P-vln a povrchových vln.

P-vlny zaznamenané v teleseismických vzdálenostech byly nespolehlivé pro určení prvního nasazení, nicméně se podařilo určit zlomovou plochu s parametry strike 315° a dip 70° (obrázek 4), na které se také nacházely dotřesy. Seismický moment byl určen ze stanic BLA (Blacksburg v USA) a NDI (Dehli, Indie) $M_0 = 0,5 * 10^{18}$ Nm. Povrchové vlny byly použity pro porovnání výsledků získaných z analýzy objemových vln. Seismický moment z povrchových vln byl určen $M_0 = 0,7 * 10^{18}$ Nm.



Obrázek 4. Vlevo mapa strukturních jevů v oblasti Umbrie, vpravo ohniskový mechanismus hlavního zemětřesení 19.9.1979 podle Deschamps et al. (1984)

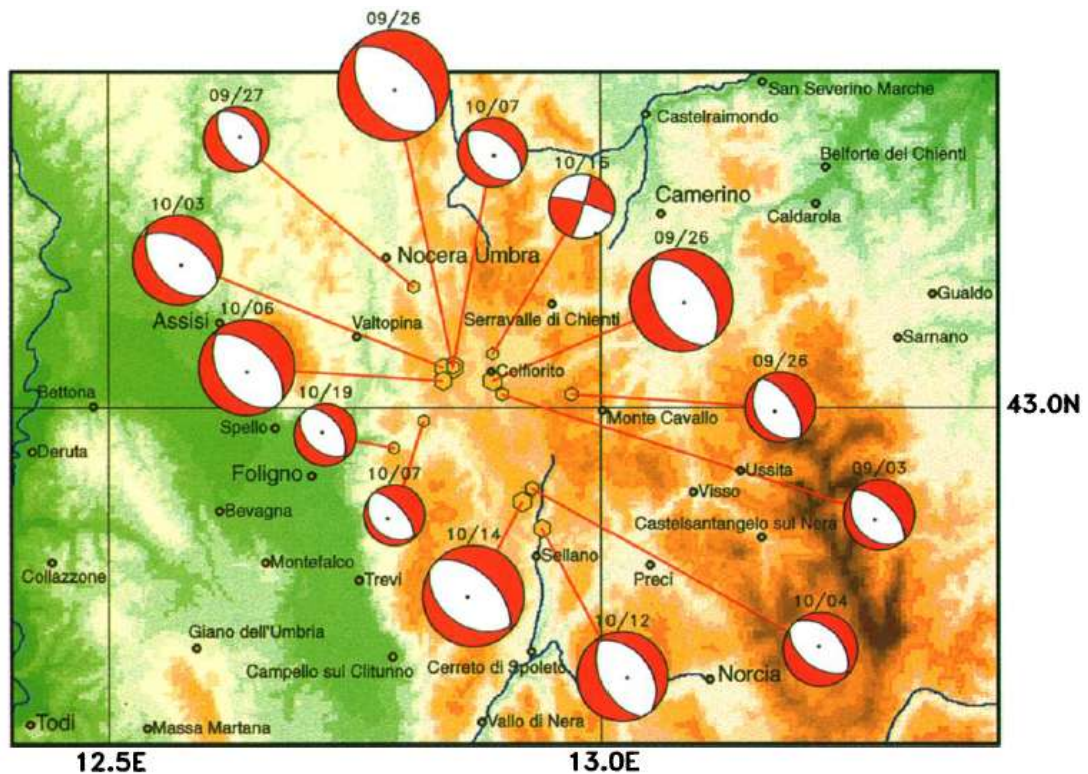
Po zemětřesení byly také nainstalovány dočasné stanice několika italskými institucemi a také francouzským Institut de Physique du Globe de Paris, které fungovaly po 25 dní. Všechny stanice, i ty permanentní, byly vybaveny vertikálními krátko-periodickými seismometry, které zaznamenávaly analogový signál na magnetické pásky. Ukládal se čas a vertikální složka pohybu země s dvěma různými zesíleními. Čas byl každý den porovnáván s rádiovým signálem (Deschamps et al. 1984).

2.2 Zemětřesení v roce 1997

26. září roku 1997 v 02:33 místního času (00:33 UTC) zasáhlo centrální Itálii zemětřesení o Mw 5,7; následované v čase 11:40 (09:40 UTC) větším zemětřesením o Mw 6,0 v oblasti mezi Umbrii a Marche, jenž byla pocítěna miliony lidí v centrální Itálii včetně Říma. Jedenáct lidí zahynulo a byla zničena některá historická umělecká díla, například v Assisi a Foligno (Amato et al., 1998). I když se do té doby v oblasti vyskytla další velká zemětřesení, žádné se předtím nenacházelo v epicentrální oblasti tohoto zemětřesení (Amato et al., 1998 podle Boschi et al., 1995)

3. září 1997 zemětřesení o lokálním magnitudu M_L 4,5 v oblasti Colfiorito spustilo sérii dotřesů, trvajících 3 týdny. Poté nastal otřes 26. září Mw 5,7 v hloubce 7 kilometrů, který měl poklesový mechanismus. Poškozené vesnice tímto zemětřesením se nacházely na jih od epicentra. Druhý velký otřes Mw 6,0, lokalizovaný 3 kilometry západoseverozápadně od prvního toho dne, pak způsobil škody na sever od epicentra. Obě zemětřesení byla lokalizována z dat italské národní seismické sítě, pro druhý jev pak nebylo možné použít blízké stanice, proto je pro něj větší lokační nejistota, hlavně v hloubce (Amato et al., 1998). Tyto dva zemětřesné jevy pak měly podobné mechanismy, tj. odehrály se na severozápadně mířících poklesových zlomových plochách. Dále následovaly čtyři velké otřesy s magnitudem mezi Mw 5,2 a 5,7 ve dnech 3., 7., 12., 14. 10. a měly podobné ohniskové mechanismy (Ekstrom et al., 1998) (obrázek 5.).

Amato et al. (1998) také provedl studii dotřesů. U prvního jevu 27.9. v 02:33 se dotřesy šířily směrem na jih, u pozdějšího potom na sever. Proto se také domnívá, že hlavní otřesy se odehrály na dvou přilehlých zlomových segmentech a šířily se v opačném směru. Mezi těmito dvěma hlavními otřesy se také nacházela předtřesová aktivita po 3. září. Celkově bylo zaznamenáno několik tisíc dotřesů v době od 26.9. do 3.11.1997.



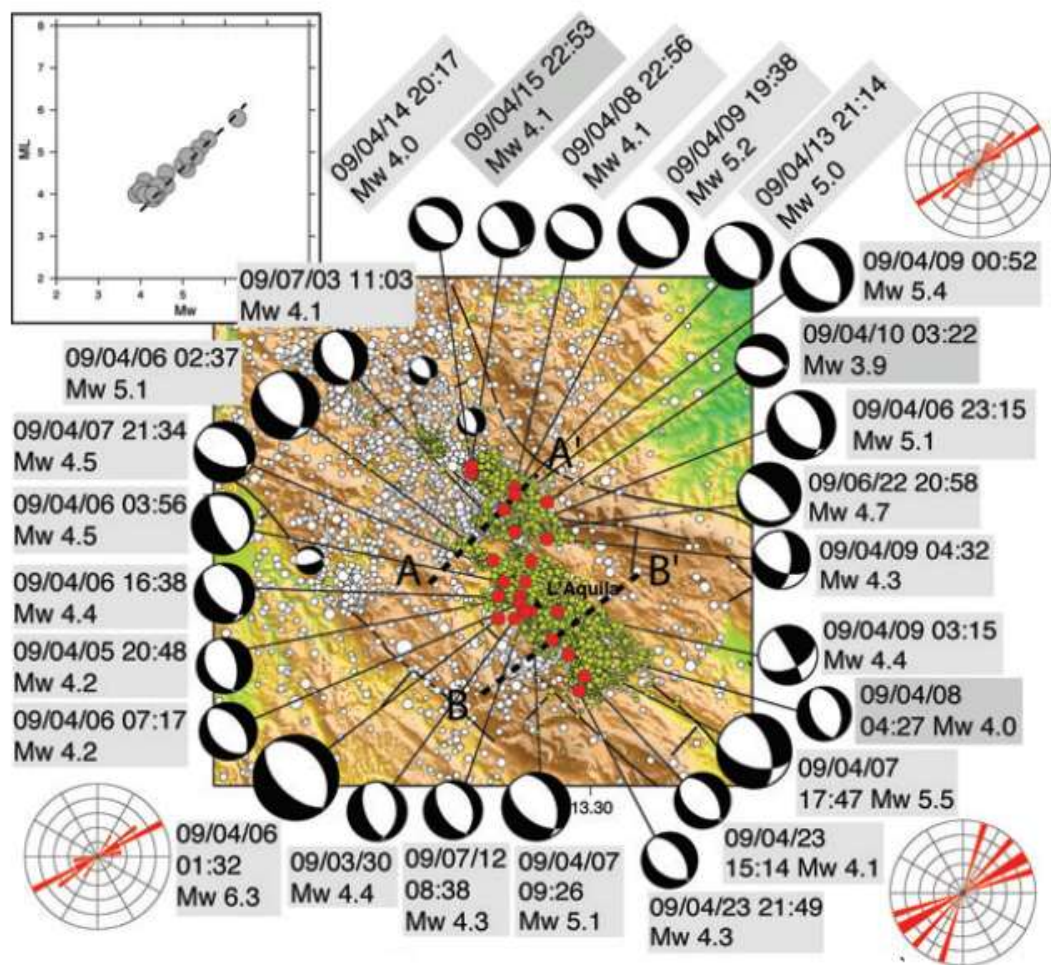
Obrázek 5. Mapa epicentrální oblasti ukazující ohniskové mechanismy zemětřesení z roku 1997. Červená barva beachballů znázorňují tenzi, hexagony epicentra (Ekstrom et al., 1998)

2.3 Zemětřesení v roce 2009

6. dubna 2009 v 01:32 UTC zasáhlo centrální Itálii další velké zemětřesení o magnitudu $M_w = 6,3$ v oblasti Abruzzio. Způsobilo škodu městu L'Aquila s 73 tisíci obyvateli a okolním vesnicím, což mělo za následek 300 úmrtí a tisíce zraněných. Epicentrum zemětřesení bylo poblíž města L'Aquila a poté následovaly dva velké dotřesy 7. dubna ($M_w = 5,6$) a 9. dubna ($M_w = 5,4$). Největší hloubka hypocenter seismické série byla 10-12 km, kromě zemětřesení z 7. dubna v hloubce 15 km (EMERGEO Working Group, 2010).

Ohniskové mechanismy hlavních jevů vykazovaly severozápadní strike poklesového zlomu (Pondrelli et al., 2009), což je v souladu se SV-JZ extenzním režimem (Galadini et al., 2000). Dotřesy byly pozorovány ve třech odlišných zónách, tj. v oblasti hlavního otřesu, kde je seismicita vázána na údolí řeky Aterno, dále v oblasti dotřesu ze 7. dubna

a naposled oblast Campotosto, což je lokace dotřesu z 9.dubna (EMERGEO Working Group, 2010).



Obrázek 6. Momentové tenzory v epicentrální oblasti. Bílé tečky znázorňují předchozí seismicitu (podle Castello et al. 2007) malé beachbally pak předchozí momentové tenzory (podle Pondrelli et al. 2006). Vlevo nahoře porovnání lokálního a momentového magnituda. Růžicové diagramy znázorňují směr T-osy pro tři oblasti, kde se odehrála seismicita (Pondrelli et al, 2009).

Časově se sekvence vyvíjela již několik měsíců před zemětřesením 6. dubna a kulminovala předtřeseM_L 4,1. Během týdne před 6. dubnem byl zaznamenán shluk zemětřesení blízko lokace hlavního jevu. Čtyři hodiny před tímto hlavním jevem se vyskytl předtřes o magnitudu M_L 3,9, který v noci vyhnal obyvatele z jejich domů. První tři dny po hlavním zemětřesení se seismicita přesouvala směrem na sever a kulminovala právě dotřeseM z 9. dubna s Mw 5,4. V dalším týdnu se pak seismicita dále přesouvala a rozšiřovala z hlavní zlomové plochy na vedlejší, tj. na laterálně

severně odskočené poklesové zlomy a také na jižní ukončení hlavního zlomu. Během následujícího měsíce se seismicita rozšířila podél 40 km dlouhého zlomového systému podle Omoriho zákonu pro časovou distribuci dotřesů (Chiarabba et al., 2009).

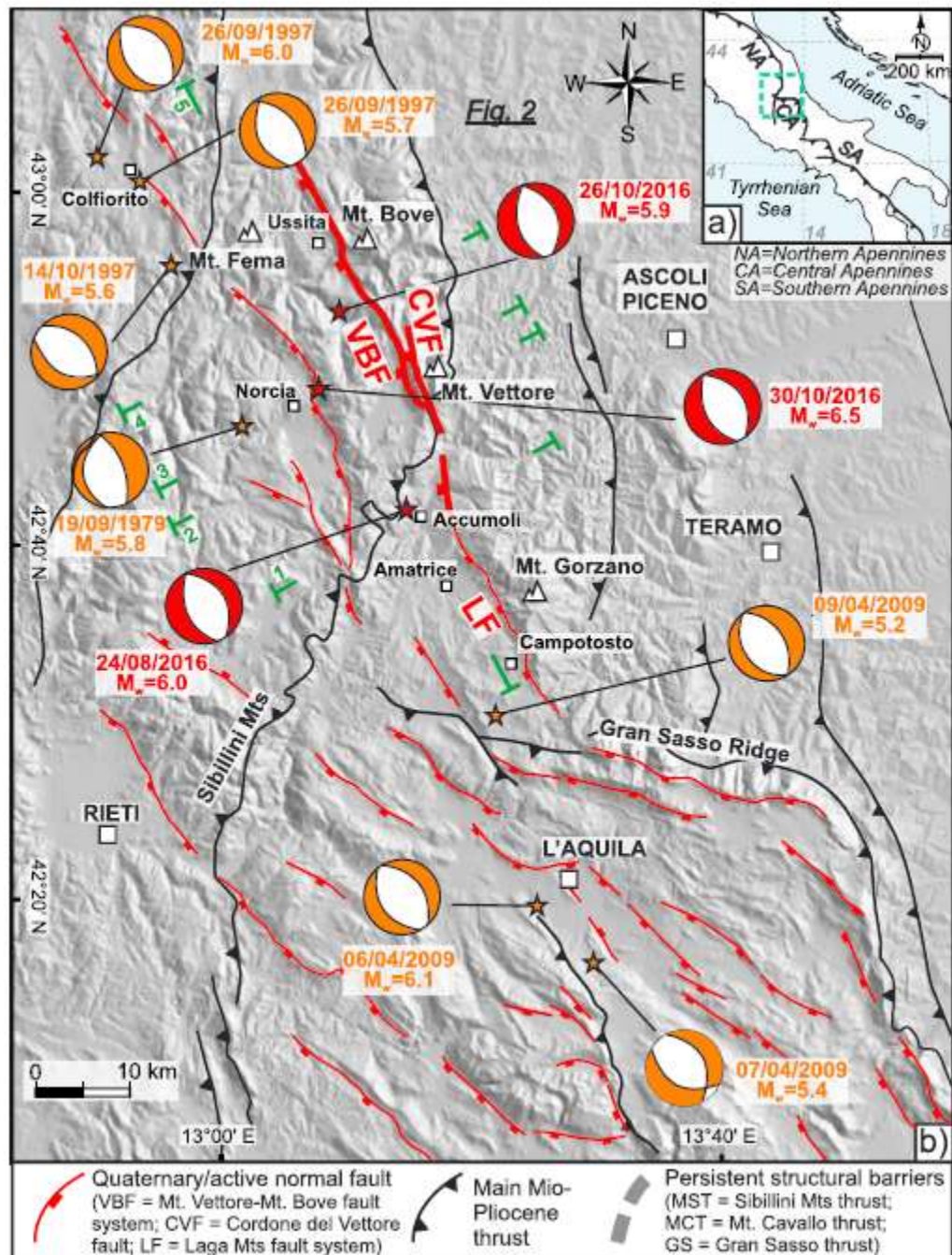
Zemětřesení byla také zkoumána z geodetického hlediska za použití dat z GPS (např. Anzidei et al., 2009; Cirella et al., 2009) a INSAR (např. Atzori et al., 2009; Walters et al., 2009). GPS data byla použita výpočtu inverze modelu trhliny a určení rozložení skluzu na zlomu, INSAR potom k určení geometrie zlomové plochy. Gallovič et al., (2015) udělal skluzovou inverzi ze seismogramů.

2.4 Zemětřesení v roce 2016

Zemětřesná sekvence v centrální Itálii v roce 2016 začala 24. srpna zemětřesením o momentovém magnitudu M_w 6,1, které mělo za následek asi 300 úmrtí a poškození města Amatrice a jeho okolí (Cheloni et al., 2017). Tato sekvence zahrnovala početné dotřesy, nacházející se jihovýchodně a severozápadně od epicentra (Chiaraluce et al., 2017), a 26. října 2016, asi 25 km severozápadně od hlavního zemětřesení ze srpna, se vyskytlo další zemětřesení o M_w 5,9 mezi vesnicemi Visso a Ussita. 30. října 2016 pak bylo třetí velké zemětřesení o magnitudu M_w 6,5 zaznamenáno pod městem Norcia, které tak vyplnilo seismickou mezeru mezi dvěma předchozími velkými zemětřeseními (Cheloni et al., 2017). Ohniskové mechanismy těchto tří velkých zemětřesení odpovídají poklesovému zlomu s extenzí ve směru SV-JZ. V následujících pěti měsících bylo zaznamenáno okolo 55 tisíc dotřesů, 62 z nich v rozmezí momentového magnitudu M_w mezi 4 a 5,5 (Pizzi et al., 2017).

Tato tři hlavní zemětřesení se udála v oblasti centrálních a severních Apenin na SZ-JV směřujících aktivních poklesových zlomových systémech (obrázek 7.). Povrchové trhliny, rozložení seismicity a satelitní data (podle Livio et al., 2016) ukazují na aktivaci dvou poklesových zlomových systémů, tj. Mt. Vettore – Mt. Bove (podle Calamita, Pizzi, & Roscioni, 1992) a Laga Mts. (podle Galadini & Galli, 2000). Oba tyto zlomové systémy mají délku okolo 25–30 km a jelikož nevyskytovala se na nich v historii seismicita, proto je někteří autoři považovali za tzv. „silent“ zlomy (např.

Galadini & Galli, 2003). Jiní autoři přiřadili zemětřesení v roce 1639 na zlom Laga Mts. (Pizzi & Scisciani, 2000). Celá tato oblast se nachází jihovýchodně od zemětřesení v oblasti Colfiorito v roce 1997 a pokračuje na jih až k oblasti, kde se v roce 2009 vyskytlo zemětřesení v L'Aquila (Pizzi et al., 2017).



Obrázek 7. (a) Mapa Itálie s třemi hlavními oblouky Apeninského pohoří. (b) Seismotektonický nákres studované oblasti s hlavními přesmykovými zlomy černě, a

poklesovými zlomy červeně. Tlustá červená čára znázorňuje zlomy, na kterých se odehrála seismická sekvence. (Pizzi et al., 2017)

Někteří autoři (Pizzi & Galadini, 2009) také diskutují vliv již existujících křížících struktur na propagaci aktivních kvartérních extenzních zlomů. Podle nich je možné, že takovéto struktury fungují jako přetrvávající strukturní bariéry, které zastavují propagaci zlomového systému (Pizzi et al., 2017). Chiaraluca et al. (2017) potom našel bariéry a asperity, které ovlivnily vývoj seismické sekvence. Jiní autoři naopak odmítají efekt existující struktury na šířící se trhlinu (Roberts & Michetti, 2004).

Tato sekvence byla také zkoumána za použití geodetických dat GPS a INSAR. Cheloni et al. (2017) pak provedl geodetický model za použití těchto dat. Uvádí, že zemětřesení z 24 srpna 2016 Mw 6,1 vzniklo na dvou odlišných segmentech zlomového systému Mt. Gorzano – Mt. Vettore – Mt. Bove. Severní segment zlomu potom upadá pod úhlem 50° a jižní segment má potom dip 40° . Zemětřesení 26.10. Mw 5,9 pak aktivovalo severní 15 - ti kilometrovou část tohoto zlomového systému, dip zlomové plochy byl 40° JZ, s hlavním místem skluzu v jihovýchodní části zlomové plochy, podporující jednostrannou propagaci trhliny směrem na sever. Zemětřesení 30.10. Mw 6,5 Norcia pak aktivovalo asi 20 km dlouhý segment. Odehrálo se na poklesovém zlomu Mt. Vettore. V tomto případě Cheloni et al. (2017) uvádí nalezení pouze hlavního místa skluzu (se skluzem až 2 metry) nacházejícím se na v centru zlomové plochy v hloubce mezi 3 a 7 kilometry.

3. Metoda Isola

Program ISOLA je vyvíjen od roku 2003, jeho části napsané ve Fortranu byly dány na internet v roce 2005 a poprvé byl uveřejněn v odborném časopise *Computers & Geosciences* v roce 2008 (Sokos & Zahradnik, 2008). Program využívá rozhraní programu MATLAB (MATLAB 2014a The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, United States) ve kterém je vytvořeno grafické uživatelské rozhraní (GUI), ze kterého je možné volit příkazy Fortranu a GMT (Generic Mapping Tools) (Wessel & Chandler, 2007; Chandler & Wessel, 2012). Název ISOLA vychází z ISOLated Asperities.

Program byl vytvořen za účelem invertování seismogramů vlnového pole v blízkých a regionálních vzdálenostech k získání momentového tenzoru seismického zdroje jako bodu nebo jako sérii bodů (Sokos & Zahradnik, 2013; D'Amico, 2017), podobně pracují například programy FMNEAREG (Focal Mechanism from NEAr source to REGional distance records) (Delouis et al., 2008; Maercklin et al., 2011) nebo KIWI (KInematic Waveform Inversion) (Cesca et al., 2010) ISOLA se skládá z následujících částí: data, rychlostní model, zpracování dat, výpočet Greenových funkcí, inverze a zobrazení výsledků. V následujících sekcích budou tyto moduly popsány podle Sokos & Zahradnik (2008).

3.1 Data

ISOLA používá nativní ASCII formát o 4 sloupcích (čas, NS složka, EW složka, Z složka seimogramu), je ale možné naimportovat a konvertovat soubory typu SAC pomocí MATLABu. K této části se dále řadí nástroj pro inspekci dat a různého typu filtrování, nebo integrace.

3.2 Rychlostní model

Rychlostní model je specifikován jako 1D, kdy pro jednotlivé homogenní vrstvy jsou přiřazeny určité rychlosti V_p (pro primární – podélné – vlny) a V_s (pro sekundární – příčné – vlny). Dále se zde zadává hustota ρ a útlum Q_p a Q_s .

3.3 Předzpracování dat a definování seismického zdroje

V tomto kroku se aplikuje korekce dat na instrumentální přenosovou funkci zadanou jako nuly a póly. Je také nutné nastavit délku vyhlazovací časového okna, které zhlazuje seismogram před začátkem a po skončení zemětřesení. Proto je nutné mít časový úsek seismogramu dostatečně velký.

Definování seismického zdroje se poté provádí pomocí funkce *sourcepre*. Zde je na výběr ze dvou možností – „point“ nebo „extended“ Point neboli bod je možnost prohledávat body na linii pod daným bodem. Extended znamená definování sítě bodů na ploše. Je možné zvolit strike a dip plochy, počet bodů, vzdálenost mezi body a posunutí referenčního bodu ve směru sever-jih, východ-západ.

3.4 Výpočet Greenových funkcí a Inverze

Greenovy funkce jsou počítány s použitím metody diskretních vlnových čísel podle kódem AXITRA (Zahradník & Sokos, 2013 podle Kennett & Kerry, 1979, Bouchon, 1981 a Coutant, 1989) za použití 1D rychlostního modelu.

Metoda přímé úlohy a inverze je popsána v článku Křížová et al. (2013), ze kterého jsou převzaty následující rovnice a vysvětlivky. Uvažujeme bodový zdroj a vyvolané posunutí u_i v čase t , které vyjádříme pomocí momentového tensoru \mathbf{M} a prostorových derivací Greenova tensoru \mathbf{G} (převzato podle Aki & Richards, 2002).

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

Kde * je časová konvoluce, p a q jsou složky, potom momentový tenzor můžeme zapsat jako lineární kombinaci šesti bezrozměrných elementárních tenzorů \mathbf{M}^i .

$$M_{pq} = \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^i \quad (2)$$

V tomto případě je zdroj charakterizován šesti skalárními koeficienty a_i .

$$M = \begin{pmatrix} -a_4 + a_6 & a_1 & a_2 \\ a_1 & -a_5 + a_6 & -a_3 \\ a_2 & -a_3 & a_4 + a_5 + a_6 \end{pmatrix} \quad (3)$$

Skalární seismický moment je definován jako Eukleidovská norma momentového tenzoru (převzato z Křížová et al., 2013 podle Silver & Jordan, 1982).

$$M_0 = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 (M_{pq})^2}{2}} \quad (4)$$

Potom složením rovnic (1) a (2) dostáváme

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^6 \sum_{q=1}^6 \left(\sum_{j=1}^6 a_j M_{pq}^j \right) * G_{ip,q} \quad (5)$$

Poté

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

Kde E^j značí j-tý elementární seismogram odpovídající j-tému momentovému tenzoru. Křížová et al. (2013) dále předpokládá že časová funkce je známa jako funkce ve tvaru heavyside. V maticové notaci potom dostáváme

$$u = E a \quad (7)$$

A tento lineární přeurčený inverzní problém potom řešíme metodou nejmenších čtverců (převzato podle Kikuchi & Kanamori, 1991). Index T značí maticovou transpozici a index -1 pak maticovou inverzi.

$$a_{opt} = (E^T E)^{-1} E^T u \quad (8)$$

Kde u značí pozorované seismogramy, index opt pak optimalizaci. V případě, že pozice a čas zdroje jsou neznámé, a k posunutí jsou vztaženy nelineárně, je nutné

nalezení dalších parametrů – centroidálního času a pozice – které jsou obsažené v E pomocí „grid search“ (mřížkového prohledávání). Takže se stále řeší rovnice 8, ale s různým E . Grid search se poté snaží najít největší korelaci mezi pozorovanými a syntetickými seismogramy (označenými jako u a s).

$$Corr = \frac{\int us}{\sqrt{\int u^2 s^2}} \quad (9)$$

Kde integrál v čitateli v rovnici (9) je sumace přes jednotlivé složky seismogramů na stanicích.

$$misfit = \int (u - s)^2 \quad (10)$$

Shodnost mezi pozorovanými a nejlepšími syntetickými seismogramy je potom spočítána L2 normou (rovnice (10)).

$$VR = 1 - \frac{misfit}{\int u^2} \quad (11)$$

VR potom označuje globální redukci variance.

$$s = E a_{opt} \quad (12)$$

Pokud jsou syntetické seismogramy spočtené metodou nejmenších čtverců, kde a_{opt} je z rovnice (8), poté je korelace vztažena k redukci variance podle rovnice (14).

$$Corr^2 = VR \quad (14)$$

Zahradník & Sokos, 2014, potom popisují dvě metody postupu výpočtu inverze pro vícenásobný bodový zdroj. Jednou z nich Iterativní dekonvoluce (id), (podle Kikuchi & Kanamori, 1991), a druhá je NNLS (non-negative least-square inversion).

Při iterativní dekonvoluci (id) se hledá první bod v definované oblasti a určení času je prováděno pomocí „grid search“, který je řízen porovnáváním syntetických

seismogramů a maximalizací shody s pozorovanými ve smyslu L2 normy. Fokální mechanismus je počítán metodou nejmenších čtverců. V následujícím kroku je spočten příspěvek syntetického bodu prvního subzdroje a odečten od pozorovaných seismogramů. Vytvoří se reziduální seismogramy, které jsou použity pro prohledávání dalšího subzdroje. První subzdroj je obecně největší a pro další subzdroje se skalární moment snižuje, zlepšuje se shoda mezi syntetickými a pozorovanými daty. a celý proces konverguje.

NNLS hledá systematicky všechny možné dvojice (v případě dvou subzdrojů) na všech bodech v námi definované mřížce. Časová funkce v každém bodě mřížky je vyjádřena pomocí ekvidistatně posunutých trojúhelníků jejichž počet a posun lze nastavit podle požadovaného časového rozlišení a trvání studovaného časového intervalu. Současně je provedena inverze pro spočítání „NN – non-negative“ váhy trojúhelníků. Toto podmínky na dodržení pozitivitu byly převzaty podle Lawson & Hanson (1974). Zahradník & Sokos (2014) dále uvádí možné aplikace této metody, např. pokud se fokální mechanismy liší v závislosti na pozici, nebo pokud se časové intervaly liší u jednotlivých subzdrojů, nebo pokud jsou skalární momenty známy a mohou být předeepsány.

3.5 Zobrazení výsledků

Posledním krokem je zobrazení výsledků. ISOLA k tomu využívá GMT a MATLAB. Funkce plotres produkuje grafický výstup, jenž je výhodou hlavně pro uživatele s omezenou znalostí těchto programů, zkušenější uživatelé si mohou funkci plotres upravit a přidat nové požadované vlastnosti (Sokos & Zahradník, 2008).

4. Zpracování dat

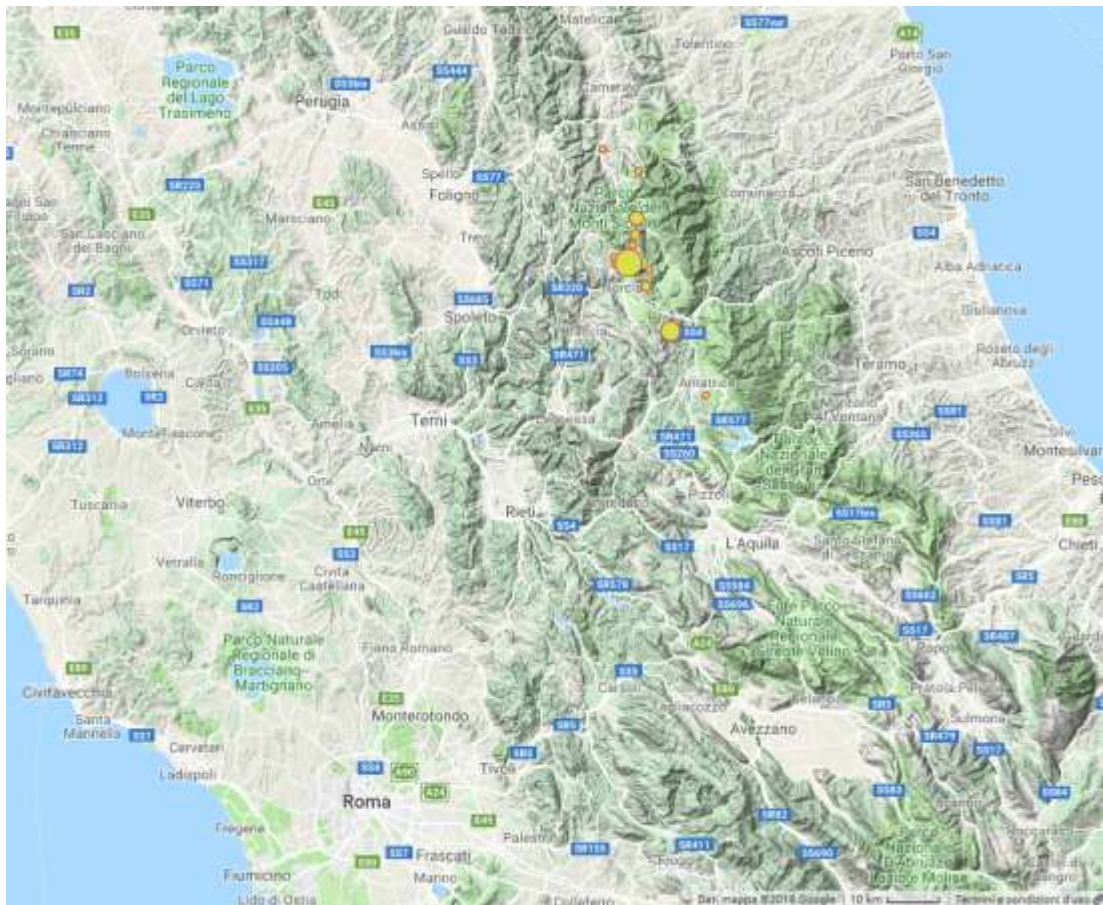
4.1. Postup práce

Data jsem získal z databáze ESM (The Engineering Strong-Motion database by ORFEUS - <http://esm.mi.ingv.it>) pro seismické sítě s označeními IV (Italian National Seismic Network; vlastník INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) a IT (Italian Strong Motion Network; vlastník Dipartimento Della Protezione Civile) (Luži

et al., 2016). Vybral jsem zemětřesné jevy podle kritérií na datum, tj. od 24.08.2016, kdy začínala série zemětřesení jevem o momentovém magnitudu M_w 6 do 31.12.2016, zeměpisné délky od 12,86 do 13,37 stupňů a zeměpisné šířky od 42,40 do 43,10 stupňů. Tato oblast pokrývá okolí zemětřesné sekvence v srpnu a přelomu října a listopadu. Tento seznam jsem poté zúžil pouze na zemětřesení o momentovém magnitudu větším než M_w 4,5.

Event id	Event date-time	Latitude	Longitude	Depth [km]	M_L	M_w	Style of faulting
EMSC-20161030_0000029	30.10.2016 6:40	42.832	13.111	9.2	6.1	6.5	Normal faulting
EMSC-20160824_0000006	24.8.2016 1:36	42.698	13.234	8.1	6	6	Normal faulting
EMSC-20161026_0000095	26.10.2016 19:18	42.909	13.129	7.5	5.9	5.9	Normal faulting
EMSC-20161026_0000077	26.10.2016 17:10	42.88	13.128	8.7	5.4	5.4	Normal faulting
EMSC-20160824_0000013	24.8.2016 2:33	42.792	13.151	8	5.4	5.3	Normal faulting
EMSC-20160826_0000013	26.8.2016 4:28	42.605	13.292	8.7	4.7	4.8	Normal faulting
EMSC-20161101_0000060	1.11.2016 7:56	42.99	13.134	8.3	4.7	4.8	Normal faulting
EMSC-20161103_0000003	3.11.2016 0:35	43.028	13.049	8.1	4.8	4.7	Normal faulting
EMSC-20160824_0000172	24.8.2016 11:50	42.82	13.16	9.8	4.7	4.5	Normal faulting
EMSC-20161026_0000133	26.10.2016 21:42	42.862	13.12	9.9	4.6	4.5	Normal faulting
EMSC-20161030_0000135	30.10.2016 12:07	42.842	13.076	9.7	4.6	4.5	Normal faulting

Tabulka 1. Lokace hypocenter vybraných zemětřesných jevů seřazené podle momentového magnitudu podle <http://cnt.rm.ingv.it/en> TDMT - Time Domain Moment Tensor (služba INGV) (Dreger, 2003; Scognamiglio, 2009)



Obrázek 8. Mapa centrální Itálie. Velikost kruhu pak znázorňuje velikost zemětřesení.

Pro použití v programu ISOLA (Sokos & Zahradnik, 2008) je nutné převést data z formátu .ASC distribuovaného ze zmíněné databáze do formátu .sac. Pro toto je vhodné použít skript dyna-convert.py publikovaný na dané webové stránce ESM. Tento skript využívá programovacího jazyku Python (van Rossum, 1995) a rozšíření ObsPy (Beyreuther et al., 2010; Megies et al., 2011; Krischer et al., 2015). Skript jsem si dále upravil, aby dávkově zpracovával všechny stopy seismogramů (tj. Z, NS a EW – vertikální, sever-jih a východ-západ složky seismogramů jednotlivých stanic) stažených dat stanic a převáděl je automaticky na soubor typu .sac, protože jinak je možné specifikovat příponu výstupního souboru (např. MSEED, SAC, GSE, SEGY).

Pro vytvoření souboru network.stn, který je potřeba pro výběr stanic v programu ISOLA, jsem si napsal skript v Matlabu (MATLAB 2014a The MathWorks, Inc.,

Natick, Massachusetts, United States) (příloha 1.). Tento skript používá původní ASCII data a pomocí regulárního výrazu (funkce regexp v Matlabu) hledá název stanice a souřadnice. Výstupem jsou dva soubory: network.txt u kterého je potřeba upravit příponu na .stn a networkc.csv který dále používám pro vytvoření pzfile – souboru přenosové charakteristiky seismometrů.

Po spuštění programu ISOLA se vytvoří potřebné adresáře a přes grafické uživatelské rozhraní (GUI) je možné nahrát datové soubory pomocí Import data. V hlavním adresáři se vytvoří soubory s názvem zkratky stanice a koncem „stime.isl.“ Tyto soubory poté použiji ve skriptu (nazvaném ziskejorigin.m – příloha 2.) v Matlabu pro získání seznamu časů, na kterých začínají seismogramy na jednotlivých stanicích.

Tabulka časů začátků seismogramů je potom důležitá v dalším kroku vyplnění Event info. Zde se musí mimo jiné vyplnit lokace jevu, magnitudo, délka časového okna pro inverzi, formální bezpečnostní časový interval před vznikem zemětřesení, jenž je důležitý pro blízké stanice, a hlavně datum a přesný čas vzniku zemětřesení. Všechny seismogramy musí začínat před tímto časem vzniku zemětřesení – OT (Origin Time), a proto je v některých případech nutné upravit OT tak, aby bylo možné zahrnout stanice i s pozdějším začátkem záznamu.

Dále v pořadí je definování rychlostního modelu seismických vln v Zemské kůře. Byl vybrán model podle Ameri et al., 2012 (založený na Bianchi et al., 2010), který je vypracovaný pro oblast L'Aquila v Centrální Itálii.

Hloubka (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
0	3,16	1,70
1	4,83	2,60
2	5,76	3,10
5	6,51	3,50
27	7,00	3,80
42	7,80	4,20

Tabulka 2. Rychlostní model seismických vln v Zemské kůře (Ameri et al., 2012 podle Bianchi et al., 2010)

Následuje sekce input data, v níž je potřeba provádět některé kroky vícekrát. První je Select station, kde se vybírají stanice použité pro výpočet inverze, další je Data preparation, kde je nutné zavést instrumentální korekci, srovnat začátek záznamu, převzorkovat data na 50 Hz vzorkovací frekvence a oříznout seismogram na délku časového okna, definovanou v části Event info.

K provedení instrumentální korekce je nejprve nutné vytvořit pzfíle. To je možné provést v sekci Utilities pomocí funkce Poles and Zeros. Já jsem v tomto případě našel informace o přenosové charakteristice seismometrů na webové stránce Orfeus-eu.org/webdc3. V tomto kroku jsem provedl jisté zjednodušení, protože jsem si stáhnul data jedné stanice z této INGV seismické sítě, která se skládá ze „strong motion“ přístrojů (akcelerometrů) a tuto charakteristiku jsem použil pro data ze všech stanic. Pro tento účel jsem si vytvořil šablonu souboru, kterou jsem pojmenoval test.pz (příloha 3.), a skript pro MATLAB jednoduše nazvaný zerofiles.m (příloha 4.), který ze šablony vytvoří podle souboru networkc.csv pzfíle pro všechny komponenty seismogramů všech vybraných stanic.

Pokračujeme v sekci Input data funkcí Seismic Source Definition, kde je možné nadefinovat body, ve kterých se prohledává možný zdroj zemětřesení. Je možné definovat vertikální linii pod daným bodem nebo prohledávat na linii nebo ploše (síti) která může být libovolně orientovaná s maximem 99 bodů k prohledávání. Tento krok je vhodné několikrát opakovat k najetí požadované přesnosti lokace. Je také nutný pro další výpočet Greenových funkcí, což je poslední modul sekce Input data.

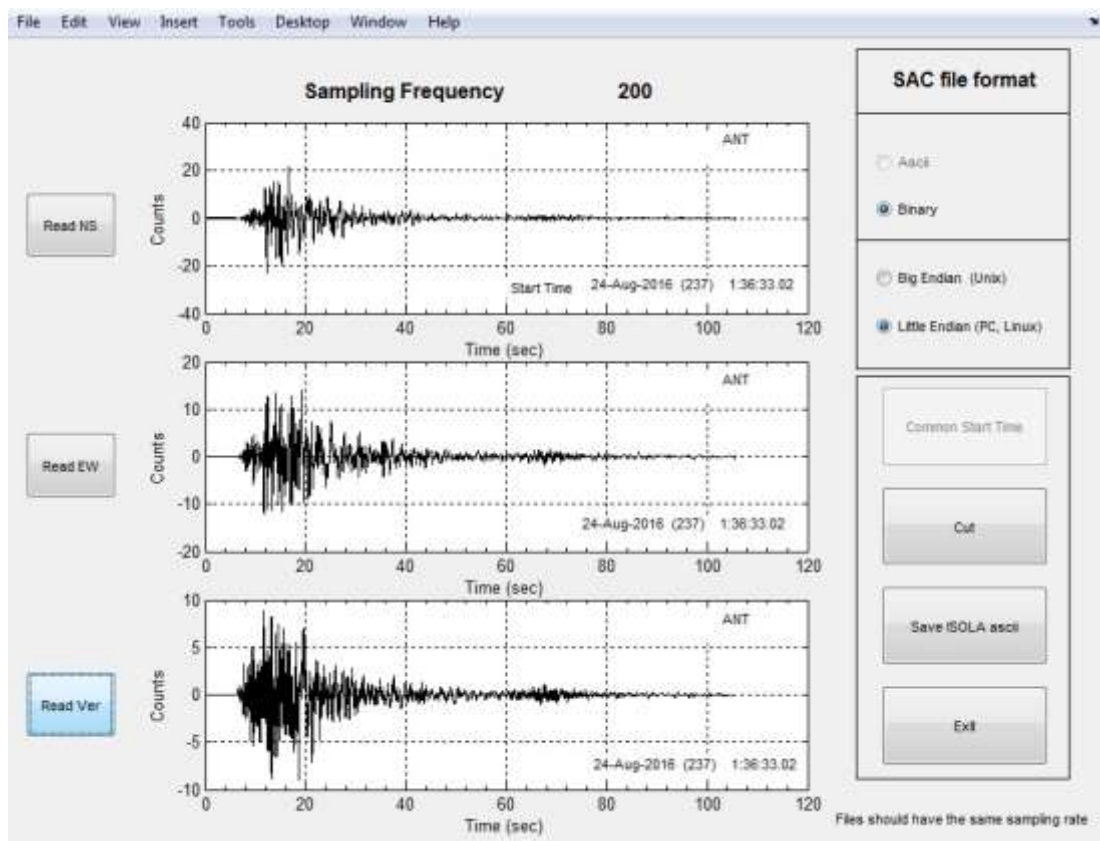
Další částí programu ISOLA je Inverze. Já jsem použil modul Waveform Inversion, pro který se používá celé vybrané časové okno seismogramů. Zde se nastavuje frekvenční oblast použitá pro inverzi, možnost vybrat stanice a jejich váhu pro výpočet, nebo jednotlivě aplikovat jiné frekvenční obory pro různé stanice. Dále je

možno vybrat typ inverze: plný MT (momentový tenzor), deviatorický MT, omezený MT pouze na DC (double couple) složku a předepsaný mechanismus MT. Následuje počet subzrojů a délka časového okna ve kterém se hledá centroidální čas. Ještě je také možnost definovat tvar časové funkce eventů, resp. její časové derivace – delta funkce nebo trojúhelník s určitým časovým trváním, ale já jsem vždy používal delta funkci.

Po výpočtu inverze se ještě v tomto okně může použít funkce na vykreslení korelačního diagramu, kde v závislosti na definování seismického zdroje jako linie nebo plochy je buď na vertikální ose pozice zdroje a na horizontální ose čas, nebo v případě plochy jsou to body strike a dip. V tomto případě lze ještě vykreslit korelační mapu zobrazující rozložení korelačního koeficientu. Pak následuje Plot results, kde se zobrazuje např. porovnání syntetických seismogramů s pozorovanými, mechanismus zemětřesení v určitém bodě, opět lze vykreslit korelační diagram, dále je možno vidět přehled řešení, mapu, kde se řešení nachází, a časově prostorový vývoj centroidu v případě více subzrojů.

4.2. Příklad zpracování vybraného jevu

V této části ilustruji program ISOLA na příkladu zpracování jevu z 24. srpna 2016 o momentovém magnitudu $M_w = 6$.



Obrázek 9. Import dat.

Na obrázku 9 vidět stanice ANT o vzorkovací frekvenci 200 Hz, je důležité, aby jí všechny složky měly stejnou. Pokud na některé složce začíná záznam dříve, je potřeba nejdříve použít funkci „Common start time“. Funkce Import dat také hlídá, zda jsou komponenty nahrány ve správném pořadí (NS, EW, Z) a patří jedné stanici.

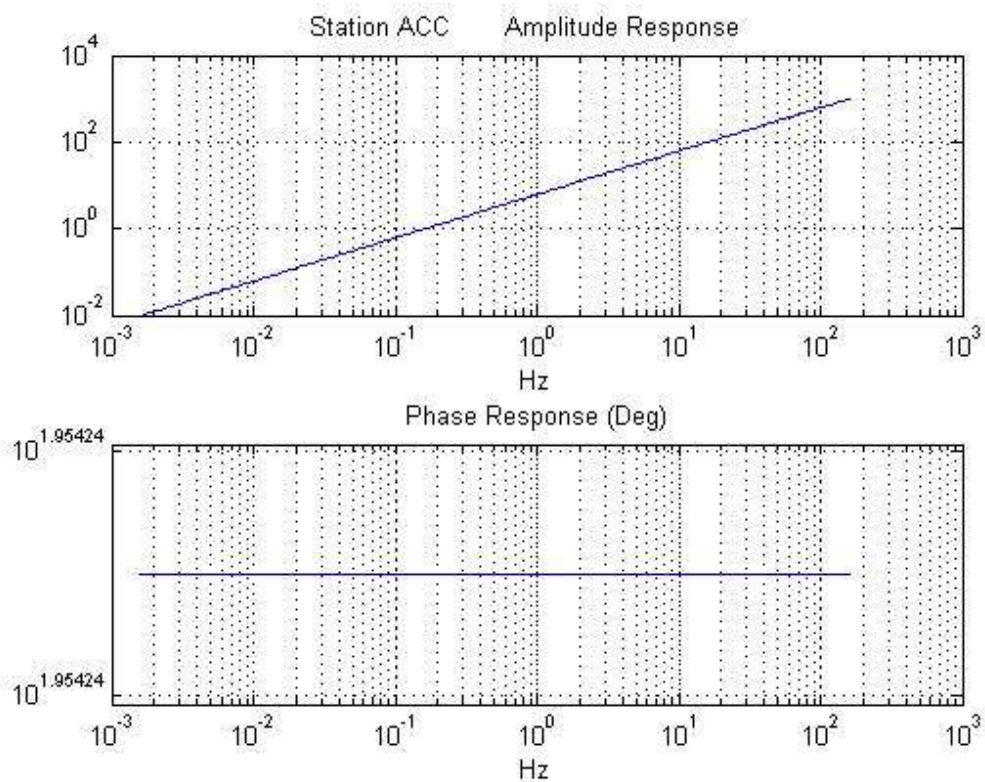
Obrázek 10 (a) potom zobrazuje definování pólů a nul – přenosové funkce seismometrů. V tomto případě se provádí dvojná integrace, kdy se z akcelerace dostáváme na posunutí. Obrázek 10 (b) pak vykresluje přenosovou funkci.

Na obrázku 11 vidíme vložení údajů o zemětřesném jevu. Zde je nutné vyplnit všechna pole a nastavit délku časového okna pro inverzi. Je možné si všimnout, že nastavená délka časového okna je větší než délka záznamu na stanici ANT. V takovém případě potom v kroku předzpracování dat (obr. 14) je záznam patřičně doplněn o nuly. To je ovšem nutné si poznamenat, protože hrozí, že originální záznam nekončí nulou a tímto způsobem se vytvoří umělý „skok“, který se potom může objevit při porovnávání pozorovaných a syntetických seismogramů.

Obrázek 12 potom znázorňuje použitý rychlostní model.

New Zero (rad/sec)		No of Zeroes		New Pole (rad/sec)		No of Poles		Station Name			
<input type="text" value="1"/>		<input type="text" value="2"/>		<input type="text" value="1"/>		<input type="text" value="1"/>		<input type="text" value="ACC"/>			
<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		A0 normalization constant			
<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="0"/>		<input type="text" value="1.00000E+00"/>			
								Digitizer sensitivity (cnts/Volts)			
								<input type="text" value="1"/>			
								Seismometer sensitivity (V/m/sec)			
								<input type="text" value="100"/>			
					Plot		Help				
					Save file		Load PZ file				
										Exit	

Obrázek 10(a) Definování pólů a nul.



Obrázek 10(b) Tvar přenosové funkce seismometrů včetně dvojnásobné integrace.

Date
Date (YYYYMMDD)
20160824

Location (specify either as Deg, Min or Deg)

Lat (Deg,Min) 38 30.00
Lat (N) (Deg) 42.698
Depth (km) 8.1

DDMM->DDEG

Lon (Deg,Min) 21 30.00
Lon (E) (Deg) 13.234

Origin Time

Hour 01
Min 36
Seconds 35.00

Comments

Magnitude 6
Location agency EMS

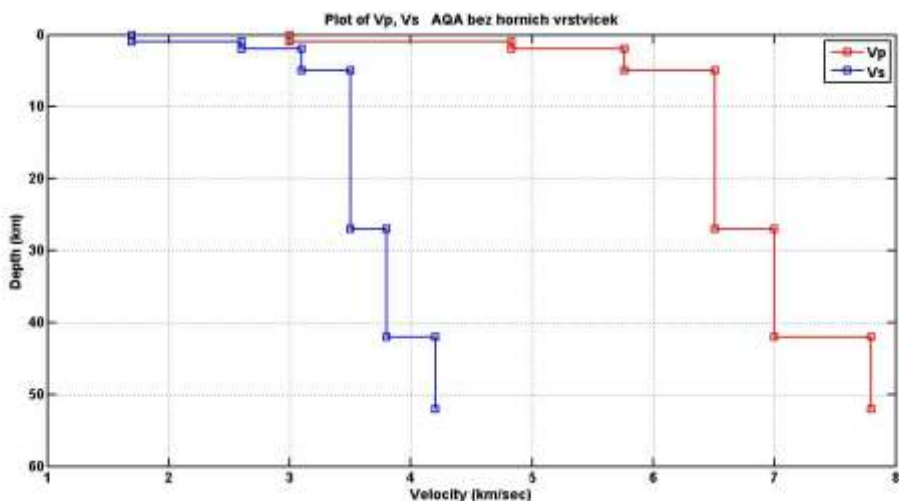
Safety Interval (sec)
01
Requested data length in seconds before Origin Time (OT). Important for near stations.

Time Window Length (sec)
The chosen Time Window Length should be large enough to include the travel time from epicenter to stations plus the seismogram duration plus twice the safety interval.

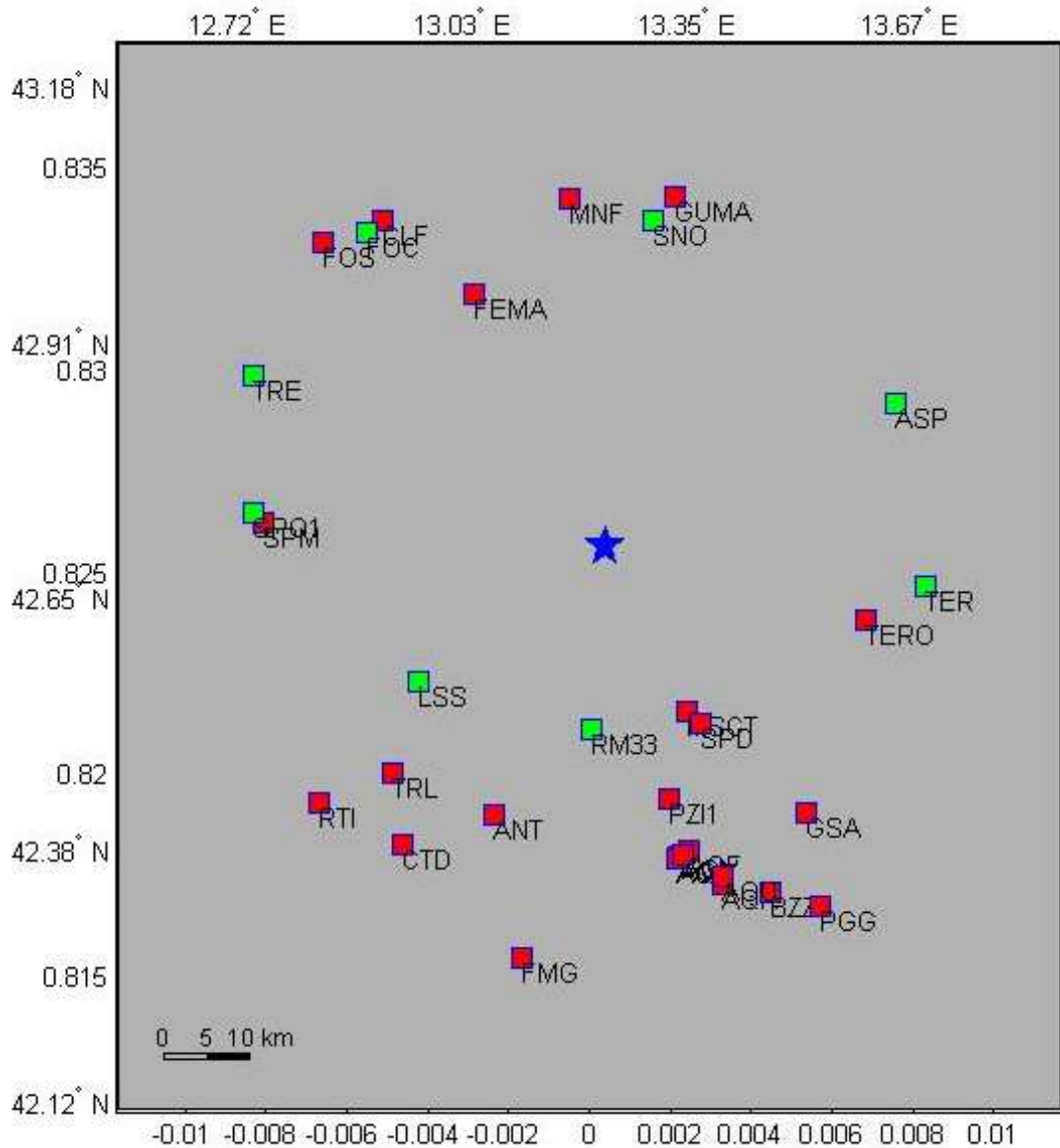
16.384
40.96
81.92
163.84
245.76
327.68
409.6
819.2
1638.4

Automatic form fill
e.g. 20100118 1556 8.38 38 25.19 21E55.44 8.29 5.23
Paste your EventInfo here
Read

Obrázek 11. Event Info



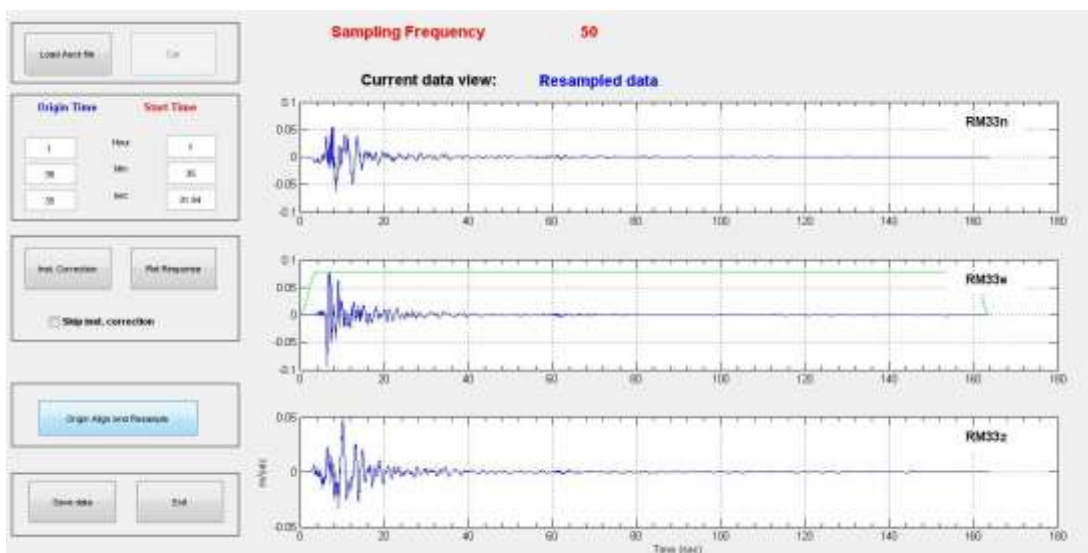
Obrázek 12. Rychlostní model – modrá linie – rychlosti P-vln, červená – rychlosti S-vln.



Obrázek 13. Výběr stanic – modrá hvězda – epicentrum, červený čtverec – nevybraná stanice, zelený čtverec – vybraná stanice

Na obrázku 13 je zachycen výběr stanic. U tohoto jevu je síť stanic dostatečná a pokrývá široký azimut okolo epicentra (modrá hvězda). V některých případech ale v některých směrech stanice chybí, nebo jsou nahrazeny dočasnými stanicemi (označeny písmenem T a kombinací čtyř číslic).

Obrázek 15 pak znázorňuje definování seismického zdroje, v tomto kroku už byl proveden výpočet pod epicentrem a nalezena hloubka s největší korelací.



Obrázek 14. Pre-processing (předzpracování dat) Aplikování instrumentální korekce, převzorkování dat a nastavení zhlazovacího taperu (zelená linie na prostředním záznamu).

Event parameters			
Magnitude	Date	Lat	Lon
6	20160824	42.698	13.234
New Reference point position			
Depth (km)	Shift to North (km)	Shift to East (km)	
4	0	0	
No of Sources (along strike)	7		
Spacing along Strike (km)	4		
Length (km)	24		
No of Sources (along dip)	7		
Enter 0 to compute sources along strike (i.e. line of sources)			
Spacing along Dip (km)	4		
Width (km)	24		
Reference point at Strike source number:	4		
Reference point at Dip source number:	4		

Trial Sources Plane Orientation

Strike

Dip

Hint: Specify the Strike and Dip of the trial sources Plane. For a horizontal plane choose Strike=0 and Dip=0.

Total number of trial sources

49

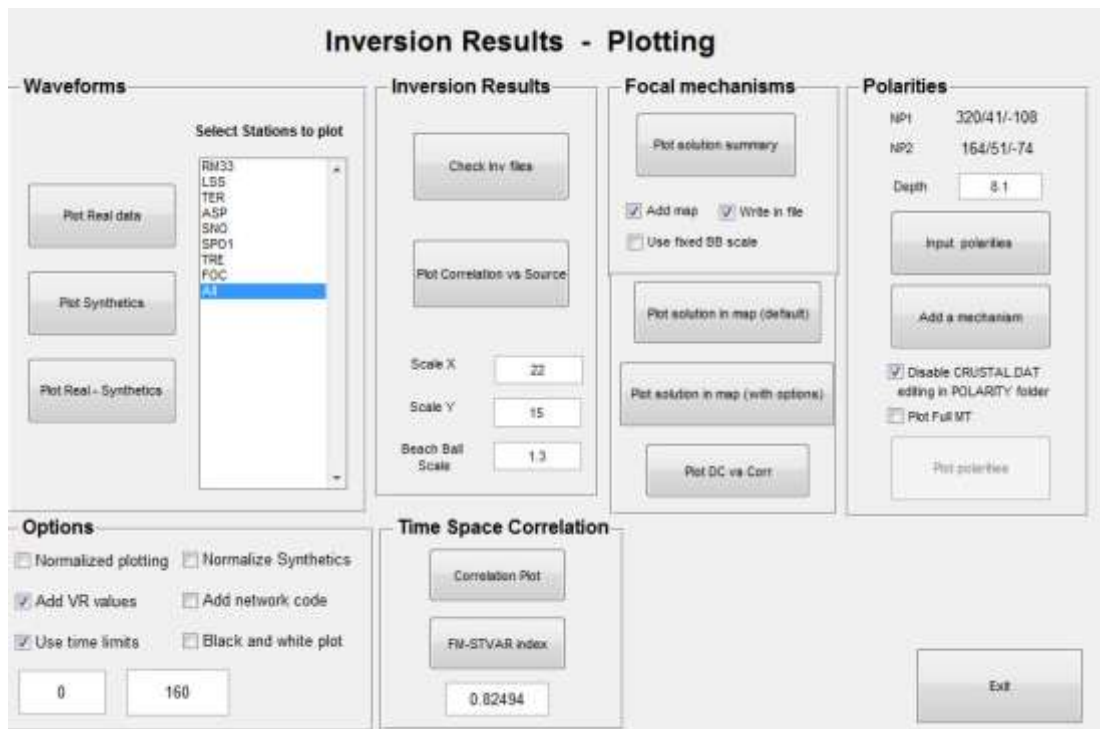
Obrázek 15. Definování seismického zdroje na ploše. Zadání hloubky, změna pozice referenčního bodu, počet bodových zdrojů, vzdálenost mezi nimi, strike a dip plochy.

Maximum Frequency (Hz)	0.20142	Run	
Subevent Time Function	<input checked="" type="radio"/> Delta <input type="radio"/> Triangle		Exit
Duration (s)	3		
Green Function computation parameters Time window length 163.84 No of Sources 49 No of Stations 8			

Obrázek 16. Počítání Greenových funkcí

Info Time Length 163.84 No of Sources 49 No of Stations 8 Time step (sec) 0.02 Max Time shifts (sec)	Filter (Hz) Butterworth Band Pass causal 4th order Frequency Range (Hz) From 0.05 To 0.08 Select Stations/Freq Band <input checked="" type="checkbox"/> Common for all stations	Compute Weights Reset Weights
Type of Inversion <input type="radio"/> Full MT <input checked="" type="radio"/> Deviatoric MT <input type="radio"/> DC constrained <input type="radio"/> Fixed mechanism Strike 0 Dip 0 Rake 0	Time Search (sec) Start -1 Step 0.12 End 10 Trial Time shifts 92	Run Exit
Number of Subevents 1	Subevent Time Function <input checked="" type="radio"/> Delta <input type="radio"/> Triangle Duration 4	Results for Single source Source Number 1 Time limits 1 Source limits 49
SNR Plot S/N curves S/N Ratio NaN	Plot Correlation diagram Plot Correlation on map <input type="checkbox"/> Use Source Number <input checked="" type="checkbox"/> Use Source position (km) <input type="checkbox"/> Plot DC% contours <input checked="" type="checkbox"/> Draw Contours <input type="checkbox"/> Use fixed interval Plot Scale X 21 Plot Scale Y 18 Beachball Scale 0.35 Font size 10 Contour interval 0.1 Beachball cut off % 0 GMT Palette cool <input type="checkbox"/> Invert Palette	

Obrázek 17. Nastavení parametrů inverze



Obrázek 18. Vykreslení výsledků

Obrázky 16 a 17 potom zobrazují počítání Greenových funkcí a provedení inverze. V tomto okně je už je nastavený menší časový úsek prohledávání po předchozím hledání pod epicentrem. Stejně tak jsou zde nastaveny frekvence pro inverzi, které jsou potom uvedeny u obrázků korelace pozorovaných a syntetických seismogramů v sekci výsledky. Jako tvar časové funkce jsem vždy nechal delta funkci a stejně tak váhy jednotlivých stanic jsem nijak neupravoval a u všech zemětřesení jsem je nechal ve výchozím nastavení. Centroidy jsem nechal spočítat v módu deviatorického momentového tenzoru, protože v některých případech vycházela vyšší CLVD složka (viz tabulka 3, sekce 5.1), pro vícenásobný zdroj jsem použil potom „DC – constrained“ (omezení na DC model).

Obrázek 18 pak ukazuje možnosti zobrazení výsledků, které je buď prováděno v MATLABu (v případě zobrazení shody seismogramů) nebo s využitím GMT a Ghostscriptu pro vytvoření post-scriptových souborů (přípona .ps) – moduly: Inversion results, Time-space correlation, Focal mechanism a vykreslení řešení v mapě.

5. Výsledky

V následující kapitole prezentuji moje výsledky z programu ISOLA. Nejdříve nízkofrekvenční centroid každého zemětřesení a poté pro určité jevy i vícenásobný bodový zdroj. Kritéria výběru stanic byly vzdálenost od epicentra, kdy je nutné, aby stanice byla dostatečně daleko pro aproximaci bodovým zdrojem a zároveň dostatečně blízko do vzdálenosti cca jedné vlnové délky pro snížení vlivu nehomogenit. Dalším kritériem je azimut, aby pokrýval co největší oblast okolo epicentra. Výběr frekvence pak závisí na zašuměném seismickém záznamu na nízkých frekvencích a rohové frekvenci daného zemětřesení. Proto byly pro velké jevy použity nižší frekvenční obor obecně 0.05-0.08 Hz a pro zemětřesení s menšími magnitudy byl obor 0.15-0.2 Hz.

5.1 Bodové modely zdroje pro vybrané jevy

Následující obrázek 19 (a-j) popisuje výsledky pro vybrané jevy. V tomto případě se jedná o centroidy zemětřesení, jejichž lokace se u některých zemětřesení liší od epicentra. Seřazeny jsou podle magnitudy, nikoliv podle času vzniku. Každý obrázek obsahuje vrchní část „moment tensor solution“, pod ním korelační mapu a ve spodní části je porovnání pozorovaných a syntetických seismogramů.

Část moment tensor solution zahrnuje údaje o lokaci hypocentra a času vzniku (OT) převzaté z katalogu INGV zmíněném v sekci zpracování dat, dále údaje získané z ISOLA o centroidu zahrnující jeho lokaci a čas relativně k času vzniku, skalární seismický moment v jednotce Nm (newtonmetr), momentové magnitudy M_w a potom složky momentového tenzoru DC a CLVD, redukci variace, kondiční číslo, směrodatnou odchylku a naposled frekvenční obor použitý pro inverzi. Dále je zde zobrazený ohniskový mechanismus centroidu, udaný jako nodální linie a vykreslený v levém horním rohu a poté v mapě se znázorněním rozmístění stanic.

Pod touto částí se nachází korelační mapa znázorňující rozmístění korelace mezi seismogramy v prohledávané oblasti. V tomto případě byla prohledávaná plocha vždy horizontální rovina, v centroidální hloubce. V některých případech jsem použil strike

z výsledku prohledávání pod epicentrem. Barva „beachballů“ pak znázorňuje podíl DC složky v procentech, kdy černá znamená 100 % a hnědo-okrová pak 0 %. Také je zde možné vidět rozmístění mechanismů v ploše. Mechanismy by se neměly rychle měnit, protože pak je řešení nestabilní. Hvězdička znázorňuje lokaci epicentra a největší beachball pak nejlepší řešení. U některých obrázků jsou hvězdičky 2, jedna znázorňující epicentrum a druhá nový posunutý referenční bod v případě, že řešení bylo posunuté a bylo ho potřeba přepočítat. V tomto případě je lepší se orientovat podle mapy rozmístění stanic, kde je červenou hvězdičkou také znázorněno epicentrum.

Ve spodní části je pak porovnání pozorovaných a syntetických seismogramů. Opět je uvedena frekvence pro inverzi, která je stejná jako v první části. Stanice jsou seřazeny podle epicentrální vzdálenosti od nejbližší po nejvzdálenější. Složky seismogramů jsou seřazeny v pořadí NS, EW, Z. Na ose x je čas v sekundách, na ose y pak posunutí v centimetrech. Černě jsou znázorněny pozorované seismogramy, červeně pak syntetické seismogramy. Šedá barva představuje stanice, které nebyly použity pro inverzi. U každé složky seismogramu je pak uveden korelační koeficient udávající míru shody mezi seismogramy.

Největší zemětřesení v této sérii bylo 30.10.2016 v 06:40:17 o momentovém magnitudu Mw 6.5. Zde je nutné uvést, že některé záznamy na stanicích, které bylo možné získat, začínaly až po tomto čase vzniku (OT) a v programu ISOLA je nutné mít seismogramy začínající před časem vzniku, proto jsem musel zavést opravu. U tohoto jevu je čas posunut o +2 sekundy dopředu, a proto centroidální čas je + 6,96 sekund relativně k OT. Stejně tak případě zemětřesení Mw 6,1 z 24.8.2016 v 01:36:32 je časový posun +3 sekundy, centroidální čas je + 5,6 sekund relativně k OT a zemětřesení Mw 5,3 z 26.10.2016 v 17:10:35 je posun +1 sekundu, centroidální čas je potom tedy +4,44 sekund relativně k OT.

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (EMS)

Origin time 20160824 01:36:35.00
 Lat 42.698 Lon 13.234 Depth 8.1

CENTROID

Trial source number : 26 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 42.734 Lon (E) 13.234
 Centroid Depth (km) : 4
 Centroid time : +2.6 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.777e+18

Mw : 6.1

VOLE : 0

DC% : 96.4

CLVD% : 3.6

Var. red. : (for stations used in inversion) : 0.84

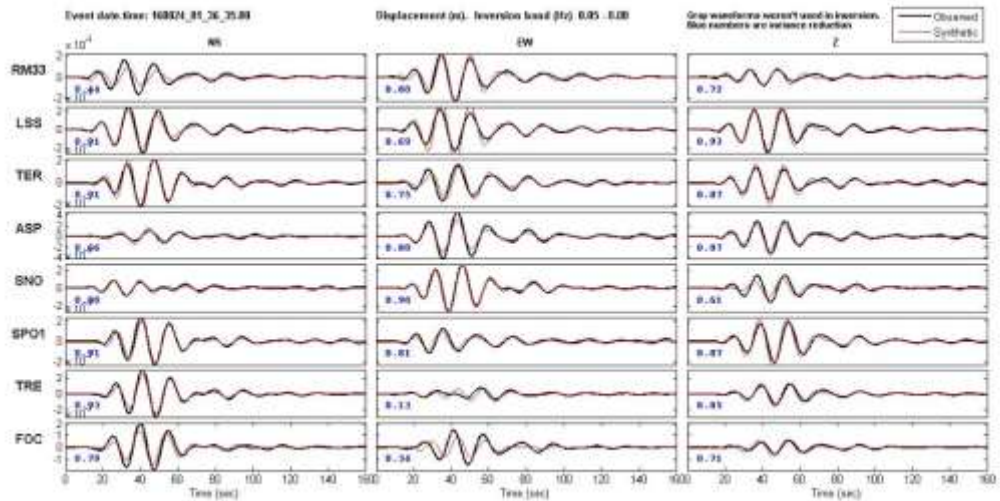
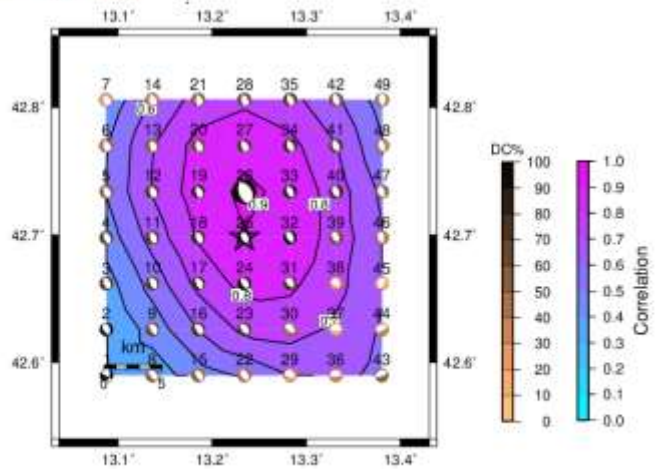
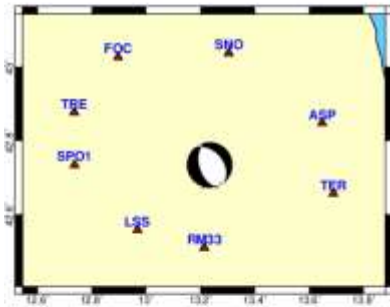
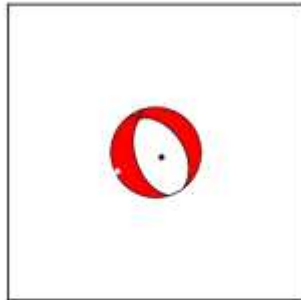
SNR CN F0VAR STVAR

Var. red. : (for all stations) :

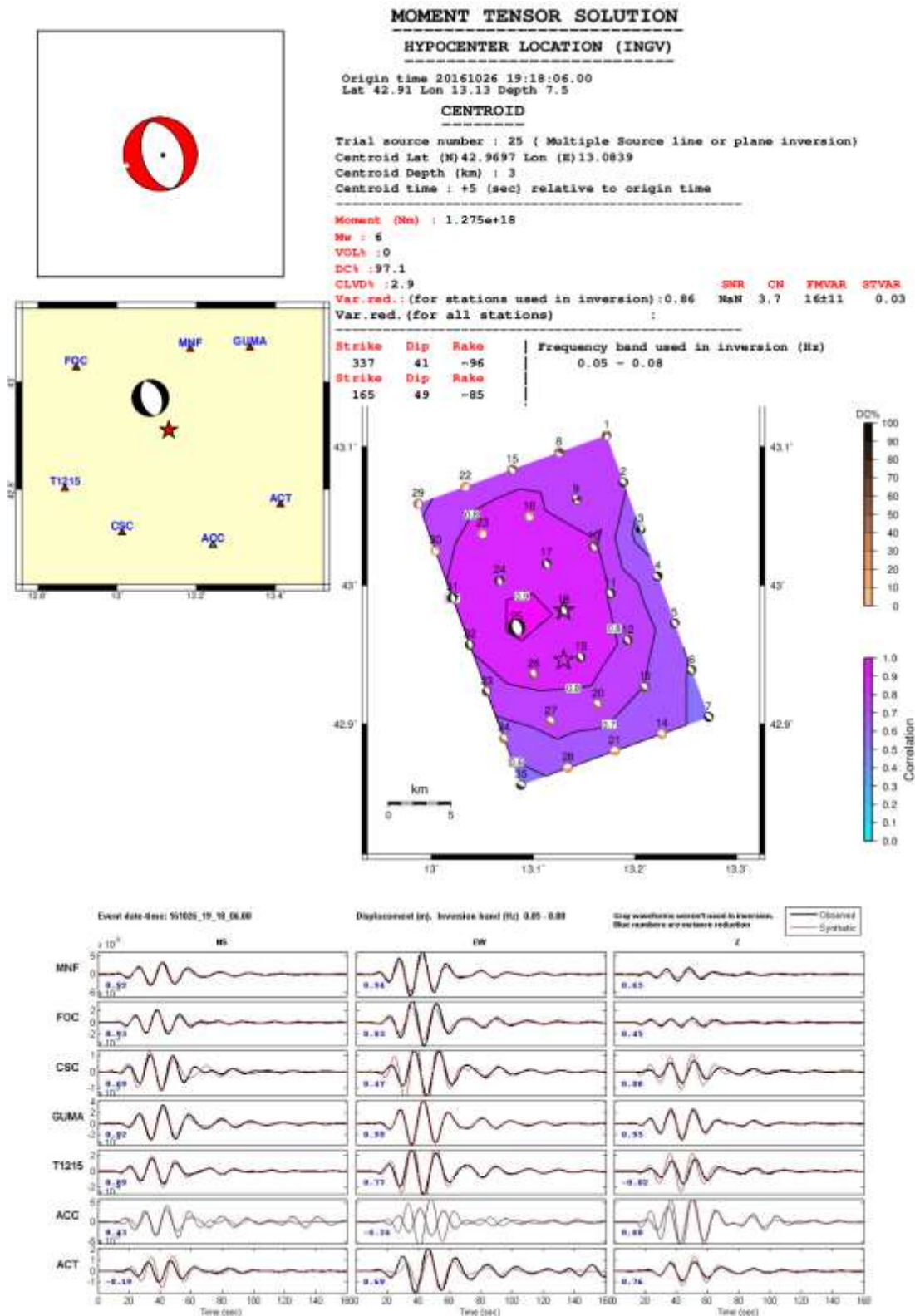
Strike Dip Rake Frequency band used in inversion (Hz)

320 41 -109 0.05 - 0.08

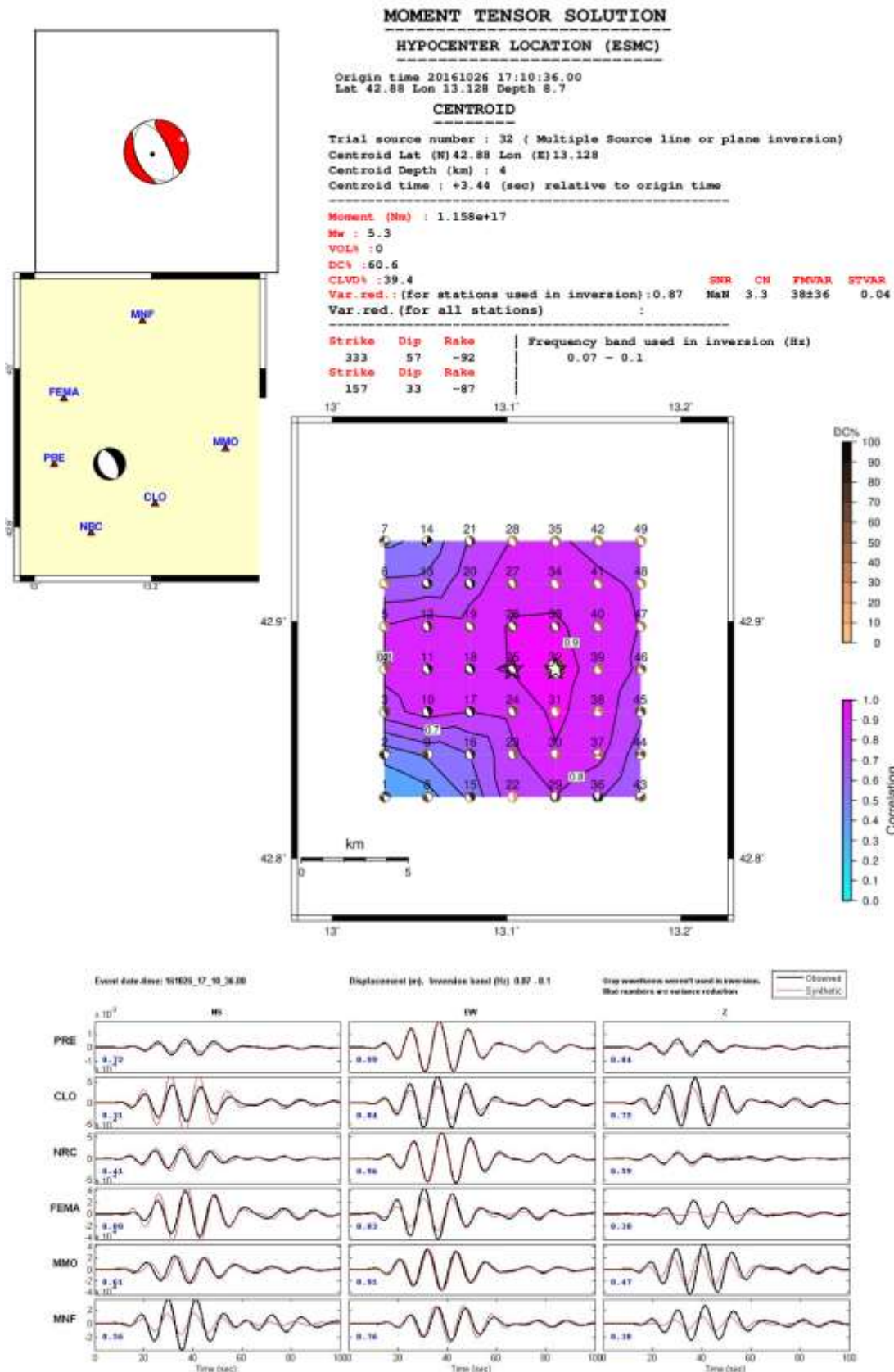
165 51 -74



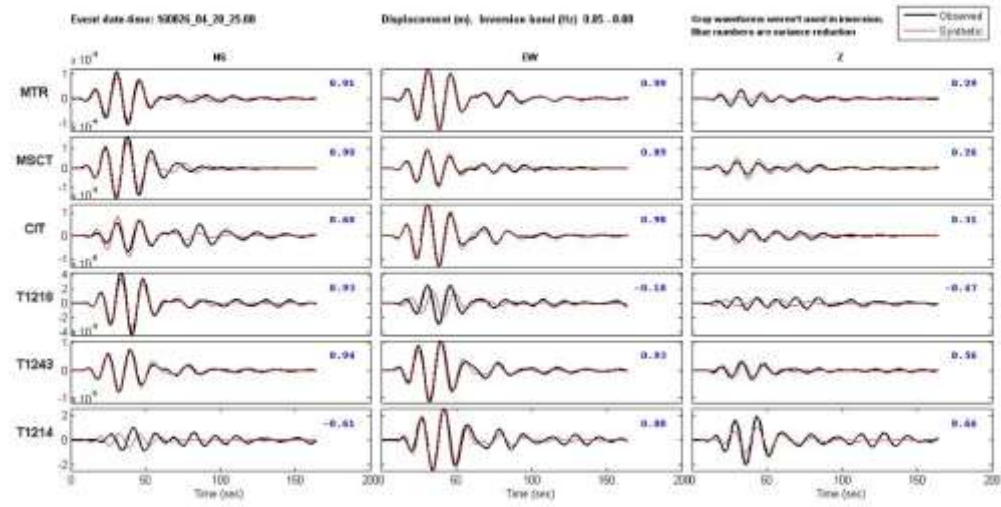
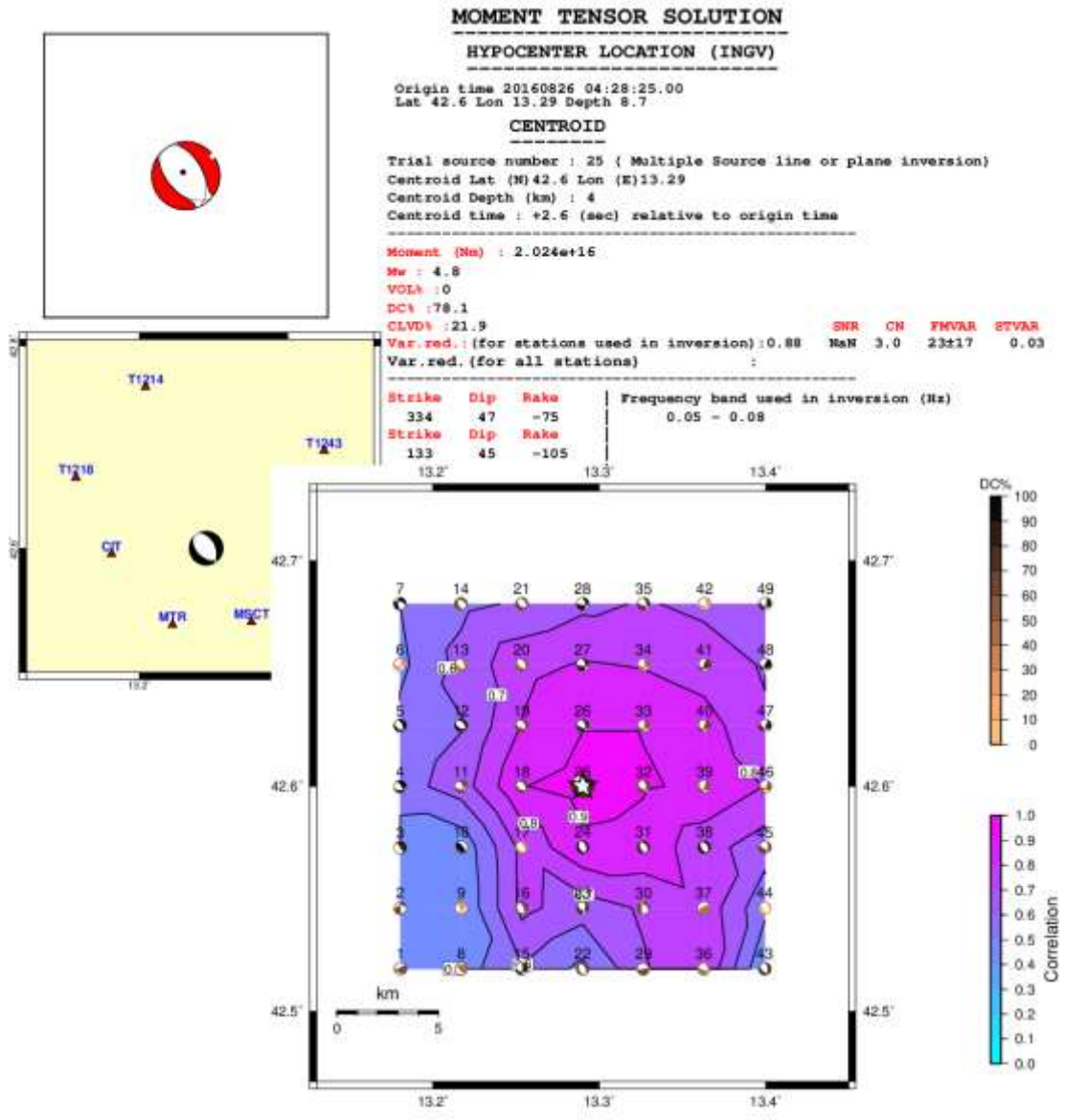
Obrázek 19 (b) Zemětřesení Mw 6,1, OT +3 sekundy, centroidální čas + 5,6 sekund



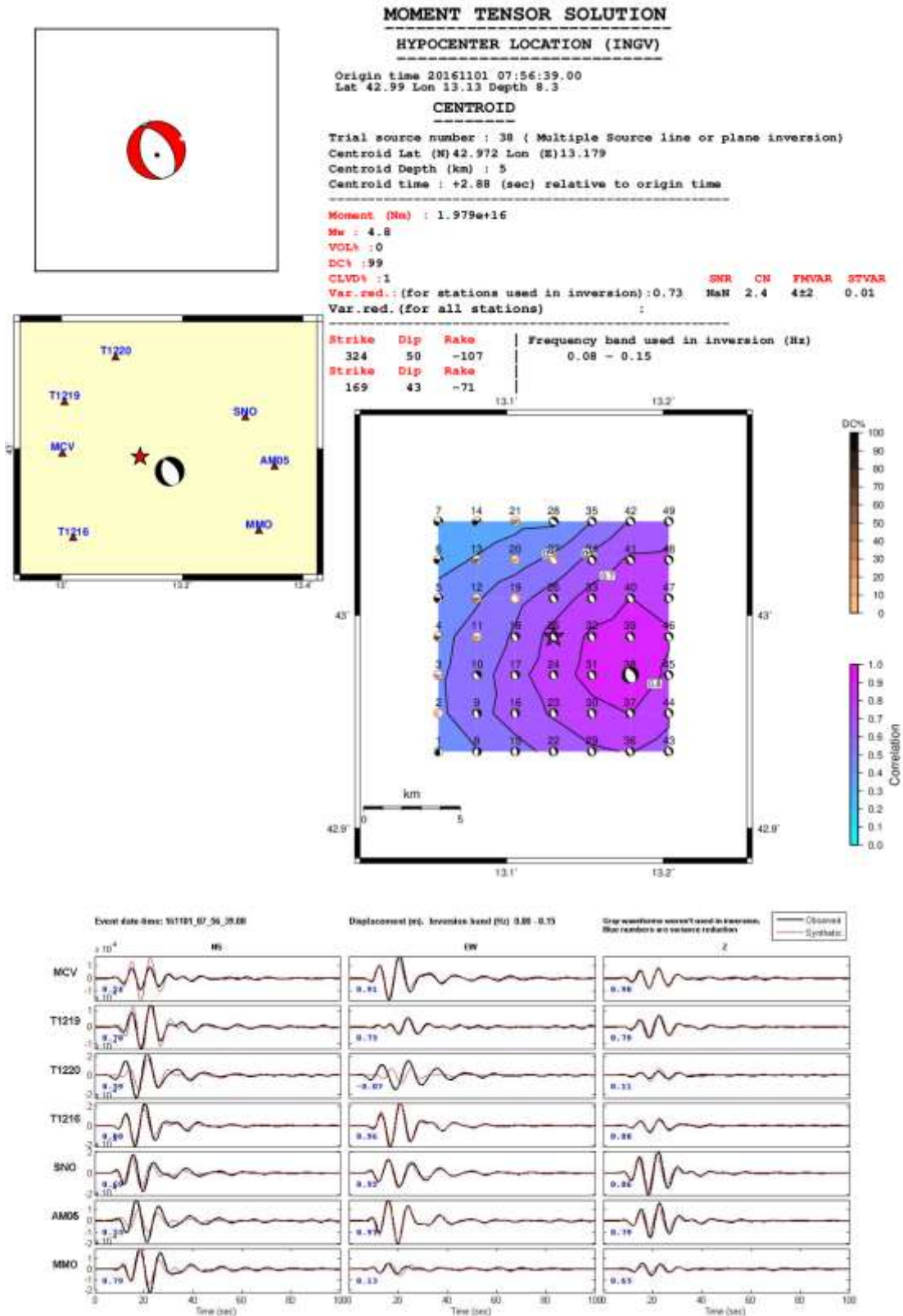
Obrázek 19 (c) Zemětřesení Mw 6, OT+ 0 sekund



Obrázek 19 (e) Zemětřesení Mw 5,3, OT +1 sekunda, centroidální čas + 4,44 sekund



Obrázek 19 (f) Zemětřesení Mw 4,8, OT + 0 sekund



Obrázek 19 (g) Zemětřesení Mw 4,8, OT + 0 sekund

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (INGV)

Origin time 20161103 00:35:01.00
 Lat 43.028 Lon 13.049 Depth 8.1

CENTROID

Trial source number : 25 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 43.028 Lon (E) 13.049
 Centroid Depth (km) : 7
 Centroid time : +1.34 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.678e+16

Mw : 4.7

VOL% : 0

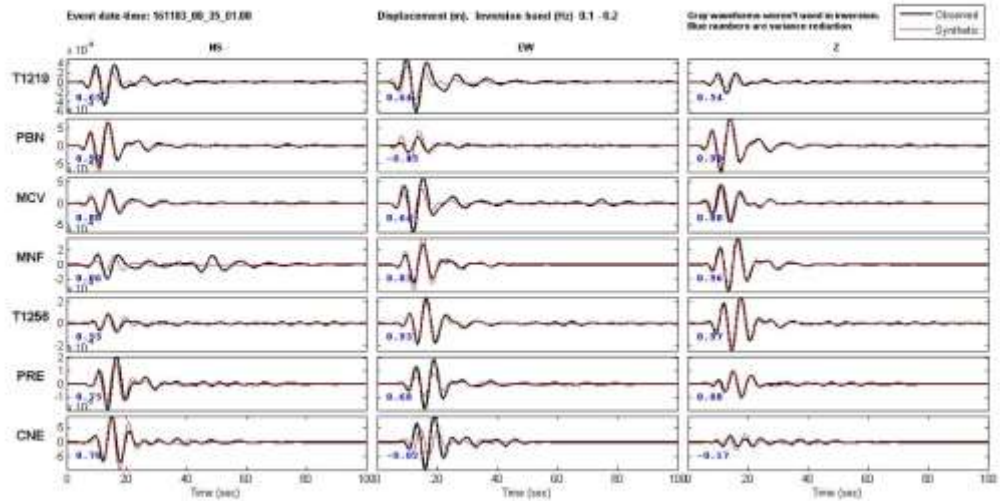
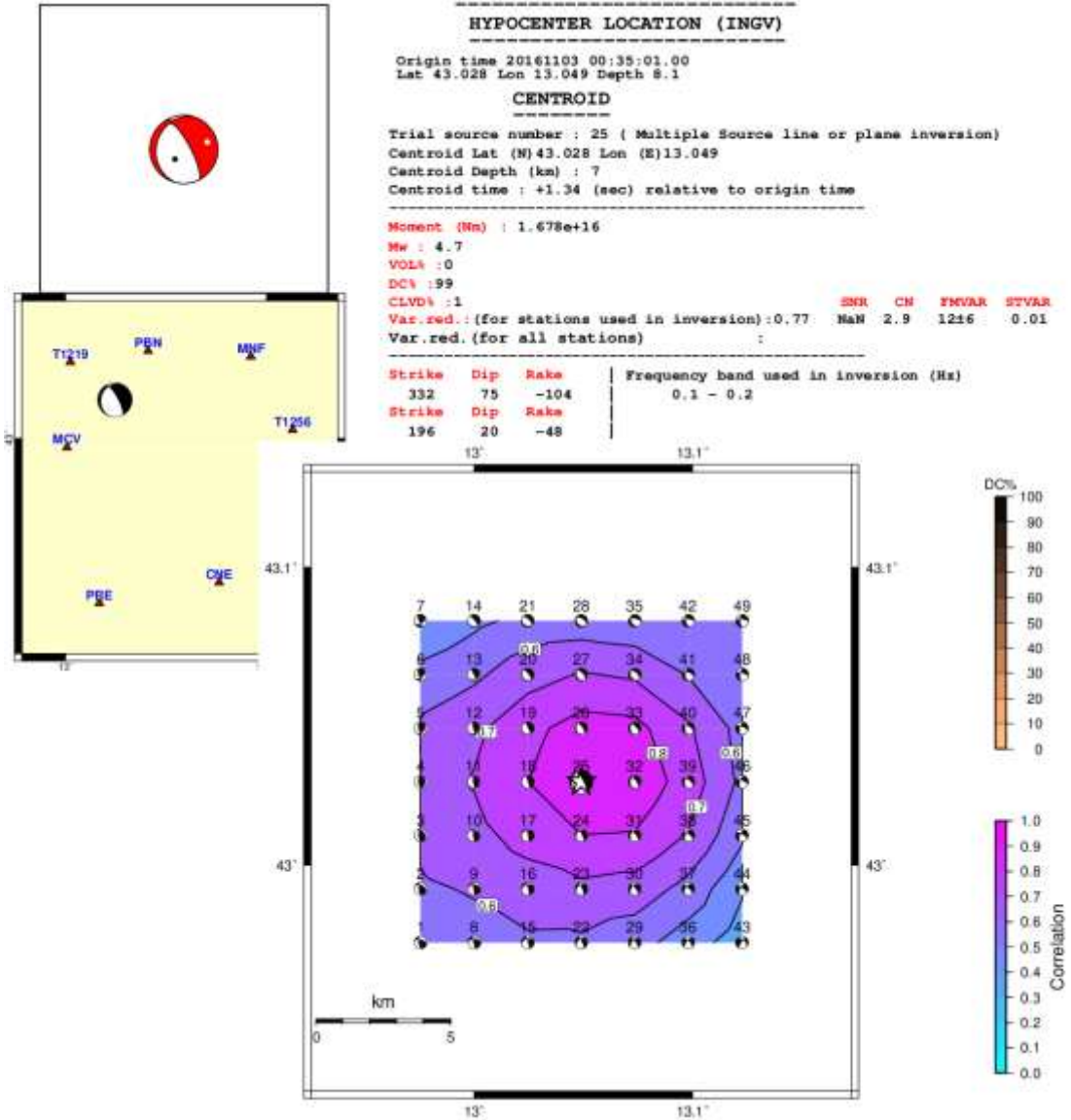
DC% : 99

CLVD% : 1

Var. red.: (for stations used in inversion): 0.77 SNR CH FMSVAR STVAR

Var. red.: (for all stations) :

Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
332	75	-104	0.1 - 0.2
196	20	-48	



Obrázek 19 (h) Zemětřesení M_w 4.7, OT + 0 sekund

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (INGV)

Origin time 20160824 11:50:30.00
 Lat 42.82 Lon 13.16 Depth 9.8

CENTROID

Trial source number : 25 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 42.82 Lon (E) 13.16
 Centroid Depth (km) : 10
 Centroid time : +1.34 (sec) relative to origin time

Moment (No) : 1.045e+16

Mw : 4.6

VOL% : 0

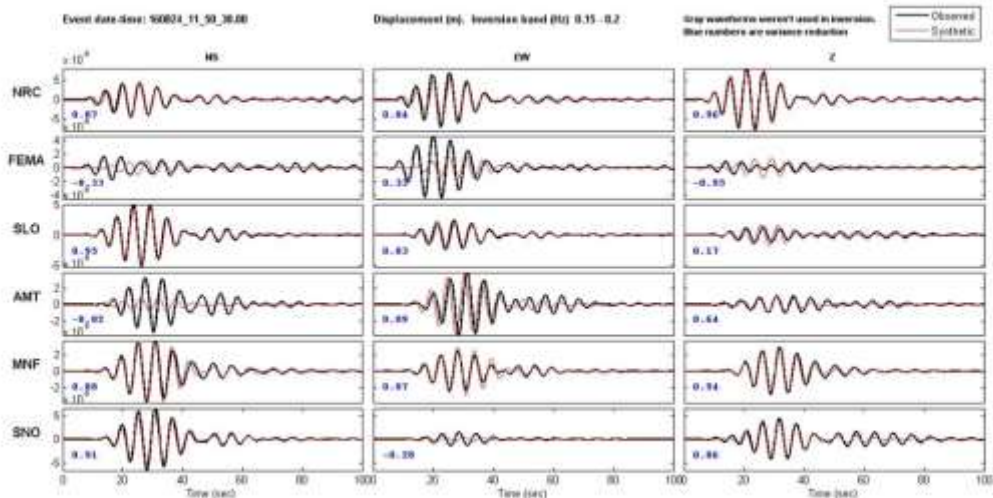
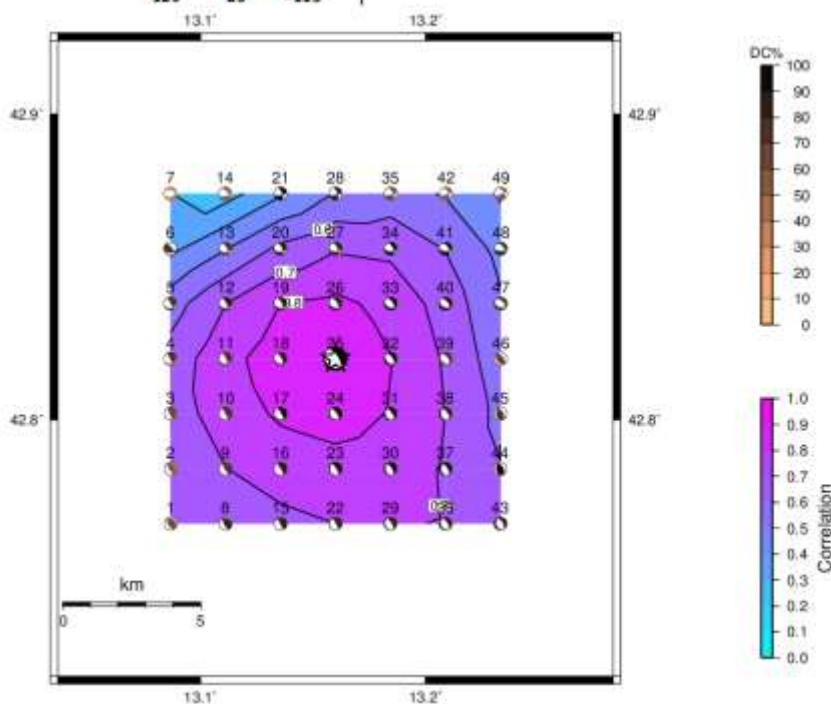
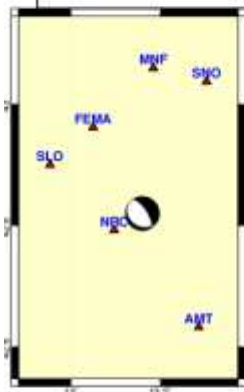
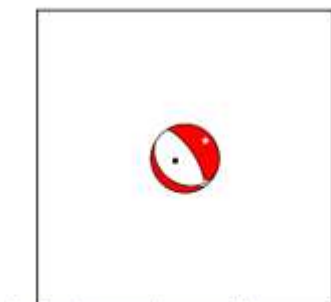
DC% : 96.2

CLVD% : 3.8

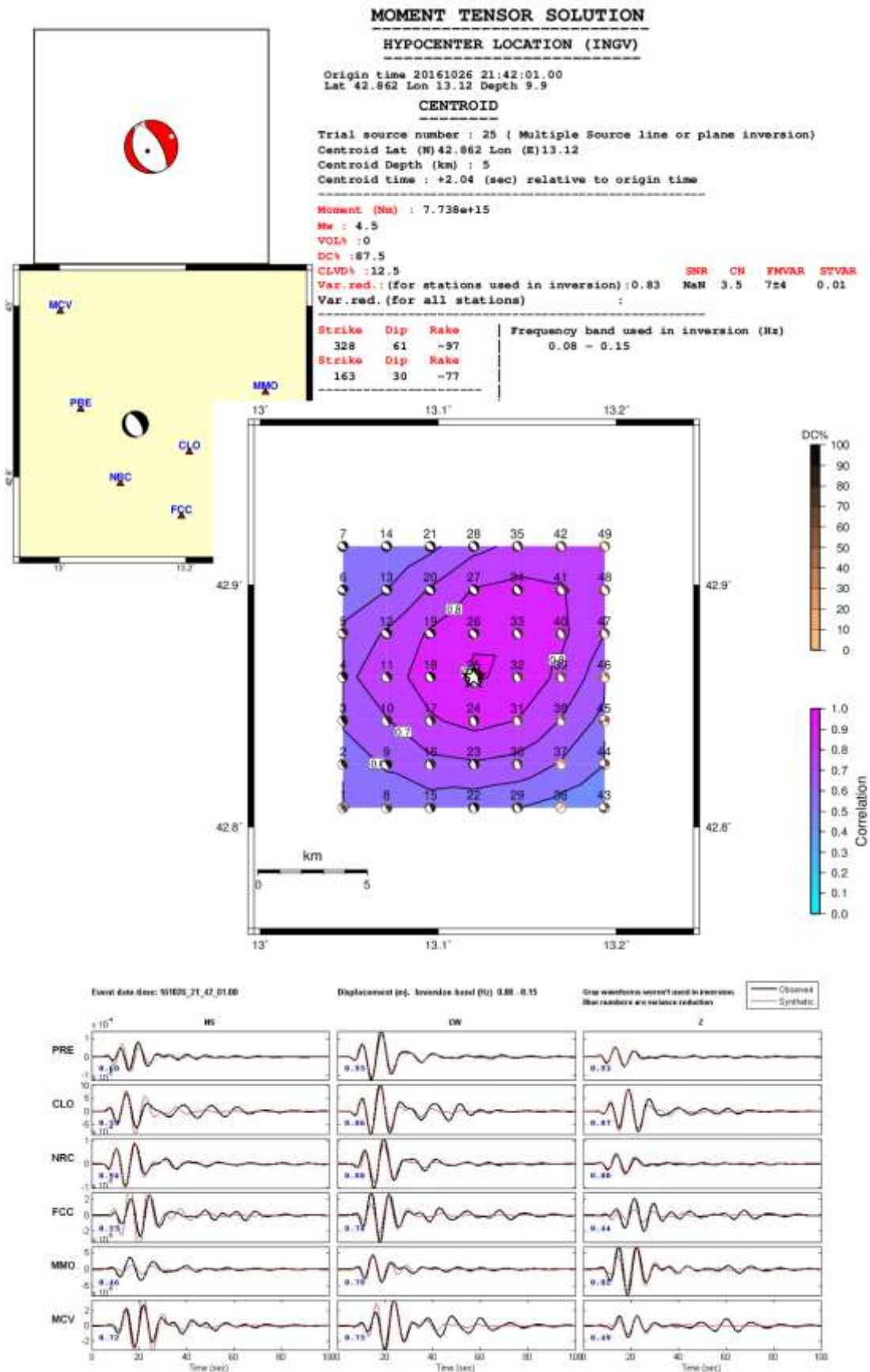
Var. red. : (for stations used in inversion): 0.75 SNR CN FMVAR STVAR

Var. red. (for all stations) :

Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
327	68	-79	0.15 - 0.2
120	25	-115	



Obrázek 19 (h) Zemětřesení Mw 4,6, OT + 0 sekund



Obrázek 19 (i) Zemětřesení M_w 4,5, OT + 0 sekund

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (INGV)

Origin time 20161030 12:07:00.00
 Lat 42.8418 Lon 13.0757 Depth 9.7

CENTROID

Trial source number : 25 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 42.8418 Lon (E) 13.0757
 Centroid Depth (km) : 8
 Centroid time : +2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 8.004e+15

Mw : 4.5

VOL% : 0

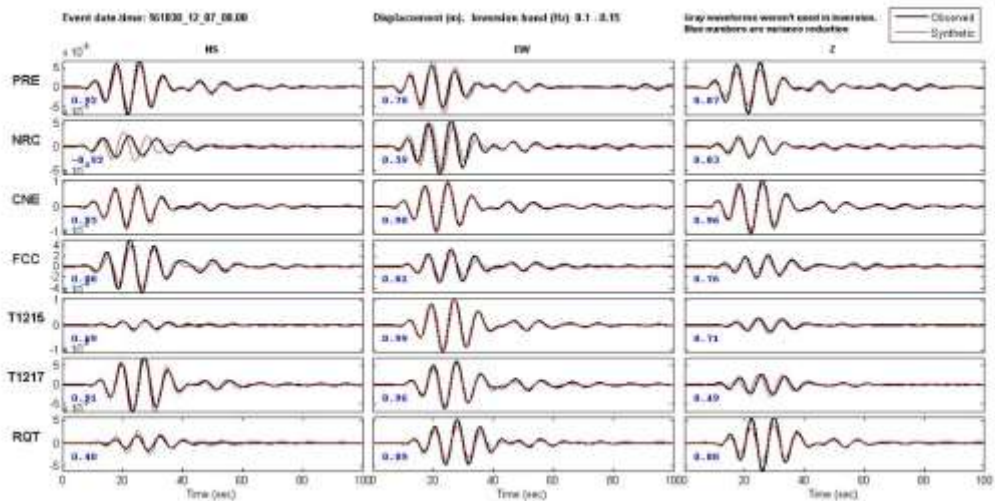
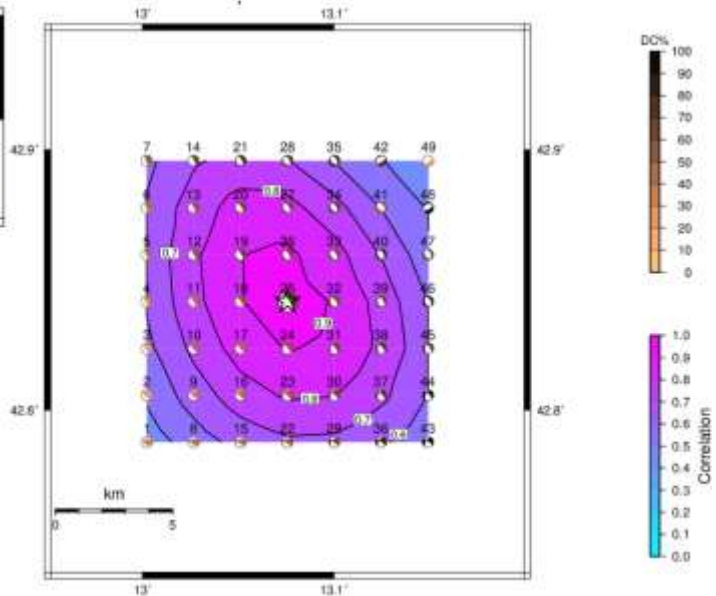
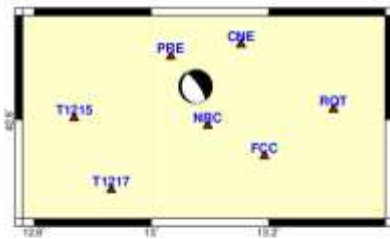
DC% : 62.6

CLVD% : 37.4

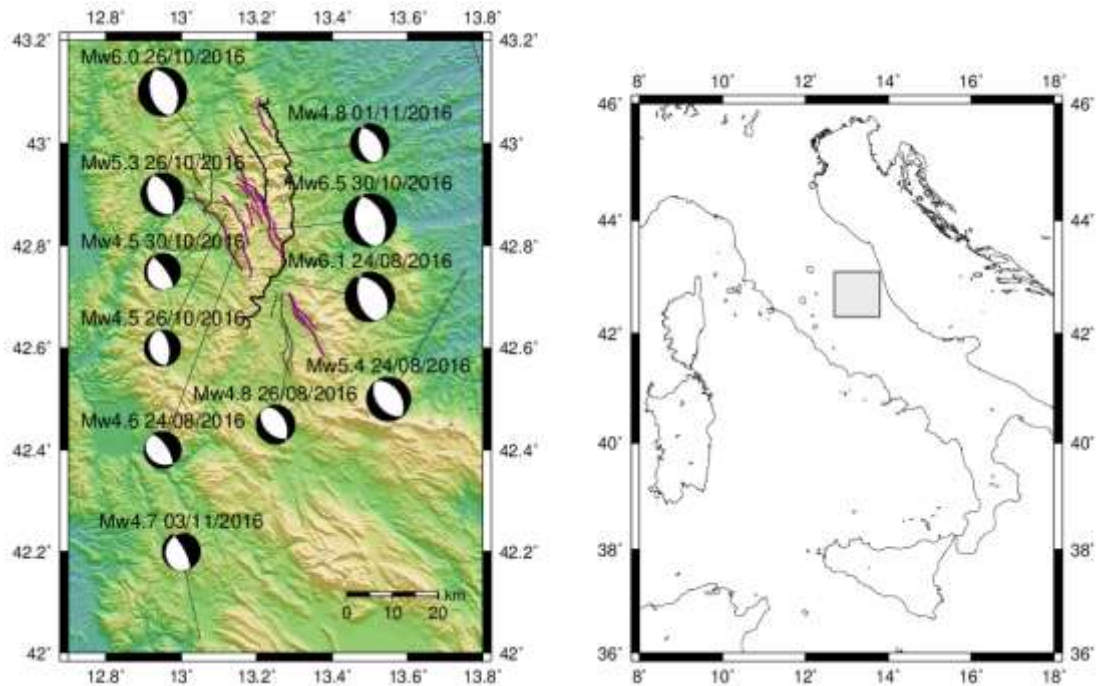
Var. red. : (for stations used in inversion) : 0.89 NaN 2.8 14220 0.01

Var. red. : (for all stations) :

Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
325	75	-100	0.1 - 0.15
180	18	-56	



Obrázek 19 (j) Zemětřesení Mw 5.3, OT + 0 sekund



Obrázek 20. Mapa rozmístění centroidů z programu ISOLA, vytvořena pomocí GMT, zlomy (černě přesmyky (násuny) a fialově poklesy) podle Pizzi et al. (2017)

Jak můžeme z obrázku 20 vidět, z mechanismů zemětřesení převládá normální zlom (pokles). Centroidy se nacházejí poblíž zlomů Sibline mountains podle Pizzi et al. (2017), dvě zemětřesení pak leží mimo tuto oblast.

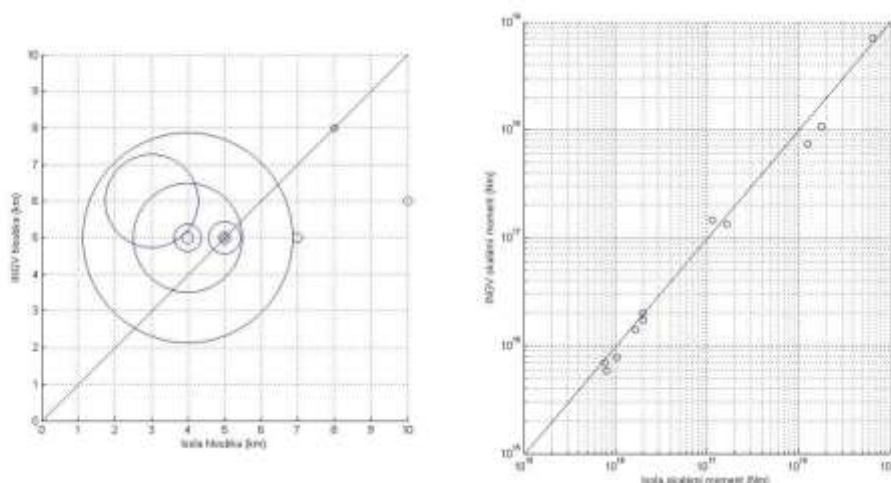
V tabulce 3 je potom srovnání výsledků z programu ISOLA s katalogem INGV (Dredger, 2013) (<http://cnt.rm.ingv.it/en/>) TMDT – Time Domain Moment Tensor. Největší rozdíl je ve sloupci redukce variance. INGV podle jejich webové stránky použila například pro největší jev Mw 6,5 z 30.10.2016 stanice v epicentrální vzdálenosti od 124 do 309 km, zatímco v ISOLA byla modifikovaná podle Kikuchi & Kanamori, (1991) pro použití stanic i v blízké regionální vzdálenosti (Sokos & Zahradnik, 2008), takže já jsem mohl použít stanice ve vzdálenosti od 27 do 47 km v případě tohoto zemětřesení a lokální rychlostní model seismických vln, vyvinutý po zemětřesení v L'Aquila 2009 (Ameri et al., 2012 podle Bianchi et al., 2010).

Event ID	M_w	Scalar Moment (Nm)	Depth (km)	Var. red.	Dc (%)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
20161030_	6,5	6,517E+18	4	86	74	170	44	-79
0000029	<i>6,5</i>	<i>7,067E+18</i>	<i>5</i>	<i>55</i>	<i>68</i>	<i>151</i>	<i>47</i>	<i>-89</i>
20160824_	6,1	1,777E+18	4	84	97	165	51	-74
0000006	<i>6</i>	<i>1,066E+18</i>	<i>5</i>	<i>55</i>	<i>98</i>	<i>155</i>	<i>49</i>	<i>-87</i>
20161026_	6	1,275E+18	3	86	97	165	49	-85
0000095	<i>5,9</i>	<i>7,376E+17</i>	<i>6</i>	<i>54</i>	<i>96</i>	<i>159</i>	<i>47</i>	<i>-93</i>
20161026_	5,3	1,158E+17	4	87	61	157	33	-87
0000077	<i>5,4</i>	<i>1,462E+17</i>	<i>5</i>	<i>54</i>	<i>98</i>	<i>161</i>	<i>38</i>	<i>-90</i>
20160824_	5,4	1,640E+17	5	87	77	141	46	-93
0000013	<i>5,4</i>	<i>1,334E+17</i>	<i>5</i>	<i>56</i>	<i>89</i>	<i>135</i>	<i>47</i>	<i>-98</i>
20160826_	4,8	2,024E+16	4	88	78	133	45	-105
0000013	<i>4,8</i>	<i>1,710E+16</i>	<i>5</i>	<i>61</i>	<i>91</i>	<i>128</i>	<i>53</i>	<i>-106</i>
20161101_	4,8	1,979E+16	5	73	99	169	43	-71
0000060	<i>4,8</i>	<i>1,997E+16</i>	<i>5</i>	<i>56</i>	<i>94</i>	<i>161</i>	<i>46</i>	<i>-82</i>
20161103_	4,7	1,678E+16	7	77	99	196	20	-48
0000003	<i>4,7</i>	<i>1,405E+16</i>	<i>5</i>	<i>58</i>	<i>92</i>	<i>162</i>	<i>24</i>	<i>-76</i>
20160824_	4,6	1,045E+16	10	75	96	120	25	-115
0000172	<i>4,5</i>	<i>7,845E+15</i>	<i>6</i>	<i>45</i>	<i>97</i>	<i>137</i>	<i>31</i>	<i>-94</i>
20161026_	4,5	7,738E+15	5	83	88	163	30	-77
0000133	<i>4,5</i>	<i>6,970E+15</i>	<i>5</i>	<i>66</i>	<i>98</i>	<i>153</i>	<i>37</i>	<i>-87</i>
20161030_	4,5	8,004E+15	8	89	63	180	18	-56
0000135	<i>4,5</i>	<i>5,884E+15</i>	<i>8</i>	<i>51</i>	<i>78</i>	<i>160</i>	<i>20</i>	<i>-77</i>

Tabulka 3. Porovnání výsledků z programu ISOLA (tučně) a katalogu INGV (kurzívou)

Další rozdíl je, že u některých zemětřesení se liší hloubka centroidu o více než kilometr (což byla jednotka jednoho kroku po kterém jsem počítal hloubku pod epicentrem), konkrétně u jevů s ID 20161026_0000095, kde se liší o 3 km, 20161103_0000003 o 2 km a u jevu 20160824_0000172 o 4 km. U prvně zmíněného je uváděná hloubka hypocentra zemětřesení podle katalogu INGV 7,5 km, ale podle Chiaraluce et al.,

(2017) je hloubka hypocentra 4,5; což by se více blížilo méj hloubce centroidu. V případě zbylých dvou jevů je pak hloubka hypocentra podle katalogu INGV 8,1 a 9,2 což jsou bližší hodnoty řešení z ISOLA. Porovnání velikosti hloubek mezi výsledky a skalárního seismického momentu pak znázorňuje obrázek 21.



Obrázek 21. Vlevo grafické znázornění porovnání hloubek z programu ISOLA a INGV, velikost kružnice odpovídá seismickému momentu a vpravo skalárního seismického momentu.

U některých jevů se liší DC o více než 10 %, může to být způsobeno jiným způsobem výpočtu. Také se u jevu 20161103_0000003 liší kromě hloubky i samotný mechanismus zemětřesení (strike, dip, rake). Centroid se nachází pod epicentrem, ale rozmístění stanic může být nedostatečné, hlavně stanice v jihovýchodním směru jsou ve větší vzdálenosti od ohniska (obrázek 19 (h)) a svůj význam může mít i odlišná hloubka.

5.2. Vícenásobné modely zdroje pro vybrané jevy

U některých jevů se při modelování do vyšších frekvencí použitých pro inverzi objevila vícenásobnost, která by mohla reprezentovat iregularity na zlomové ploše. U některých větších jevů se ovšem toto nepodařilo nalézt, buď z důvodů, že ISOLA umístila subzdroje do stejného bodu, nebo měly odlišné mechanismy, nebo měl menší ze subzdrojů několikrát menší skalární seismický moment, že již nepřispíval ke zlepšení shody mezi pozorovanými a syntetickými seismogramy, a to jak pro

prohledávání v horizontální ploše, tak na zlomové ploše pro tři největší zemětřesení., Ta měla strike, dip a rake definovaný podle nodální plochy nízkofrekvenčního centroidu, která více odpovídá plochám podle Pizzi et al., (2017) tabulka 2.

Obrázky (22, 23, 24) řešení momentových tenzorů, korelace seismogramů a korelačních map obsahují stejné informace jako případě nízkofrekvenčním centroidů, jen v případě Mw 6,5 z 30.10.2016 je místo korelační mapy korelační časový diagram s osou x znázorňující relativní čas vůči OT v sekundách, osa y pak vzdálenost po linii v kilometrech. OT je posunutý stejně jako v předchozím případě, pro Mw 6,5 z 30.10.2016 je posun +2 sekundy, pro Mw 6,1 z 24.08.2016 je to +3 sekundy a pro Mw 5,4 z 24.08.2016 žádný časový posun není, tedy čas odpovídá skutečnému OT.

Pro jev 20160824_0000006 Mw 6,1 ze dne 24.08.2016 nejlépe vyšel dvojnásobný bodový zdroj v horizontální rovině pootočené o úhel získaný z předchozího řešení nodální roviny v hloubce nízkofrekvenčního centroidu, tj. 4 km. V tomto případě ale redukce variance klesla o třetinu oproti centroidu, díky použití vyšších frekvencí (od 0.05 Hz do 0.2 Hz) na kterých je vidět vícenásobnost zdroje v korelační mapě v podobě dvou maxim pro první subzdroj (obrázek 22 (a)). Syntetické seismogramy jsou potom spočítané z příspěvků obou subzdrojů.

Dále jsem přiložil diagramy prostorově časového rozložení subzdrojů podle metody id a NNLS. Metoda id našla body 12 a 14 a NNLS potom prohledávala všechny možné dvojice subzdrojů a tento diagram potom zachycuje vybrané dvojice, které měly vyšší hodnotu redukce variance než nastavený práh. Také v tomto případě vyšly nejlépe body 12 a 14. Po opravě na posunutý OT potom bod 14 (první subzdroj) má centroidální čas +4 sekundy relativně k OT a bod 12 má +6 sekund. Tento bod 14 pak leží přibližně pod epicentrem, takže je možné říci že z tohoto počátečního bodu se pak uvolnění seismické energie šířilo po zlomové ploše (která je dána nodální plochou) směrem na severo-západ.

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (EMS)

Origin time 20160824 01:36:35.00
 Lat 42.698 Lon 13.234 Depth 8.1

CENTROID

Trial source number : 14 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 42.698 Lon (E) 13.234
 Centroid Depth (km) : 4
 Centroid time : +1 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 5.474e+17

Mw : 5.8

VOL% : 0

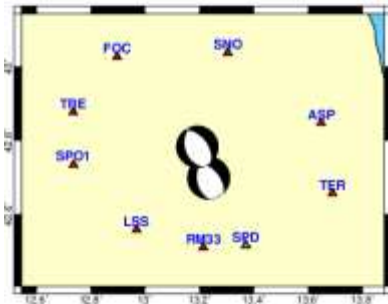
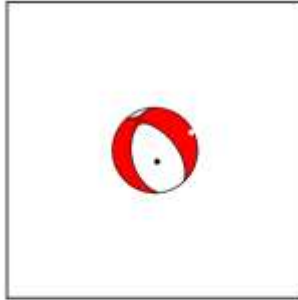
DC% : 94.9

CLVD% : 5.1

Var. red. : (for stations used in inversion) : 0.36 NaN 1.7 8±7 0.00

Var. red. (for all stations) :

Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
316	54	-116	0.05 - 0.2
176	43	-59	



Druhý subzdroj

CENTROID

Trial source number : 12 (Multiple Source line or plane inversion)
 Centroid Lat (N) 42.7826 Lon (E) 13.1922
 Centroid Depth (km) : 4
 Centroid time : +3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 4.051e+17

Mw : 5.7

VOL% : 0

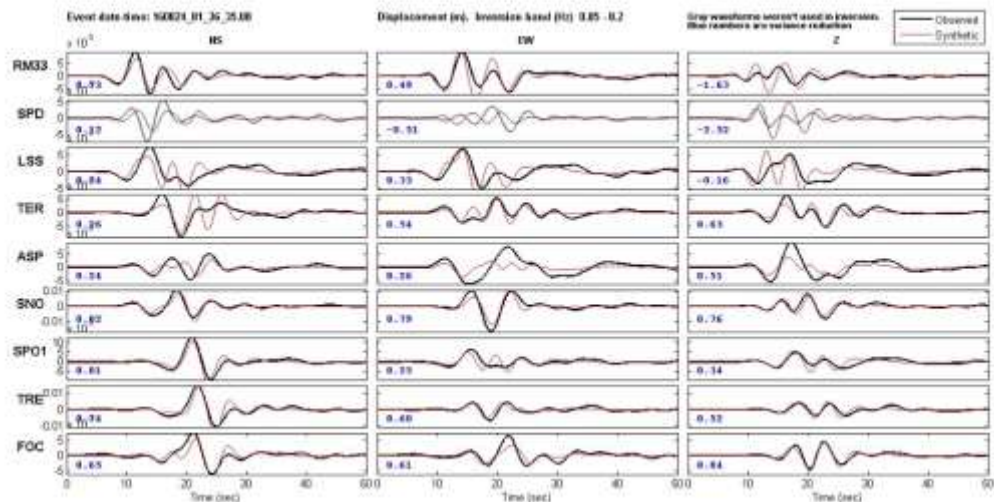
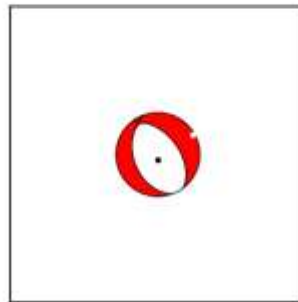
DC% : 97.5

CLVD% : 2.5

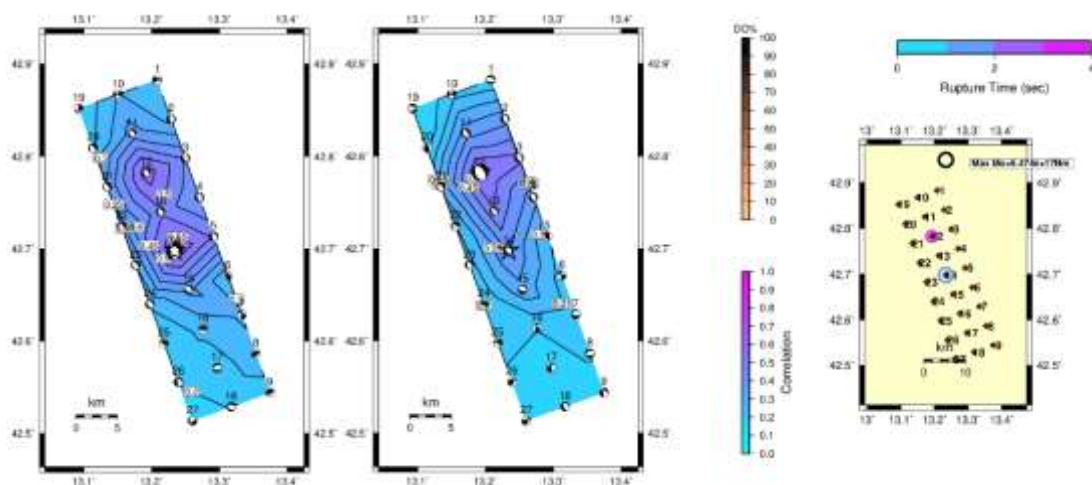
Var. red. : (for stations used in inversion) : 0.56 NaN 1.7 8±7 0.00

Var. red. (for all stations) :

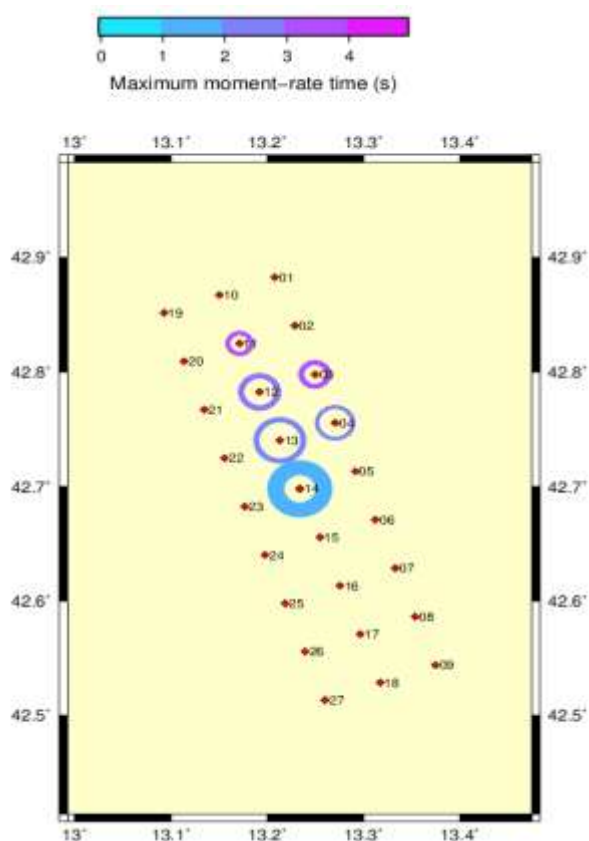
Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
322	51	-103	0.05 - 0.2
161	41	-75	



Obrázek 22 (a). Momentové tenzory subzdrojů pro jev Mw 6,1 z 24.08.2016 U druhého subzdroje je redukce variance uvedena jako součet pro první a druhý subzdroj. OT +3 sekundy. Centroidální čas pro první subzdroj +4 sekund, druhý subzdroj +6 sekund.



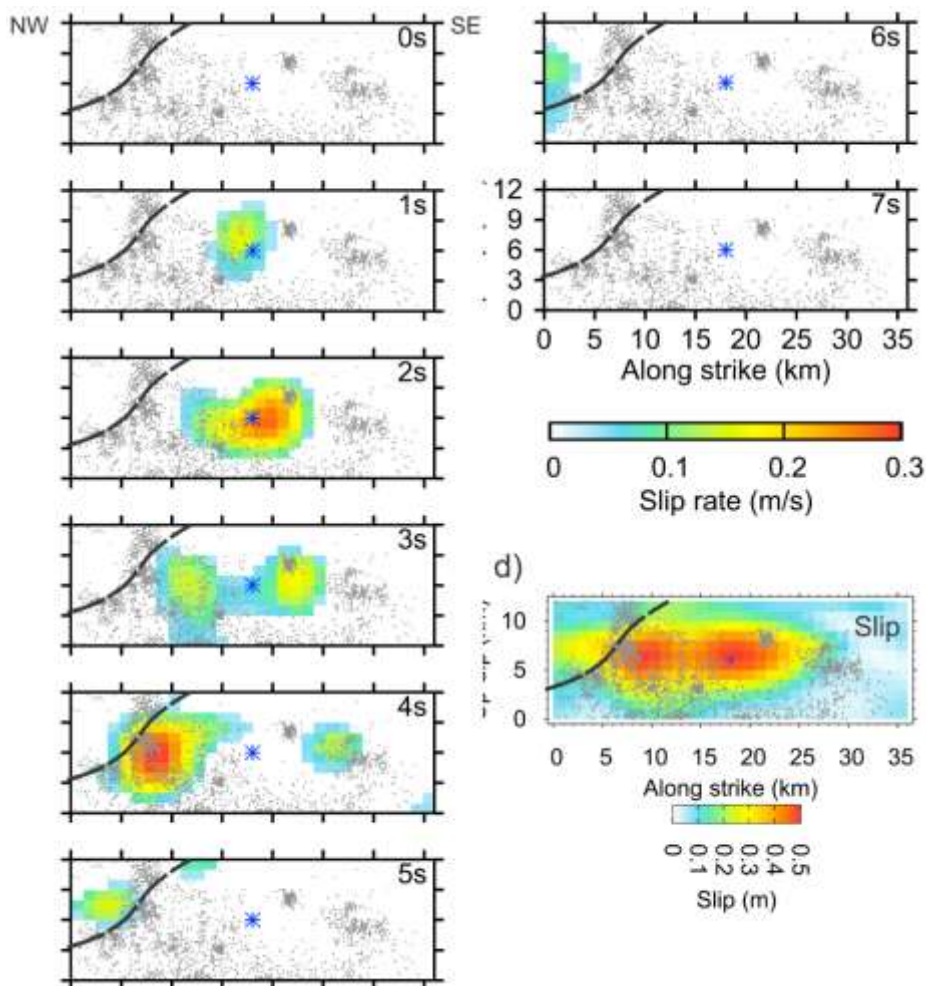
Obrázek 22 (b). Mapy rozložení korelačního koeficientu a vpravo časy subzdrojů podle metody id.



Obrázek 22 (c). Časově prostorové zobrazení možných subzdrojů podle metody NNLS. Velikost kružnic znázorňuje seismický skalární moment.

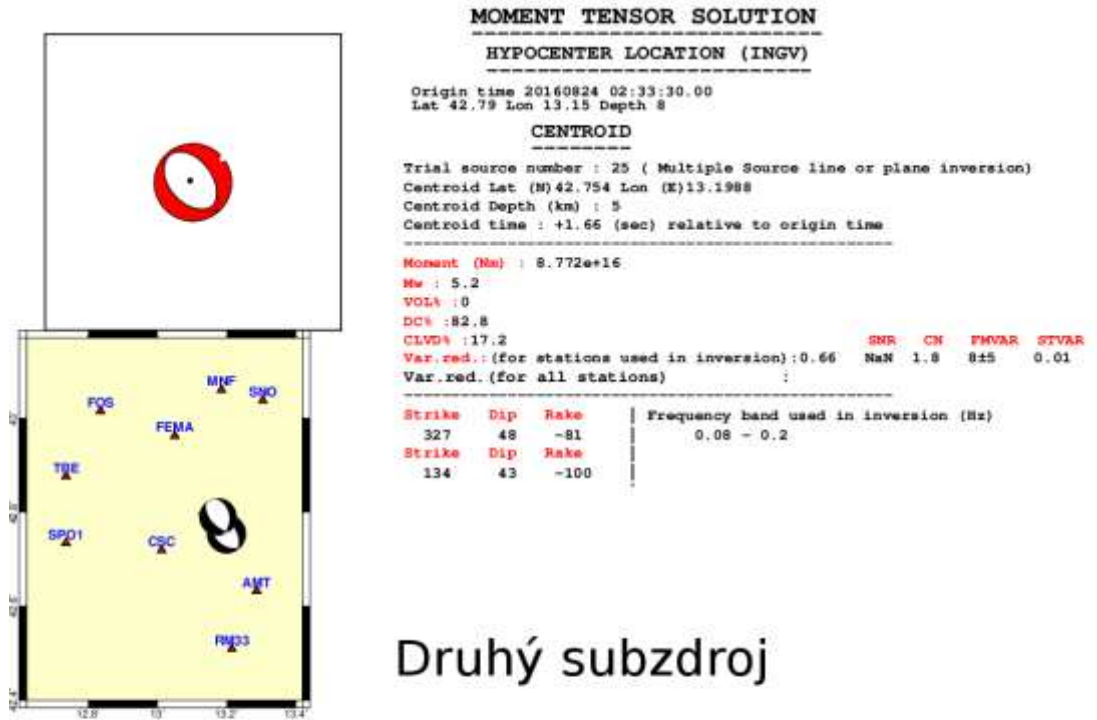
Toto šíření trhliny je potom také diskutováno v článku Pizzi et al. (2017), kde je provedena skluzová inverze pomocí metody LinSlipInv (Galovič et al., 2015;

<https://github.com/fgallovic/LinSlipInv>). Trhlina se začala šířit v oblasti epicentra okolo 1 sekundy a začala propagovat směrem na severo-západ a jiho-východ v 3. a 4. sekundě a rychlost skluzu byla až 0,3 m/s. Maximální skluz byl 0,5 m ve dvou oblastech na zlomu. Tato místa jsou od sebe vzdálená asi 10 km, což odpovídá i mým výsledkům z programu ISOLA.

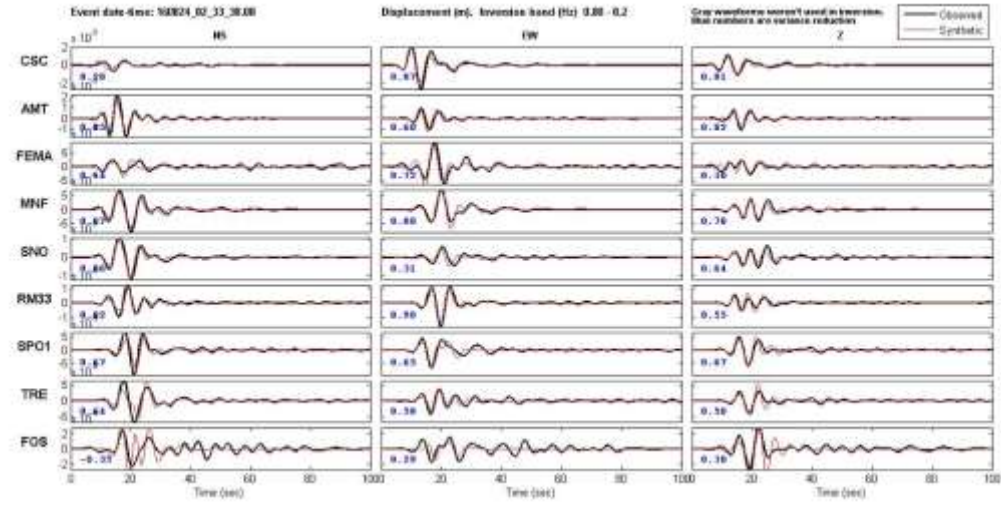
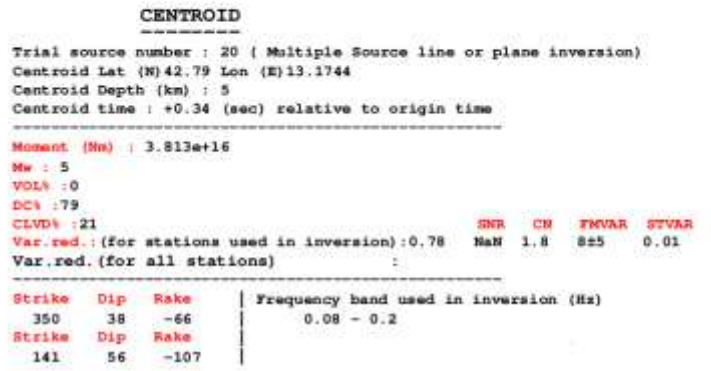


Obrázek 22 (d). Rychlost skluzu na zlomu podle Pizzi et al. (2017). Čárkovaná čára je křížící miocén-pliocenní přesmyková plocha Sibillini mountains. Šedé body znázorňují dotřesy zemětřesné sekvence.

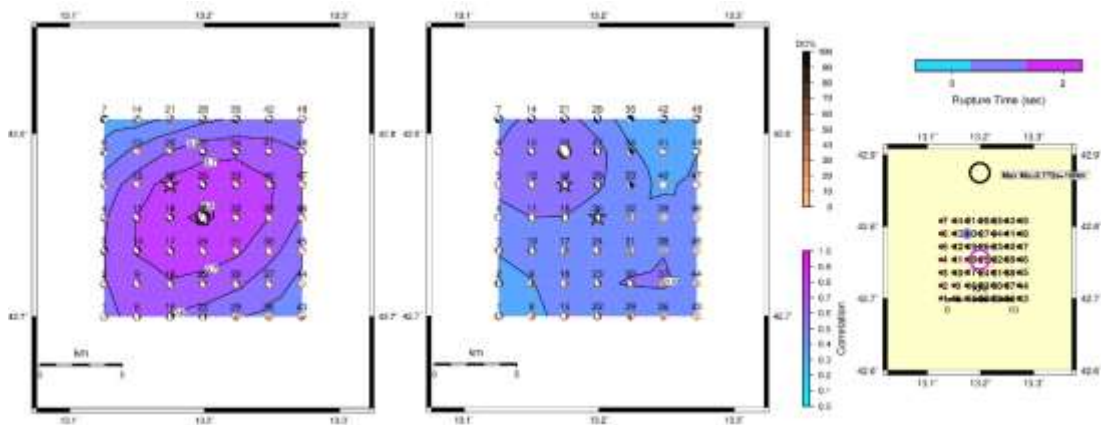
Pro zemětřesný jev Mw 5,4 z 24.08.2016 (obrázek 23) jsem nepoužil metodu NNLS, protože kumulativní redukce variance obou subzdrojů je podobná v případě centroidu, takže i seismogramy mají lepší shodu než v předchozím případě. V tomto případě také vyšlo řešení v nerotované rovině, proto už jsem žádné další možnosti nezkoušel.



Druhý subzdroj



Obrázek 23 (a). Momentové tenzory subzdrojů pro jev Mw 5,4 z 24.08.2016. U druhého subzdroje je redukce variance uvedena jako součet pro první a druhý subzdroj.



Obrázek 23 (b). Mapy rozložení korelačního koeficientu a vpravo časy subzdrojů podle metody id.

Subzdroje mají velikost $8,8e+16$ a $3,8e+16$ Nm, takže jejich rozdíl je větší než v případě Mw 6,1 ($5,5e+17$ a $4,0e+17$). Také jsou blíže u sebe časově (+1,6 a +0,3 sekundy relativně k OT) i polohově (4,5 km od sebe), frekvence pro inverzi je 0,08 – 0,2 Hz.

U tohoto zemětřesení se první menší subzdroj nachází asi 2 km severně od epicentra a druhý větší subzdroj je pak asi 3 km jiho-východně od epicentra. V počátku se tedy uvolnilo menší množství seismické energie a její propagace byla v JJV směru, kde se uvolnila větší část, toto místo odpovídá nízkofrekvenčnímu centroidu. V korelační mapě je potom maximum (obrázek 23 (b)) protaženo ve směru JZ-SV, ale to může být do jisté míry způsobeno i chybějícími stanicemi východně od zemětřesení. Také zde není vidět vícenásobnost jako v případě Mw 6,1 a maximum druhého subzdroje tak má menší hodnoty korelace než u prvního.

Na závěr bych ukázal výsledky pro zemětřesný jev Mw 6,5; u kterého jsem také zkusil získat vícenásobný bodový zdroj metodou id a NNLS. Prezentovaný výpočet je udělaný na horizontální linii v hloubce 4 km ležící na zlomové ploše (definované stejně jako v případě Mw 6,1). Díky tomu není ukázána korelační mapa, ale časový korelační diagram.

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (EMSC)

Origin time 20161030 06:40:20.00
 Lat 42.83 Lon 13.11 Depth 9.2

CENTROID

Trial source number : 7 (inversion)
 Centroid Lat (N) 42.83 Lon (E) 13.2936
 Centroid Depth (km) : 4
 Centroid time : +3.56 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.489e+18

Mw : 6

VOL% : 0

DC% : 95.5

CLVD% : 4.5

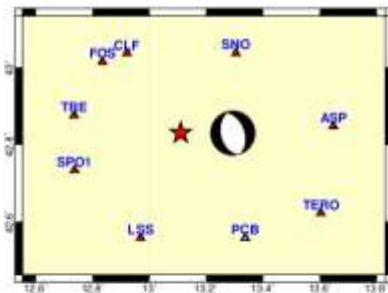
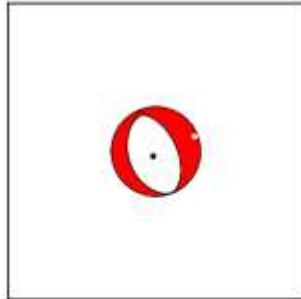
Var. red.: (for stations used in inversion): 0.34

Var. red.: (for all stations) :

SNR CH FMVAR STVAR

NaN 1.5 1±1 0.00

Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
334	53	-98	0.05 - 0.2
166	37	-80	



Druhý subzdroj

CENTROID

Trial source number : 7 (inversion)
 Centroid Lat (N) 42.83 Lon (E) 13.2936
 Centroid Depth (km) : 4
 Centroid time : +5.8 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 8.655e+17

Mw : 5.9

VOL% : 0

DC% : 92.3

CLVD% : 7.7

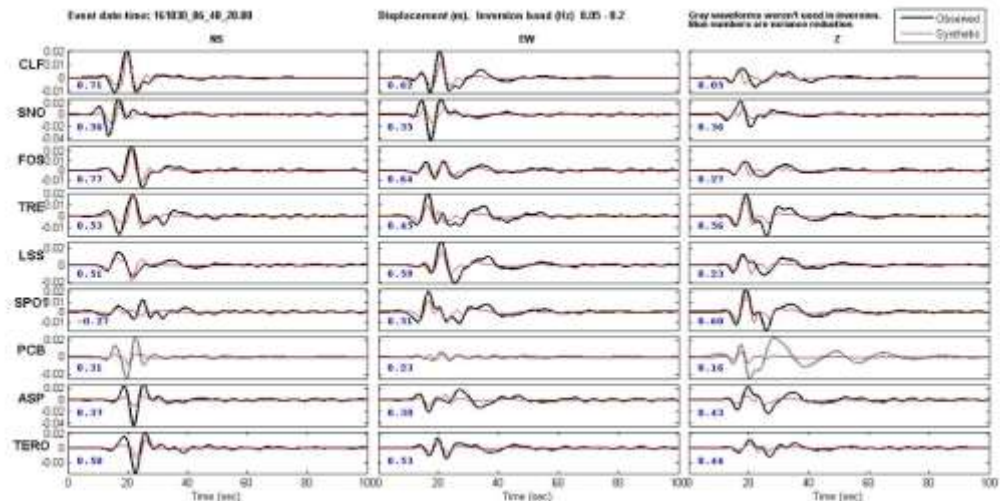
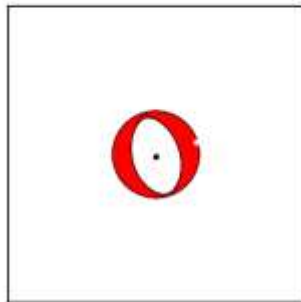
Var. red.: (for stations used in inversion): 0.45

Var. red.: (for all stations) :

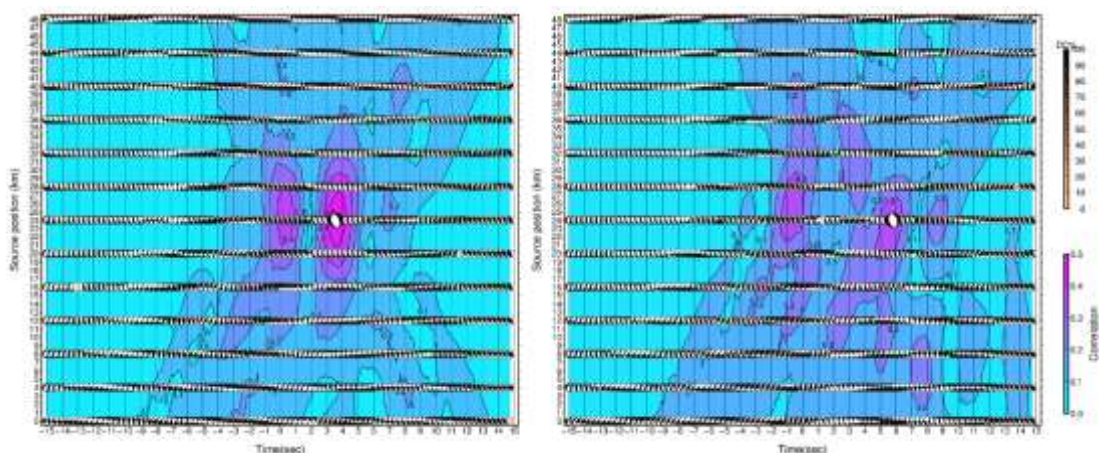
SNR CH FMVAR STVAR

NaN 1.5 1±1 0.00

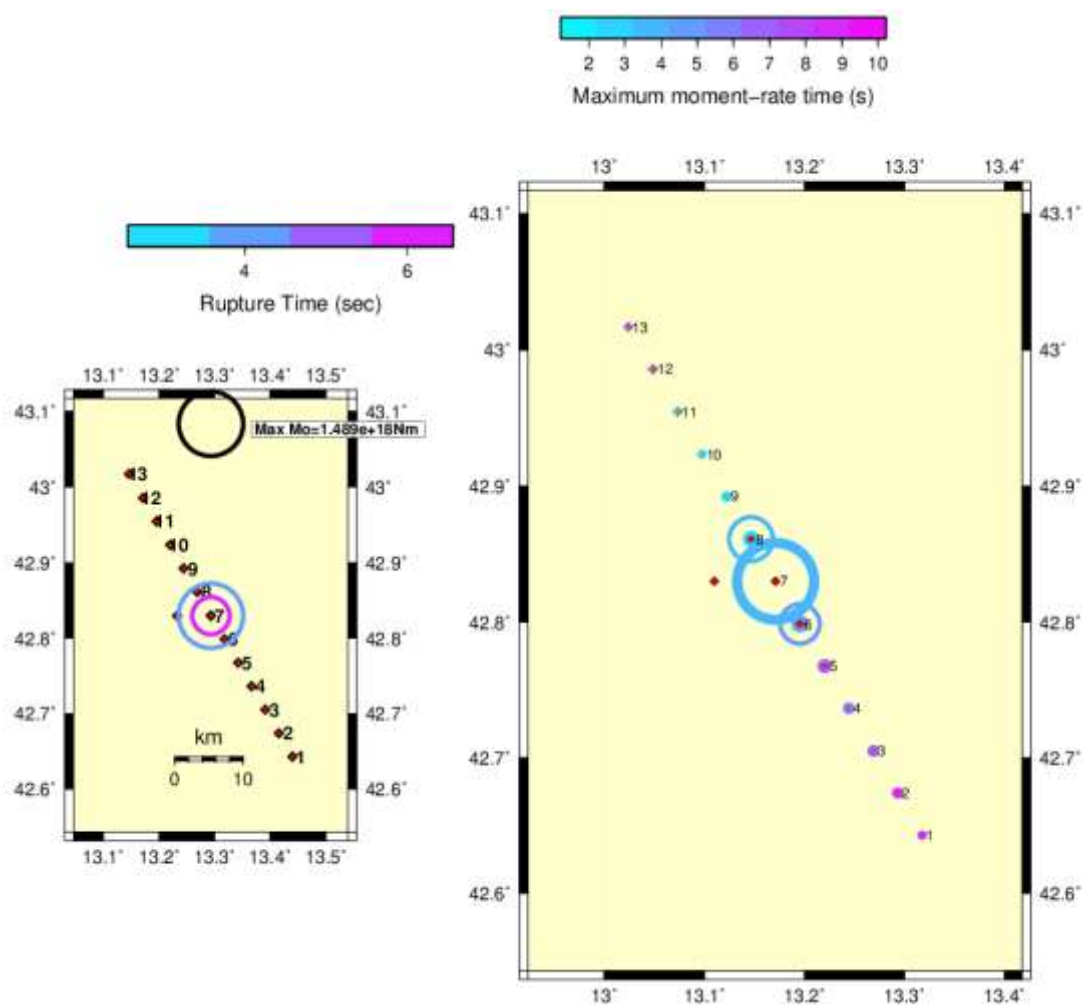
Strike	Dip	Rake	Frequency band used in inversion (Hz)
340	46	-96	0.05 - 0.2
169	44	-84	



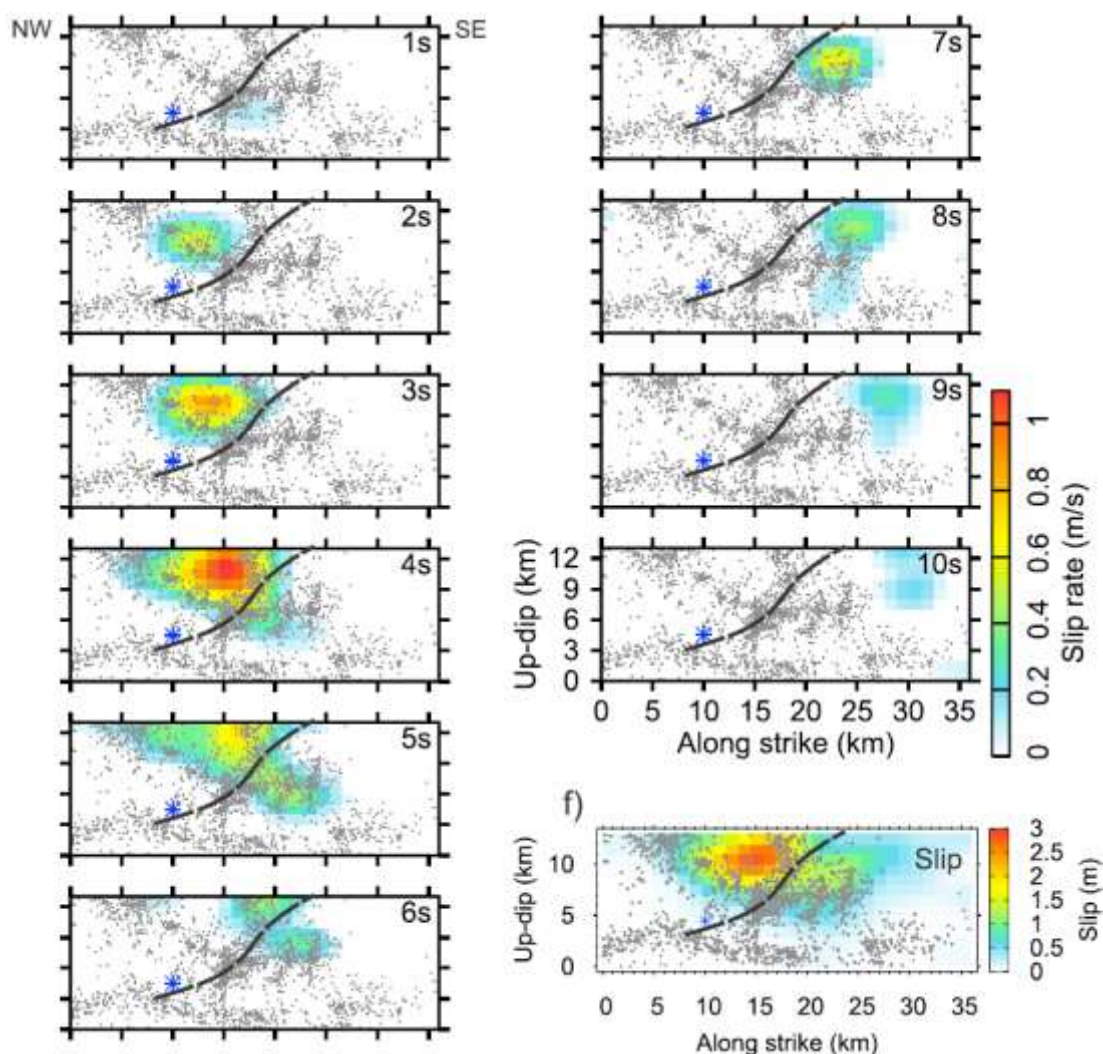
Obrázek 24 (a) Momentové tenzory subzdrojů pro jev Mw 6,5 z 30.10.2016 U druhého subzdroje je redukce variance uvedena pro součet pro obou subzdrojů. OT +2 sekundy. Centroidální čas pro první subzdroj +5,56 sekund, druhý subzdroj +7,8 sekund.



Obrázek 24 (b). Korelační diagramy pro oba subzdroje. Na ose x je čas relativně k OT, na ose y potom pozice zdroje po linii v kilometrech.



Obrázek 24 (c). Vlevo časově prostorový diagram rozložení subzdrojů a skalárního seismického momentu podle metody id, vpravo diagram podle metody NNLS.



Obrázek 24 (d). Rychlost skluzu na zlomové ploše podle Pizzi et al. (2017). Čárkovaná čára je křížící miocén-pliocenní přesmyková plocha Sibillini mountains. Šedé body znázorňují dotřesy (aftershocky) zemětřesné sekvence.

U tohoto jevu je potřeba opět přepočítat na opravu OT, který je posunut o +2 sekundy oproti skutečnému. Tedy první subzdroj má centroidální čas +5,56 sekund, druhý subzdroj +7,8 sekund relativně k OT. Oba body jsou ve stejném místě. Redukce variance je poloviční oproti nízkofrekvenčnímu centroidu. Stanice jsou rozmístěny okolo epicentra. Stejně tak metoda NNLS našla oba subzdroje v jednom bodě, který zároveň odpovídá pozici centroidu.

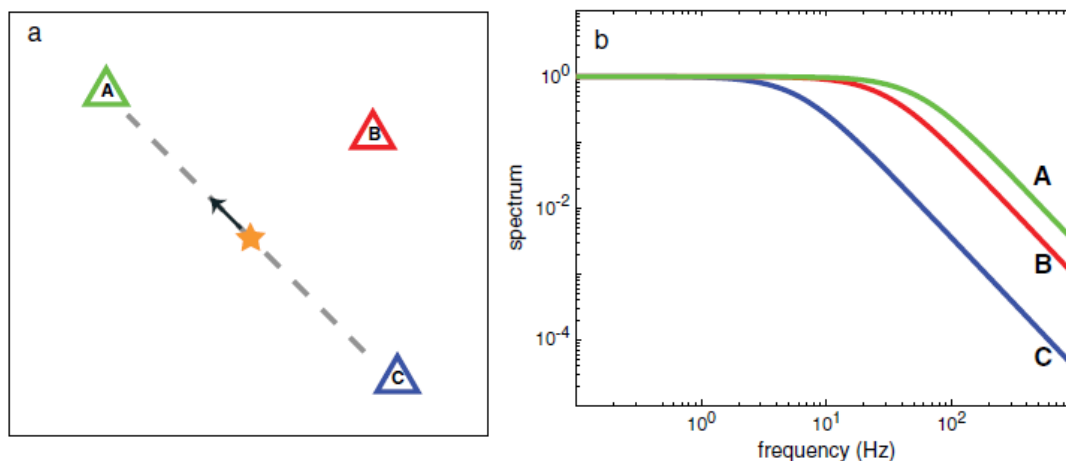
Pizzi et al. (2017) má také údaje o rozložení skluzu na zlomu pro toto zemětřesení. Na rozdíl od prvního zemětřesení v této sekvenci Mw 6,1 z 24.08.2016 se maxima skluzu nerozdělují ale zůstává jedno, kde je i největší rychlost skluzu v čase 4 sekundy. Maximální skluz byl 3 m.

6. Diskuze

Rychlostní model byl vybrán za základě jeho aplikace na zemětřeseních v roce 2009 z oblasti L'Aquila (Ameri et al., 2012 založený na Bianchi et al., 2010). Pro oblast Itálie existuje mnoho 1D modelů rychlosti seismických vln, například ze severní Itálie (Kissling et al., 1995, Fountain, 1976), centrální Itálie (Chiarabba & Frepoli, 1997) nebo jižní Itálie (Selvaggi & Chiarabba, 1995; Kern & Schenk, 1988) nebo i 3D modely (Molinari et al., 2015, Aster & Meyer, 1988). Tyto modely jsem nezkoušel, ISOLA navíc používá 1D rychlostní model, takže by použití 3D modelů nebylo možné.

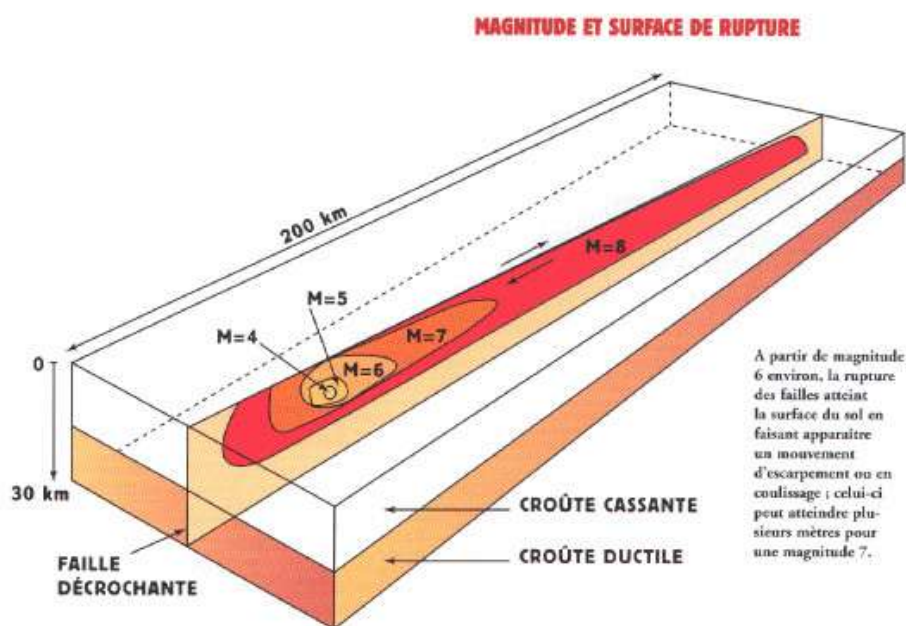
Frekvence seismických záznamů použitá pro inverzi pro nízkofrekvenční centroid byla zvolena tak, aby byla co nejbližší rohové frekvenci zdola a zároveň aby nebyl záznam zašuměný. Pro větší zemětřesení bylo možné použít nižší frekvenci, pro menší zemětřesení jsem potom musel zvyšovat jak spodní, tak vrchní hranici filtru frekvence pro získání nezašuměného signálu.

S tím také souvisí vzdálenost a azimut stanic. Pro frekvenci $f = 0,08$ Hz při rychlosti $c \sim 3$ km/s je vlnová délka λ podle vztahu $\lambda = c/f$ cca 40 km. Pro frekvenci 0.2 Hz je to cca 15 km. Proto u vyšších frekvencí se více projeví vliv heterogenit, protože rozlišovací schopnost vlny je asi jedna čtvrtina její vlnové délky (Horálek, 2014, ústní sdělení). U vzdálenějších stanic pak seismická vlna musí urazit větší vzdálenost a může být ovlivněna heterogenitami. S azimutem stanic pak souvisí vliv direktivity (obrázek 25).



Obrázek 25. Podle Kane et al. (2017), trhlina se šíří na severozápad, a to se pak projeví na frekvenčním spektru seismogramů naměřených na jednotlivých stanicích.

Dále je potom nutné uvažovat bodovou aproximaci seismického zdroje při výpočtu Greenových funkcí v programu ISOLA (Sokos & Zahradník, 2008). Proto je nutné, aby stanice nebyly blízko zlomu, jinak by se uplatnil zanedbaný efekt u konečnosti zdroje, který souvisí se škálováním zlomové plochy se seismickým skalárním momentem M_0 a tím pádem i magnitudem (obrázek 26) podle vztahu $M_0 \sim \Delta\tau L^3$ kde $\Delta\tau$ je pokles napětí na zlomu a L je délka zlomu (podle Fischer, 2015, nepublikováno).



Obrázek 26. Škálování velikosti zlomu s magnitudem (podle Bokelmann, 2017, nepublikováno).

Dále je také možné diskutovat vliv použití dočasných stanic. Jestli byly naistalovány správně, např. často se mi stávalo, že jednotlivé složky seismogramů začínaly v jiný čas a bylo nutné zavést opravu na společný čas v programu ISOLA, dále mi někdy výsledek na dvou složkách seismogramů vyšel dobře, ale třetí složka vypadala, že má obrácenou polaritu. U některých zemětřesení bylo ale pokrytí permanentními stanicemi nedostatečné, a proto bylo potřeba použít i tyto stanice.

Dále by se dala diskutovat věrohodnost prohledávání inverze na horizontální ploše. Vyzkoušel jsem i prohledávání na zlomové ploše a tyto výsledky tady neuvádím, protože nebyly geologicky správné. Například pro největší jev Mw 6,5 mi vyšly dva zcela odlišné mechanismy.

Porovnání výsledků s ostatními pracemi již bylo zmíněno v předchozí kapitole. Výsledky potvrzují předchozí práce a ověřují použití metody inverze (především iterativní dekonvoluce a non-negative least squares) programu ISOLA na nových datech. Zároveň se podařilo zpřesnit lokace centroidů díky použití bližších stanic.

7. Závěr

Cílem diplomové práce bylo nalezení iregularit na zlomových plochách, na který se objevují zemětřesení. To se povedlo v případě tří jedněch z největších jevů ze zemětřesné sekvence, která zasáhla centrální Itálii v roce 2016. Z těchto tří jevů se u dvou podařilo najít šíření uvolnění seismické energie po ploše, u třetího, největšího z nich se potom prokázalo že seismická energie byla vyřazována v omezené oblasti.

U zbývajících zemětřesení se nepodařilo najít podobné iregularity, buď z důvodů stejných jako v případě toho největšího zemětřesení, nebo z důvodu zašumění dat. Mohlo by se dále pokračovat počítáním centroidů menších jevů, nebo zkusit použít vyšší frekvence pro inverzi v případě vícenásobného jevu i když hrozí, že nebude

možné vystihnout shodu mezi syntetickými a pozorovanými seismogramy. V katalogu INGV navíc chybí momentová magnituda menších jevů a řešení TMDT, které se vyskytly po těchto největších zemětřeseních. V jejich záznamech je možné například pozorovat i kodu velkých zemětřesení, která zašumí záznam, jenž je potom těžší invertovat.

Seznam použité literatury

- Aki, K., and P. G. Richards (2002). *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalito, California, 704 pp.
- Amato, A., Azzara, R., Chiarabba, C., Cimini, G. B., Cocco, M., Di Bona, M., ... Ripepe, M. (1998). The 1997 Umbria-Marche, Italy, Earthquake Sequence: A first look at the main shocks and aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 25(15), 2861–2864.
- Ameri, G., Gallovič, F., & Pacor, F. (2012). Complexity of the Mw 6.3 2009 L'Aquila (central Italy) earthquake: 2. Broadband strong motion modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(4), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011JB008729>
- Anelli L., Gorza M., Pieri M. & Riva M. (1994) - Subsurface well data in Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48,
- Anzidei, M., Boschi, E., Cannelli, V., Devoti, R., Esposito, A., Galvani, A., ... Serpelloni, E. (2009). Coseismic deformation of the destructive April 6, 2009 L'Aquila earthquake (central Italy) from GPS data. *Geophysical Research Letters*, 36, 3–7. <https://doi.org/10.1029/2009GL039145>
- Atzori, S., Hunstad, I., Chini, M., Salvi, S., Tolomei, C., Bignami, C., Stramondo, S., Trasatti, E. and Antonioli, A., (2009). Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15305. Doi:10.1029/2009GL039293.
- Bally A.W., Burbi L., Cooper C. & Ghelardoni R. (1988) – Balanced section and seismic reflection profiles across the Central Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35, 257-310. 461-471.
- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., & Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python Toolbox for Seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530–533. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530>

- Bianchi, I., C. Chiarabba, and N. Piana Agostinetti (2010), Control of the 2009 L'Aquila earthquake, central Italy, by a high-velocity structure: A receiver function study, *J. Geophys. Res.*, 115, B12326, doi:10.1029/2009JB007087.
- Bokelmann, G., (2017), přednáška Tectonophysics, Univerzity of Wien, nepublikováno, MS
- Boschi, E., G. Ferrari, P. Gasperini, E. Guidoboni, G. Smriglio, and G. Valensise, *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 61 a.C. al (1980)*, Pubblicazione dell'Istituto Nazionale di Geofisica, 973 pp., 1995
- Bouchon, M., (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. seism. Soc. Am.*, 71, 959–971.
- Calamita F. & Pizzi A. (1993) - Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati. *Studi Geol. Camerti*, Vol. speciale 1992/1, 17-26.
- Calamita F., Pizzi A., Ridolfi M., Rusciadelli G. & Scisciani V. (1998) - Il buttressing delle faglie sinsedimentarie pre-thrusting nella strutturazione neogenica della catena appenninica: l'esempio della Magna dei Fiori (Appennino centrale esterno). *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 125-140.
- Calamita, F., Pizzi, A., & Roscioni, M. (1992). I "fasci" di faglie recenti ed attive di M. Vettore–M. Bove e di M. Castello–M. Cardosa (Appennino Umbro–Marchigiano). *Studi Geologici Camerti*, 1, 81–95, available on-line at researchgate.net.
- Camassi, R. and Stucchi, M.: (1997), NT4.1, A Parametric Catalogue of Damaging Earthquakes in the Italian Area (Release NT4.1.1), GNDT, Milano, Internet, <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Castello, B., Olivieri, M. & Selvaggi, G., (2007). Local and duration magnitude determination for the Italian earthquake catalogue (1981–2002), *Bull. seism. Soc. Am.*, 97(1B), 128–139.

- Cesca, S., S. Heimann, K. Stammler, and T. Dahm (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances, *J. Geophys. Res.* 115, B06304, doi: 10.1029/2009JB006450
- Cirella, A., Piatanesi, A., Cocco, M., Tinti, E., Scognamiglio, L., Michelini, A., ... Boschi, E. (2009). Rupture history of the 2009 L' Aquila (Italy) earthquake from non-linear joint inversion of strong motion and GPS data. *Geophysical Research Letters*, 36, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2009GL039795>
- Coutant, O., (1989). Programme de simulation numérique AXITRA. Res. Report LGIT, Grenoble, France.
- D'Amico S. (Ed.), (2017), *Moment Tensor Solutions - A Useful Tool for Seismotectonics*, Springer, Forthcoming
- Delouis, B., C. Charlety, and M. Vallée (2008). Fast determination of earthquake source parameters from strong motion records: Mw, focal mechanism, and slip distribution, in EGU General Assembly, *Geophysical Research Abstracts* 10, abstract 04939.
- Deschamps, A., Iannaccone, G., & Scarpa R. (1984). The Umbrian earthquake (Italy) o 19 September 1979. *Annales Geophysicae*, 2(1), 29–36.
- Dreger, D. S., (2003), TDMT_INV: Time Domain Seismic Moment Tensor INVersion, *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Volume 81B, p 1627.
- Ekstrom, G., Morelli, A., Boschi, E., & Dziewonski, A. M. (1998). Moment tensor analysis of the central Italy earthquake sequence of September-October 1997. *Geophysical Research Letters*, 25(11), 1971–1974.
- EMERGEO Working Group (2010). Evidence for surface rupture associated with the Mw 6.3 L' Aquila earthquake sequence of April 2009 (central Italy). *Terra Nova*, 22(April), 43–51. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00915.x>
- Fischer, F., (2015), *Seismický zdroj, zákony podobnosti*. Part of *Applied seismology*, nepublikováno, MS

- Fountain, David, M. (1976), The Ivrea—Verbano and Strona-Ceneri Zones, Northern Italy: A cross-section of the continental crust—New evidence from seismic velocities of rock samples, *Tectonophysics*, Volume 33, Issues 1–2, 1976, Pages 145-165, ISSN 0040-1951
- Galadini, F., & Galli, P. (2000). Active Tectonics in the Central Apennines (Italy) – Input Data for Seismic Hazard Assessment. *Natural Hazards*, 22(April 2014), 225–270. <https://doi.org/10.1023/A>
- Galadini, F., & Galli, P. (2000). Active tectonics in the Central Apennines (Italy)— Input data for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, 22, 225–270. <https://doi.org/10.1023/A:1008149531980>
- Galadini, F., & Galli, P. (2003). Paleoseismology of silent faults in the Central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. faults. *Annales de Geophysique*, 46(5), 815–836. <https://doi.org/10.4401/ag-3457>
- Galadini, F., Meletti, C. and Rebez, A. (eds), (2000). *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996–1999)*. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 397 pp.
- Galdenzi S. (2004) - L'evoluzione tettonico-sedimentaria miocenica dell'area di Serra San Quirico-Frontale (Marche centrali). *Studi Geol. Camerti, Nuova serie*, 1, 85-95.
- Gallovič, F., Imperatori, W., & Mai, P. M. (2015). Effects of three-dimensional crustal structure and smoothing constraint on earthquake slip inversions: case study of the Mw6.3 2009 L'Aquila earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 428–449.
- Gasparini C., Gasperini M., Iannaccone G., Napoleone G., Scarpa R., Stucchi M. Taccetti Q., Zonno G., (1980). Seismometrical observations elaboration and preliminary interpretation of the Norcia earthquake, 1979, *Ann. Geofis.*, 33.
- Horálek, J., (2014), ústní sdělení, Island

- Chandler, M. T., and P. Wessel, (2012), Errata-based correction of marine geophysical trackline data, **Geochem. Geophys. Geosyst.**, 13(Q10004)
- Cheloni, D., et al. (2017), Geodetic model of the 2016 Central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6778–6787, doi:10.1002/2017GL073580.
- Chiarabba, C. et al., (2009). The 2009 L'Aquila (central Italy) Mw6.3 earthquake: Main shock and aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18308, doi:10.1029/2009GL039627.
- Chiarabba, C., & Frepoli, A. (1997). Minimum 1D velocity models in Central and Southern Italy: a contribution to better constrain hypocentral determinations. *Annali Di Geofisica*, VOL. XL, N. 4.
- Chiaraluca, L., Di Stefano, R., Tinti, E., Scognamiglio, L., Michele, M., Casarotti, E., ... Marzorati, S. (2017). The 2016 Central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models. *Seismological Research Letters*, 88(3), 757–771. <https://doi.org/10.1785/0220160221>
- Kane, D. L., Shearer, P. M., Goertz-Allmann, B. P., & Vernon, F. L. (2013). Rupture directivity of small earthquakes at Parkfield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(1), 212–221. <https://doi.org/10.1029/2012JB009675>
- Kennett, B.L.N.&Kerry,N.J., (1979). Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 557–583.
- Kern, H., & Schenk, V. (1988). A model of velocity structure beneath Calabria, southern Italy, based on laboratory data. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 325–337.
- Kikuchi, M. & Kanamori, H., (1991). Inversion of complex body waves—III, *Bull. seism. Soc. Am.*, 81, 2335–2350.
- Kissling, E. , Solarino, S. and Cattaneo, M. (1995), Improved seismic velocity reference model from local earthquake data in Northwestern Italy. *Terra Nova*, 7: 528-534. doi:10.1111/j.1365-3121.1995.tb00554.x

- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C., & Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science and Discovery*, 8(1). <http://doi.org/10.1088/1749-4699/8/1/014003>
- Křížová, D., Zahradník, J., & Kiratzi, A. (2013). Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(4), 2460–2473. <https://doi.org/10.1785/0120120097>
- Lawson, C.L. & Hanson, B.J., 1974. Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall.
- Livio, F., Michetti, A. M., Vittori, E., Gregory, L., Wedmore, L., Piccardi, L., ...Central Italy Earthquake Working Group, Central Italy Earthquake Working Group (2016). Surface faulting during the August 24, 2016, Central Italy earthquake (Mw 6.0): Preliminary results. *Annales de Geophysique*, 59(5), 1–8. <https://doi.org/10.4401/ag-7197>
- Luzi L, Puglia R, Russo E & ORFEUS WG5 (2016). Engineering Strong Motion Database, version 1.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Observatories & Research Facilities for European Seismology. doi: 10.13127/ESM
- Maercklin, N., A. Zollo, A. Orefice, G. Festa, A. Emolo, R. De Matteis, B. Delouis, and A. Bobbio (2011). The effectiveness of a distant accelerometer array to compute seismic source parameters: The April 2009 L'Aquila earthquake case history, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, no. 1, 354–365, doi: 10.1785/0120100124.
- Mazzoli S. & Helman M. (1994) - Neogene patterns of relative motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geol. Rundsch*, 83, 464-468.
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., & Wassermann, J. (2011). ObsPy - what can it do for data centers and observatories? *Annals of Geophysics*, 54(1), 47–58. <http://doi.org/10.4401/ag-4838>
- Molinari, I., Argnani, A., Morelli, A., & Basini, P. (2015). Development and Testing of a 3D Seismic Velocity Model of the Po Plain Sedimentary Basin , Italy.

Bulletin of the Seismological Society of America, 105(2), 753–764.
<https://doi.org/10.1785/0120140204>

Pierantoni, P., Deiana, G., & Galdenzi, S. (2013). Stratigraphic and structural features of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines , Italy). *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, 132(3), 497–520. <https://doi.org/10.3301/IJG.2013.08>

Pizzi, A., & Galadini, F. (2009). Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 476, 304–319. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.03.018>

Pizzi, A., & Scisciani, V. (2000). Methods for determining the Pleistocene-Holocene component of displacement on active faults reactivating pre-Quaternary structures: Examples from the Central Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics*, 29(3–5), 445–457.

Pizzi, A., Di Domenica, A., Gallovič, F., Luzi, L., & Puglia, R. (2017). Fault segmentation as constraint to the occurrence of the main shocks of the 2016 Central Italy seismic sequence. *Tectonics*, 36. <https://doi.org/10.1002/2017TC004652>

Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekström, G., Morelli, A., Gasperini, P. & Vannucci, G., (2006). The Italian CMT dataset from 1977 to the present, *Phys. Earth planet. Int.*, 159, 286–303.

Pondrelli, S., Salimbeni, S., Morelli, A., Ekstrom, G., Olivieri, M. and Boschi, E., (2009). Seismic moment tensors of the April 2009, L'Aquila (Central Italy), earthquake sequence. *Geophys. J. Int.* Doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04418.x.

R.C. Aster, R.P. Meyer, (1998), Three-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy, *Tectonophysics*, Volume 149, Issues 3–4, Pages 195-218, ISSN 0040-1951, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90173-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90173-4).

Roberts, G. P., & Michetti, A. M. (2004). Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: An example from The Lazio–Abruzzo

- Apennines, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 26, 339–376.
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00103-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00103-2)
- Rossum, G. van, (1995). Python tutorial, Technical Report CS-R9526, Centrum voor Wiskunde en Informatica (CWI), Amsterdam,
- Scognamiglio L., E. Tinti, and A. Michelini, (2009). Real-time determination of seismic moment tensor for italian region, *Bull. Seism. Soc. of Am.*, Vol. 99, No. 4, pp. 2223-2242, doi:10.1785/0120080104.
- Selvaggi, G., & Chiarabba, C. (1995). Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophys. J. Int*, 121(May), 818–826.
- Silver, P. G., and T. H. Jordan (1982). Optimal estimation of scalar seismic moment, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 70, 755–787, doi: 10.1111/j.1365-246X.1982.tb05982.x.
- Sokos, E. N., & Zahradnik, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers and Geosciences*, 34(8), 967–977. <http://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.005>
- Sokos, E., & Zahradnik, J. (2013). Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software. *Seismological Research Letters*, 84(4), 656–665. <https://doi.org/10.1785/0220130002>
- Walters, R. J., Elliott, J. R., Agostino, N. D., England, P. C., Hunstad, I., Jackson, J. A., ... Roberts, G. (2009). The 2009 L'Aquila earthquake (central Italy): A source mechanism and implications for seismic hazard. *Geophysical Research Letters*, 36, 2–7. <https://doi.org/10.1029/2009GL039337>
- Wessel, P., and M. T. Chandler, (2007), The MGD77 supplement to the Generic Mapping Tools, *Comput. Geosci.*, 33(1), 62-75
- Working Group CPTI: (1999), Catalogo parametrico dei terremoti italiani, ING, GNDT, SGA SSN, Bologna.
- Zahradnik, J., & Sokos, E. (2014). The Mw 7.1 van, eastern turkey, earthquake 2011: Two-point source modelling by iterative deconvolution and non-negative least

squares. *Geophysical Journal International*, 196(1), 522–538.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt386>

Seznam tabulek

Tabulka 1.	18
Tabulka 2.	20
Tabulka 3.	44

Přílohy

Příloha 1.

```
% create network.stn for isola from ASC files
% load all the files
f = dir('*.ASC');
numfiles = length(f);
mydata = cell (1, numfiles);
for k=1:numfiles
    mydata{k} = fileread(f(k).name);
end
%find only one vertical component out of 3
f_hgz = regexpi ({f.name}, 'HGZ|HNZ|HLZ', 'match');
i=find(~cellfun('isempty', f_hgz));
n = size(i,2);
data = cell (n,1);
for l=1:n
    data{l}=mydata{i(1,l)};
end
%start with expression
expression1 = 'STATION_CODE:\s*(\w*)';
expression2 = 'STATION_LATITUDE_DEGREE:\s*(\D\d*\D\d*)';
expression3 = 'STATION_LONGITUDE_DEGREE:\s*(\D\d*\D\d*)';
sta_name = cell (n,1);
sta_lon = cell (n,1);
sta_lat = cell (n,1);
for l=1:n
    sta_name(l,1) = regexp(data{l},expression1,'tokens');
    sta_lon(l,1) = regexp(data{l},expression2,'tokens');
    sta_lat(l,1) = regexp(data{l},expression3,'tokens');
end
name = [sta_name{:}]; name=name';
lon = [sta_lon{:}]; lon=lon';
lat = [sta_lat{:}]; lat=lat';
T = table(name,lon,lat);
writetable(T,'network.txt','Delimiter',' ','writeVariableNames',false);
writetable(T,'networkc.csv','writeVariableNames',false);
```

Příloha 2.

```
% open network.stn and get list of stations
filename = 'network.stn';
delimiter = ' ';
formatSpec = '%s%s%s%s%[\n\r]';
fileID = fopen(filename,'r');
dataArray = textscan(fileID, formatSpec, 'Delimiter', delimiter,...
    'MultipleDelimsAsOne', true, 'ReturnOnError', false);
fclose(fileID);
station = dataArray{:}, 1;
n = size(station,1);
```

```

ext = {'stime.is1'};

% prepare variables for opening the file
endRow = 1;
formatSpec = '%s%3f%4s%5f%6f%6f%3f%f%[\n\r]';
% open *stime.is1 in for cycle
for i =1:n
    filename1 = sprintf('%s%s',station{i,1},ext{1,1});
    fid = fopen(filename1,'r');
    dataArray = textscan(fid, formatSpec,endRow,'Delimiter', delimiter,...
        'MultipleDelimsAsOne', true, 'ReturnOnError', false);
    fclose(fid);
    dataArray([2, 4, 5, 6, 7, 8]) = cellfun(@(x) num2cell(x),...
        dataArray([2, 4, 5, 6, 7, 8]), 'UniformOutput', false);
    table{i,:} = [dataArray{1:end-1}];
end
table1=cell2table(table);
writetable(table1,'origintime.xls','writevariableNames',false)

```

Příloha 3.

A0

1.00000E+00

count-->m/sec

1.000000e-02

zeros

2

1.000000e+00 0.000000e+00

0.000000e+00 0.000000e+00

poles

1

1.000000e+00 0.000000e+00

Info: 07-Nov-2017 AAA Digi sens 1 Seism sens 100

Příloha 4.

```
%create pzfiles
%load file with station codes
% created with Matlab import function
filename = 'networkc.csv';
delimiter = ',';
formatSpec = '%s*s*s*s%[\n\r]';
fileID = fopen(filename,'r');
dataArray = textscan(fileID, formatSpec, 'Delimiter', delimiter, ...
    'ReturnOnError', false);
fclose(fileID);
name = dataArray{:}, 1};
clearvars filename delimiter formatSpec fileID dataArray ans;
%end of loading
% load test.pz
% created with Matlab import function
filename = 'test.pz';
delimiter = ' ';
formatSpec = '%s%s%s%s%s%s%s%[\n\r]';
fileID = fopen(filename,'r');
dataArray = textscan(fileID, formatSpec, 'Delimiter', delimiter, ...
    'MultipleDelimsAsOne', true, 'ReturnOnError', false);
fclose(fileID);
test = [dataArray{1:end-1}];
clearvars filename delimiter formatSpec fileID dataArray ans;
% end of loading
test1 = test;
ending={'BHE','BHN','BHZ'};
ext = {'.pz'};
for j=1:size(name,1)
    test1{12,3}=name{j,1};
%     T = table(test1);
    for k = 1:size(ending,1);
        filename=sprintf('%s%s',name{j,1},ending{k,1},ext{1,1});
%     writetable(T,filename,'Delimiter',' ','writeVariableNames',false);
        fileID = fopen(filename,'w');
        for m=1:size(test1,1)
            for n =1:size(test1,2)
                fprintf(fileID,'%s ', test1{m,n});
            end
            fprintf(fileID,'\n');
        end
        fclose(fileID);
    end
end
```