

**MATEMATICKO-FYZIKÁLNÍ
FAKULTA**
Univerzita Karlova

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Martin Hronek

Simulace zemětřesení Tottori (Mw 6.1) z r. 2016 pomocí dynamického modelu zdroje

Katedra geofyziky

Vedoucí bakalářské práce: prof. RNDr. František Gallovič, Ph.D.

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Fyzika (B0533A110001)

Praha 2023

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval(a) samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů. Tato práce nebyla využita k získání jiného nebo stejného titulu.

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 dne

Podpis autora

Na prvním místě bych rád poděkoval vedoucímu práce, panu prof. RNDr. Františku Gallovičovi, Ph.D., za velké množství věnovaného času, nesmírnou trpělivost, ochotu, podnětné nápady, připomínky a pěkný lidský přístup. Dále bych chtěl poděkovat své rodině za obrovskou podporu a kamarádům za pěkné společné chvíle během studia fyziky.

Název práce: Simulace zemětřesení Tottori (Mw 6.1) z r. 2016 pomocí dynamického modelu zdroje

Autor: Martin Hronek

Katedra: Katedra geofyziky

Vedoucí bakalářské práce: prof. RNDr. František Gallovič, Ph.D., Katedra geofyziky

Abstrakt: Provedli jsme parametrickou studii pro jednoduché eliptické dynamické modely šíření zemětřesné trhliny. Pro model s lineárním poklesem koeficientu tření (angl. slip-weakening) jsme simulovali zemětřesení z centrální části japonské prefektury Tottori z roku 2016 pomocí programu pro simulaci šíření zemětřesné trhliny vyvinutého na katedře geofyziky. Ocenili jsme shodu syntetických seismogramů a pozorovaných dat. Z různých modelů jsme vybrali ten, který nejlépe vystihuje data. Hodnoty výsledného seismického momentu, rozložení skluzu, poklesu napětí, vyzářené energie a účinnosti vyzářování se velmi blíží hodnotám v článcích. Závěrem jsme nastínili možné zdroje nepřesností modelování a možná vylepšení do budoucna.

Klíčová slova: Dynamická simulace šíření zemětřesné trhliny. Zákon lineárního poklesu koeficientu tření se skluzem. Zemětřesení Tottori 2016. Modelování seismogramů.

Title: Simulation of the 2016 Tottori (Mw 6.1) earthquake using a dynamic source model

Author: Martin Hronek

Department: Department of Geophysics

Supervisor: prof. RNDr. František Gallovič, Ph.D., Department of Geophysics

Abstract: We perform a parametric study for simple elliptical dynamic models of rupture propagation. We simulate the earthquake from the central part of Japanese prefecture Tottori in 2016 using a code for a simulation of the rupture propagation developed at the Department of Geophysics assuming the classic linear slip-weakening friction law. We evaluate the match of synthetic seismograms with the observed data. From different models we choose the one best fitting the data. The values of seismic moment, slip distribution, stress drop, radiated energy and radiation efficiency are close to the ones from published articles. In conclusion we point out some possible sources of inaccuracies in modelling and suggest improvements for the future.

Keywords: Dynamic simulation of earthquake rupture. Linear slip-weakening friction law. 2016 Tottori earthquake. Seismogram modeling.

Obsah

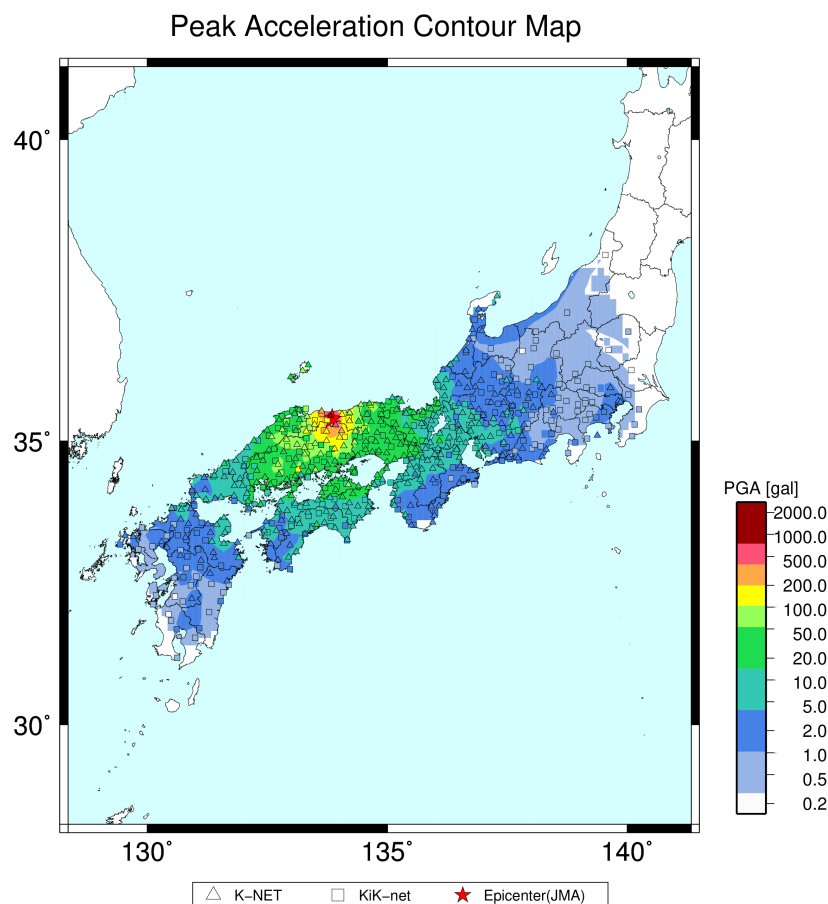
1 Úvod	2
1.1 Zemětřesení Tottori 2016	2
1.2 Seismická historie oblasti	3
2 Teoretická část	5
2.1 FD3D_TSN	5
2.1.1 Elastodynamická rovnice a její řešení	5
2.1.2 Zlom jako okrajová podmínka a metoda trakce v rozděleném uzlu	6
2.1.3 Zákon tření	7
2.1.4 Vnější okrajové podmínky	7
2.2 Veličiny pro charakterizování modelů	8
3 Data a metoda	11
3.1 Data	11
3.2 Metoda	11
3.2.1 Přímá úloha	11
3.2.2 Parametrizace dynamického modelu	12
3.2.3 Strategie prohledávání modelového prostoru	13
4 Výsledné modely	17
4.1 Jedna elipsa (modely A a modely B)	17
4.2 Dvě elipsy	22
4.2.1 Modely C	22
4.2.2 Model D	26
4.2.3 Model E	29
4.2.4 Model F (nejlepší výsledek)	32
5 Diskuze	37
5.1 Porovnání výsledných parametrů s publikovanými články	37
5.2 Diskuze vystižení seismogramů	38
5.3 Zdroje nepřesností modelu a návrhy vylepšení	39
Závěr	40
Seznam použité literatury	41

1. Úvod

V této kapitole je nejdříve představeno zkoumané zemětřesení a poté je stručně zmíněna seismická historie dané oblasti. V kapitole 2 je představena teoretická část se zaměřením na vysvětlení fyzikálního modelu a principu použitého kódu FD3D_TSN včetně zavedení vybraných kinematických a dynamických veličin. V kapitole 3 pak jsou představeny zpracování dat, metoda přímé úlohy, parametrizace a způsob prohledávání modelového prostoru. V kapitole 4 následují ukázky vybraných modelů dokumentující průběh samotné práce. V kapitole 5 je jeden vybraný model nejlépe vystihující data podrobněji diskutován a vybrané parametry jsou porovnány s články.

1.1 Zemětřesení Tottori 2016

21. října 2016 došlo na největším ostrově Japonska Honshu v centrální části tamní prefektury Tottori v regionu Chūgoku k silnému zemětřesení s momentovým magnitudem M_W 6.2; dle škály Japonské meteorologické agentury (JMA) magnitudo činilo M_{JMA} 6.6. Událost si naštěstí vzhledem ke své poloze a charakteru nevyžádala žádné oběti (Reuters [2016]). Byly pozorovány škody na infrastruktuře a budovách, jako je padání střešních tašek, zřícení hliněných zdí či poničené náhrobky, ale nedošlo k úplnému kolapsu budov díky krátké převládající periodě (Kagawa et al. [2017]). Výjimkou byly dřevěné japonské domy s vlastní periodou přibližně 0.3 – 0.5 s, u kterých došlo k rezonanci a byly tudíž poškozeny. Samotnému zemětřesení předcházelo 70 zaregistrovaných předtřesů v průběhu 12 hodin, největší mělo magnitudo M_W 4.2. Zemětřesení následovalo kolem 10,000 dotřesů zaznamenaných agenturou JMA v průběhu zejména následujících desíti dnů (Ross et al. [2018]). Z prostorového rozložení dotřesů a z řešení momentového tensoru agentury NIED (The National Research Institute for Earth Science and Disaster resilience) ze sítě F-net plyne, že se jednalo o levostranný horizontální posun (angl. left-lateral strike-slip) v mělké kůře s hodnotou strike 162° , dip 88° a rake 11° (Kubo et al. [2017]). Pozice bodu nukleace určená sítí seismogramů Hi-net je 35.3806°N , 133.8545°E a hloubka 11.58 km (Kubo et al. [2017]). Událost způsobila zemětřesné pohyby s největším zaznamenaným špičkovým zrychlením (peak ground acceleration, PGA) 1.4 g, které se velmi rychle utlumovalo se vzdáleností od hypocentra zejména díky geometrickému útlumu (viz obrázek 1.1 převzatý z NIED [2019]).

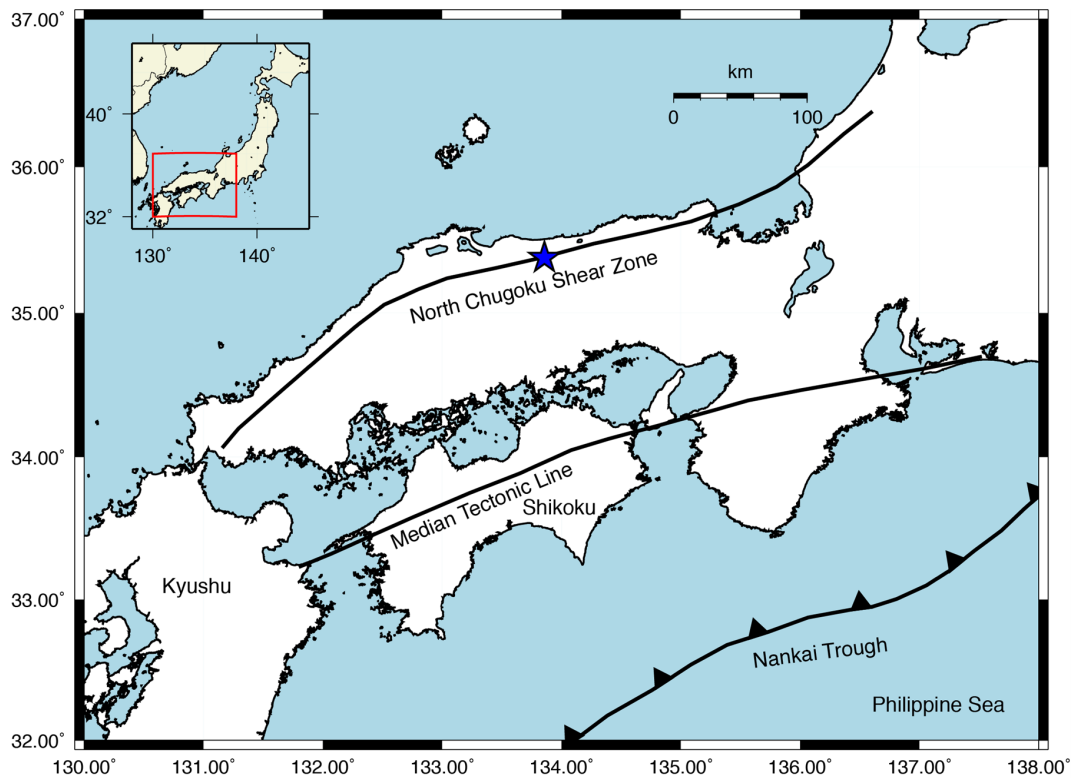


Obrázek 1.1: Mapa rozložení PGA při zemětřesení Tottori 2016 v jihozápadní části Japonska. Převzato z NIED [2019].

1.2 Seismická historie oblasti

Zemětřesení Tottori 2016 se nachází ve střižné zóně oblasti San-in (angl. San-in shear zone), která je součástí větší střižné zóny North Chugoku (viz obrázek 1.2). Tato oblast má navzdory malé míře nahromaděného napětí bohatou historii různé seismické aktivity, zahrnující seismické roje, hluboká nízkofrekvenční zemětřesení a velké množství středních až velkých zemětřesení v průběhu minulého století (Ross et al. [2018]). Vybrané události jsou zobrazeny v tabulce 1.1 ze zdroje Utsu [1999].

K nejničivějšímu zemětřesení došlo v roce 1943 východně od hypocentra z roku 2016. Momentové magnitudo dosáhlo hodnoty M_W 7.0 (M_{JMA} 7.2) a postiženo bylo především město Tottori, kde došlo k poničení velkého množství budov a také ke ztrátám na životech (viz Kubo et al. [2017]). Této události předcházela dvě zemětřesení M_W 6.2 ve stejném roce. Méně ničivá byla zemětřesení v centrální části prefektury Tottori v roce 1983 s magnitudem M_{JMA} 6.2 a zemětřesení v západní části Tottori v roce 2000 s magnitudem M_{JMA} 7.3 (viz Kubo et al. [2017]).



Obrázek 1.2: Tektonika v jihozápadním Japonsku. Modrá hvězda označuje pozici epicentra Tottori 2016. Převzato z přílohy k článku Ross et al. [2018].

Datum	Čas	Zeměpisná šířka [°]	Zeměpisná délka [°]	Hloubka [km]	M_{JMA}
06.06.1904	3:40	35.3	133.2	-	5.4
06.06.1904	11:51	35.3	133.2	-	5.8
23.05.1914	12:38	35.3	133.2	-	5.8
04.07.1925	4:20	35.5	133.3	-	5.8
04.03.1943	19:13	35.4	134.1	1	6.2
04.03.1943	19:35	35.5	134.2	0	5.7
05.03.1943	4:50	35.5	134.2	1	6.2
10.09.1943	17:36	35.5	134.1	0	7.2
22.08.1950	11:04	35.1	132.7	10	5.2
23.06.1955	22:41	35.3	133.4	10	5.5
02.05.1977	1:23	35.2	132.7	10	5.3
04.06.1978	5:03	35.1	132.7	0	6.1
31.10.1983	1:51	35.4	133.9	15	6.2
27.10.1989	7:41	35.3	133.4	13	5.3
02.11.1989	4:57	35.3	133.4	15	5.4
28.08.1991	10:29	35.3	133.2	13	5.9

Tabulka 1.1: Tabulka seismických událostí v oblasti Tottori. Převzato z Utsu [1999]

2. Teoretická část

Dynamické modely šíření trhliny spojují dohromady zákony tření a šíření vln. Konkrétně řeší elastodynamickou rovnici a konstitutivní zákony tření pro působící plošné síly na zlomu a umožňují tím získat představu o vývoji skluzu a napětí na tektonických zlomech. Zprostředkovávají nám možnost prozkoumat vlastnosti zemětřeseného zdroje, jako jsou třecí síly, napětí na zlomu a geometrická komplexita zdroje, dále umožňují provádět simulace možného vývoje šíření zemětřesené trhliny a parametrické studie (Ramos et al. [2022]). V následující části 2.1 jsou probrány teoretické základy dynamického modelování zemětřesení na konkrétním příkladu kódu použitého v této práci.

2.1 FD3D_TSN

FD3D_TSN je otevřený zdrojový kód ve Fortranu pro 3D dynamické modelování šíření zemětřesené trhliny metodou konečných diferencí s GPU akcelerací, který byl vyvinutý kolektivem autorů J. Premus, F. Gallovič, L. Hanyk, and A.-A. Gabriel v roce 2020. Vznikl rozšířením a zpřesněním kódu FD3D od Madariaga et al. [1998]. Následující sekce bude založená především na teoretické příloze k článku Premus et al. [2020] a doplněná dalšími uvedenými zdroji.

2.1.1 Elastodynamická rovnice a její řešení

Kód řeší elastodynamickou rovnici v klasické rychlostně-napěťové formulaci (viz Mocho et al. [2007]):

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = \sigma_{ij,j}, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial \sigma_{i,j}}{\partial t} = c_{ijkl} v_{k,l}, \quad (2.2)$$

kde první rovnice představuje zákon zachování hybnosti a druhá Hookův zákon v diferenciální podobě, v_i označuje i -tou složku rychlosti, t je čas, ρ hustota a $\sigma_{ij,j}$ značí derivaci tenzoru napětí podle j -té složky, přičemž indexy i a j mohou nabývat hodnot 1, 2 a 3 pro směry x, y a z, $v_{k,l}$ je k -tá složka rychlosti derivovaná podle l -té souřadnice a c_{ijkl} tenzor elastického modulu. Předpokládáme Einsteinovu sumační konvenci. Tenzor elastického modulu c_{ijkl} pro izotropní prostředí zní:

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ij} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}), \quad (2.3)$$

kde λ a μ jsou tzv. Laméovy koeficienty. Rovnice 2.1 a 2.2 jsou řešeny metodou konečných diferencí (angl. finite difference method, FD). Výpočty probíhají na mřížce v kartézském souřadném systému s časem jako čtvrtou dimenzí a materiálové parametry jsou v rámci jedné buňky mřížky považovány za konstantní. Rychlost v_i a tenzor napětí σ_{ij} nejsou počítány ve stejných bodech na mřížce, ale jsou v mřížce vzájemně pravidelně posunuty jak v prostoru, tak v čase. Pro použití zákona tření je proto nutná bilineární interpolace. FD metoda využívá devíti FD operátorů 4. řádu pro diskretizaci polních veličin v_i a σ_{ij} na prostorovou pravidelnou posunutou síť (angl. 3D-staggered regular grid) (představeno

v Graves [1996], viz též Premus [2023] nebo Kostka [2022]). Díky symetriím (resp anti-symetriím) v_i a σ_{ij} (viz dále) můžou být FD operátory spočítány pouze na jedné straně zlomu.

2.1.2 Zlom jako okrajová podmínka a metoda trakce v rozděleném uzlu

Zlom je v rámci kódu aproximován jako střížná trhlina (angl. shear rupture) na třecím rovině vertikálním rozhraní mezi dvěma elastickými poloprostory. Daný zlom tedy rozděluje prostor na dva poloprostory, přičemž na obou stranách jsou předpokládány stejné hodnoty materiálových parametrů (Premus et al. [2020]). Skluz (angl. slip) s_i je definován jako nespojitost vektoru posunutí (angl. displacement vector) u_i přes zlom a rychlost skluzu (angl. slip rate) \dot{s}_i jako jeho časová derivace (viz Moczo et al. [2007]). V případě střížné trhliny je předpokládána spojitost normálových složek vektoru posunutí (a vektoru rychlosti) v daném místě na zlomové ploše a naopak nespojitost jejich střížných složek (Moczo et al. [2007]). Vektor napětí (trakce) je v bodě \vec{x} definován jako spojitý vektor (Aki and Richards [2002]):

$$\vec{T}(\vec{x}, \vec{n}, t) = \boldsymbol{\sigma} \cdot \vec{n}, \quad (2.4)$$

kde \vec{n} je normovaný normálový vektor k rovině zlomu. Uvnitř trhliny je celková trakce omezená zákonem tření. Na trakci jsou dle Moczo et al. [2007] kladeny dvě podmínky. Zdefinujeme-li nejprve třecí pevnost $S(x, t)$:

$$S = \mu_f(\vec{u}, \vec{v}, \theta) \sigma_n, \quad (2.5)$$

kde σ_n značí normálovou složku trakce na zlomu, μ_f značí koeficient tření a θ značí další případné stavové parametry, můžeme říct, že dle první podmínky je smyková trakce $T^s(\vec{x}, t)$ na zlomu zhora omezená velikostí třecí pevnosti $S(\vec{x}, t)$:

$$T^s(\vec{x}, t) \leq S(\vec{x}, t), \quad (2.6)$$

a dle druhé podmínky se střížná trakce chová opačně k nespojitosti skluzové rychlosti, tj. rychlost skluzu a trakce jsou kolineární a platí:

$$\vec{T}^s(\vec{x}, t) \dot{s}(\vec{x}, t) - S(\vec{x}, t) \dot{\vec{s}}(\vec{x}, t) = 0. \quad (2.7)$$

V případě vertikálního zlomu v modelu s horizontálním rozhraním je trakce rovná střížnému napětí (Premus [2023]).

Třecí okrajové podmínky na zlomu jsou implementovány pomocí metody trakce v rozděleném uzlu (angl. traction at split node method). Zlom je diskretizován plošnou mřížkou s rozdělenými (částečnými) uzly, která rozděluje prostor na dva poloprostory, které spolu interagují pouze ve vybraných uzlech ležících na daném zlomu (Moczo et al. [2007]). V každém mřížkovém bodě jsou tedy dva částečné uzly, které patří vždy na jednu stranu zlomu a mají některé vlastnosti společné (skluz, skluzovou rychlost, koeficienty tření), ale v některých se liší (hmota, vektor posunutí, částicová rychlost, síly, materiálové parametry). Rovnost materiálových parametrů na obou stranách zlomu výrazně zjednodušuje rovnice dané metody, protože nespojitě složky rychlosti v_i a napětí σ_{ij} jsou antisymetrické, kdežto spojitě složky jsou symetrické. Více k dané metodě a implementaci lze nalézt v příloze k článku Premus et al. [2020], která vychází z Dalguer and Day [2007].

2.1.3 Zákon tření

Nezbytnou součástí dynamických modelů je vhodně zvolený zákon tření. V dynamickém modelování šíření zemětřesné trhliny se nejčastěji používají dva zákony tření. V prvním z nich závisí pevnost na rychlosti skluzu a stavu kontaktu (angl. rate-and-state friction law), druhým z nich je zákon tření lineárně slábnoucí se skluzem (angl. linear slip weakening friction law, lineární SW zákon tření) (Ramos et al. [2022]). FD3D_TSN umožňuje použití obou zákonů; v rámci této práce ale bylo pracováno pouze s druhým z nich, který je zde proto podrobněji vysvětlen.

Lineární SW zákon tření byl odvozen z laboratorních experimentů na malých škálách. Říká, že síla potřebná pro začátek skluzu je větší než síla potřebná pro jeho pokračování (viz Ramos et al. [2022]). Velikost součinitele (koeficientu) tření μ_f závisí pouze na velikosti skluzu s a platí vztahy (viz Moczo et al. [2007]):

$$\mu_f = \begin{cases} \mu_s - (\mu_s - \mu_d)s/D_c, & \text{je-li } s < D_c \\ \mu_d, & \text{je-li } s \geq D_c \end{cases}$$

kde μ_s je statický součinitel tření, μ_d dynamický součinitel tření a D_c označuje charakteristickou vzdálenost, taktéž nazývanou vzdálenost oslabení skluzu (angl. slip weakening distance). Ekvivalentně SW zákon může být taky zapsán pomocí tangenciálních složek střížné trakce T_f^s :

$$T_f^s = \begin{cases} T_s - (T_s - T_d)s/D_c, & \text{je-li } s < D_c \\ T_d, & \text{je-li } s \geq D_c \end{cases}$$

kde dolní indexy s , resp d , označují statickou, resp. dynamickou hodnotu střížné trakce. Jinými slovy velikost střížné trakce závisí pouze na celkové skluzové dráze.

Skluz nastane, když hodnota napětí dosáhne tzv. statické pevnosti $T_s = S = \mu_s \sigma_n$, μ_s udává hodnotu tření na začátku skluzu, přičemž během šíření trhliny lineárně klesá na hodnotu μ_d na intervalu D_c (viz obrázek 2.1). Hodnoty μ_d , μ_s a D_c určují, zda zemětřesení bude mít nezbytnou energii pro spontánní šíření (Ramos et al. [2022]). Střížná trhlina se začne šířit v případě $\mu_d < \mu_s$; v případě $\mu_d > \mu_s$ nastává tzv. zpevnění skluzu (angl. slip strengthening), při kterém se trhlina nemůže šířit spontánně.

Rozdíl statické pevnosti a dynamické pevnosti bývá nazýván pokles pevnosti (angl. strength drop).

2.1.4 Vnější okrajové podmínky

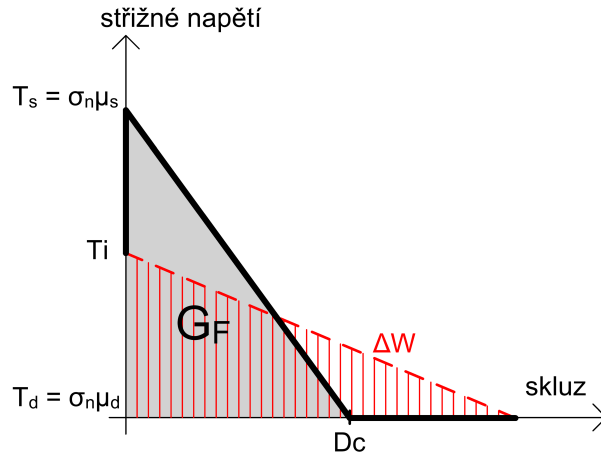
V rámci řešení na horním okraji platí podmínka volného povrchu (angl. free surface), kdežto na ostatních okrajích platí absorbující hraniční podmínky (angl. absorbing boundary conditions).

Volný povrch je odrážející rozhraní mezi atmosférou a zemí, na kterém se předpokládá podmínka nulové trakce (Aki and Richards [2002]):

$$\vec{T} = \boldsymbol{\sigma} \Big|_{z=z_s} \cdot \vec{n} = 0, \quad (2.8)$$

kde n_j je normála k povrchu a z_s označuje jeho z-tovou pozici. V rámci kódu je volný povrch numericky implementován metodou „stress imaging“ podle Graves [1996].

Absorbující hranice se využívá pro otevřená rozhraní, kde je potřeba modelovat volné šíření vln bez odrazu. To zabezpečuje zeslabením elastických vln na hranici, kde



Obrázek 2.1: Vizualizace lineárního SW zákona tření jako závislosti střížného napětí na skluzu (tlustá černá čára). T_s značí hodnotu statické pevnosti, T_i hodnotu počátečního střížného napětí (předpětí) a T_d je dynamické střížné napětí. σ_n představuje normálové napětí, μ_s (μ_d) je statický (dynamický) koeficient tření a D_c je vzdálenost oslabení skluzu. Světle šedá plocha v grafu odpovídá plošné hustotě lomové energie G_F , červená čárkovaná plocha odpovídá plošné hustotě uvolněné elastické energie ΔW . Hustota vyzářené energie je dána jako rozdíl $G_R = \Delta W - G_F$. Obrázek byl nakreslen dle Aki and Richards [2002] a Cocco et al. [2023].

nedojde k jejich odrazu, na rozdíl od případu volného povrchu (Ramos et al. [2022]). V kódu jsou absorbuující podmínky implementovány metodou perfektně sladěných vrstev (angl. perfectly matched layers), která je podrobně vysvětlena v příloze k článku Premus et al. [2020].

2.2 Veličiny pro charakterizování modelů

V této sekci se nachází definice veličin charakterizujících modely zemětřesení, které se dají rozdělit do tří kategorií: dynamické, kinematické a veličiny pro ocenění shody inverzní úlohy.

Kinematické veličiny

Některé kinematické veličiny byly již definovány v předchozí části (skluz, rychlost skluzu); zde zmíníme další používané v této práci.

Náběhový čas (angl. rise time) t_{rise} označuje čas potřebný pro dosažení konečného skluzu (Ramos et al. [2022]).

Průměrná skluzem vážená rychlost šíření trhliny (angl. slip-weighted average rupture speed) je definována:

$$\overline{v_{trhlina}} := \frac{\int_S \frac{1}{\|\vec{p}(\vec{x})\|} \|\vec{s}_f(\vec{x})\| dS}{\int_S \|\vec{s}_f(\vec{x})\| dS}, \quad (2.9)$$

kde \vec{p} je gradient času šíření trhliny (angl. rupture time, dále značeno $t_{trhlina}$) a \vec{s}_f je konečná délka skluzu Kostka [2022].

Lokální rychlost šíření trhliny má vyjádření:

$$v_{trhlina} = \frac{1}{\|\vec{p}(\vec{x})\|}. \quad (2.10)$$

Plocha trhliny A_r je v kódu definována jako plocha, kde skluz nabývá hodnoty alespoň 5 % maximální hodnoty (Premus [2023]).

Seismický moment M_0 a **momentové magnitudo** M_w jsou definované (Aki and Richards [2002]):

$$M_0 = \int_S \mu(\vec{x}) \|\vec{s}_f(\vec{x})\| dS, \quad (2.11)$$

$$M_w = \frac{2}{3}(\log(M_0) - 9.1). \quad (2.12)$$

Dynamické veličiny

Pokles napětí ΔT je definován jako velikost rozdílu předpětí \vec{T}_i a koncové hodnoty střížné trakce \vec{T}_f .

Průměrný skluzem vážený pokles napětí (angl. slip-weighted average stress drop) je definován jako (viz Kostka [2022]):

$$\overline{\Delta T} = \frac{\int_S \Delta \vec{T}(\vec{x}) \cdot \vec{s}_f(\vec{x}) dS}{\int_S \|\vec{s}_f(\vec{x})\| dS}.$$

Vyzářená energie (angl. radiated energy) lze určit dle (Ripperger et al. [2007]):

$$E_R = -\frac{1}{2} \int_S \Delta \vec{T}(\vec{x}) \cdot \vec{s}_f(\vec{x}) dS - \int_0^{t_f} dt \int_S (\vec{T}(t, \vec{x}) - \vec{T}_i(\vec{x})) \cdot \dot{\vec{s}}(t, \vec{x}) dS, \quad (2.13)$$

kde t_f je čas trvání trhliny, S je plocha zlomu.

Lomová energie (angl. fracture energy) má vyjádření:

$$E_F = \int_S dS \int_0^{s_f} (\vec{T}(s) - \vec{T}(s_f)) \cdot d\vec{s}, \quad (2.14)$$

kde s_f je konečná hodnota skluzu.

Účinnost vyzařování (angl. radiation efficiency) je definována jako podíl vyzářené energie a sumy vyzářené energie a zlomové energie:

$$\eta_{rad} = \frac{E_R}{E_R + E_F}. \quad (2.15)$$

Lomová energie je energie, která musí být překročena na zlomu pro pokračování šíření střížné trhliny (Ramos et al. [2022]). Dále se zavádí G_F jako plošná hustota E_f . ΔW je plošná hustota uvolněné elastické energie, která odpovídá červené ploše na obrázku 2.1.

S-parametr (S -parameter) je definovaný jako bezjednotkový parametr (Kostka [2022]):

$$S = \frac{T_s - T_i}{T_i - T_d}. \quad (2.16)$$

Veličina pro ocenění shody inverzní úlohy

Redukce variance (angl. variance reduction, VR) je definována pro ocenění shody syntetických dat $d(m)$ a naměřených dat d_{obs} . Pro jednu stanici a složku se standardně zavádí ve tvaru:

$$VR(d(m), d_{obs}) = 1 - \frac{\|d(m) - d_{obs}\|^2}{\|d_{obs}\|^2} \quad (2.17)$$

a pro více stanic a složek ve tvaru:

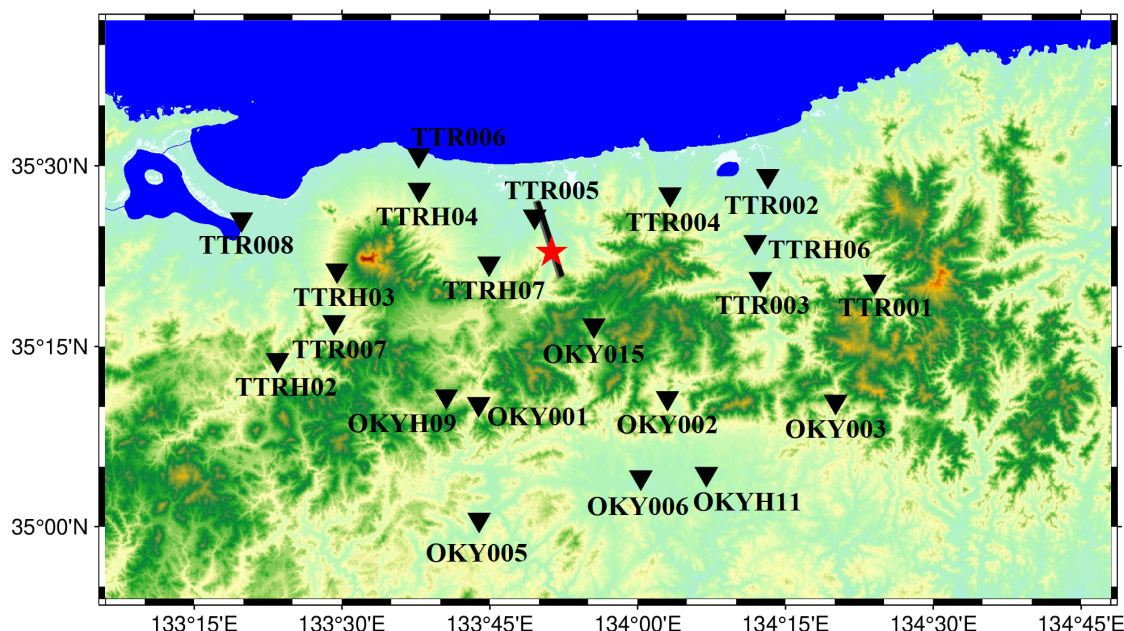
$$VR = 1 - \frac{\sum_s \|d^i(m) - d_{obs}^i\|^2 w_i}{\sum_s \|d_{obs}^i\|^2 w_i}, \quad (2.18)$$

kde w_i je váha i -té složky stanice z celkového počtu s staničních složek.

3. Data a metoda

3.1 Data

Byla použita data ze seismických sítí K-NET (Kyoshin Network) a KiK-net spravovaných institucí NIED (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience) (NIED [2019]). Z dané sítě jsme vybrali nejbližších 21 seismických stanic v epicentrální vzdálenosti 50 km a méně, přičemž nejbližší stanice se nachází 6 km od epicentra (viz obrázek 3.1). Zpracování seismogramů bylo provedeno programy vedoucího práce. Byl použit kauzální Butterworthův filtr 4. řádu (Harris [1990]), který ponechal data pro frekvence v rozmezí 0.05–0.5 Hz. Spodní frekvence byly odfiltrovány pro zbavení se zejména instrumentálního šumu, vrchní frekvence kvůli minimalizaci vlivu nedokonalého rychlostního modelu kůry a neznámých 3D nehomogenit. Data o poloze předtřesů a dotřesů byla stažena z přílohy článku Ross et al. [2018].



Obrázek 3.1: Mapa nejbližších 21 seismických stanic ze sítě K-NET a KiK-net (trojúhelník), ze kterých byla použita data pro modelování. Pozice hypocentra je značena červenou hvězdou a zlom je zakreslen černou čarou.

3.2 Metoda

3.2.1 Přímá úloha

Pro simulaci šíření trhliny ve FD3D_TSN byl zlom uvažován jako vertikální plocha se zanedbáním sklonu zlomu (dip 90°). Rozměry zlomu byly nastaveny na 12 km ve směru podél zlomu a 16 km ve vertikálním směru, kde dosahoval až k volnému povrchu. Zlom byl diskretizován s mřížkovým krokem 100 m. Časový krok pro přímou úlohu byl zvolen 0.002 s. Hloubka hypocentra byla nastavena podle Kubo et al. [2017] na hodnotu 11.5 km, pozice hypocentra na zlomu 8 km ve směru zlomu a 4.5 km ve vertikálním směru (viz. ta-

bulka 3.1). Normálové napětí bylo nastaveno na konstantní hodnotu 100 MPa. Dynamická trakce T_d byla zadána na hodnotu 40 MPa. Zde předpokládáme, že její hodnota bude mít na simulaci zanedbatelný vliv (viz Kostka [2022]).

Teoretický princip FD3D_TSN byl rozebrán v předchozí kapitole. Pro modelování jsme použili kód FD3D_TSN_pt (Gallovič et al. [2020]), který je rozšířením FD3D_TSN o výpočet seismogramů. Tím bylo získáno jak rozložení časového vývoje skluzové rychlosti a trakce v každé buňce na zlomu, tak syntetické seismogramy, které byly spočítány konvolucí jednotlivých skluzových rychlostí v každé buňce s předpočítanými Greenovými funkcemi a sečteny podle reprezentačního teorému (Aki and Richards [2002]). Greenovy funkce byly předpočítány použitím kódu Axitra (Cotton and Coutant [1997]) za předpokladu jednodimenzionálního vrstevnatého izotropního modelu rychlostí, kde na rozdíl od FD3D_TSN bylo počítáno se sklonem zlomu 88° a azimutem 162° (hodnoty dle Kubo et al. [2017]). Úhel skluzu (rake) byl nastaven na 0° . Rychlostní model kůry byl extrahovaný využitím programů vedoucího práce z 3D modelu Koketsu et al. [2008] (Japan Integrated Velocity Structure Model) pod nejbližší stanicí (TTR005). Na syntetické seismogramy byl vždy použit stejný filtr jako na data. V tabulce 3.1 v části obecné a FD3D jsou uvedeny parametry pro přímou úlohu.

3.2.2 Parametrizace dynamického modelu

V rámci parametrizace je potřeba zadat prostorové rozložení předpětí a parametrů pro lineární SW zákon tření na zlomu. V praxi se často parametry pro dynamický model odhadují z výsledků kinematické inverze. V případě lineárního SW zákonu tření můžou být třecí parametry odhadnuty z časového vývoje napětí na zlomu přepočteného z kinematického modelu trhliny. Získaný pokles napětí bývá považován za předpětí. Na začátku jsme vyšli z výsledků článku Ross et al. [2018], konkrétně z obrázků distribuce skluzu na zlomu (obrázek 3.2) a poklesu napětí na zlomu (obrázek 3.3). Z prvního můžeme vidět, že výrazný skluz nastal v poměrně malé oblasti ($< 4 \times 4 \text{ km}^2$) kolem bodu nukleace. Podobně dle druhého byl výrazný pokles napětí v poměrně malé oblasti, kdežto na zbytku zlomu již byl velmi nevýrazný.

Vzhledem k této jednoduché geometrii jsme zvolili eliptický model pro rozložení parametrů na zlom. Podobné modely již byly v minulosti vyzkoušeny, viz např. Kostka et al. [2021] nebo Ruiz and Madariaga [2011]. Zlom má stejnou geometrii jako v přímé úloze, ale diskretizační krok byl zvolen 200 m s tím, že do konečně diferencní mřížky byly parametry bilineárně interpolovány. Oblast nukleace byla nastavena jako oblast $(400 \times 400) \text{ m}^2$ s předpětím o 10 % větším než statická pevnost. Souřadnice bodu nukleace $ElNucL = 8000 \text{ m}$ (x-ový směr podél zlomu) a $ElNucW = 4500 \text{ m}$ (z-ový směr) byla konstantní ve všech modelech a byla určena dle obrázku 3.2 a dle Kubo et al. [2017].

Vyzkoušeli jsme různé eliptické modely, které se dají rozdělit do tří skupin: jedna elipsa, dvě vnořené elipsy s konstantním předpětím a dvě vnořené elipsy s lineárním nárůstem předpětí, viz též schéma na obrázku 3.4.

Jedna elipsa

První pokusy zahrnovaly pouze jednu elipsu s osami rovnoběžnými s okraji zlomu, uvnitř které je nastavena konstantní hodnota předpětí T_i a konstantní hodnota statické pevnosti T_s , kdežto vně elipsy je T_i nulové a T_s je nastavena na dostatečně velkou hodnotu (konkrétně $10 \times$ větší hodnotu), aby zastavila šíření trhliny. Hodnota D_c uvnitř elipsy

lineárně narůstá se vzdáleností z bodu nukleace ze své počáteční hodnoty D_c^{min} rychlostí D_c^{rate} a vně elipsy je nulová. Takové modely s lineárním nárůstem D_c umožňují nukleaci z relativně malé oblasti a také získat přibližně konstantní rychlost šíření trhliny a její případné spontánní zastavení (viz Gallovič and Valentová [2023]).

Máme tedy celkem 8 parametrů nutných pro popis tohoto modelu: T_i , $T_s - T_i$ (angl. strength excess), D_c^{min} , D_c^{rate} , centrum elipsy v x-ovém směru (v horizontálním směru podél zlomu) CeX , centrum elipsy v z-ovém směru (vertikální směr) CeZ , délka hlavní osy ELL a délka vedlejší osy ELW .

Dvě elipsy

Vzhledem k charakteru naměřených dat ze seismogramů a s ohledem na obrázek poklesu napětí na zlomu (obrázek 3.5) z Ross et al. [2018] bylo poté pracováno s jednou velkou elipsou pokrývající značnou část zlomu s předtřesy a dotřesy a jednou malou elipsou uvnitř velké, která se nachází kolem bodu nukleace (viz schéma na obrázku 3.4). Předpětí uvnitř malé vnořené elipsy bylo nastaveno na větší hodnotu než předpětí v oblasti rozdílu velké a malé elipsy. Hodnota $T_s - T_i$ byla konstantní uvnitř obou elips a D_c narůstalo od své minimální hodnoty D_c^{min} v bodu nukleace lineárně se stejnou rychlostí D_c^{rate} ve všech směrech v obou elipsách. Velká elipsa měla opět hlavní i vedlejší osy rovnoběžné s hranami zlomu, kdežto v případě malé elipsy bylo pracováno i s modely, kdy hlavní osa malé elipsy byla pootočena vůči x-ové straně zlomu o úhel α . Počet parametrů nutných pro popis se tedy rozrostl z počátečního počtu 8 na 14: $T_i^{(1)}$, $T_i^{(2)}$, $T_s - T_i$, D_c^{min} , D_c^{rate} , $CeX^{(1)}$, $CeZ^{(1)}$, $ELL^{(1)}$, $ELW^{(1)}$, $CeX^{(2)}$, $CeZ^{(2)}$, $ELL^{(2)}$, $ELW^{(2)}$ a konečně α , kde horní index (1) označuje malou elipsu a index (2) označuje velkou elipsu.

Lineární pokles předpětí

Na závěr byl vyzkoušen i model lineárního poklesu předpětí uvnitř malé elipsy z počáteční největší hodnoty v centru na konstantní hodnotu v oblasti rozdílu velké a malé elipsy. Předpětí uvnitř malé elipsy tedy bylo dáno rovnicí $T_i^{(1)} = T_0 - A \cdot r$, kde T_0 je maximální hodnota předpětí ve středu malé elipsy, r je vzdálenost od středu malé elipsy ($r \in [0, ELX^{(1)}/2]$) a A je koeficient, který byl vypočítán jako: $A = (T_0 - T_i^{(2)})/ELX^{(1)}/2$. Tyto modely v rámci testovaných rozsahů nevedly k významnému zlepšení shody se seismogramy, a proto nejsou dále v práci prezentovány.

3.2.3 Strategie prohledávání modelového prostoru

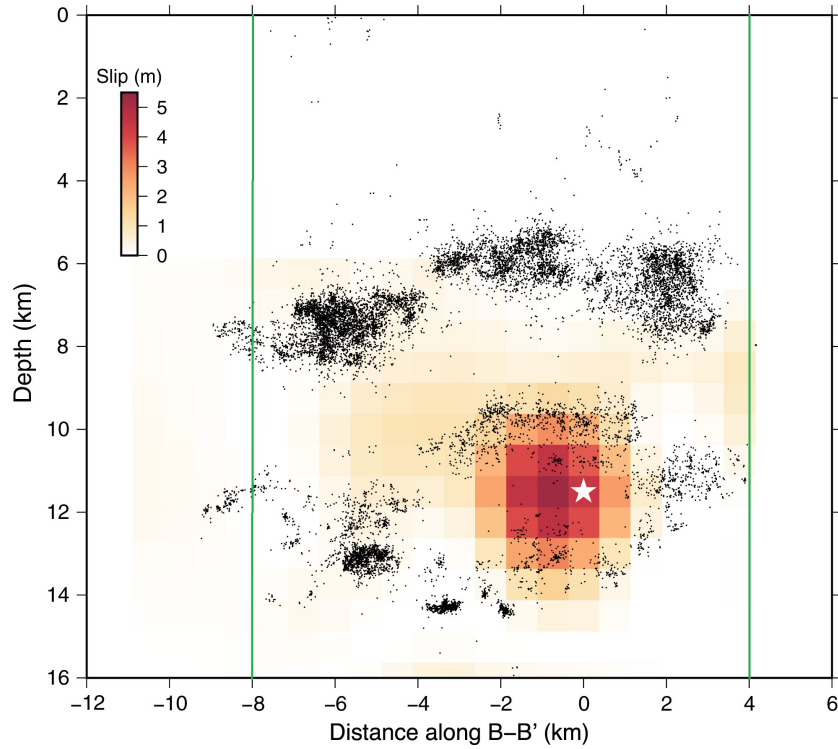
Vytvořil jsem program pro síťové přebírání parametrů. Bylo hledáno takové prostorové rozložení vstupních parametrů, aby syntetické seismogramy z dynamické simulace co nejlépe vystihly naměřená data. Pro ocenění shody syntetických a naměřených seismogramů byla použita redukce variance (VR) zavedená v teoretické části.

Počet parametrů v případě jedné i dvou elips je příliš velký pro důkladné prohledání modelového prostoru. Pro snížení počtu volných parametrů byl zvolen následující postup. Na začátku byla vždy zafixována velikost a pozice velké elipsy na zlomu (viz schéma na obrázku 3.3). Následně byla zafixována případně velikost i pozice malé elipsy na zlomu. Střed malé elipsy byl volen v blízkosti bodu nukleace, aby bod nukleace ležel v ní. Rozměry malé elipsy byly při hledání postupně zvětšovány a byl zkoušen různý náklon o úhel α . Zafixování velikostí a poloh obou elips snížilo počet volných parametrů ze 14 na 5: $T_i^{(1)}$, $T_i^{(2)}$, $T_s - T_i$, D_c^{min} a D_c^{rate} . Dále byly programem pro síťové přebírání parametrů hledány

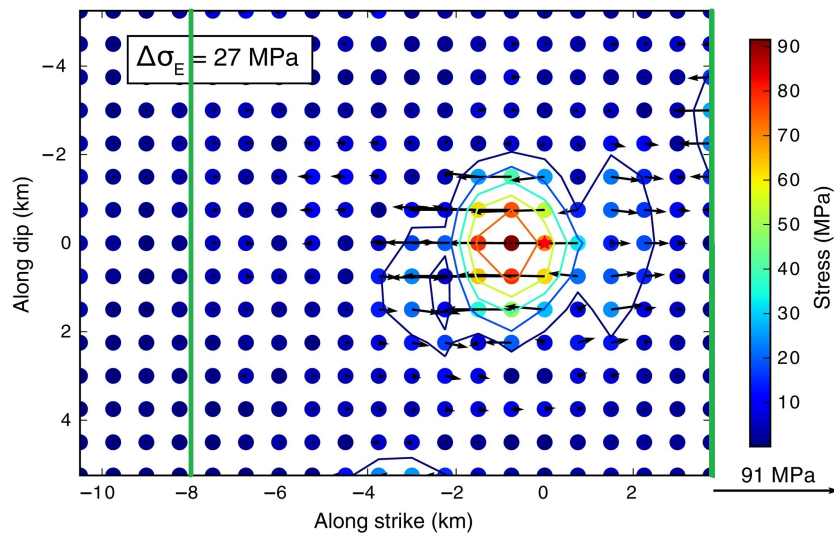
vhodné kombinace těchto pěti parametrů. Pro další snížení počtu parametrů bylo někdy zafixováno i předpětí v menší elipse ($T_i^{(1)}$), popř. předpětí v rozdílu velké a malé elipsy ($T_i^{(2)}$). Tímto způsobem byl modelový prostor prohledáván nejdříve nahrubo ve velkých oblastech a poté jemněji v menších oblastech pomocí vytvořeného programu.

Parametr	Hodnota
Obecné	
Hloubka referenčního bodu (hypocentrum)	11.5 km
Pozice hypocentra na zlomu	8 km, 4.5 km
Délka a šířka zlomu	12 km, 16 km
Normálové napětí	100 MPa
Dynamické napětí	0.5 MPa
Počet seismických stanic	21
Časové okno pro porovnávání seismogramů	0 – 40 s
FD3D	
nxT , nyT , nzT	121, 110, 161
Mřížkový krok	100 m
Počet časových kroků	5000
Časový krok	0.002
Časové okno pro rychlosti skluzu	10 s
Sklon zlomu (dip)	90°
Počet PML vrstev	10
Greenovy funkce	
Strike; Dip; Rake	162°, 88°, 0°
Prostorová diskretizace zlomu	500 × 500 m
Vzorkovací čas	0.1 s
Rozsah vlnových frekvencí	0.05 – 0.5 Hz
Počet počítaných frekvenčních kroků	515
Délka seismogramů	102.4 s
Diskretizace eliptické parametrizace	
Mřížkový krok	200 m

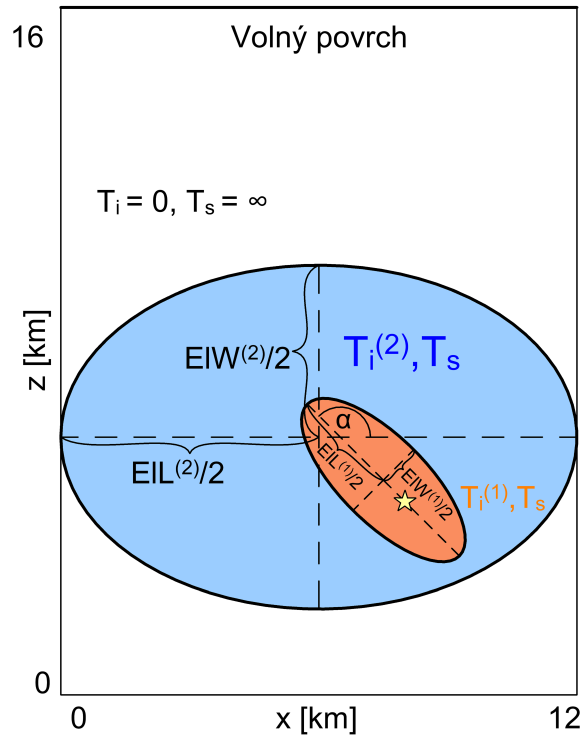
Tabulka 3.1: Tabulka konstantních vstupních parametrů. nxT , nyT , nzT značí počet bodů konečně diferencní mřížky v x, y a z-ovém směru (plus 2 body pro volný povrch).



Obrázek 3.2: Skluz na zlomu získaný lineární kinematickou inverzí, převzato z Ross et al. [2018]. Bílá hvězdička označuje pozici nukleace, černé body značí pozici předtřesů a do-třesů v horizontální projekci na zlom. „Vzdálenost B-B’“ značí rozšířený horizontální směr podél zlomu a „Depth“ značí hloubku. Svislé zelené čáry vyznačují oblast, která byla použita jako zlom v této práci pro snížení výpočetních nároků.



Obrázek 3.3: Pokles napětí na zlomu, převzato z Ross et al. [2018]. Vektory ukazují orientaci střížného napětí v každém bodě. Skluzem vážený pokles napětí $\Delta\sigma_E$ (v této práci značeno $\overline{\Delta T}$) je 27 MPa. „Along strike“ je horizontální směr podél zlomu, „Along dip“ je vertikální směr podél sklonu zlomu. Zelená svislá čára značí použité zúžení zlomu vtéto práci.



Obrázek 3.4: Schématické znázornění použitého eliptického modelu zdroje. Žlutá hvězdička značí bod nukleace. Směr x je horizontální podél zlomu, z je vertikální směr podél zlomu. T_i je předpětí, T_s představuje pevnost, hodnota T_s se vně elips v praxi volí dostatečně velká na zastavení trhliny. $EIL^{(k)}$ udává délku hlavní osy a $EIW^{(k)}$ udává délku vedlejší osy, kde horní index k nabývá hodnoty (1) pro malou elipsu a (2) pro velkou elipsu. Úhel α určuje náklon hlavní osy menší elipsy vůči horizontále.

4. Výsledné modely

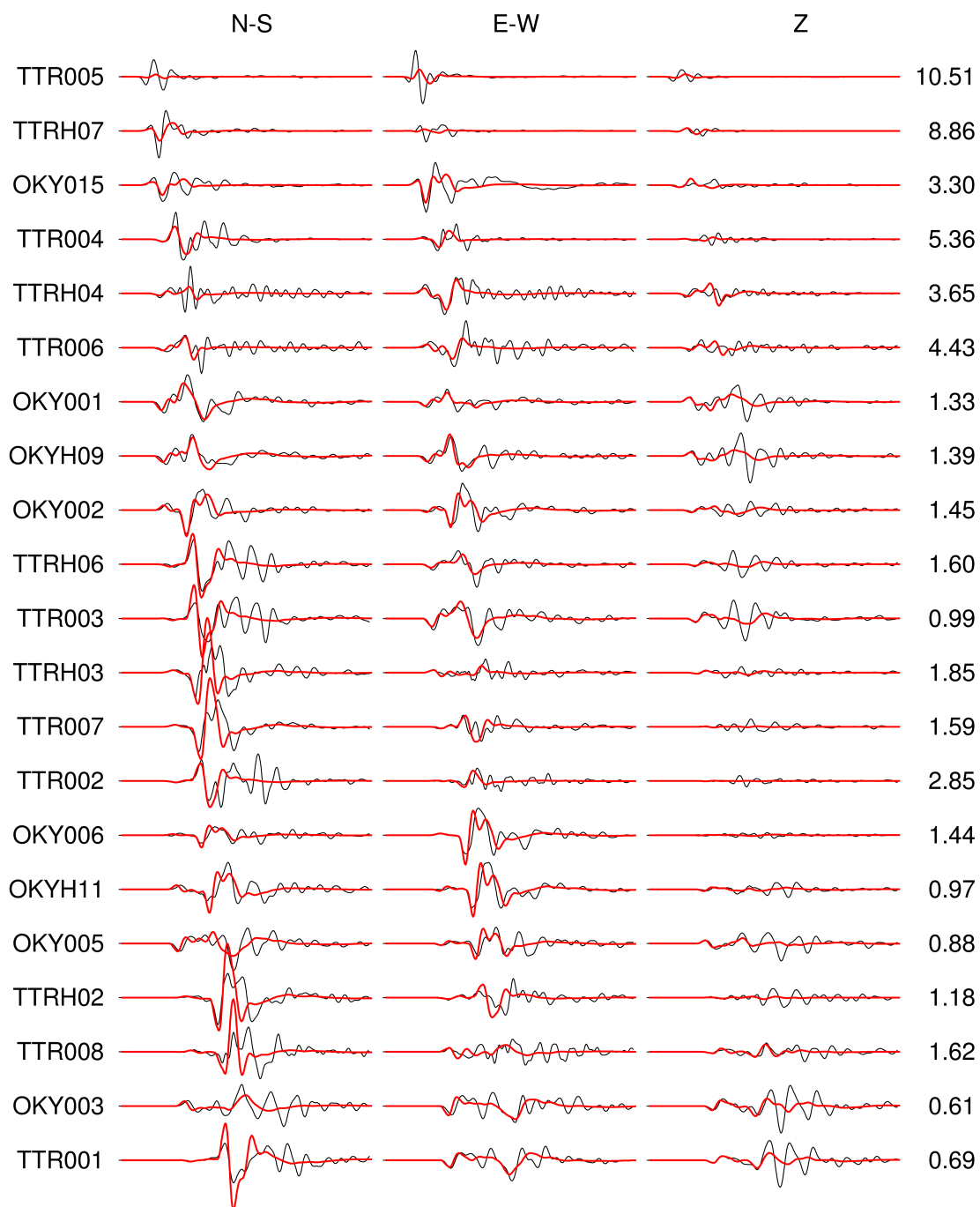
V této kapitole je podrobněji popsán postup prohledávání modelového prostoru a jsou prezentovány výsledné modely. Nejlepší nalezený výsledek se nachází v podkapitole 4.2.4.

4.1 Jedna elipsa (modely A a modely B)

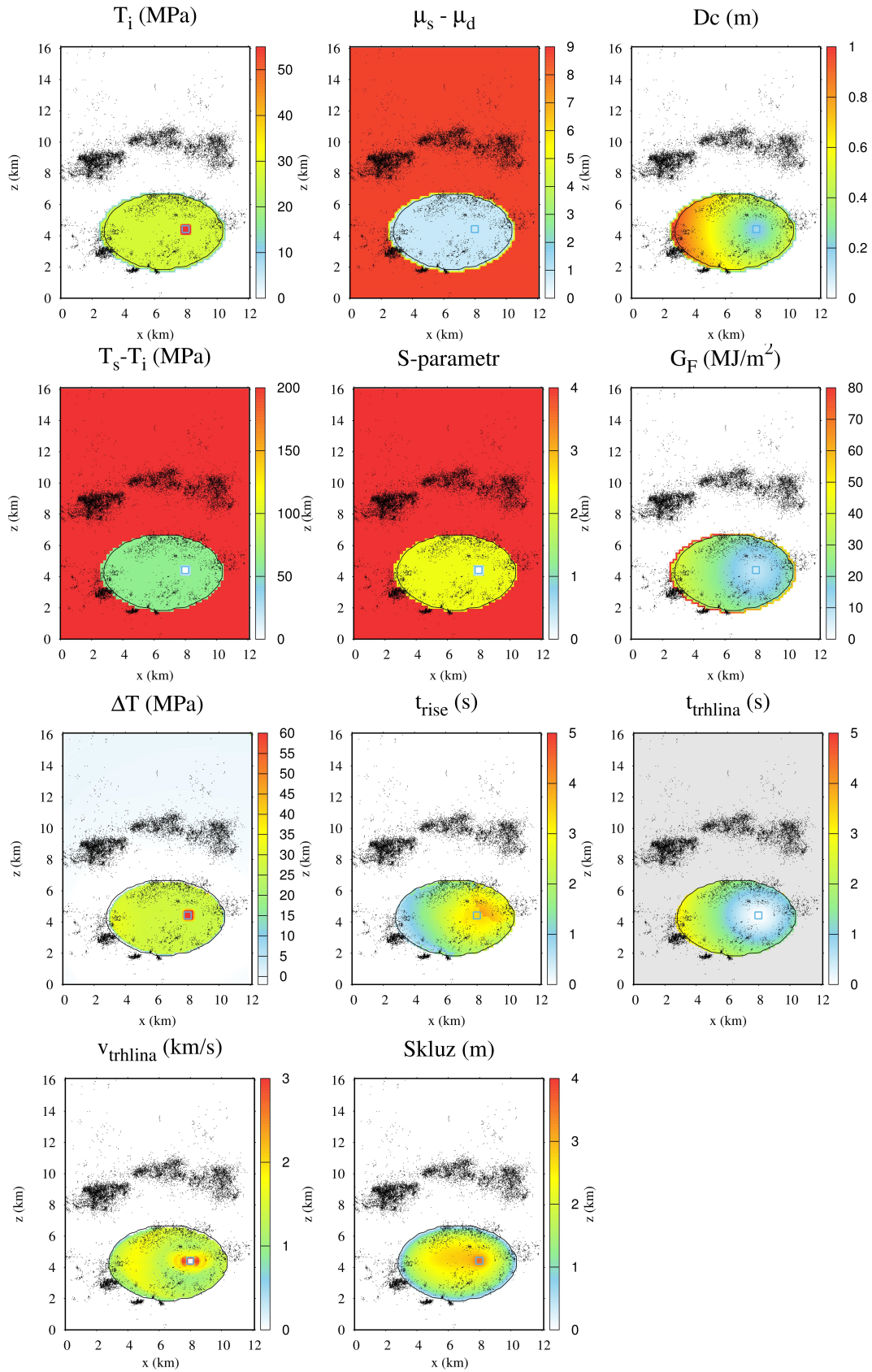
Nejprve bylo pracováno s menšími elipsami v oblasti kolem bodu nukleace, postupně byl upravován střed elipsy, zvětšovány její rozměry a zkoušeny různé hodnoty dalších 4 zbývajících parametrů (T_i , $T_s - T_i$, D_c^{min} , D_c^{rate}). Pro malé elipsy byla potřeba velká hodnota předpětí, aby se trhlina začala šířit a vyprodukovala dostatečně velký seismický moment. V tom případě ale byly špatně vystižené vzdálenější stanice, především seismogramy na stanicích v kolmém horizontálním směru na zlom (stanice TTR003, TTRH03, TTR007, TTRH02, TTR008, viz obrázek 3.1), u kterých amplitudy syntetických dat dosahovaly i více než dvojnásobku amplitud naměřených dat. K mírnému zlepšení došlo postupným zvětšováním elipsy ($ELL = 8$ km, $ELW = 5$ km, označené **model A**) a snižováním předpětí (27 MPa), kdy bylo dosaženo nejlepší hodnoty redukce variance $VR = 0.15$ (pro parametry: $(T_s - T_i) = 60$ MPa, $D_c^{min} = 0.15$ m, $D_c^{rate} = 0.15$ m/km). Tento výsledek bude dále označován jako **model A.I**. Stále ale částečně přetrvával problém s výše zmíněnými stanicemi, i když rozdíl amplitud již nebyl tak výrazný (viz obrázek 4.1). Dalším problémem bylo vystižení nejbližší stanice (TTR005), kde amplitudy syntetických dat pro horizontální složky byly výrazně menší než amplitudy naměřených dat. Jeho vstupní a výstupní parametry jsou vizualizovány na obrázku 4.2.

Postupně jsme pokračovali ve zvětšování rozměrů elipsy a systematickém prohledávání zbývajících parametrů modelového prostoru. Výrazné zlepšení nastalo u velké elipsy pokrývající značnou část zlomu s předtřesy a dotřesy se středem $CeX = 6$ km a $CeZ = 6$ km, délkou hlavní osy přes celý zlom (12 km) a s délkou vedlejší osy 8 km (**model B**). Zbývající čtyři parametry byly měněny a program pro síťové přebírání našel výsledek ($T_i = 19.1$ MPa, $(T_s - T_i) = 37$ MPa, $D_c^{min} = 0.05$ mm, $D_c^{rate} = 0.195$ m/km) s redukcí variance 0.203 a seismickým momentem $(2.11 - 2.29) \times 10^{18}$ Nm. Tento výsledek je dále označován jako **B.I**. Vystižení výše zmíněných stanic se výrazně zlepšilo pro vyšší frekvence a pro první fázi, nicméně nízké frekvence a následující fáze se lépe vystihnout nepovedlo, jak lze nahlédnout z obrázku 4.3. Hodnota VR je zde poměrně malá kvůli výrazně malé amplitudě syntetických seismogramů u nejbližší stanice (TTR005) a u severo-jihní (N-S) složky stanice TTRH04. Pokud při výpočtu redukce variance nastavíme u všech složek nejbližší stanice váhu 0.01, tak se hodnota VR (dále značena VR^*) zvýší na 0.289. Nejbližší stanice tedy výrazně ovlivňuje výpočet celkové redukce variance. Nastavení daného faktoru i u N-S složky stanice TTRH04 již nemá tak výrazný vliv, VR se zvýší na 0.302. Z obrázku 4.4 lze nahlédnout, že trhlina nedošla až na konec předepsané elipsy, ale spontánně se zastavila.

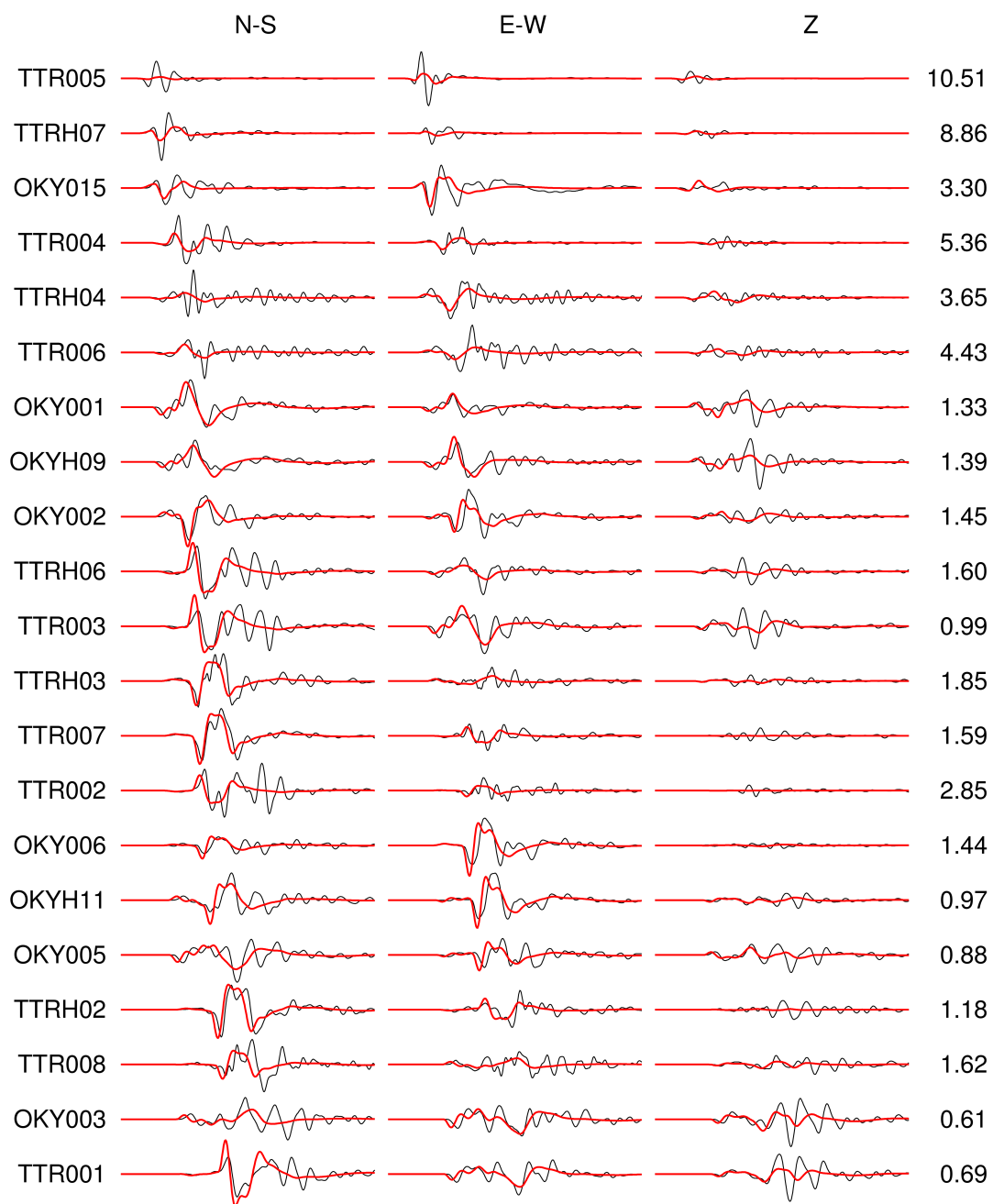
Následně jsme se tedy snažili o lepší vystižení výše uvedených stanic, vystižení dalších fází a o lepší vystižení nižších frekvencí. Další zvětšování rozměrů či změna pozice elipsy už nepřinesla zlepšení, přešli jsme proto ke složitější parametrizaci skládající se ze dvou elips.



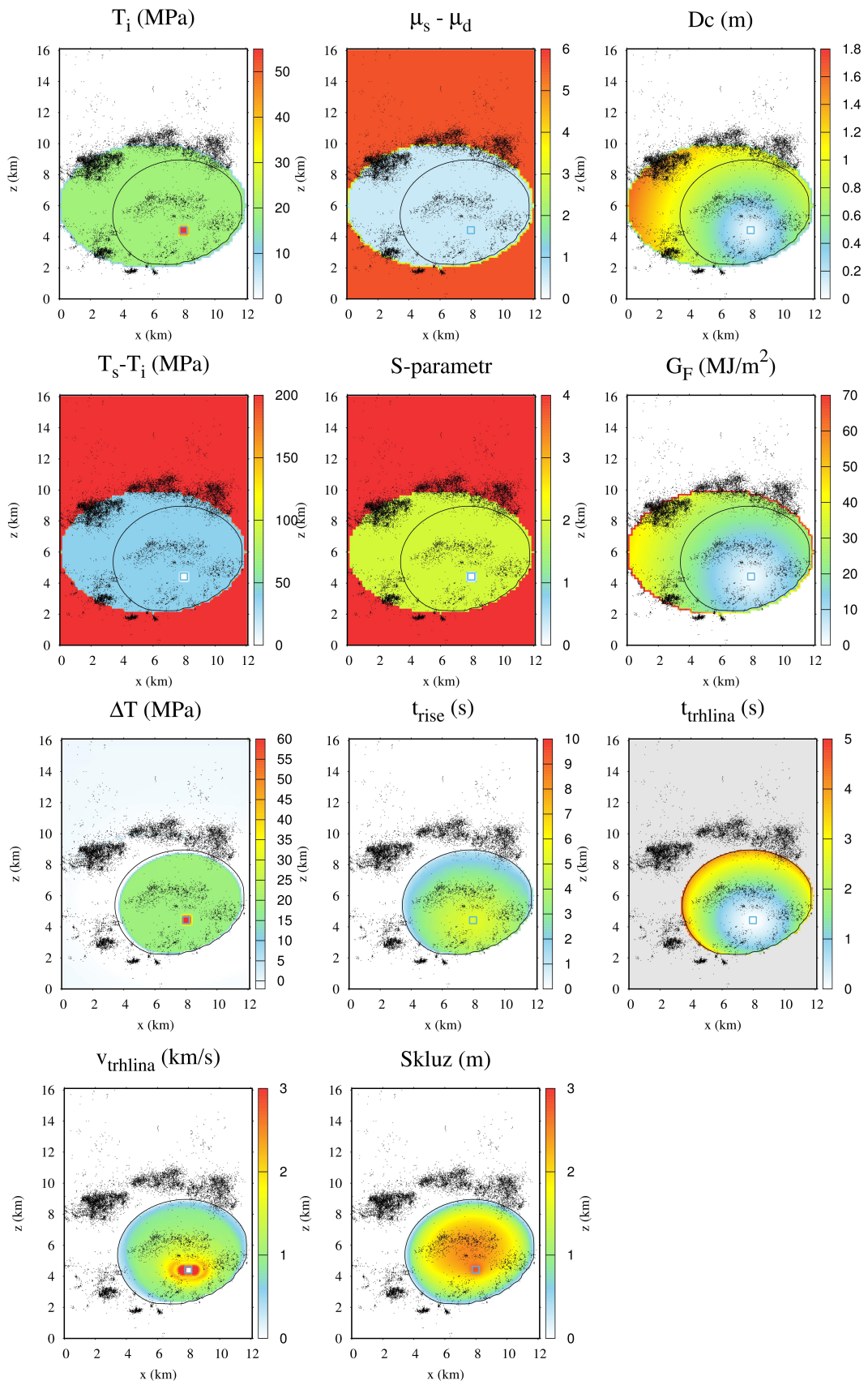
Obrázek 4.1: Porovnání naměřených (černá) a syntetických (červená) seismogramů pro model A.I. V levém krajním sloupci jsou názvy seismických stanic, sloupec N-S označuje severo-jihní složku, E-W východo-západní složku a Z vertikální složku. Číslo vpravo udává maximální amplitudu v cm/s. Délka seismogramů je 40 s.



Obrázek 4.2: Vstupní a výstupní parametry modelu A.I vizualizované na zlomu. Body znázorňují předtřesy a dotřesy v horizontální projekci na zlom. Směr x udává horizontální směr podél zlomu a z vertikální směr. Černá kontura značí hranici výsledného skluzu. Modrá kontura vyznačuje nukleační oblast.



Obrázek 4.3: Stejně jako obrázek 4.1, ale pro model B.I.



Obrázek 4.4: Stejně jako obrázek 4.2, ale pro model B.I.

4.2 Dvě elipsy

V dalším hledání tedy byla velká elipsa nastavena stejně jako v modelu B ($CeX^{(2)} = 6$ km, $CeZ^{(2)} = 6$ km, $ELL^{(2)} = 12$ km, $ElW^{(2)} = 8$ km) a byla přidána menší elipsa k bodu nukleace. Postupně jsme měnili pozici malé elipsy, zvětšovali její rozměry a zkoušeli různé náklony. Poté byly vyzkoušeny různé kombinace 5 zbývajících parametrů ($T_i^{(1)}$, $T_i^{(2)}$, $T_s - T_i$, D_c^{min} , D_c^{rate}), popř. bylo zafixováno i předpětí v jedné či v obou elipsách.

4.2.1 Modely C

Ke zlepšení vystižení dat došlo hned u malého kruhu o poloměru 0.5 km se středem vlevo od bodu nukleace ($CeX^{(1)} = 8$ km, $CeZ^{(1)} = 4.3$ km). Zafixovali jsme rozměry a pozice obou elips (viz tabulka 4.1). V první fázi byly zkoušeny široké intervaly pro parametry a bylo nalezeno více než 1000 různých modelů s VR větší než 0.2. Následně došlo jemnějším prohledáním menší oblasti k zpřesnění na $VR = 0.23$ ($T_i^{(1)} = 53$ MPa, $T_i^{(2)} = 14.4$ MPa, $T_s - T_i = 45.5$ MPa, $D_c^{min} = 9$ mm, $D_c^{rate} = 0.11$ m/km). Tato hodnota je stále poměrně malá. Je to dáno opět především špatným vystižením nejbližší stanice. Pokud při výpočtu VR nastavíme u nejbližší stanice váhu 0.01, tak se výsledná hodnota zvětší téměř o desetinu: $VR^* = 0.323$. Vstupní a výstupní parametry z jemnějšího prohledávání modelového prostoru pro model C a dále pro hodnoty $VR > 0.2$, $VR^* > 0.3$ a pro nejlepší nalezený výsledek modelu C (C.I) jsou k nalezení v tabulce 4.2. Porovnání seismogramů a vybrané vstupní a výstupní parametry pro model C.I jsou dále vizualizovány na obrázcích 4.5 a 4.6.

Pro úplnost dodejme, že byly vyzkoušeny i modely s daným kruhem se středem přímo v bodě nukleace, ke zlepšení ale nevedly ($VR \sim 0.2$). Dále byly vyzkoušeny i modely s větším předpětím, než je zde prezentováno, ale problémem byly příliš velké amplitudy zejména u vzdálenějších stanic v kolmém horizontálním směru na zlom.

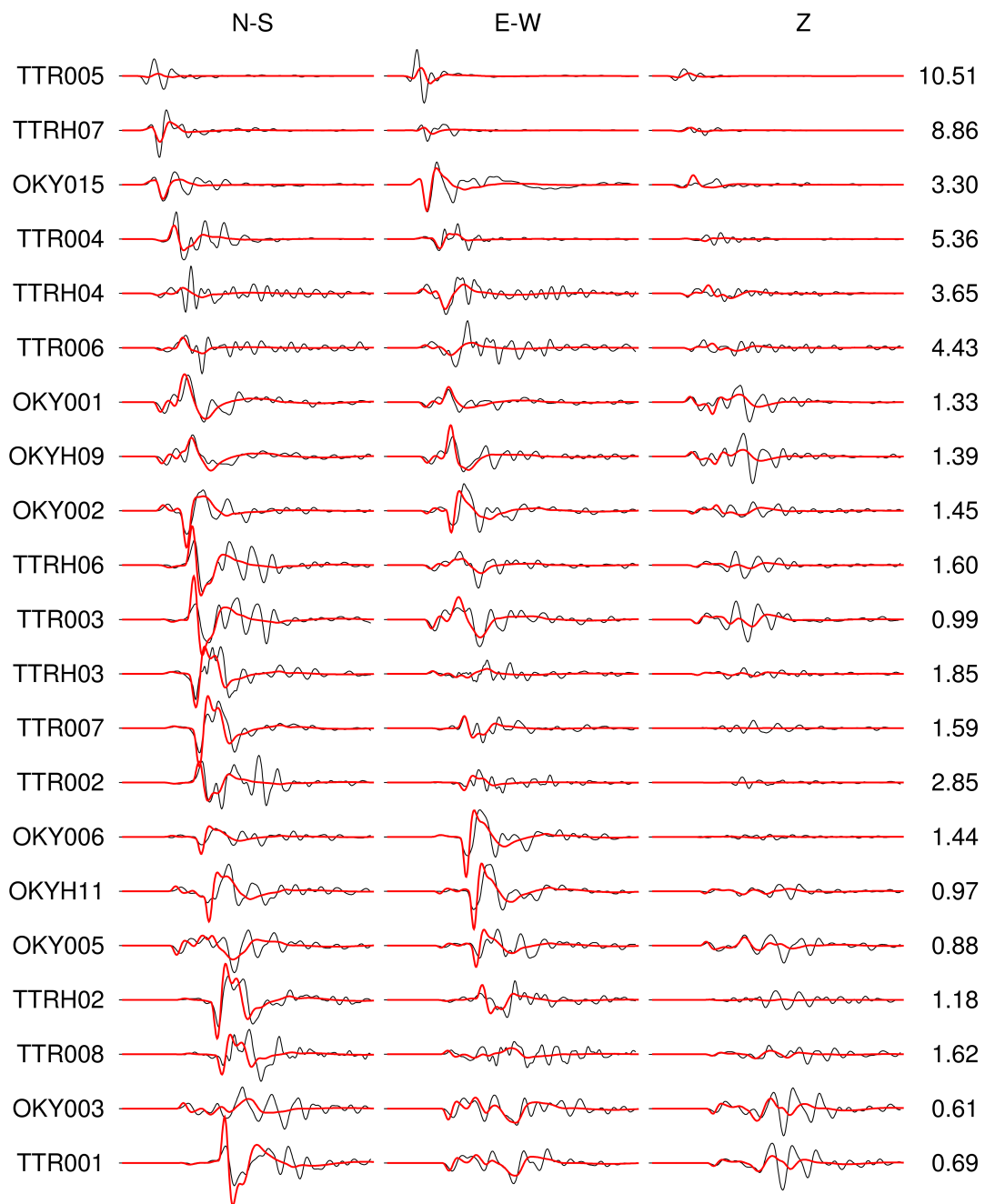
Parametr	Hodnota	Parametr	Hodnota
$CeX^{(1)}$	8 km	$ELL^{(2)}$	12 km
$CeZ^{(1)}$	4.3 km	$ElW^{(2)}$	8 km
$ELL^{(1)}$	1 km	$ElNucL$	8 km
$ElW^{(1)}$	1 km	$ElNucW$	4.5 km
$CeX^{(2)}$	6 km	α	0 [rad]
$CeZ^{(2)}$	6 km		

Tabulka 4.1: Neměnné vstupní parametry pro model C.

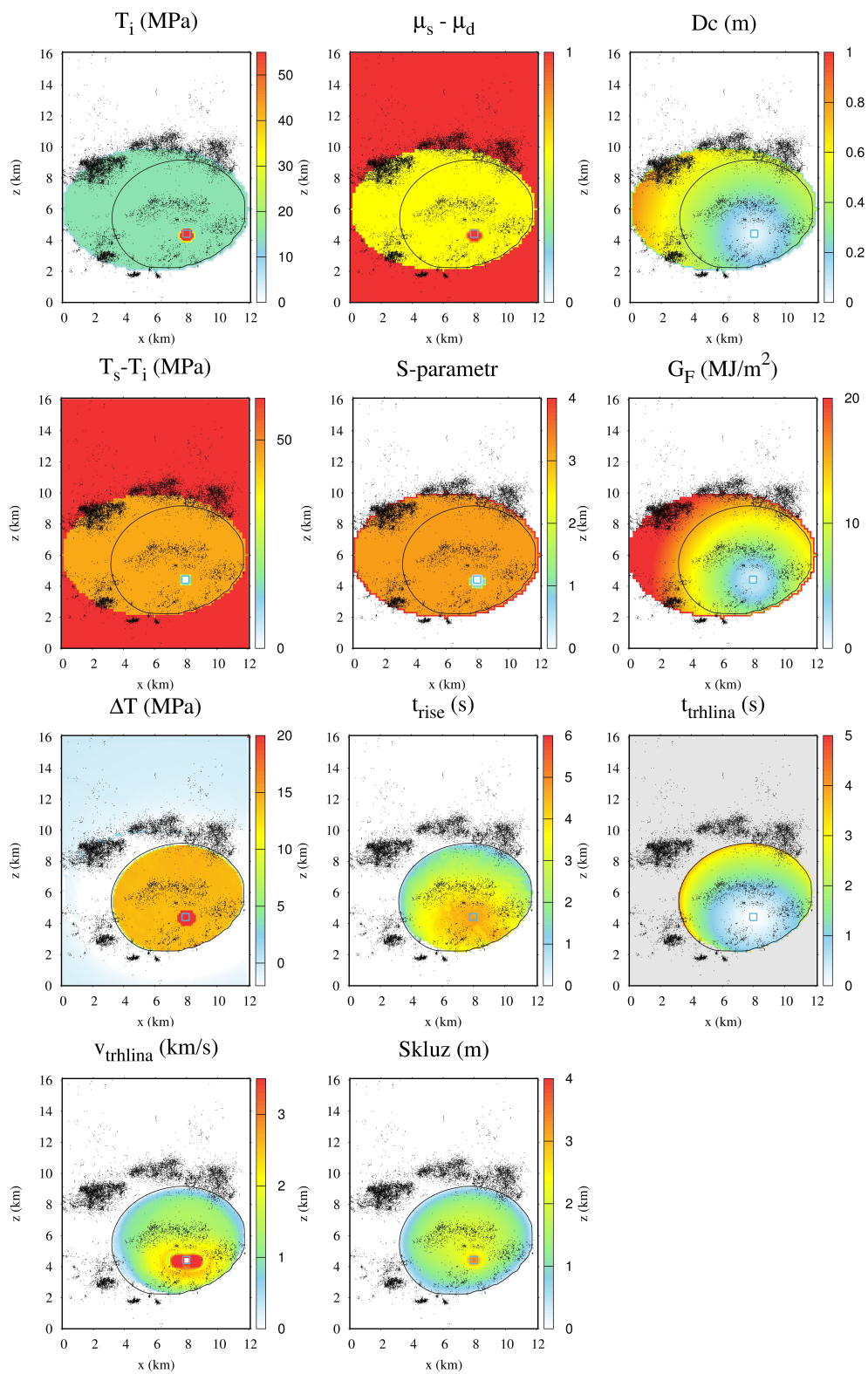
Parametr	Model C	$VR > 0.2$	$VR^* > 0.3$	$VR^* > 0.32$	C.I
$T_i^{(1)}$ [MPa]	50 – 65	53 – 60	53.0 – 56.5	53.0 – 54.5	53.0
$T_i^{(2)}$ [MPa]	10 – 26	12 – 18	12 – 15	13 – 15	14.4
$T_s - T_d$ [MPa]	20 – 55	25 – 51	40.5 – 46.0	40.5 – 45.5	45.5
D_c^{min} [cm]	0.01 – 9.00	0.01 – 0.90	0.01 – 7.00	0.3 – 0.9	0.9
D_c^{rate} [m/km]	0.05 – 0.35	0.06 – 0.20	0.08 – 0.12	0.09 – 0.11	0.10
VR	–10.07 – 0.23	0.20 – 0.23			0.23
VR^*			0.30 – 0.32	0.320 – 0.324	0.323
M_0 [10^{18} Nm]	0.11 – 8.57	1.06 – 3.19	1.47 – 2.51	1.83 – 2.19	2.09
E_F [10^{14} J]	0.4 – 28.2	2.2 – 6.2	2.9 – 5.5	3.7 – 4.8	4.56
E_R [10^{13} J]	1.9 – 125.5	3.4 – 7.7	3.1 – 5.8	4.1 – 4.8	4.60
η [%]	5.6 – 35.5	7.8 – 15.4	7.1 – 11.3	8.5 – 10.2	9.2
\bar{v}_r [km/s]	1.6 – 3.2	1.6 – 2.0	1.5 – 1.8	1.65 – 1.74	1.65
$\overline{\Delta T}$ [MPa]	13.3 – 45.2	13.3 – 20.5	13.6 – 17.0	14.4 – 16.5	15.81
A_r [km ²]	3.7 – 75.6	28.7 – 69.6	37.7 – 55.2	44.3 – 49.4	47.06

Tabulka 4.2: Rozsahy testovaných volných vstupních parametrů (v horní části) a výstupních parametrů a veličin (v dolní části) pro modely C. V druhém sloupci je rozsah hodnot parametrů pro modely C, dále rozsah hodnot pro modely s $VR > 0.2$, pro VR^* větší než 0.3, resp 0.32. V posledním sloupci jsou hodnoty pro nejlepší vybraný výsledek modelu C (C.I).

Průměr kruhu byl dále zvětšován na 1 – 5 km (při prohledávání v hrubé síti i na větší hodnoty) a zkoušeny různé kombinace parametrů. Byly nalezeny modely s hodnotou $VR \sim 0.2$, nedošlo u nich tedy k výraznému zlepšení. Vzhledem k rozsahu práce zde proto nebudou prezentovány.



Obrázek 4.5: Stejně jako obrázek 4.1, ale pro model C.I.



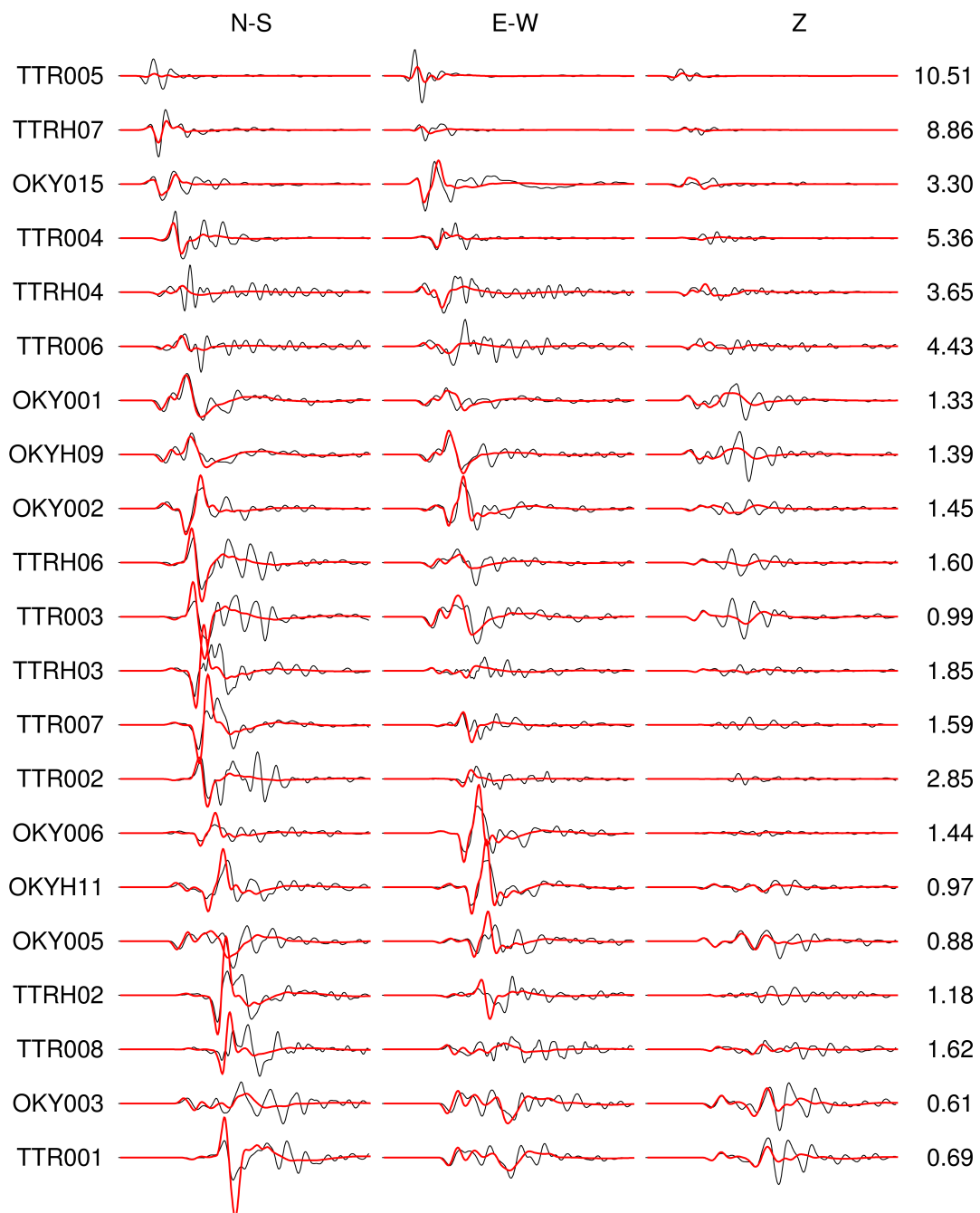
Obrázek 4.6: Stejně jako obrázek 4.2, ale pro model C.I.

4.2.2 Model D

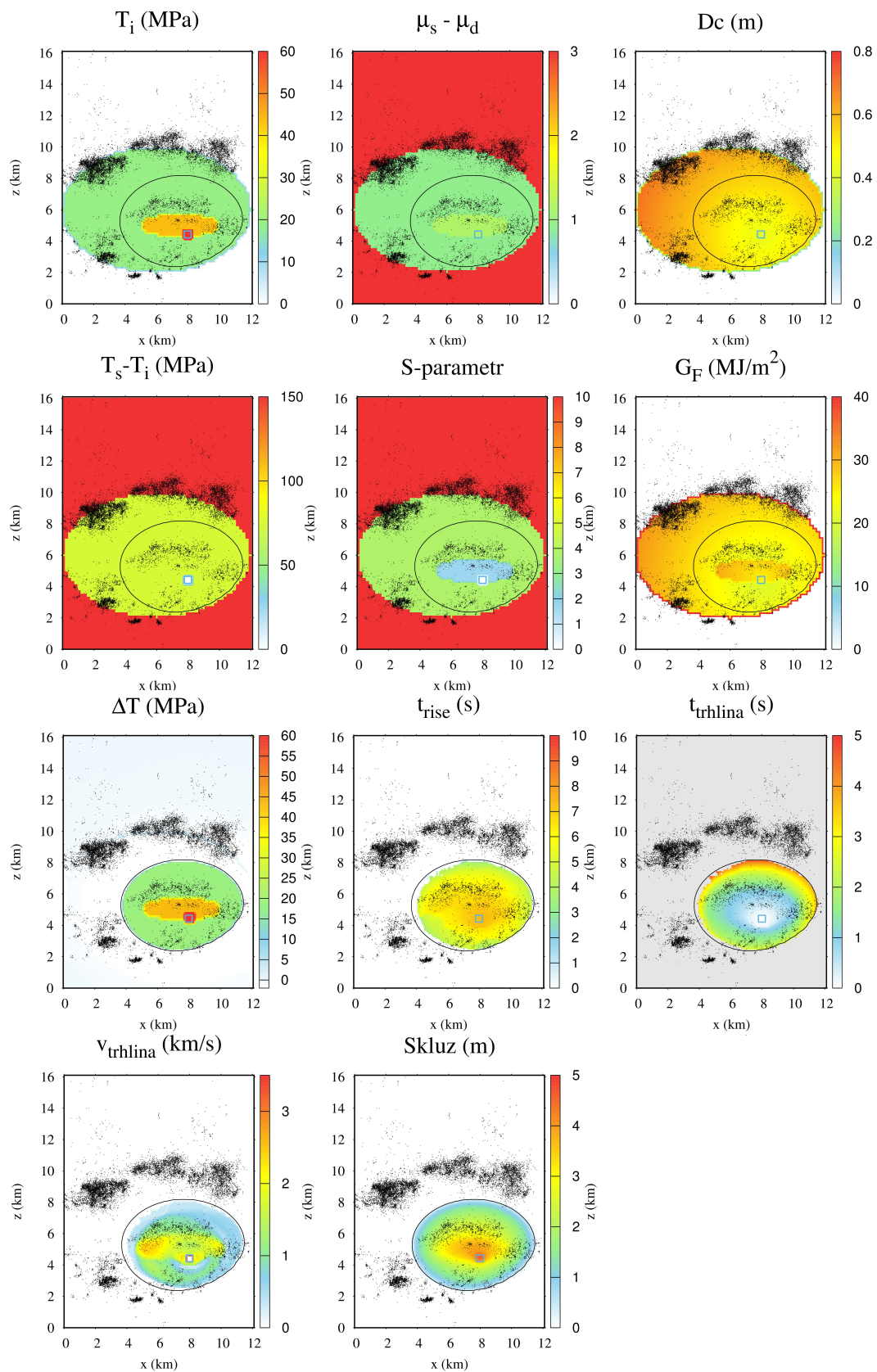
Další pokusy zahrnovaly horizontálně protáhlé vnořené elipsy, protože jsme dle výsledků Ross et al. [2018] předpokládali horizontální rozložení skluzu na zlomu. Velká elipsa měla stejné umístění a rozměry jako v předchozím případě ($CeX^{(2)} = 6$ km, $CeZ^{(2)} = 6$ km, $ELL^{(2)} = 12$ km, $ELW^{(2)} = 8$ km). Hrubým sítím byl vybrán model D ($VR > 0.2$), kde malá vnořená elipsa byla stále bez náklonu. Následovalo postupné zlepšování až po konečnou hodnotu redukce variance 0.287 (model D.I). U východo-západní složky nejbližší stanice je amplituda stále velmi malá, ale lze už vidět náznak vystižení tvaru (viz obrázek 4.7), což se projeví i na hodnotě $VR^* = 0.315$. Oproti předchozímu modelu tedy není tak výrazný rozdíl mezi VR a VR^* . Zhoršilo se ale vystižení některých vzdálenější stanic, u kterých můžeme pozorovat počáteční výrazný ostrý peak s velkou amplitudou. Vstupní a výstupní parametry pro model D jsou zobrazeny v tabulce 4.3, kde jsou opět vyfiltrovány pro celý rozsah (model D) a pak pro rozsahy s danou hodnotou VR až po nejlepší model (značený D.I). Vstupní a výstupní parametry na zlomu pro model D.I jsou dále vizualizovány na obrázku 4.8.

Parametr	Model D	$VR > 0.2$	$VR > 0.25$	$VR > 0.28$	D.I
$CeX^{(1)}$ [km]	7.5 – 8.0	7.5 – 8.0	7.5	7.5	7.5
CeZ^1 [km]	4.5 – 5.0	4.5 – 5.0	5.0	5.0	5.0
$ELL^{(1)}$ [km]	2 – 5	2 – 5	5 – 5	5 – 5	5
ELW^1 [km]	1.5 – 2.0	1.5 – 2.0	1.5	1.5	1.5
$T_i^{(1)}$ [MPa]	40 – 75	40 – 44	43 – 44	43 – 44	43.75
$T_i^{(2)}$ [MPa]	15 – 26	18 – 26	19 – 25	19 – 21	19.25
$T_s - T_d$ [MPa]	20 – 74	42 – 74	64 – 74	71 – 74	73
D_c^{min} [m]	0.0001 – 0.4600	0.20 – 0.46	0.37 – 0.46	0.42 – 0.45	0.4275
D_c^{rate} [m/km]	0.02 – 0.30	0.03 – 0.18	0.03 – 0.12	0.03 – 0.05	0.0325
VR	–11.600-0.287	0.200 – 0.287	0.25 – 0.287	0.280 – 0.287	0.287
M_0 [10^{18} Nm]	0.05 – 8.87	0.9 – 5.4	1.5 – 4.1	1.9 – 2.8	2.25
E_F [10^{14} J]	0.5 – 33.8	3.8 – 19.3	6.2 – 15.1	7.7 – 10.8	8.82
E_R [10^{13} J]	0.5 – 134.9	1.7 – 7.2	2.7 – 5.9	3.6 – 4.6	4.18
η [%]	1.9 – 36.6	2.0 – 7.0	2.8 – 6.3	3.7 – 5.1	4.53
\bar{v}_r [km/s]	0.8 – 3.2	0.8 – 1.6	1.0 – 1.4	1.15 – 1.30	1.23
$\overline{\Delta T}$ [MPa]	16.9 – 63.2	22.3 – 37.6	24.5 – 32.2	26.0 – 28.7	27.00
A_r [km ²]	1.9 – 75.8	16.5 – 68.4	24.4 – 54.1	31.3 – 41.7	35.63

Tabulka 4.3: Rozsahy testovaných volných vstupních parametrů (v horní části) a výstupních parametrů a veličin (v dolní části) pro modely D. V druhém sloupci je rozsah hodnot parametrů pro model D, dále rozsah hodnot pro modely s $VR > 0.2$, pro $VR > 0.25$ a pro $VR > 0.28$. V posledním sloupci jsou hodnoty pro nejlepší vybraný výsledek modelu D (D.I).



Obrázek 4.7: Stejně jako obrázek 4.1, ale pro model D.I.



Obrázek 4.8: Stejně jako obrázek 4.2, ale pro model D.I.

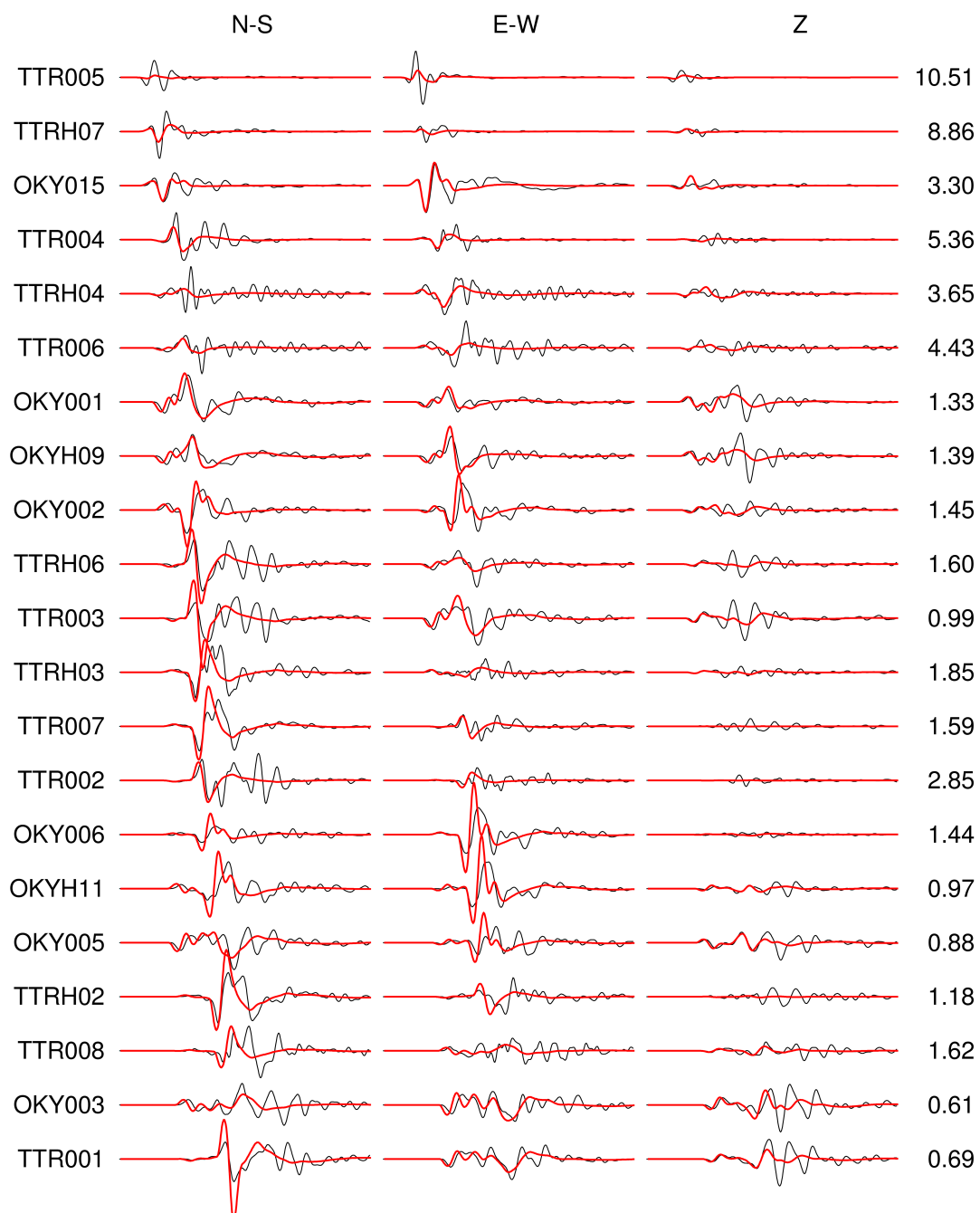
4.2.3 Model E

Motivací pro další model byly články Meneses-Gutierrez et al. [2019] a Liu et al. [2019], které naznačují, že rozložení skluzu na zlomu mohlo být spíše vertikální a sahat do mělkých oblastí (viz diskuze). Druhou motivací byla snaha o lepší vystižení výrazných amplitud nejbližší stanice. Proto byla zvolena parametrizace s vnořenou elipsou s hlavní osou v z-ovém směru (tj. oproti předchozímu pootočená o 90°). Velká elipsa byla stejná jako v předchozím ($CeX^{(2)} = 6$ km, $CeZ^{(2)} = 6$ km, $ELL^{(2)} = 12$ km, $EIW^{(2)} = 8$ km). Nejprve byla nalezena oblast s $VR > 0.2$, poté bylo provedeno jemnější prohledávání. Nalezený nejlepší výsledek E.I má poměrně malou redukci variance $VR = 0.23$, což je opět způsobeno špatným vystižením nejbližší stanice, jak lze nahlédnout z obrázku 4.9 a hodnoty $VR^* = 0.30$. Ani vzdálenější stanice ovšem nebyly vystiženy ideálně, u některých sledujeme jeden výrazný peak s velkou amplitudou. Vybrané vstupní a výstupní parametry jsou zapsány v tabulce 4.4 a pro nejlepší výsledek vizualizovány na obrázku 4.10.

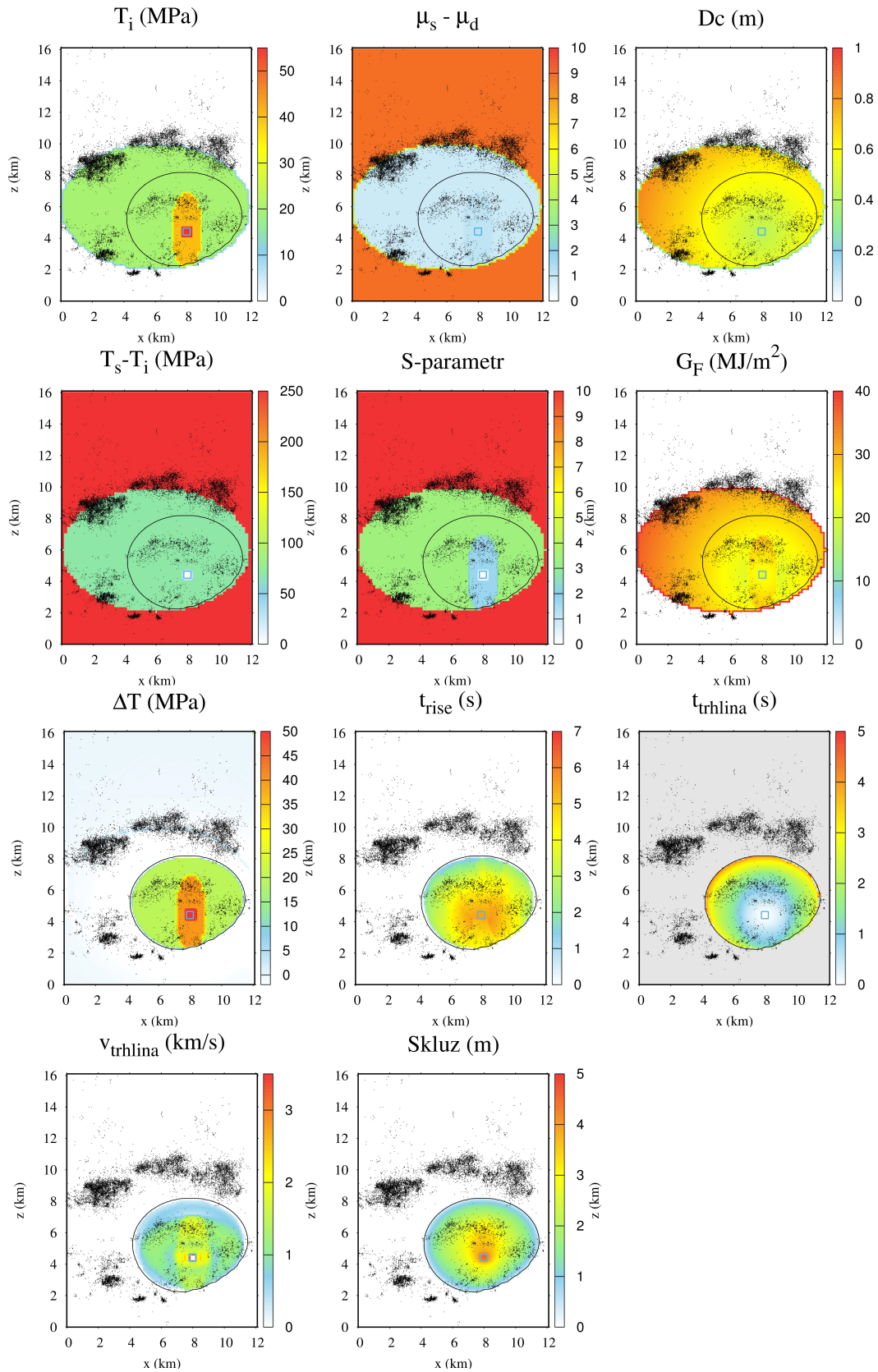
V dalším hledání jsme vyzkoušeli změny rozměrů malé elipsy, což ale nevedlo ke zlepšení. Začali jsme proto zkoušet různé náklony malé elipsy, viz následující model F.

Parametr	$VR^* > 0.28$	E.I
$CeX^{(1)}$ [km]	8	8
CeZ^1 [km]	4.5	4.5
$ELL^{(1)}$ [km]	2	2
EIW^1 [km]	5	5
$T_i^{(1)}$ [MPa]	40	40
$T_i^{(2)}$ [MPa]	20 – 26	20
$T_s - T_d$ [MPa]	61 – 69	68
D_c^{min} [m]	0.35 – 0.44	0.42
D_c^{rate} [m/km]	0.05 – 0.15	0.05
M_0 [10^{18} Nm]	1.62 – 2.94	2.14
E_F [10^{14} J]	6.89 – 10.9	8.45
E_R [10^{13} J]	2.38 – 4.38	3.39
η [%]	2.85 – 4.47	3.86
\bar{v}_r [km/s]	1.06 – 1.24	1.20
$\overline{\Delta T}$ [MPa]	25.4 – 31.4	27.32
A_r [km ²]	26.8 – 43.8	33.79

Tabulka 4.4: Volné vstupní parametry (v horní části) a výstupní parametry a veličiny (v dolní části) pro model E. V druhém sloupci je rozsah hodnot parametrů pro $VR^* > 0.28$ a v posledním sloupci jsou hodnoty pro nejlepší vybraný výsledek modelu E (E.I).



Obrázek 4.9: Stejně jako obrázek 4.1, ale pro model E.I.



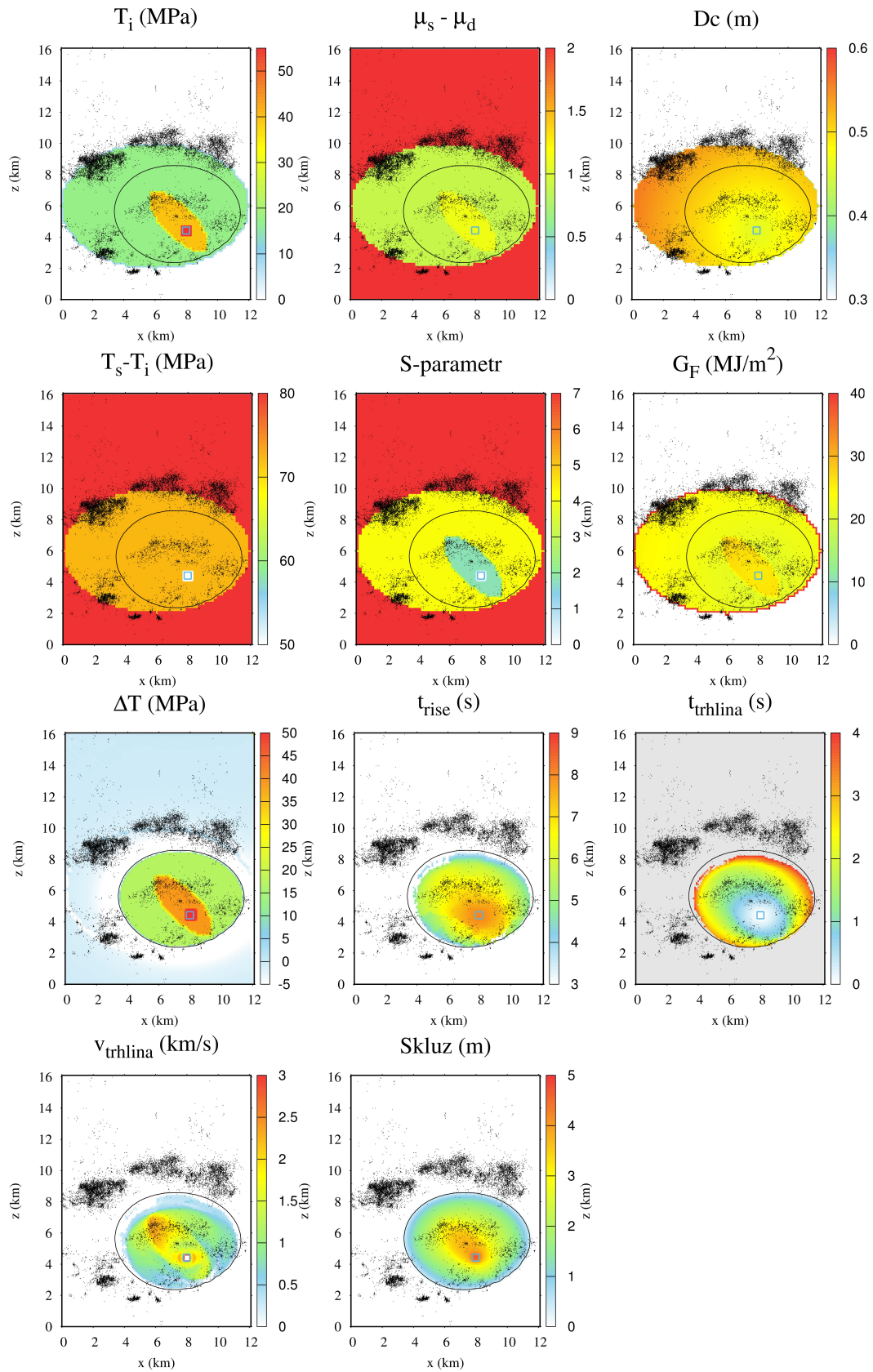
Obrázek 4.10: Stejně jako obrázek 4.2, ale pro model E.I.

4.2.4 Model F (nejlepší výsledek)

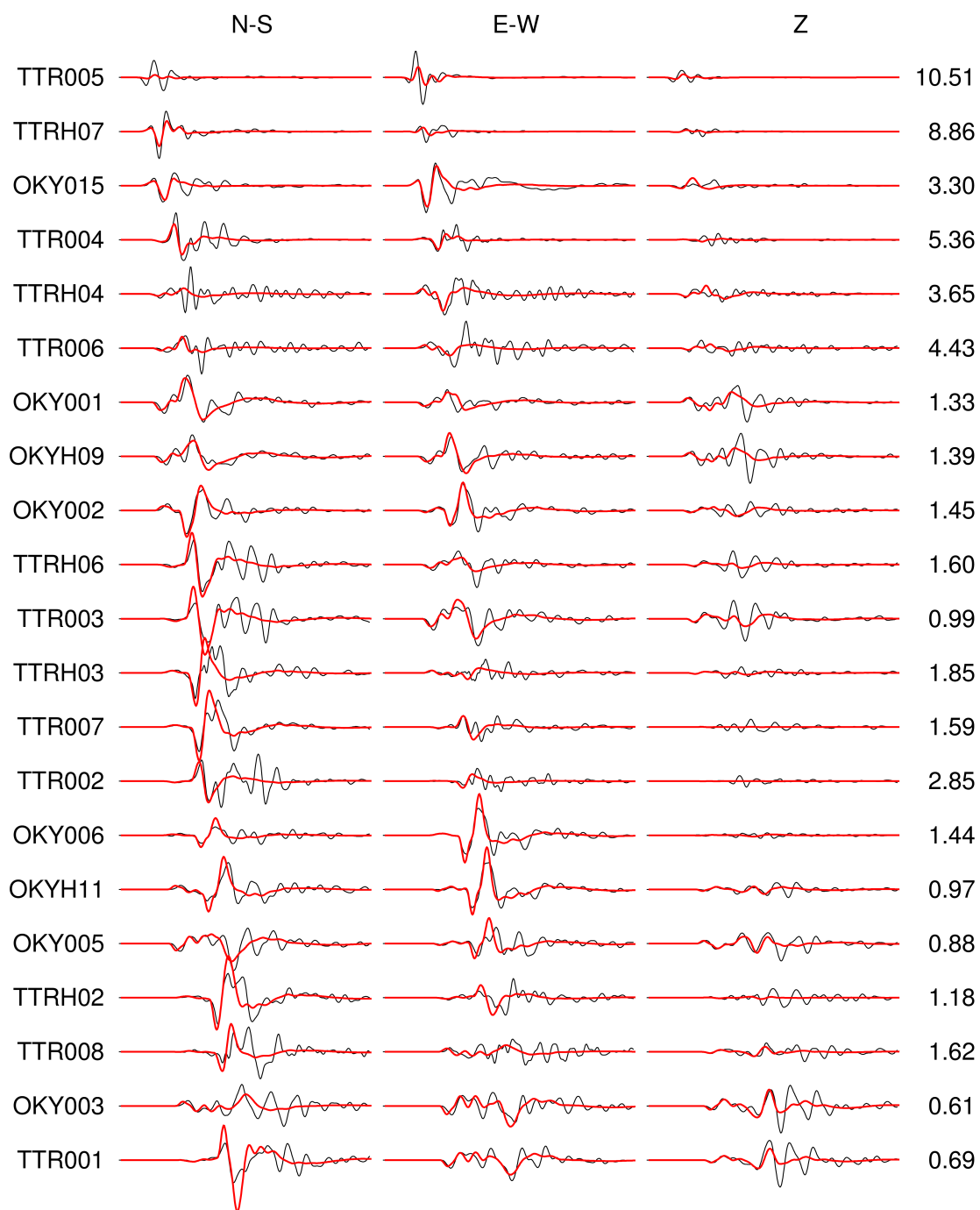
V této části je prezentovaný nejlepší nalezený model, který vznikl parametrizací velkou elipsou ($CeX^{(2)} = 6$ km, $CeZ^{(2)} = 6$ km, $ELL^{(2)} = 12$ km, $ElW^{(2)} = 8$ km) a menší vnořenou elipsou s nakloněnou hlavní osou o úhel α . Hrubým hledáním byla vytipována užší oblast (v tabulce 4.5 je nazvaná Model F), ve které bylo následně provedeno jemnější prohledání. V rámci něj bylo nalezeno více než 2300 výsledků s VR větší než 0.3 a více než 400 výsledků s VR větší než 0.33. Nejlepší nalezený výsledek F.I má $VR = 0.3373$ a $VR^* = 0.3693$. Vstupní a výstupní parametry jsou zobrazeny v tabulce 4.5 pro dané rozsahy VR a dále pro nejlepší model F.I. Pro výsledek F.I byly dále vizualizovány vstupní i výstupní parametry na zlomu (viz obrázek 4.11), porovnání naměřených a syntetických seismogramů (obrázek 4.12, časový vývoj rychlosti nárůstu seismického momentu (obrázek 4.14) a šíření trhliny na zlomu (obrázek 4.13).

Parametr	Model F	($VR > 0.3$)	($VR > 0.33$)	Model F.I
$CeX^{(1)}$ [km]	7.5	7.5	7.5	7.5
CeZ^1 [km]	5	5	5	5
$ELL^{(1)}$ [km]	5	5	5	5
ElW^1 [km]	1.5 – 2.0	1.5 – 2.0	1.5 – 2.0	2
α [rad]	2. – 3.1	2.0 – 3.1	2.35 – 2.37	2.35
$T_i^{(1)}$ [MPa]	39 – 80	38 – 44	39.5 – 40.5	39.5
$T_i^{(2)}$ [MPa]	15 – 50	16.5 – 23.0	17.0 – 19.5	17.5
$T_s - T_d$ [MPa]	5 – 80	54 – 80	60.0 – 78.5	71.75
D_c^{min} [m]	0.1 – 0.7	0.37 – 0.55	0.420 – 0.525	0.455
D_c^{rate} [m/km]	0.001 – 6.2	0.001 – 0.100	0.010 – 0.038	0.0125
VR	-16.36 – 0.34	> 0.3	> 0.33	0.3373
M_0 [10^{18} Nm]	0.002 – 10.060	1.29 – 4.62	2.06 – 3.22	2.49
E_F [10^{14} J]	0.004 – 42.412	5.79 – 16.3	8.31 – 12.16	9.24
E_R [10^{13} J]	0.001 – 19.895	2.9 – 5.9	3.5 – 4.9	4.04
η [%]	1 – 35	2.8 – 6.1	3.5 – 5.0	4.19
\bar{v}_r [km/s]	0.6 – 34.0	1.040 – 1.460	1.183 – 1.320	1.239
ΔT [MPa]	11 – 86	22.4 – 31.7	25.00 – 28.56	25.512
A_r [km ²]	0.6 – 75.8	22.20 – 62.20	32.800 – 46.390	39.520

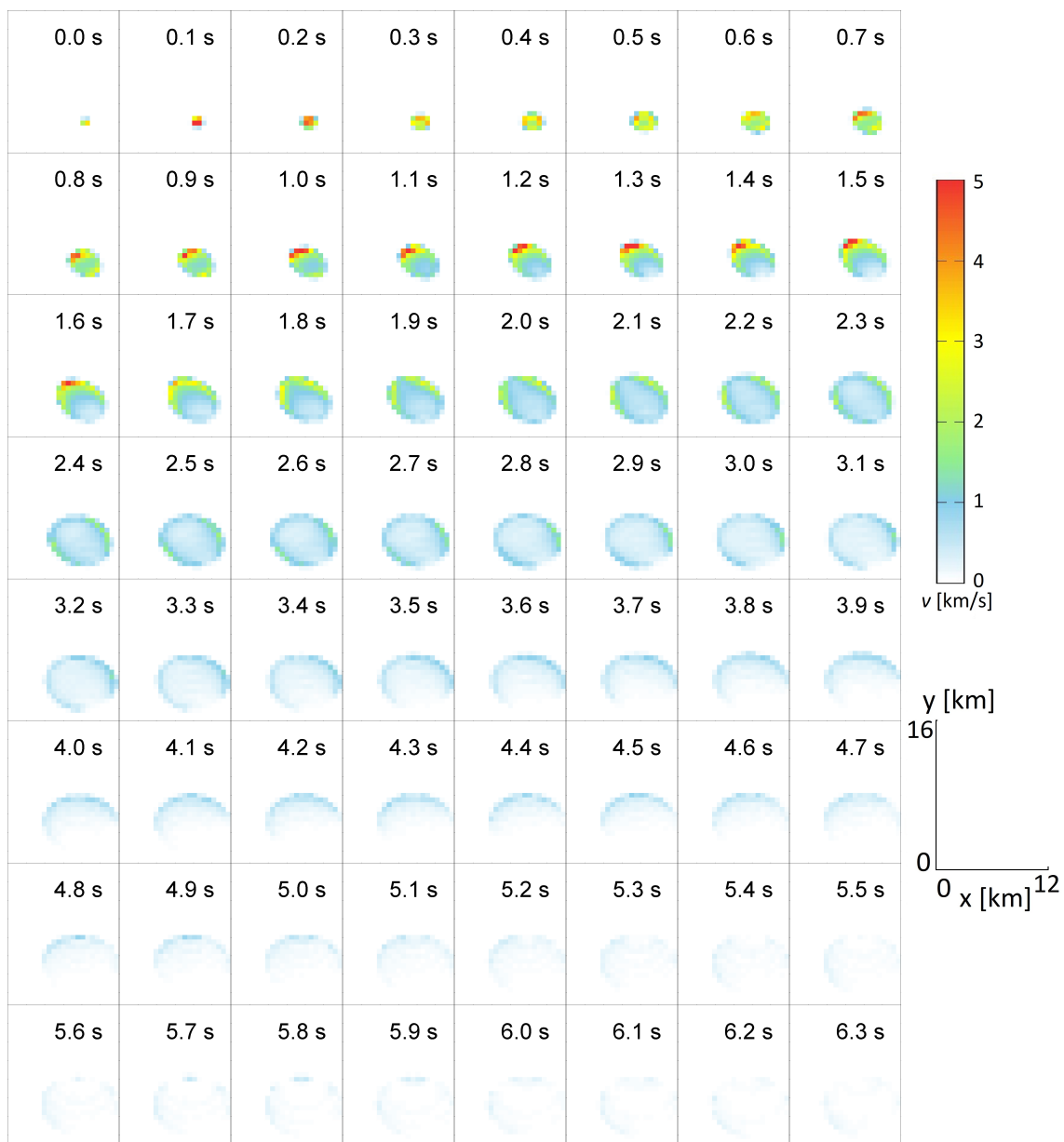
Tabulka 4.5: Vstupní a výstupní parametry pro model F. Ve druhém sloupci je celý rozsah parametrů pro model F, v dalším pak rozsah hodnot pro výsledky s VR větší než 0.3 a pro VR větší než 0.33. V posledním sloupci jsou parametry pro nejlepší výsledek F.I.



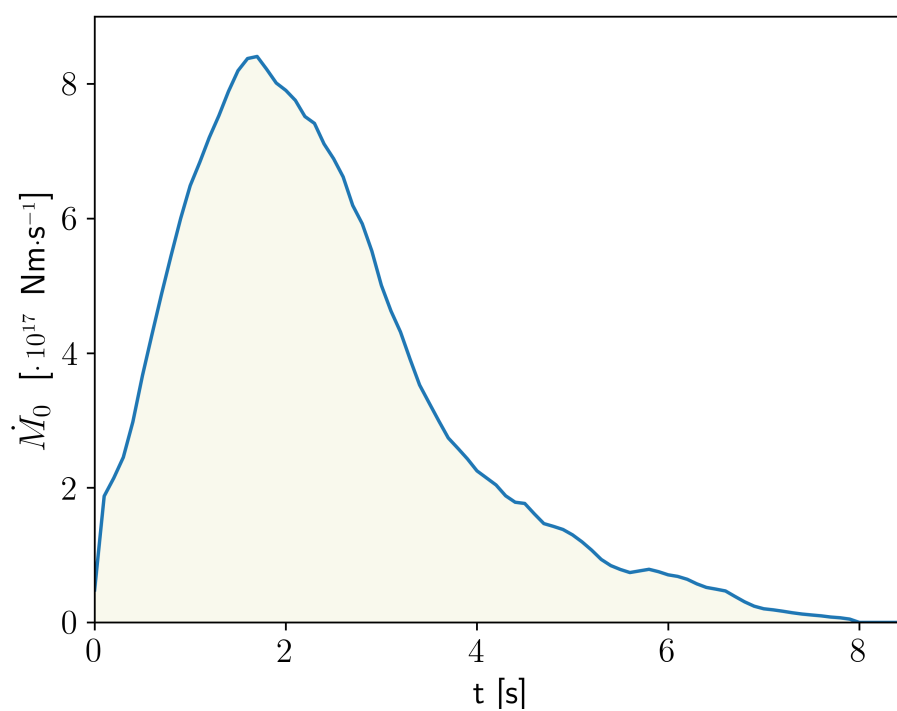
Obrázek 4.11: Stejně jako obrázek 4.2, ale pro model F.I.



Obrázek 4.12: Stejně jako obrázek 4.1, ale pro model F.I.



Obrázek 4.13: Časový vývoj horizontální složky rychlosti skluzu v na zlomu pro nejlepší výsledek F.I. Směr x značí horizontálu podél zlomu, z značí vertikálu podél sklonu zlomu.



Obrázek 4.14: Rychlost narůstání seismického momentu v čase v případě F.I. Běžová plocha pod grafem se rovná seismickému momentu.

5. Diskuze

5.1 Porovnání výsledných parametrů s publikovanými články

Výsledné hodnoty seismického momentu v publikovaných článcích se liší v závislosti na použité metodě. Dle Ross et al. [2018] je 2.54×10^{18} Nm, dle Kubo et al. [2017] 2.1×10^{18} Nm, dle Meneses-Gutierrez et al. [2019] 2.15×10^{18} Nm, dle Liu et al. [2019] 2.4×10^{18} Nm a 2.91×10^{18} Nm podle GCMT (GCMT [2019]). Hodnota seismického momentu pro náš model nejlépe vystihující seismogramy (F.I) je 2.49×10^{18} Nm. I v dalších našich modelech se hodnoty pohybují blízko hodnotám z článků (1.81×10^{18} Nm (A.I), 2.28×10^{18} Nm (B.I), 2.09×10^{18} Nm (C.I), 2.25×10^{18} Nm (D.I) a 2.19×10^{18} Nm (E.I)).

Z lineární kinematické inverze dle Ross et al. [2018] plyne, že ke skluzu došlo především v horizontálním směru v hloubce přibližně 9 – 14 km s maximálním skluzem 5.3 m a že se na zlomu nachází výrazná oblast o průměru ~ 4 km s průměrným skluzem ~ 3.2 m asymetricky rozložená kolem hypocentra (obrázek 3.2).

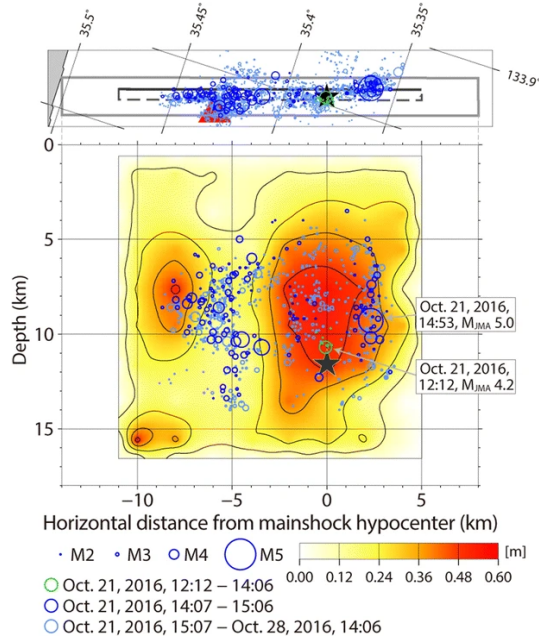
K jiným závěrům došla kinematická inverze dle Kubo et al. [2017]. Podle ní na počátku šíření trhliny (0 – 3 s) byl výrazný skluz především ve vertikálním směru od hypocentra v hloubce $\sim (5 - 14)$ km s maximální hodnotou 0.6 m (viz obrázek 5.1). Později ((3 – 5) s) se aktivuje oblast s méně výrazným skluzem v severo-severozápadním směru od hypocentra.

K dalšímu odlišnému závěru došla práce Meneses-Gutierrez et al. [2019], dle které je výrazná oblast skluzu severozápadně od hypocentra v hloubce (4 – 10) km s maximálním skluzem 1.28 m.

Dle práce Liu et al. [2019], kteří invertovali kompletní 3D koseismické deformační pole, se výrazný skluz s maximem ~ 1.1 m nachází v oblasti blízko hypocentra, která sahá z hloubky 10 km do 2 km pod povrchem.

Jde tedy vidět, že výsledky jednotlivých prací se velmi liší v závislosti na zvolené metodě. Při našem řešení jsme vycházeli z poznatků článku Ross et al. [2018]. Nemělo by tedy být překvapením, že i naše prostorové rozložení skluzu na zlomu vykazuje jisté podobnosti. Dle výsledku F.I (obrázek 4.11) je maximální hodnota skluzu 4.6 m a nachází se v menší oblasti. Podobně můžeme sledovat výrazný skluz s hodnotami nad 3 m v oblasti o průměru trochu menším než 4 km asymetricky kolem bodu nukleace, ale jeho tvar je jiný než v případě Ross et al. [2018]. V našem případě je skluz výrazný v diagonálním severo-severozápadním směru, což je dáno úhlem náklonu malé vnořené parametrizační elipsy $\alpha = 2.35$ [rad]. Nicméně i v našem případě je výrazný skluz ohraničen shluky dotřesů a taky je soustředěn především v horizontálním směru v hloubce přibližně 7.5 – 13.5 km.

Skluzem vážený pokles napětí dle Ross et al. [2018] je 27 MPa a jeho výrazná část se nachází v oblasti elipsového tvaru asymetricky kolem hypocentra (obrázek 3.3). V případě našeho modelu F.I je $\overline{\Delta T} = 25.5$ MPa a jeho rozložení je ovlivněno zvoleným elipsovým parametrizačním modelem předpětí na zlomu (obrázek 4.11), tj. výrazná oblast s $\Delta T \sim 40$ MPa je určena malou vnořenou elipsou a v oblasti rozdílu velké a malé elipsy je $\Delta T \sim 17$ MPa. Na okraji trhliny pak sledujeme nárůst napětí. V našich dalších zkoumaných modelech je $\overline{\Delta T}$: 28 MPa (A.I), ~ 19 MPa (B.I), 15.8 MPa (C.I), 27 MPa (D.I) a 27.3 MPa (E.I).



Obrázek 5.1: Skluz na zlomu určený v práci (Kubo et al. [2017]).

Hodnota výsledné vyzařené energie je podle odhadů IRIS v rozmezí $(2.0 - 5.5) \times 10^{13}$ J. Dle Ross et al. [2018] se pohybuje v intervalu $(5.75 - 12.2) \times 10^{13}$ J (pro různé frekvenční rozsahy). Naše výsledná hodnota (F.I) leží v prvním intervalu a zespoda se blíží i druhému intervalu: 4.04×10^{13} J. Výsledné hodnoty dalších našich modelů leží uvnitř prvního intervalu nebo se mu blíží a jsou taky menší než hodnoty z druhého intervalu (5.6×10^{13} (A.I), 2.2×10^{13} (B.I), 4.6×10^{13} (C.I), 4.2×10^{13} (D.I) a 3.4×10^{13} (E.I)).

Účinnost vyzařování dle Ross et al. [2018] byla velmi nízká ($\eta_R = (5.1 - 7.7) \%$), což značí, že více než $(92 - 95) \%$ dostupné deformační energie bylo spotřebováno v rámci tepelných a lomových procesů v blízkosti čela trhliny a mimo zlom. Podotkneme, že k výpočtu η_R použili jiný přístup než v této práci. Přesto v našem případě účinnost vyzařování vychází podobně, jen trochu menší: 4.2% . Hodnoty η v dalších našich modelech až na C.I jsou v daném intervalu nebo v jeho blízkosti (7.7% (A.I), 3.4% (B.I), 9.2% (C.I), 4.5% (D.I) a 3.9% (E.I)).

5.2 Diskuze vystižení seismogramů

Porovnání nejlepšího nalezeného modelu (F.I) s naměřenými daty je na obrázku 4.12. Vidíme, že toto vystižení není dokonalé. U většiny stanic se povedlo vystihnout základní tvar první fáze, kdežto následující fáze vystiženy nebyly. Dle Kubo et al. [2017] může mít u některých stanic na další fáze vliv druhá skluzová oblast na zlomu (viz obrázek 5.1), která se v našem modelu nenachází.

Dále rozebereme konkrétní problémy ve vystižení dat, které jsme se snažili v průběhu řešení napravit. U některých stanic můžeme sledovat ostrou špičku převyšující amplitudu naměřených dat, přestože vystižení tvaru první fáze je uspokojivé. Dalším problémem v průběhu řešení byla severo-jihní složka nejvzdálenější stanice (TTR001), u které se po-

vedlo vystihnout tvar, ale amplitudy v kladném i záporném směru jsou výrazně větší. Severo-jihní složku nejbližší stanice (TTR005) se nepovedlo vystihnout žádným nalezeným modelem. U východo-západní složky stanice TTR005 lze vidět náznak vystižení tvaru, ale amplituda v případě první fáze je o polovinu menší. Na začátku práce jsme vycházeli z článku Ross et al. [2018] s převládajícím horizontálním rozložením skluzu na zlomu. Další zmíněné práce ale ukazují více vertikální rozložení skluzu sahající do výrazně menších hloubek. Nabízí se otázka, jestli špatné vystižení seismogramu první stanice v této práci, které má výrazný vliv na celkovou redukci variance, není způsobeno právě tímto.

5.3 Zdroje nepřesností modelu a návrhy vylepšení

Dynamické simulace šíření trhliny jsou výpočetně velmi náročné. Vyžadují proto zjednodušení fyzikálního problému, jak bylo představeno v teoretické části a v metodě. Navíc mezi dynamickými parametry a syntetickými seismogramy platí nelineární vztah. Nalezení správného rozložení předpětí a parametrů třecího zákona tak vyžaduje stovky tisíc až miliony jednotlivých pokusných simulací (Gallovič et al. [2019]). V rámci této práce odhadují, že bylo provedeno přibližně 500 tisíc simulací. Seismogramy se nepovedlo zcela vystihnout, ale byl nalezen rozumný model.

Velký vliv na výsledek má použitý rychlostní model kůry a poloha zlomu. Rozložení seismických rychlostí bylo pro zjednodušení určeno pod nejbližší stanicí a použito i pro ostatní stanice. Pro zlepšení by tedy byl vhodný lepší model kůry. Dále můžou být na zlomu a v jeho okolí přítomny různé nehomogenity, které nezahrnujeme do výpočtů, přestože mohou výrazně ovlivnit daný problém. V budoucnu by bylo vhodné zkusit namodelovat vybraný dotřes pro kontrolu kvality modelování Greenových funkcí. Nejbližší stanici (TTR005) se nepovedlo vystihnout žádným použitým modelem. Bylo by vhodné provést kinematickou inverzi a zjistit, jestli je vůbec možné ji vystihnout.

Možnou chybou v prohledávání modelového prostoru mohla být jistá předpojatost v začátku práce, kdy jsme při parametrizaci vycházeli z článku Ross et al. [2018], který nabízí rozdílné rozložení skluzu než jiné články (Liu et al. [2019], Kubo et al. [2017], Meneses-Gutierrez et al. [2019]), což bylo diskutováno výše. Je též možné, že dané eliptické parametrizace jsou přílišným zjednodušením problému. Bylo by tedy vhodnější použít obecnější popis (Gallovič et al. [2019]). Pro lepší prohledání modelového prostoru metodou použitou v této práci by byla potřeba větší výpočetní kapacita. Proto by bylo vhodné použít nějakou formu pokročilé inverzní metody. Jednou možností je použití algoritmu nejbližšího souseda (angl. neighborhood algorithm), využitý například v Corish et al. [2007]. Další metodou je Monte Carlo v Bayesovském přístupu formulovaném v Gallovič et al. [2019].

Závěr

V rámci práce jsme nejprve stručně představili studované zemětřesení v centrální části japonské prefektury Tottori z roku 2016. Poté následoval teoretický úvod se zaměřením na dynamické modelování šíření zemětřesné trhliny pomocí kódu ve Fortranu vyvinutého na katedře geofyziky (FD3D_TSN) a zavedení základních kinematických a dynamických parametrů. Použili jsme klasický lineární SW zákon tření a úlohu jsme parametrizovali různými eliptickými modely. Vytvořili jsme program pro síťové přebírání a provedli jsme systematické prohledání modelového prostoru. Bylo hledáno takové prostorové rozložení vstupních parametrů na zlomu, aby syntetické seismogramy z dynamické simulace co nejlépe vystihovaly naměřená data. Pro ocenění shody seismogramů byla použita veličina redukce variance. Z daných modelů byl vybrán nejlépe vystihující model, který byl podrobněji diskutován a byl porovnán se závěry publikovaných článků. Nepodařilo se sice vystihnout přesně seismogramy, ale byl nalezen rozumný výsledek. Hodnoty výsledného seismického momentu, rozložení skluzu, poklesu napětí, vyzářené energie a účinnosti vyzářování se velmi blíží hodnotám v Ross et al. [2018]. Závěrem jsme nastínili možné zdroje nepřesností modelování a možná vylepšení do budoucna.

Seznam použité literatury

- Keiiti Aki and Paul G. Richards. *Quantitative Seismology*. University Science Books, 2 edition, 2002. ISBN 0935702962. URL <http://www.worldcat.org/isbn/0935702962>.
- Massimo Cocco, Stefano Aretusini, Chiara Cornelio, Stefan B. Nielsen, Elena Spagnuolo, Elisa Tinti, and Giulio Di Toro. Fracture Energy and Breakdown Work During Earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 51(1):217–252, 2023. doi: 10.1146/annurev-earth-071822-100304. URL <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071822-100304>.
- S. Corish, Chris Bradley, and Kim Olsen. Assessment of a Nonlinear Dynamic Rupture Inversion Technique Applied to a Synthetic Earthquake. *The Bulletin of the Seismological Society of America*, 97:901–914, 06 2007. doi: 10.1785/0120060066.
- Fabrice Cotton and Olivier Coutant. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium. *Geophysical Journal International*, 128(3):676–688, 03 1997. ISSN 0956-540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05328.x. URL <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05328.x>.
- Luis A. Dalguer and Steven M. Day. Staggered-grid split-node method for spontaneous rupture simulation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B2), 2007. doi: <https://doi.org/10.1029/2006JB004467>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JB004467>.
- F. Gallovič and L. Valentová. Broadband Strong Ground Motion Modeling Using Planar Dynamic Rupture With Fractal Parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(6):e2023JB026506, 2023. doi: <https://doi.org/10.1029/2023JB026506>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2023JB026506>. e2023JB026506 2023JB026506.
- František Gallovič, L Valentová, Jean Paul Ampuero, and Alice-Agnes Gabriel. Bayesian Dynamic Finite-Fault Inversion: 1. Method and Synthetic Test. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 07 2019. doi: 10.1029/2019JB017510.
- František Gallovič, Jiri Zahradnik, Vladimir Plicka, Efthimios Sokos, Christos Evangelidis, Ioannis Fountoulakis, and Fatih Turhan. Complex rupture dynamics on an immature fault during the 2020 Mw 6.8 Elazığ earthquake, Turkey. *Communications Earth & Environment*, 1:40, 10 2020. doi: 10.1038/s43247-020-00038-x. URL https://github.com/fgallovic/fd3d_tsn_pt.
- GCMT. The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, 2019. URL <https://www.globalcmt.org/>. "online, poslední přístup 15. července 2023".
- Robert W. Graves. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4):1091–1106, 08 1996. ISSN 0037-1106. doi: 10.1785/BSSA0860041091. URL <https://doi.org/10.1785/BSSA0860041091>.
- David Harris. XAPiir: A recursive digital filtering package, 9 1990. URL <https://www.osti.gov/biblio/6416972>.

- IRIS. EQEnergy (Earthquake energy rupture duration). URL <http://ds.iris.edu/spud/eqenergy/13263838>. "online, poslední přístup 19. července 2023".
- Takao Kagawa, Tatsuya Noguchi, Shohei Yoshida, and Shinji Yamamoto. Effect of the surface geology on strong ground motions due to the 2016 Central Tottori Earthquake, Japan. *Earth, Planets and Space*, 69, 12 2017. doi: 10.1186/s40623-017-0689-0.
- K. Koketsu, H. Miyake, Hiroyuki Fujiwara, and T. Hashimoto. Progress towards a Japan Integrated Velocity Structure Model and Long-Period Ground Motion Hazard Map, 01 2008.
- Filip Kostka. Dynamic models of the earthquake source. Doctoral thesis, Charles University, 2022.
- Filip Kostka, Jiri Zahradnik, Efthimios Sokos, and František Gallovič. Assessing the role of selected constraints in Bayesian dynamic source inversion: Application to the 2017 Mw 6.3 Lesvos earthquake. *Geophysical Journal International*, 228, 09 2021. doi: 10.1093/gji/ggab359.
- Hisahiko Kubo, Wataru Suzuki, Shin Aoi, and Haruko Sekiguchi. Source rupture process of the 2016 central Tottori, Japan, earthquake (M JMA 6.6) inferred from strong motion waveforms. *Earth, Planets and Space*, 69, 12 2017. doi: 10.1186/s40623-017-0714-3.
- Jihong Liu, Hu Jun, Zhiwei Xu, Wenbin and, Zhu Jian-Jun, Xiaoli Ding, and Lei Zhang. Complete Three-Dimensional Coseismic Deformation Field of the 2016 Central Tottori Earthquake by Integrating Left- and Right-Looking InSAR Observations With the Improved SM-VCE Method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 11 2019. doi: 10.1029/2018JB017159.
- Raúl Madariaga, K. Olsen, and Ralph Archuleta. Modeling Dynamic Rupture in a 3D Earthquake Fault Model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 10 1998. doi: 10.1785/BSSA0880051182.
- Angela Meneses-Gutierrez, Takuya Nishimura, and Manabu Hashimoto. Coseismic and Postseismic Deformation of the 2016 Central Tottori Earthquake and its Slip Model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 02 2019. doi: 10.1029/2018JB016105.
- Peter Moczo, Jozef Kristek, Martin Galis, Peter Pazak, and M. Balazovjeh. The finite-difference and finite-element modeling of seismic wave propagation and earthquake motion. *Acta Physica Slovaca*, 57:177–406, 04 2007. doi: 10.2478/v10155-010-0084-x.
- NIED. (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (2019)) K-NET, KiK-net, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. "online, poslední přístup 1. ledna 2023".
- Jan Premus. Inverse modeling of earthquakes using dynamic source models. Doctoral thesis, Charles University, 2023.
- Jan Premus, František Gallovič, Ladislav Hanyk, and Alice-Agnes Gabriel. FD3D_TSN: A Fast and Simple Code for Dynamic Rupture Simulations with GPU Acceleration. *Seismological Research Letters*, 91(5):2881–2889, 06 2020. doi: 10.1785/0220190374.

- Marlon Ramos, Prithvi Thakur, Yihe Huang, Ruth Harris, Kenny Ryan, P Thakur, Y Huang, R Harris, and K Ryan. Working with Dynamic Earthquake Rupture Models: A Practical Guide. *Seismological Research Letters*, 93:1–15, 04 2022. doi: 10.1785/0220220022.
- Reuters. Magnitude 6.6 quake jolts western Japan, no tsunami warning or major damage. *Reuters*, 2016. URL <https://www.reuters.com/article/us-earthquake-japan/magnitude-6-6-quake-jolts-western-japan-no-tsunami-warning-or-major-damage-idUSKCN12LOF3>.
- Johannes Ripperger, Jean Paul Ampuero, P. Mai, and D. Giardini. Earthquake source characteristics from dynamic rupture with constrained stochastic fault stress. *Journal of Geophysical Research*, 112, 04 2007. doi: 10.1029/2006JB004515.
- Zachary Ross, Hiroo Kanamori, Egill Hauksson, and Naofumi Aso. Dissipative Intraplate Faulting During the 2016 Mw 6.2 Tottori, Japan Earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 01 2018. doi: 10.1002/2017JB015077.
- Sergio Ruiz and Raul Madariaga. Determination of the friction law parameters of the mw 6.7 Michilla earthquake in northern Chile by dynamic inversion. *Geophysical Research Letters*, 38(9), 2011. doi: <https://doi.org/10.1029/2011GL047147>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011GL047147>.
- T. Utsu. Seismicity Studies: A Comprehensive Review (in Japanese). *Univ. of Tokyo Press*, 1999. URL <https://web.archive.org/web/20110722072433/http://www2.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/~sato/tottori/history.html>. "online, poslední přístup 10. července 2023".