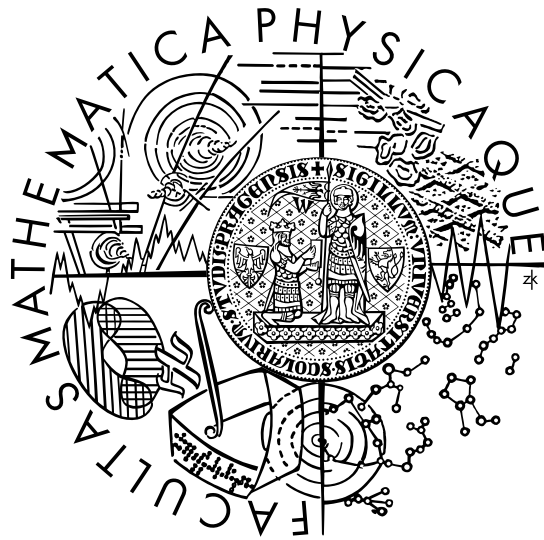


UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE  
MATEMATICKO-FYZIKÁLNÍ FAKULTA

DIPLOMOVÁ PRÁCE



PETR KOLÍNSKÝ

DISPERZE POVRCHOVÝCH SEISMICKÝCH VLN  
PODÉL VYBRANÝCH EUROASIJSKÝCH TRAS

KATEDRA GEOFYZIKY

VEDOUcí DIPLOMOVÉ PRÁCE: DOC. RNDR. OLDŘICH NOVOTNÝ, CSc.

GEOFYZIKA, SEISMOLOGIE

PRAHA 2003



## Poděkování

Za vedení své diplomové práce bych rád poděkoval doc. RNDr. Oldřichu Novotnému, CSc. Zásoboval mě nejen potřebnými radami a doporučeními, ale též mnohou literaturou a programy. Dále děkuji doc. RNDr. Jiřímu Zahradníkovi, DrSc., který svým zapálením pro seismologii vytváří výborné podmínky pro studium i samostatnou práci. Také doc. RNDr. Ctiradu Matyskovi, DrSc., který svými dotazy a připomínkami během seismickým seminářům pomáhal nalézt východiska i ze zdánlivě nesnadných situací. RNDr. Jaromíru Janškému, CSc. a Mgr. Vladimíru Plickovi děkuji za spolupráci při výběru seismogramů a řešení problémů spojených se seismickou stanicí Praha, kterou spravuje Katedra geofyziky. RNDr. Ladislavu Hanykovi, PhD. za konzultace v oblasti výpočetní techniky. Dále pak všem pedagogům a pracovníkům katedry, kteří svým chováním a přístupem ke studentům nejen během přednášek a cvičení vytvořili příjemnou atmosféru podporující chuť pustit se do občas namáhavých problémů.

Děkuji také spolužákům z Katedry geofyziky, kteří mi svými zkušenostmi pomohli zvládnout nástrahy výpočetní techniky i studia samotného.

Zmínit musím také své přátele, kteří, přestože mě znají dost dlouho na to, aby měli důvod nevěřit všemu, co říkám a dělám, mi dodávali odvahu se právě do takových věcí pouštět.

Dík patří i dalším pedagogům, kteří mi otevřeli pohled do světa umění, díky čemuž jsem se mohl věnovat fyzice a zároveň si prohlubovat pohled na jiné obory.

Moji rodiče si pak zaslouží zcela zvláštní úctu za to, jakým způsobem se pětadvacet let věnovali mému vzdělávání a jak trpělivě snášeli moji často bolestnou cestu k pochopení toho, co oni vědí už dávno.

## Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně podle pokynů vedoucího a po konzultacích s dalšími pracovníky Katedry geofyziky Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním této práce v knihovnách Matematicko-fyzikální fakulty i s prezentací elektronické podoby textů, obrázků, grafů a zdrojových textů programů, které jsem vytvořil.



# Obsah

<b>Abstrakt</b>	7
<b>Úvod</b>	9
<b>1. Základní fyzikální pojmy</b>	13
1.1 Povrchové vlny . . . . .	13
1.1.1 Rayleighovy vlny . . . . .	14
1.1.2 Loveovy vlny . . . . .	14
1.1.3 Vedené vlny . . . . .	15
1.1.4 Jevy a pojmy spojené se šířením povrchových vln . . . . .	16
1.2 Disperze . . . . .	19
1.3 Grupová rychlost . . . . .	23
<b>2. Matematický aparát frekvenčně-časové analýzy</b>	27
2.1 Úvod do frekvenčně-časové analýzy . . . . .	27
2.2 Ruční metody . . . . .	28
2.2.1 Metoda vrchů a důlů . . . . .	28
2.3 Metody založené na Fourierově transformaci . . . . .	29
2.3.1 Zavedení spektrogramu . . . . .	29
2.3.2 Proč gaussovské filtry? . . . . .	32
2.3.3 Dělení metod podle oblasti filtrace . . . . .	33
2.3.4 Dělení metod podle rozlišení filtru . . . . .	34
2.3.5 Dělení metod podle proměnnosti šířky filtru . . . . .	35
2.4 Další metody frekvenčně-časové analýzy . . . . .	36
2.4.1 Modifikované dekompoziční metody . . . . .	36
2.4.2 Distribuční metody . . . . .	37
<b>3. Určování disperze povrchových vln</b>	39
3.1 Souvislost spektrogramu a disperzní křivky . . . . .	39
3.2 Převrácený spektrogram . . . . .	40
3.3 Filtrovaný seismogram . . . . .	42
<b>4. Program SVAL</b>	45
4.1 Charakteristika programu SVAL . . . . .	45
4.2 Předchůdci programu SVAL . . . . .	45
4.3 Vznik programu SVAL a změny oproti starší verzi SVAM . . . . .	46
4.4 Schéma postupu výpočtu . . . . .	47
4.5 Základní struktura programu . . . . .	48
4.6 Vstupní data . . . . .	48
4.7 Jednotlivé podprogramy programu SVAL . . . . .	49

4.7.1	Podprogram readvalues . . . . .	49
4.7.2	Podprogram readsignal . . . . .	50
4.7.3	Podprogram window . . . . .	50
4.7.4	Podprogram prelim . . . . .	51
4.7.5	Podprogram ftan . . . . .	53
4.7.6	Podprogram four1 . . . . .	55
4.7.7	Podprogram filter . . . . .	55
4.7.8	Podprogram press . . . . .	56
4.8	Výpis programu SVAL . . . . .	57
4.9	Testování programu . . . . .	69
4.10	Ladění a nastavování programu . . . . .	73
4.10.1	Délka zhlazování okrajů záznamu . . . . .	73
4.10.2	Rozsah oboru period . . . . .	73
4.10.3	Výběr délky úseku seismogramu . . . . .	74
4.10.4	Koeficient $\alpha$ . . . . .	76
4.10.5	Kritéria filtrace spektrogramu . . . . .	77
4.10.6	Škálování výstupních dat . . . . .	80
<b>5.</b>	<b>Záznam a příprava seismogramů</b>	<b>83</b>
5.1	Stanice Praha . . . . .	83
5.2	Epicentra a počáteční časy zemětřesení . . . . .	85
5.3	Výpočet epicentrální vzdálenosti a azimutů . . . . .	86
5.4	Otáčení složek záznamu . . . . .	92
5.5	Výběr zemětřesení pro zpracování . . . . .	94
5.6	Srovnávací modely kůry a svrchního pláště . . . . .	96
<b>6.</b>	<b>Zpracování reálných záznamů</b>	<b>99</b>
6.1	Analýza záznamů zemětřesení . . . . .	99
6.2	Shrnutí výsledků zpracování . . . . .	129
	<b>Závěr</b>	<b>131</b>
	<b>Literatura</b>	<b>133</b>

## Abstrakt

**název:** Disperze povrchových seismických vln podél vybraných euroasijských tras

**autor:** Petr Kolínský

**katedra:** Katedra geofyziky Matematicko-fyzikální fakulty Univerzity Karlovy v Praze

**vedoucí diplomové práce:** Doc. RNDr. Oldřich Novotný, CSc.

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

Je podán stručný popis povrchových vln a jejich disperze. Práce shrnuje pozadí frekvenčně-časové analýzy a metody výpočtu spektrogramu. Důraz je kladen na metodu mnohokanálové filtrace, která je dále používána. Je sestaven a odladěn program SVAL na výpočet spektrogramu signálu a připojen výpočet filtrovaného seismogramu. Práce se zabývá zpracováním digitálních záznamů zemětřesení o magnitudu  $M_s > 5$  zaznamenaných na seismické stanici Praha. Jedná se o zemětřesení, jejichž povrchové vlny se šířily podél kontinentálních tras. Výsledkem jsou vykreslené disperzní křivky grupové rychlosti a jejich srovnání s křivkami pro model PREM. Zobrazeny jsou také filtrované seismogramy v porovnání s původními záznamy. Výsledky jsou diskutovány a porovnávány vzhledem k souvislostem v geografickém rozdělení zemětřesení na euroasijském kontinentu.

**klíčová slova:** *povrchové vlny, disperze, grupová rychlost, frekvenčně-časová analýza, mnohokanálová filtrace*

## Abstract

**title:** Dispersion of Seismic Surface Waves Along Selected Eurasian Paths

**author:** Petr Kolínský

**department:** Dept. of Geophysics, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague, Czech Republic

**supervisor:** Doc. RNDr. Oldřich Novotný, CSc.

**supervisor's e-mail address:** on@karel.troja.mff.cuni.cz

Seismic surface waves phenomena and their dispersion are briefly described. A summary of frequency-time analysis theory and methods of computing spectrograms are mentioned here. The main goal is to introduce multiple filter technique, which is to be used for processing of records. SVAL programme is build and adjusted. This also computes the spectrogram of a given signal and the filtered seismogram. The diploma thesis continues with processing of digital records of earthquakes with magnitude  $M_s > 5$  recorded at the Praha seismic station. The paths of surface waves propagation are continental. As a result the programme computes the dispersion curves of group velocity and their comparison with prediction from PREM. The diploma thesis also displays filtered seismograms and their comparison with the original ones. The results are discussed in correspondence to the geographical distribution of earthquakes in the Eurasian continent.

**keywords:** *surface waves, dispersion, group velocity, frequency-time analysis, multi-channel filtering*

motto:

„Co chcete říci, mistře,“ zeptal se kanovník,  
„zdá se mi, že jste na své cestě za výrazem  
došel až k stupni nesrozumitelnosti téměř zajímavé.“

Vladislav Vančura



# Úvod

Záznamy povrchových vln lze použít pro výpočet disperze grupové rychlosti. Interpretací této disperze je možné určit průměrnou stavbu prostředí mezi seismickou stanicí a epicentrem zemětřesení. V případě vzdálených zemětřesení se jedná zejména o stavbu zemské kůry, případně svrchního pláště Země. Vykreslování disperzních křivek a zpracování povrchových vln naráží na problémy se samotným určením skupiny povrchových vln na seismogramu, určením rozsahu period takovýchto vln a odseparováním nežádoucích dalších skupin, zejména cody povrchové skupiny.

V minulosti bylo na základě zpracování záznamů povrchových vln seismické stanice Praha studováno několik profilů jak v rámci území České republiky, tak v evropském měřítku.

Tato práce se zabývá zpracováním několik desítek záznamů zemětřesení Evropy a Asie od září roku 1996 do ledna roku 2003. Jedná se o silnější (viz podkapitola 5.5) jevy zaznamenané na této stanici. Registrace na této stanici probíhala v uvedeném období digitálně a data tak mohou být přímo využita pro další zpracování. Ke studiu povrchových vln tyto záznamy dosud použity nebyly.

Úkolem této diplomové práce je zabývat se šířením povrchových vln kontinentální kůrou – proto se jedná o zpracování zemětřesení euroasijského světadílu.

Tato práce úzce navazuje na práce předchozích diplomantů na Katedře geofyziky MFF a to zejména Juraje Sekereše [33] (1983), Františka Čermáka [4] (1990) a Michala Veselého [39] (1997). Zatímco jejich práce byly zaměřeny zejména na samotnou frekvenčně-časovou analýzu s připojením příkladů aplikace získaných poznatků, moje práce klade důraz na vlastní zpracování záznamů zemětřesení. Jedná se konkrétně o ty části záznamů, které obsahují povrchové vlny.

Praktické výpočty se ovšem neobejdou bez předchozího osvětlení základních fyzikálních pojmů, se kterými bude dále pracováno (kapitola ), ani bez obeznámení se s problematikou frekvenčně-časové analýzy (kapitola 1.3). Kapitola 2.4.2 pojednává o základních vztazích mezi frekvenčně-časovou analýzou záznamu, grupovou rychlostí povrchových vln a disperzí této rychlosti (nebo též krátce *disperze povrchových vln*).

Podrobným rozebíráním matematického aparátu popisu povrchových vln, teoretickým rozborem frekvenčně-časové analýzy ani odvozováním jednotlivých metod, které tato analýza používá, se ve své práci nezabývám. Stejně tak je omezen výklad Fourierovy transformace (o které obšírně pojednávají práce [33, 4, 39]), i rozebírání rychlé Fourierovy transformace (podrobný popis viz [27]). Výše uvedené kapitoly shrnují poznatky předchozích prací a další literatury a je v nich poukázáno na metody a postupy využitě dále.

Nejnáročnější částí práce bylo sestavení a odladění programu SVAL (kapitola 3.3). Nejedná se o zcela nový produkt, neboť jsem vycházel ze starších verzí programů pracujících na základě stejné metody výpočtu spektrogramu (metoda mnohokanálové filtrace).

Je důležité zmínit, že cílem mé práce nebylo hledat „nejvýhodnější“ metody výpočtu (navíc ani není přesně vymezeno, co to obecně „vhodnost“ metody znamená) spektrogramu, ale zpracovat a odladit program pro jednu takovou metodu a pomocí ní zpracovat dané záznamy

zemětřesení. Přestože literatura uvádí některé další metody frekvenčně-časové analýzy jako vhodnější z hlediska rozlišení v časové i frekvenční oblasti (distribuční metody, modifikované metody pohyblivého okna), jejich nevýhodou jsou vyšší nároky na vlastnosti záznamu, složitější teoretické pozadí, numericky náročnější provedení a horší možnost porovnání dosažených výsledků díky méně častému použití v praxi.

Vzhledem k existenci programu SVAN jsem přistoupil ke zpracovávání metodou mnohokanálové filtrace – jedná se o základní metodu frekvenčně-časové analýzy hojně zmiňovanou v literatuře a s intuitivně zřejmým teoretickým pozadím. Tato metoda neklade žádné zvláštní nároky na vlastnosti zpracovávaného signálu a hodí se tak pro rozličné účely – nejen pro zpracování povrchových vln.

Na komentování, ovládání a ladění parametrů programu SVAN je v této práci kladen zvláštní důraz. Cílem práce bylo předložit zdrojový text programu včetně komentářů a dokumentace, a to i v elektronické podobě tak, aby bylo možno program použít pro další práci na Katedře geofyziky.

Při práci jsem narážel na potíže s vymezením vlastního objektu zájmu. Na některých záznamech není skupina povrchových vln zřetelně patrná a její stopa je vidět až na zobrazeném spektrogramu. Programem prováděnou analýzu jsem tedy doplnil o výpočet filtrovaného seismogramu, který zahrnuje právě jen disperzivní skupinu povrchových vln a při srovnání s původním záznamem umožňuje vymezení rozsahu těchto vln. Takovýto filtrovaný seismogram může sloužit i pro další zpracování a vzájemné porovnávání záznamů zemětřesení.

Než bylo možné přistoupit k vlastnímu zpracování, bylo potřeba vyhledat souřadnice epicenter, spočítat příslušné epicentrální vzdálenosti a časy šíření a otočit obě horizontální složky záznamu na složky radiální a transverzální. O vyhledávání potřebných údajů, jakož i o pomocných programech provádějících potřebné úkony, pojednává kapitola 4.10.6.

Stanice Praha poskytuje velké množství záznamů; o postupu při jejich výběru hovoří podkapitola 5.5. Samotný výběr zemětřesení si neklade za cíl detailní zmapování euroasijského prostoru. Chce pouze ukázat na možnosti zpracování zemětřesení různých epicentrálních vzdáleností a různých azimutů příchodu vln a případně sloužit jako základ detailnímu studování jednotlivých lokalit či profilů.

Vypočtené disperzní křivky jsou porovnávány s modelem PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski & Anderson, 1981, viz např. [14]) a to s tou jeho částí, která zahrnuje zemskou kůru a svrchní plášť. Disperzní křivky zemětřesení s epicentry ve Střední Evropě jsou porovnávány s modelem Českého masívu (viz [22]). Zpracovány jsou vždy všechny tři složky záznamu a disperzní křivky vykreslovány pro Rayleighovy i Loveovy vlny.

## Poznámka 1

Při psaní práce v češtině jsem narážel na jazykové problémy, které se dají rozdělit do pěti skupin.

1. Bylo potřebí zavést některé termíny. Jednu kategorii tvoří výrazy používané v cizojazyčných publikacích, které se v české literatuře dosud běžně neužívají. Práce s jejich anglickými tvary neodpovídá požadované úrovni českého textu. Mezi takové patří např. anglické *multipathing*, kterému jsem přiřadil výraz *štěpení tras*, viz odstavec 1.1.4. Kromě toho jsem zavedl i termíny v češtině zcela nové, které jsem pro svoji práci potřeboval. Mezi takové patří výraz *převrácený spektrogram*. Smysl tohoto pojmu je vysvětlen v podkapitole 3.2.

2. Bylo potřeba přidržet se zavedených českých výrazů a to i přes výhradu, že mnohé z nich vlastně neodpovídají přesnějším ekvivalentům v jiných jazycích. Mezi takové patří český výraz *metoda* používaný v místě, kde anglicky stojí *technique*. Příkladem je *metoda mnohokanálové filtrace*, jejíž anglický ekvivalent zní *multiple filter technique*. Protože je však pojem *metoda* v této souvislosti běžně užíván, držím se ho i v tomto textu. Paradoxně tak oproti požadavku zmíněném v předchozím odstavci zavádím např. český ekvivalent anglického *peak and trough technique* ve tvaru *metoda vrchů a důlů*. Toto české označení běžně používané není, ale vyjádřil-li bych ho jako *technika vrchů a důlů*, nebude zřejmé, že se jedná o pojmenování způsobu výpočtu, který v hierarchii těchto způsobů stojí na stejném místě jako *metoda mnohokanálové filtrace*. Proto i v případě *vrchů a důlů* padla moje volba na pojem *metoda*.
3. Jedná o výběr z více možných českých označení téhož jevu, veličiny či zobrazení. Např. místo pojmu *dynamické spektrum* či *frekvenčně-časový diagram* důsledně používám označení *spektrogram*. Ve skriptech a publikacích se vyskytují všechny tři výrazy. Pojem *spektrogram* byl vybrán zejména proto, že umožňuje odvození srozumitelného pojmu *převrácený spektrogram*. Výrazy *převrácené dynamické spektrum* či *převrácený frekvenčně-časový diagram* jsou již neúnosně dlouhé.
4. Užívám anglické pojmy v místech, kde by jejich vynechání znamenalo snížení srozumitelnosti textu. Mezi takové patří označení příkazů v jazyce fortran. V textu se tak může vyskytnout spojení *common blok*, kdy výraz *common* považuji za nesklonný a naopak slovo *blok* běžně ohýbám. Pouze výraz *common* je totiž fortranským příkazem. V anglické literatuře se sice celé spojení vyskytuje jako *common block*, ovšem slovo *block* je zde již obecný přeložitelný výraz a není důvod ho tedy používat v anglické podobě.
5. Používám v textu výrazy, které by na první pohled mohly vypadat nespisovně, neobvykle či vykonstruovaně. Důvodem pro užití takových slov je jejich běžný výskyt v odborném jazyce vztahujícím se k problematice matematiky a fyziky. Jedná se vlastně o součást odborného slangu. Zároveň se jedná o výrazy intuitivně srozumitelné i laikovi. Jde například o termíny, kterými je možné vystihnout jemné dataily prováděné operace, jako např. *napočítat* (srovnej s *vypočítat*), *oříznout*, *přenásobit* (srovnej s *vy-násobit* nebo *násobit*), *zhladit*, *vyhladit* apod. Dále užívám i běžné výrazy, jejichž slangové užití je odvozeno od ekvivalentů v angličtině a které mají v mluvě programátora poněkud specifický význam. Mezi takové patří např. termín *volat* užívaný v případě odkazu hlavního programu na podprogram (obdoba příkazu *call*). Termín *volat* se nemusí vztahovat jen k přímému překladu příkazu *call* a nezapadá tudíž do kategorie slov, která nemohou být přeložena z důvodu ztráty srozumitelnosti a která byla zmíněna v předešlém odstavci. Sloveso *volat* mohu běžně časovat a používat ho k popisu práce programu lépe než anglické *call*.

Občasné použití uvozovek okolo jednoho slova znamená, že se jedná o termín, který je nutné chápat spíše intuitivně a pro přesnou charakteristiku situace by bylo potřeba užít složitějšího opisu.

## Poznámka 2

Problematice „jak psát diplomovou práci v češtině“ jsem se nevěnoval systematicky, ale pouze v míře nutné pro udržení srozumitelnosti textu. Ostatně citát uvedený v mottu této diplomové práce se týká přesně tohoto úskalí.



# 1. Základní fyzikální pojmy

## 1.1 Povrchové vlny

Mezi základní vlastnosti Země jako prostředí, ve kterém se šíří různé typy elastických vln, patří kromě vnitřních rozhraní, nehomogenit a dalších fenoménů ovlivňujících šíření prostorových vln, také její vlastní volný povrch. Z hlediska rozdílů hustot není tato diskontinuita v Zemi největší. Ovšem volný povrch, ke kterému se šíří a na němž se odrážejí prostorové vlny, dává vzniknout interferenčnímu jevu, tzv. *vlnám povrchovým*.

Téměř všechna měření seismických vln (prostorových, povrchových, vlastních kmitů Země) se odehrávají na zemském povrchu a rozumět jevu povrchových vln je tedy nezbytností dovolující vůbec interpretovat seismogramy.

U povrchu zároveň koexistují vlny dopadající i odražené a pohyb částic v této oblasti je tak dán součtem amplitud jednotlivých složek. Například odražená *SH* vlna (pohyb částic je transversálně horizontální) má u povrchu stejnou amplitudu jako *SH* vlna dopadající, takže amplituda *SH* pohybu částic je u povrchu dvojnásobná oproti amplitudě samotné dopadající vlny. Podobně také dopadající *P* vlna (pohyb dilatační) a *SV* vlna (pohyb transversálně vertikální) dávají svým skládáním vzniknout vyšším amplitudám u povrchu.

Interakce *P* vln a *SV* vln za přítomnosti okrajových podmínek příslušejících volnému povrchu (normálová složka tahové síly  $T_y = 0$ , resp. tenzor napětí  $\tau_{yj} = 0$ , podrobněji viz odst. 1.2) dává vzniknout interferenční vlně, která se přesouvá podél povrchu. Takové vlně říkáme *Rayleighova vlna*.<sup>1</sup> Odraz *SH* vlny od povrchu spolu se změnou rychlosti s hloubkou (vrstvy o různých rychlostech) a tedy možností odrážet a kumulovat vlny, jež spolu dále interferují, způsobuje šíření podél povrchu známé jako *Loveova vlna*.<sup>2</sup>

Pohyb *P* vln a *S* vln lze popsat kompletním řešením pohybových rovnic a povrchové vlny nejsou v tomto směru žádným novým řešením ani principiálně odlišným fenoménem. Stejně jako například volné kmity Země jsou i povrchové vlny důsledkem šíření *P* a *S* vln v komplexním prostředí, kterému mimo jiné vlastnosti (např. konečné rozměry) přísluší i různá rozhraní a volný povrch. Existence povrchových vln je principiálně závislá právě na přítomnosti ohraničeného prostředí a jejich šíření se odehrává podél nějakého rozhraní či volného povrchu.

Pozorovatelné povrchové vlny jsou vyvolány zemětřeseními mělkými a případně i silnými středně hlubokými (100 km až 300 km); zemětřesení hluboká (více než 300 km) povrchové vlny nebudí. Povrchové vlny nezaznamenáme v blízkosti epicentra zemětřesení. Pro jejich pozorování jsou zapotřebí širokopásmové nebo dlouhoperiodické seismografy, protože povrchové vlny mají obecně delší periody než na seismogramu viditelné prostorové *P* vlny a *S* vlny. Povrchové vlny ve velkých epicentrálních vzdálenostech tvoří nejvýraznější část seismogramu; mají vyšší amplitudy než vlny prostorové.

---

<sup>1</sup> Lord Rayleigh se zkoumáním těchto vln zabýval okolo roku 1887

<sup>2</sup> A. E. H. Love objevil princip „zachytávání“ vlny ve vrstvě roku 1911

### 1.1.1 Rayleighovy vlny

Nejjednodušší hustotní model, ve kterém se mohou Rayleighovy vlny šířit, je homogenní poloprostor pod volným povrchem. Rychlost šíření Rayleighových vln  $c$  je menší, než rychlost šíření příčných vln. Samotný povrch stačí k tomu, aby se pohyby  $P$  a  $SV$  vln spojily do výsledné vlny šířící se podél povrchu.

Poissonův poměr  $\nu$  daný např. vztahem rychlostí podélných vln  $\alpha$  a příčných vln  $\beta$ , má tvar:

$$\nu = \frac{\frac{\alpha^2}{\beta^2} - 2}{2 \left( \frac{\alpha^2}{\beta^2} - 1 \right)}. \quad (1.1)$$

Uvažujeme-li Poissonovo pevné prostředí, kde rychlost podélných  $P$  vln je  $\alpha = \sqrt{3}\beta$  (dilatační modul  $\lambda$  je stejný jako modul torze  $\mu$  ( $\lambda = \mu$ ) a  $\nu = 0.25$ ), pak  $c = 0.919\beta$  a tedy  $c = 0.531\alpha$ .

Pro kapaliny, kde  $\beta = 0$  a tedy  $\nu = 0,5$ , je  $c = 0$ .

Pro typický Poissonův poměr  $0,2 < \nu < 0,4$  dostáváme rychlost Rayleighových vln  $0,90\beta < c < 0,95\beta$ .

Rayleighovy vlny mají dvoudimensionální geometrii. Šíří se kruhově po povrchu a jejich amplituda klesá s poloměrem  $r$  jako  $1/\sqrt{r}$ , zatímco amplituda prostorových vln klesá s poloměrem šíření jako  $1/r$ .

Pohyb částic je elipticky polarizovaný v rovině dané kolmicí k povrchu a směrem šíření (vertikální a podélný pohyb). V případě homogenního poloprostoru se u povrchu jedná o pohyb retrográdní – částice se otáčí proti směru hodinových ručiček v případě postupu vln zleva doprava (na vrcholu cyklu se pohybuje proti směru šíření). Vertikální pohyb má větší amplitudu než pohyb horizontální (viz [14], str. 123). V hloubce  $\Lambda/5$  ( $\Lambda$  je vlnová délka) je horizontální pohyb nulový a ve větších hloubkách se pohyb částic Rayleighových vln stává prográdní. Amplituda vln exponenciálně klesá od povrchu a to tím rychleji, čím je jejich vlnová délka kratší. Vlny o větších délkách tak mají ve stejné hloubce větší amplitudu než vlny kratších vlnových délek.

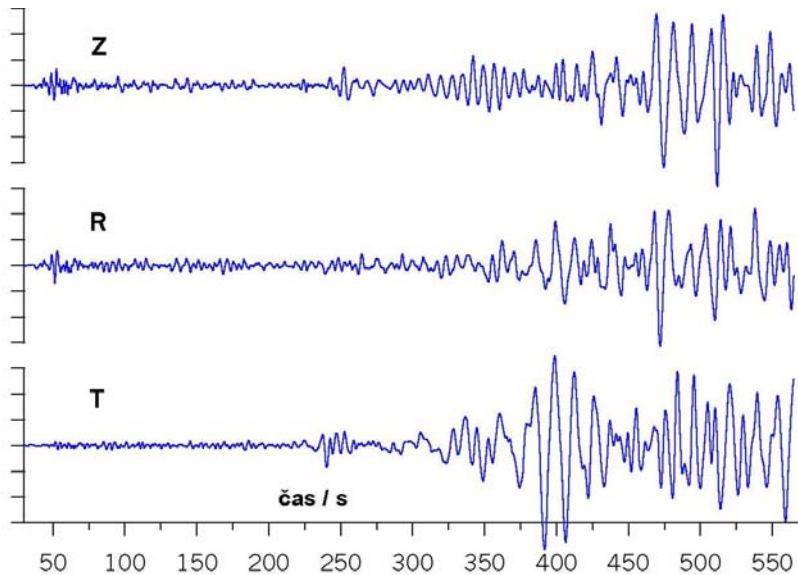
### 1.1.2 Loveovy vlny

Pro vznik Rayleighových vln složením pohybů  $P$  vln a  $SV$  vln stačila přítomnost volného povrchu. Ovšem pohyb  $SH$  vlny, který je rovnoběžný s povrchem a kolmý na směr šíření, se může od povrchu jen odrážet a skládat sám se sebou. Pro vznik vlny šířící se podél tohoto povrchu to ale nestačí. Aby se energie vln u povrchu kumulovala, je nutné, aby struktura pod povrchem energii „vracela“ zpět k tomuto povrchu. Nejjednodušší model, ve kterém vznikají Loveovy vlny, je tedy nízkorychlostní (ve smyslu  $S$  vln) vrstva na poloprostoru s vyšší rychlostí. Vzniká tak vodivý kanál, který mnohonásobnými odrazy obrací vlny postupující od povrchu zpět k němu. Pro vlny, které dopadají na rozhraní v zakritickém úhlu, platí, že veškerá jejich energie je obrácena zpět k povrchu. Vlny dopadající pod úhlem menším vyzářují část své energie do poloprostoru.

Ubývání amplitud Loveových vln s poloměrem šíření je stejně jako v případě Rayleighových vln dvoudimensionální. Amplitudy tedy také klesají s poloměrem  $r$  jako  $1/\sqrt{r}$ . S hloubkou ubývají Loveovy vlny exponenciálně, opět tedy stejně jako vlny Rayleighovy.

Určit rychlost šíření Loveových vln není ani v případě modelu vrstvy na poloprostoru triviální. Loveovy vlny se nikdy nevyskytují ve stadiu, kdy by se různé vlnové délky šířily stejnou rychlostí. Obecně je možné říci, že rychlost šíření Loveových vln je vyšší než rychlost šíření vln Rayleighových.

Loveovy vlny najdeme na transverzální složce seismogramu, Rayleighovy na složce radiální a vertikální.<sup>3</sup> Oba typy vln jsou dobře vidět na obrázku 1.1. Další jevy viditelné na obrázku jsou zmíněny např. v odstavci 1.1.4.



Obrázek 1.1: Znárodněny jsou vertikální (Z), radiální (R) a transverzální (T) složky zemětřesení: Turecko, 3. února 2002,  $M_s = 6,5$ , hloubka 5 km. Jedná se o začátek seismogramu ze stanice Praha, čas v sekundách je uváděn od začátku záznamu. Záznam začíná několik sekund před příchodem prostorových P vln. Na T složce je vidět výrazná skupina Loveových vln, na složce Z pak skupina vln Rayleighových. Na R složce je skupina Rayleighových vln nejméně zřejmá. Na začátku složek Z a R jsou dobře patrné prostorové vlny – nejen skupina vln povrchových, ale i coda následující po ní, má výrazně vyšší amplitudy, než vlny prostorové.

Loveovy vlny, vzniklé z příčného pohybu  $SH$  vln, jsou také vlny příčné. Nemohou se tedy vyskytovat v kapalině. Díky polarizaci Loveových vln v jiné rovině než v případě Rayleighových vln dochází k separovanému šíření obou typů.

### 1.1.3 Vedené vlny

Obecnější kategorií vln, než jsou výše uvedené typy vln Loveových a Rayleighových, jsou *vedené vlny*.

První typ vedených vln ke své existenci potřebuje jen přítomnost rozhraní. Např. na styku elastického a kapalného poloprostoru vznikají *Stoneleyovy vlny* nebo v terminologii seismické prospekce nazývané též *vlny Scholteovy* (viz [18]). Za dalších podmínek mohou Stoneleyovy vlny vznikat i na rozhraní dvou pevných poloprostorů. Představitelem takovéto vedené vlny vyskytující se na volném povrchu je pak Rayleighova vlna šířící se v prostředí popsaném v odstavci 1.1.1. Tento první typ vedených vln nazýváme *vlny hraniční*. Nejeví disperzi a můžeme je považovat za kombinaci nehomogenních  $P$  a  $S$  vln šířící se podél rozhraní rychlostí menší než jsou obě rychlosti  $\alpha$  i  $\beta$ . Polarizované jsou v rovině dané směrem šíření a kolmicí k rozhraní, pohyb částic je eliptický (spojení  $P$  a  $SV$  pohybu). Energie exponenciálně klesá se vzdáleností od rozhraní. Tento typ vln nemá žádné vyšší mody.<sup>4</sup>

Druhým typem vedených vln jsou *vlny interferenční*. Ke svému vzniku a šíření potřebují omezenou vrstvu s odlišnou rychlostí šíření  $\beta$  než má okolní prostředí. Šíří se disperzivně

<sup>3</sup> Poznamenejme ještě, že výrazy *radiální*, *longitudální*, *podélný*, *dilatační*, *kompresní* se vztahují k popisu  $P$  vln a výrazy *příčný*, *transverzální*, *střížný*, *rotační* k popisu  $S$  vln. Označení *radiální* / *transverzální* se používá, hovoříme-li o složkách seismogramu, označení *podélné* / *příčné* pak tehdy, hovoříme-li o samotných vlnách.

<sup>4</sup> *Modem* rozumíme vlnové skupiny o kratších vlnových délkách šířící se zpravidla vyšší rychlostí než základní vlnový balík. Mody se někdy označují také jako *vyšší harmonické frekvence*. Hlavní vlnová skupina přicházející ke stanici jako první se nazývá *základní* nebo *fundamentální* mod.

a obsahují mnoho modů s navzájem odlišnými hloubkami pronikání do okolního prostoru. Amplitudy všech modů interferenčních vln klesají v tomto okolním prostoru exponenciálně se vzdáleností od rozhraní. Interferenční vlny mohou být polarizované elipticky v rovině šíření s pohybem  $P$  a  $SV$  vln (stejně jako předchozí typ vedených vln), nebo v rovině kolmé na směr šíření s pohybem  $SH$  vln. Představitelem interferenční vlny s pohybem  $SH$  vlny, šířící se např. ve vrstvě na poloprostoru, je Loveova vlna. Interferenčním vlnám šířícím se v nízkorychlostní zóně mezi dvěma homogenními (či nehomogenními) prostředími paralelně s rozhraními říkáme *kanálové vlny*.

V Zemi se nacházejí podmínky pro vznik obou typů vedených vln a výsledné pozorované povrchové vlny jsou tak kombinací jak hraničních tak i interferenčních vedených vln.

#### 1.1.4 Jevy a pojmy spojené se šířením povrchových vln

Vlny se šíří po povrchu radiálně a díky geometrii Země tak každá vlna sleduje od epicentra ke stanici trasu po hlavní kružnici Země. Přesně to ovšem platí pouze v případě laterálně homogenního rozložení rychlostí a za předpokladu sférického tvaru Země. V místě položeném přes střed Země naproti epicentru, v tzv. *antipodu*, se vlny znovu setkávají. Rayleighovy vlny zde interferují konstruktivně a dávají vzniknout pohybu o velkých amplitudách. Oproti tomu Loveovy vlny interferují destruktivně. Vlny mohou tímto místem projít, znovu divergovat a postupovat po Zemi stále dál až případně znovu projdou ke stanici, která už je jednou zaznamenala.

Z uvedeného vyplývá, že od epicentra ke stanici se po hlavní kružnici vlna dostane jak po jejím malém oblouku, tak i po velkém. Rayleighovy vlny přicházející postupně ke stanici po malém oblouku se označují lichými postupně rostoucími indexy:  $R_1$  je vlna, která prošla právě jen trasu malého oblouku,  $R_3$  je vlna, která jednou obešla Zemi po hlavní kružnici a opět přišla do stanice po malém oblouku,  $R_5$  před příchodem ke stanici obešla Zemi dvakrát atd. Postupné příchody po velkém oblouku se pak značí indexy sudými ( $R_2, R_4, \dots$ ).<sup>5</sup>

V případě Loveových vln se používá označení  $G_i$ ,<sup>6</sup> kde index  $i$  je opět sudý nebo lichý a označuje tak příchody po malém nebo po velkém oblouku.

Povrchové vlny též splňují Fermatův princip postupu po trasách, kdy je čas šíření nejkratší možný.<sup>7</sup> v případě laterálních nehomogenit zemské kůry se trasy zakřivují a vlny nepostupují přesně po hlavní kružnici. Dochází tak k tomu, že Loveovy vlny (např.  $G_2$ ) je díky jejich odchylce od hlavní kružnice možné zachytit i na radiální složce seismogramu.

Tyto odchylky je možné zjistit měřením v síti stanic, výpočtem zpoždění časů příchodu jednotlivých vln a jejich porovnáním s předpokládanými časy šířením podél hlavní kružnice.

Pro zjištění postupu vlny odchýlené od hlavní kružnice je také možné použít tříložkový záznam a provést polarizační analýzu (viz [17], detailněji pak [12]). Hladká laterální nehomogenita bude mít vliv na odklonění polarizační roviny Rayleighových vln od ideální polarizace podél hlavní kružnice. Rovina polarizace Loveových vln bude opět kolmá na rovinu polarizace vln Rayleighových. Tyto efekty mají vliv zejména na vlny s kratšími periodami. K vlivu laterálních nehomogenit na polarizaci Rayleighových i Loveových vln přistupuje i

<sup>5</sup> Pozor je potřeba dát zejména na podobné (či identické) označování různých průchodů a modů povrchových vln, jak se o nich zmiňuje podkapitola 1.2. Fundamentální mod Loveových vln se označuje jako  $L_0$ , vyšší mody pak  $L_1$  atd. Zde nemůže dojít k záměně, protože různé průchody stanic se označují písmenem  $G$ . Ovšem mody Rayleighových vln bývají označovány jako  $R_0, R_1, R_2, \dots$ , tedy stejně jako jejich průchody stanic. Navíc i v případě označování modů je potřeba rozlišovat *lichý* a *sudý* vyšší mod. Z kontextu je však většinou zřejmé, o které označení se jedná.

<sup>6</sup> Písmeno  $G$  je zvoleno podle Beno Gutenberga, který se šířením Loveových vln zabýval.

<sup>7</sup> Fermatův princip je jedním z možných pohledů na problematiku ohybu paprsků.



vliv anizotropie. Vliv laterálních nehomogenit a vliv anizotropie však není možné od sebe jednoznačně odlišit.

Je také možné zkoumat tzv. reciproční trasy, kdy porovnáváme záznamy dvou zemětřesení ze dvou stanic, přičemž každá z těchto stanic leží v blízkosti epicentra toho zemětřesení, jehož záznam máme k dispozici ze stanice druhé. Příklad takového porovnávání dává [17]. Jedná se o transsibiřské trasy a odchylky od hlavní kružnice jsou dány tím, že zemská kůra se na Sibiři od jihu k severu ztenčuje.

Někdy se také paprsky příslušející jednomu modu jednoho typu vln šíří různými trasami. Hovoříme o *štěpení tras* (angl. *multipathing*).<sup>8</sup> Část vlnové energie se oddělí a šíří se podél laterálně uložené nízkorychlostní vrstvy nebo stěny. Může se jednat o kořen horského masívu, sedimentární oblast nebo rozhraní kůry táhnoucí se podél pobřeží. Takto se odděluje jen část spektra o periodách od 5 do 20 s a jev se týká zejména Loveových vln (viz [18, 17]). Vlna postupující po odštěpené trase přichází většinou později a též z jiného směru než hlavní část vlny postupující například po hlavní kružnici. Štěpení tras může být dáno i odrazem povrchových vln na ostrém rozhraní nebo přeměnou Loveových vln na Rayleighovy na takovýchto diskontinuitách.

Skupina povrchových vln je díky disperzi (viz podkapitola 1.2) tím delší, čím větší část zemského povrchu prošla. Platí, že ve větší vzdálenosti od epicentra a pro vyšší průchody stanic jsou amplitudy vln menší, ovšem nelze vyloučit chování zmíněné v předchozích odstavcích, kdy se amplitudy například v antipodu zesilují.

Dlouhoperiodickým (přes 100 s) Loveovým vlnám trvá obkroužení celé hlavní kružnice okolo Země přibližně 2,5 hodiny, dlouhoperiodickým vlnám Rayleighovým pak asi 3 hodiny.

Pro šíření povrchových vln v kontinentálním měřítku (epicentrální vzdálenosti v řádu tisíců kilometrů) je možné pro magnituda spočtená z povrchových vln  $M_s > 5,0$  zaznamenat vlny o periodách od 30 s až do period 100 – 150 s. Pro mnohem větší magnituda mohou být zaznamenané periody ještě delší, až do 350 s. Takovéto vlny pronikají až do hloubky 200 – 300 km a mohou sloužit ke studiu stavby svrchního pláště (charakterizující rozdělení viz [18], rozsahy period viz kap. 5.6).

Pro  $M_s < 5,0$  je v regionálním měřítku (epicentrální vzdálenosti v řádu stovek kilometrů) možné naměřit periody v rozsahu již od 10 s, ovšem též horní hranice je nižší (okolo 50 s). Takovéto vlny pronikají do hloubek řádově desítek kilometrů a mohou sloužit pro studium kůry. Zemětřesení zpracovávaná v kapitole 5.6 spadají do obou výše uvedených kategorií.

Dále můžeme vymezit několik kategorií jevů produkujících ještě kratší povrchové vlny. Jedná se zejména o menší zemětřesení a uměle vyvolané otřesy sloužící ke studiu lokální stavby podloží či přímo hledání kapalných složek svrchní části kůry, např. ropy. Takovýmito vlnami se moje práce zabývat nebude.<sup>9</sup>

Pro kratší periody dochází v oblasti nižších rychlostí k interferenci Loveových a Rayleighových vln díky podobné velikosti rychlostí obou typů vln. To je nutné brát v úvahu například při polarizační analýze, kdy je potřeba se zaměřit na delší periody.

Kromě vlastní skupiny povrchových vln je možné na seismogramu (a ještě lépe na jeho spektrogramu) odlišit nejen vyšší mody, ale i tzv. codu, která v jedné či více menších skupinkách následuje vysoké amplitudy hlavního modu. Jedná se o vlny o velkých amplitudách (řádově srovnatelných se samotnou skupinou povrchových vln) prodlužující hlavní balík povrchových vln (viz [18]). Coda může být několikanásobně delší než trvání předchozích

<sup>8</sup> Ekvivalent anglického *multipathing* jsem v české literatuře nenašel, zavádím proto termín *štěpení tras*.

<sup>9</sup> Dalším problémem je odlišování přirozených jevů a podzemních nukleárních výbuchů. Pojednávají o něm např. [17, 18].

povrchových vln (viz kapitola 5.6). Výraznou codu můžeme vidět například na obrázku 1.1. Na transversální složce jsou její amplitudy téměř shodné s Rayleighovými vlnami na zbylých složkách. Takový záznam zobrazuje roztříštěné šíření dané odrazem, lomem a konverzí a není snadné ho interpretovat. Ve své práci se budu snažit codu ze seismogramů odfiltrovávat.

V úvodu jsem se zmínil, že tato práce se zabývá šířením povrchových vln podél kontinentálních tras. Postup vln oceánem má několik odlišností. Přítomnost průměrně 5 km vrstvy vody způsobuje absenci šíření Loveových vln o periodách kratších než 6 s, protože v kapalině se prostorové střížné vlny, ze kterých Loveovy vlny vznikají, šířit nemohou. Rayleighovy vlny základního modu jsou pro periody kratší než 10 s velmi zpomalené, protože interagují převážně jen s nízkorychlostní vrstvou vody. Oceánská zemská kůra je slabší než kontinentální, obvykle 5 – 10 km oproti 30 – 50 km na pevnině, a je zejména složena z basaltů, které mají vyšší průměrnou rychlost šíření než materiály kůry pevninské. Proto naopak šíření středně dlouhých Loveových i Rayleighových vln s periodami okolo 20 – 50 s je podél oceánských tras rychlejší než podél tras kontinentálních.

Šíření Rayleighových vln pro periody delší než 60 s je pro oceánské i kontinentální trasy k nerozeznání. Totéž platí pro Loveovy vlny s periodami delšími než 90 s. Tyto vlny dosahují vlnových délek  $\Lambda = (200 - 300)$  km a vrstva vody ani oceánské kůry tak pro ně není rozhodující.<sup>10</sup>

Typickým znakem seismogramů zachycujících oceánské povrchové vlny je dlouhá skupina povrchových vln o téměř stejných periodách (nedisperzivní signál). Navíc jsou z takovéto skupiny odfiltrovány krátkoperiodické vlny. Na první pohled vypadá takový seismogram jako záznam harmonického oscilátoru. Poznamenejme ještě, že ani na dlouhých kontinentálních trasách nejsou povrchové vlny do 6 – 7 s dobře patrné, protože mají amplitudy mnohem nižší než například vlny o periodách okolo 20 s. Kromě toho se v oblasti pod 6 s setkáváme i s rozličnými fázemi vln prostorových; takovéto periody při zpracování záznamů vzdálených zemětřesení (epicentrální vzdálenosti větší než 4000 km) v této práci většinou neuvažují.

Význam má i to, že oceánská litosféra je laterálně homogennější než litosféra kontinentální (zde se spokojíme s intuitivním chápáním „více“ a „méně“ homogenního materiálu). Podél oceánských tras dochází ke strmému rozdělení rychlostí při malých rozdílech vlnových délek v oboru krátkých period (mezi 7 a 12 s), viz [17]. Při přechodu těchto krátkých vln přes rozhraní kontinent – oceán tak dochází k jejich výraznému útlumu, protože vlny o přibližně stejné délce procházejí daným místem v dlouhém čase. V každém okamžiku a v každém místě tak vlnové pole nese menší část energie, než kdyby vlny postupovaly společně v jedné vlnové skupině.

## Poznámka k podkapitole 1.1

Zmíníme zde také pojem *azimutu* a *zpětného azimutu*. Azimut je obecně úhel mezi tečnou hlavní kružnice směřující k severu a tečnou hlavní kružnice směřující od pozorovatele k bodu, jehož azimut má být určen. Měří se ve směru hodinových ručiček od severu.

V terminologii, která se používá při popisu šíření vln, se pojem *azimut* vztahuje k úhlu měřenému v epicentru. Jedná se o úhel, pod kterým musí paprsek epicentrum opustit, aby se dostal do stanice. *Zpětný azimut* je pak úhel měřený stejným způsobem ovšem ve stanici a udává, z jakého směru paprsek ke stanici z epicentra přišel.

Hodnoty azimutu a zpětného azimutu spolu nesouvisí žádným přímým matematickým vztahem a je nutné je počítat každý zvlášť. Pro určení otočení například severo-jihní a východo-

<sup>10</sup> Hodnoty jsou převzaty z publikace [28], jejíž identitu se vzhledem k neúplnosti nepodařilo zjistit. Samotný graf v knize uvedený je založen na údajné práci Bullena a Bolta z roku 1985.

západní složky seismogramu na složku transversální a radiální je potřeba používat zpětný azimut, viz kapitola 4.10.6.

## 1.2 Disperze

*Disperzi* rozumíme závislost rychlosti šíření vln na jejich periodě (nebo frekvenci).

Prvním typem disperze je disperze *geometrická*. Souvisí s interferencí vln a vyskytuje se při šíření podél rozhraní, povrchů a v tenkých vrstvách. Je typická pro povrchové vlny a je základním předmětem zájmu této diplomové práce.

Druhým typem je disperze *materiálová*, která souvisí s vnitřní strukturou látek a s útlumem šířících se vln díky vlastnostem materiálů. Zkoumáním vlivu materiálové disperze na šíření povrchových vln se v této práci zabývat nebudeme. Tato disperze však ovlivňuje šíření všech typů vln a od disperze geometrické ji nelze odlišit. Její vliv je v případě šíření povrchových vln mnohem menší než vliv disperze geometrické.

V disperzi vln je obsažena informace o prostředí, kterým se vlna šířila. Jiné veličiny jako polarizace, spektrální složení a fázové a amplitudové změny jsou ovlivňovány podél trasy paprsku, závisí ale také na mechanismu ohniska.<sup>11</sup> Závislost rychlosti šíření na periodě je určena výhradně prostředím.

Pro zmiňovaný případ homogenního poloprostoru nezávisí rychlost Rayleighových vln na jejich vlnové délce (prostředí není disperzivní). Disperzi jeví tyto vlny v prostředí, kde se elastické parametry (a tedy rychlost šíření prostorových vln) s hloubkou mění. Protože obecně rychlost šíření prostorových vln v Zemi s hloubkou vzrůstá, Rayleighovy vlny o delších periodách se šíří větší rychlostí. Intuitivní představa naznačuje, že vlna o větší délce interaguje s hlubšími částmi kůry, kde je rychlost šíření vyšší.

Oproti tomu Loveovy vlny jeví disperzi už v uvedeném (viz odstavec 1.1.2) nejjednodušším modelu, kde se mohou šířit, tedy ve vrstvě na poloprostoru. Je to způsobeno konečnou tloušťkou vrstvy, která slouží jako vodivý kanál. Přestože prostorové *S* vlny disperzi nejeví, interakce různých vlnových délek s konečnou tloušťkou vrstvy vede k jejich rozdílně rychlému šíření podél této vrstvy. Můžeme si představit, že jde o to, kolik vlnových délek se musí „srovnat“ do tloušťky vrstvy, resp. pod jakým úhlem se do vrstvy skloní paprsek o jedné vlnové délce, aby došlo ke konstruktivní interferenci *S* vln. Z toho vyplývá i rozdílný úhel dopadu na hranici. Delší vlny dopadají pod větším úhlem a rychleji tak postupují vpřed podél rozhraní. Oproti tomu kratší vlny vícekrát (ve smyslu daného horizontálního úseku šíření) procházejí od povrchu ke spodnímu rozhraní vrstvy (více tam „kmitají“) a jejich dopředný pohyb je tak pomalejší. Ve složitějším modelu, například soustavě vrstev nad poloprostorem, se také uplatňuje s hloubkou rostoucí rychlost prostorových vln, ze kterých se Loveovy vlny skládají (viz předchozí odstavec).

V nejjednodušším prostředí, ve kterém se zároveň šíří Rayleighovy i Loveovy vlny (vrstva na poloprostoru), jsou oba typy vln disperzivní. Velmi dobře viditelná je disperze Loveových vln na T složce na obrázku 1.1.

Disperzní rovnici pro rychlost šíření harmonických vln dostaneme jako podmínku nutnou pro existenci řešení okrajové úlohy vlnových rovnic.

Předpokládejme případ Loveových vln šířících se ve vrstvě na poloprostoru. Vertikální osu označme jako  $z$  (kladné hodnoty rostou směrem dolů od rozhraní vrstvy a poloprostoru), horizontální osu ve směru šíření jako  $x$  a horizontální osu kolmou na směr šíření jako  $y$ .

<sup>11</sup> Pojem *mechanismus ohniska* označuje geometrické uspořádání a pohyb bloků na zlomu v místě ohniska. Podrobněji viz např. [40].

Rychlost s vln ve vrstvě označme  $\beta_1$ , v poloprostoru  $\beta_2$ . Podobně označme i posunutí ve vrstvě jako  $u_1$  a v poloprostoru jako  $u_2$ , hustoty  $\rho_1$  a  $\rho_2$  a moduly torze  $\mu_1$  a  $\mu_2$ .

Předpokládejme, že elastické parametry i posunutí jsou podle osy  $y$  konstantní. Vlnová rovnice pro  $SH$  vlnu pak vypadá takto:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \mu_i \frac{\partial u_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \mu_i \frac{\partial u_i}{\partial z} \right) = \rho_i \ddot{u} . \quad (1.2)$$

Index  $i$  zde představuje buď hodnotu 1 nebo 2 podle toho, jedná-li se o vrstvu či poloprostor,  $\ddot{u}$  pak představuje druhou derivaci posunutí podle času. Za předpokladu, že modul torze  $\mu_i$ , daný jako  $\mu_i = \rho_i \beta_i^2$ , se v uvedených prostředích nemění (vrstva i poloprostor jsou homogenní), dostáváme vlnovou rovnici pro šíření rozruchu ve vrstvě ve tvaru

$$\Delta u_1 = \frac{\ddot{u}_1}{\beta_1^2} \quad (1.3)$$

a vlnovou rovnici pro šíření v poloprostoru pod vrstvou jako

$$\Delta u_2 = \frac{\ddot{u}_2}{\beta_2^2} . \quad (1.4)$$

Označení  $\Delta$  představuje Laplaceův operátor.

Hledejme řešení pro vrstvu ve tvaru

$$u_1 = f_1(z) e^{i\omega(t - \frac{x}{c})} \quad (1.5)$$

a pro poloprostor analogicky ve tvaru

$$u_2 = f_2(z) e^{i\omega(t - \frac{x}{c})} , \quad (1.6)$$

kde  $c$  je zatím neznámá rychlost šíření vlny podél osy  $x$ , proměnná  $x$  je souřadnice ve směru šíření a  $f_i(z)$  amplituda závislá na hloubce.

Pro dosazení do rovnic (1.3) a (1.4) potřebujeme zderivovat uvedené výrazy dvakrát podle  $x$  a  $z$  a též dvakrát podle času  $t$ . Po vykrácení faktoru  $e^{i\omega(t-x/c)}$  ze všech tří derivací a dosazení za posunutí  $u_i$  do vlnových rovnic (1.3) a (1.4) dostáváme rovnice

$$f_i''(z) + f_i(z) \left( 1 - \frac{\beta_i^2}{c^2} \right) \frac{\omega^2}{\beta_i^2} = 0 . \quad (1.7)$$

Řešení takovéto diferenciální rovnice má tvar

$$f_1(z) = P e^{is_1 z} + Q e^{-is_1 z} \quad (1.8)$$

$$f_2(z) = R e^{i \frac{\omega}{\beta_2} \sqrt{1 - \frac{\beta_2^2}{c^2}} z} + S e^{-i \frac{\omega}{\beta_2} \sqrt{1 - \frac{\beta_2^2}{c^2}} z} , \quad (1.9)$$

kde jsme označili  $s_1 = \omega/\beta_1 \sqrt{1 - \beta_1^2/c^2}$ .

Ve vrstvě hledáme z fyzikálních důvodů řešení (1.8), jehož amplituda ani neklesá, ani neroste. Exponenty členů u koeficientů  $P$  a  $Q$  tak musí být ryze imaginární a tedy argument odmocniny ve výrazu  $s_1$  kladný, z čehož plyne, že rychlost šíření podél  $x$ -ové osy je  $c > \beta_1$ . Takové exponenty nám také ukazují, že řešení ve vrstvě je oscilující.

Pro poloprostor naopak požadujeme, aby amplituda exponenciálně klesala se vzdáleností od rozhraní s vrstvou; tedy exponenty potřebujeme ryze reálné, což nastane za předpokladu, že rychlost šíření  $c < \beta_2$ . Koeficient  $S$  v řešení (1.9) položíme  $S = 0$ , protože jinak by

tento člen dával amplitudy exponenciálně rostoucí do nekonečna, což z fyzikálních důvodů nepřipouštíme. Zavedeme ještě označení  $s_2 = \omega/\beta_2 \sqrt{\beta_2^2/c^2 - 1}$ ; imaginární jednotku jsme v tomto případě (na rozdíl od řešení (1.8)) zakomponovali již právě do členu  $s_2$ , což mělo za následek přehození znaménka pod odmocninou, jejíž argument je tak kladný a celý exponent skutečně reálný. Výsledná dvojice rovnic pro amplitudy vlnění má tedy tvar:

$$f_1(z) = P e^{is_1 z} + Q e^{-is_1 z} \quad (1.10)$$

$$f_2(z) = R e^{-s_2 z} . \quad (1.11)$$

Rovnici (1.10) převedeme z exponenciálního tvaru na

$$f_1(z) = \underbrace{(P + Q)}_A \cos(s_1 z) + i \underbrace{(P - Q)}_B \sin(s_1 z) , \quad (1.12)$$

kde zároveň přeznačíme koeficienty. K těmto diferenciálním rovnicím nyní připojíme tři hraniční podmínky.

Hookův zákon pro izotropní prostředí má tvar

$$\tau_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} , \quad (1.13)$$

kde  $\tau_{ij}$  je napětí,  $e_{ij}$  tenzor malých deformací ( $e_{kk}$  jeho stopa) a  $\lambda$  a  $\mu$  parametry prostředí.

Na volném povrchu ( $z = -h$ ) je normálová složka tahové síly  $T_z$  a tedy i napětí  $\tau_{zy}$  nulové. Napětí vyjádříme pomocí tenzoru malých deformací  $e_{zy}$  podle Hookova zákona jako  $\tau_{zy} = 2\mu_1 e_{zy}$  (první člen na pravé straně výrazu (1.13) je nulový, protože  $\delta_{zy} = 0$ ). Protože nás zajímá jen pohyb ve směru osy  $y$ , tedy pohyb kolmý na směr šíření, můžeme tenzor  $e_{zy}$  vyjádřit pomocí posunutí resp. pomocí amplitudy posunutí v tomto směru jako

$$e_{zy} = \frac{1}{2} \frac{\partial f_1(z)}{\partial z} . \quad (1.14)$$

Derivace podle osy  $y$  je nulová, jak je uvedeno výše. Pohyb se sice uskutečňuje ve směru osy  $y$ , ale v každém místě na ní je tento pohyb stejný. Podle podmínky o nulové normálové složce tahové síly na povrchu tedy požadujeme, aby

$$\mu_1 \left. \frac{\partial f_1(z)}{\partial z} \right|_{z=-h} = 0 , \quad (1.15)$$

což po dosazení za  $f_1(z)$  z (1.12) a po zderivování dává

$$\mu_1 (-A s_1 \sin(s_1 z) + B s_1 \cos(s_1 z)) = 0 , \quad (1.16)$$

respektive po dosazení hodnoty  $z = -h$  a s využitím lichosti funkce sinus a sudosti funkce kosinus

$$\mu_1 (A s_1 \sin(s_1 h) + B s_1 \cos(s_1 h)) = 0 . \quad (1.17)$$

Na rozhraní vrstvy a poloprostoru, kde  $z = 0$ , musí být spojitě normálové složky tahové síly a tedy musí být opět spojitě i normálové složky napětí. Platí tedy následující oboustranné implikace:

$$(T_z)_1 = (T_z)_2 \Leftrightarrow (\tau_{zy})_1 = (\tau_{zy})_2 \Leftrightarrow \mu_1 \left. \frac{\partial f_1(z)}{\partial z} \right|_{z=0} = \mu_2 \left. \frac{\partial f_2(z)}{\partial z} \right|_{z=0} . \quad (1.18)$$

Do poslední rovnosti dosadíme za  $f_1(z)$  a za  $f_2(z)$  z rovnic (1.11) a (1.12). Po vyčíslení derivace v bodě  $z = 0$  dostáváme následující vztah mezi koeficienty  $B$  a  $R$ .

$$\mu_1 B s_1 = -\mu_2 R s_2 . \quad (1.19)$$

Poslední podmínkou je, že na rozhraní musí být posunutí spojitě, tedy že

$$f_1(z) = f_2(z) , \quad (1.20)$$

což po dosazení za  $f_1(z)$  a  $f_2(z)$  pro  $z = 0$  z (1.11) a (1.12) udává vztah koeficientů  $A$  a  $R$  jako

$$A = R . \quad (1.21)$$

Máme tedy tři lineární rovnice pro tři neznámé  $A$ ,  $B$  a  $R$ . Není naším cílem tyto hodnoty určit, napíšeme jen podmínku, za které jsou tyto rovnice řešitelné. Rovnice převedeme na soustavu tří homogenních lineárních rovnic a požadujeme, aby determinant byl roven nule a soustava tak měla netriviální řešení. Soustava vypadá (po vykrácení faktorem  $\mu_1 s_1$  z rovnice (1.17)) takto:

$$\begin{pmatrix} \sin(s_1 h) & \cos(s_1 h) & 0 \\ 0 & \mu_1 s_1 & \mu_2 s_2 \\ 1 & 0 & -1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} A \\ B \\ R \end{pmatrix} = 0 . \quad (1.22)$$

Rovnice pro nulový determinant soustavy je

$$\mu_2 s_2 \cos(s_1 h) = \mu_1 s_1 \sin(s_1 h) \quad (1.23)$$

neboli

$$\frac{\mu_2 s_2}{\mu_1 s_1} = \operatorname{tg}(s_1 h) , \quad (1.24)$$

což po dosazení za  $s_1$  a  $s_2$  dává rovnici

$$\operatorname{tg} \omega h \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}} = \frac{\mu_2 \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}} . \quad (1.25)$$

Tuto rovnici nazýváme disperzní rovnicí pro Loveovy vlny. Jedná se o implicitní transcendentní rovnici. Rychlost  $c$  je zde svázána s parametry prostředí  $\beta_1$ ,  $\beta_2$ ,  $\mu_1$  a  $\mu_2$ , s hloubkou vrstvy  $h$  a také s úhlovou frekvencí  $\omega$ . Pro model s danými parametry  $\beta_1$  a  $\beta_2$ ,  $\mu_1$  a  $\mu_2$  a pro danou hloubku vrstvy  $h$  je tedy rychlost  $c$  funkcí úhlové rychlosti  $\omega$ , tedy  $c = c(\omega)$ .

Pokud vyjádříme argument funkce tangens na levé straně jako funkci arcustangens pravé strany

$$\omega h \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}} = \operatorname{arctg} \left( \frac{\mu_2 \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}} \right) + \pi m , \quad (1.26)$$

kde  $m$  jsou přirozená čísla, dostaneme jiný tvar téže rovnice, vhodný např. pro výpočet úhlové frekvence  $\omega$ . Arcustangens je víceznačná funkce; toto vyjádření tak ukazuje na skutečně pozorované *mody* disperzního šíření povrchových vln. Mod pro  $m = 0$  se nazývá hlavní (fundamentální) mod, pro  $m = 1$  se jedná o první lichý vyšší mod, pro  $m = 2$  o první sudý vyšší mod atd. Vrátime-li se k představě uvedené výše, kdy se hovořilo o tom, že disperzní chování ve vrstvě na poloprostoru vzniká tím, že vlny se do této vrstvy „skládají“ v závislosti na své délce a tedy i úhlové rychlosti  $\omega$ . Vyšší mody (např.  $(m + 1)$ -ní) představují pro danou vlnovou délku poskládání vyššího (např.  $(m + 1)$ -ního) počtu těchto délek do vrstvy.

Skládají se pod jiným úhlem než  $m$ -tý mod a podél osy  $x$  tak postupují i jinou rychlostí  $c(\omega)$ .

Rychlost  $c(\omega)$  se pohybuje v mezích daných  $\beta_1 < c(\omega) < \beta_2$ . Pokud je vlnová délka relativně malá k tloušťce vrstvy  $h$ , blíží se rychlost  $c(\omega)$  k rychlosti  $\beta_1$ . Krátké vlny zasahují jen do malé hloubky od povrchu a „nevidí“ tak poloprostor s vyšší rychlostí  $\beta_2$ . Oproti tomu vlnové délky větší než  $h$  se šíří rychlostí přibližující se  $\beta_2$ , protože naopak neinteragují tolik s vrstvou, jako právě s poloprostorem pod ní. Delší vlny se tak šíří vyšší rychlostí než vlny kratší, což se zásadním způsobem projevuje na záznamu povrchových vln.

Závislost rychlosti šíření na frekvenci či periodě vykreslujeme do grafu, kde na vodorovnou osu nanášíme periodu či frekvenci a na osu svislou rychlost. Tomuto zobrazení se říká *disperzní křivka*. Podobně jako jsme odvodili disperzní rovnici pro Loveovy vlny, je možné ji odvodit i pro vlny Rayleighovy.

### 1.3 Grupová rychlost

Nyní zavedeme další dva pojmy: fázovou a grupovou rychlost. V předchozích odstavcích zmínovaná rychlost šíření vln  $c(\omega)$  představuje rychlost šíření harmonické vlny, tedy rozruchu, jemuž je možné přiřadit právě jednu úhlovou frekvenci  $\omega$ . Každá taková harmonická vlna se šíří jinou rychlostí, viz podkapitola 1.2. Této rychlosti šíření harmonické složky říkáme *fázová rychlost*.

Každý seismický zdroj ovšem budí rozruchy obecně o nekonečně mnoha frekvencích a výsledná vlna je složena z těchto harmonických složek. Složky spolu interferují konstruktivně či destruktivně a to vede k vytvoření vlnového balíku, který se sám pohybuje jinou rychlostí než jednotlivé harmonické složky. Rychlosti posunu balíku a zároveň rychlosti posunu energie jemu příslušející říkáme *grupová rychlost*.

Fázová rychlost je přímo ovlivňována vlastnostmi prostředí (hustotou a tedy rychlostmi  $\alpha$  a  $\beta$  příslušející vlnám  $P$  a  $S$ ) a zároveň i jeho geometrií (tloušťkou vrstev) a okrajovými podmínkami na rozhraní vrstev či povrchu. Grupová rychlost je těmito parametry přes rychlost fázovou ovlivňována také, ale navíc ještě závisí i na změně fázové rychlosti  $c(\omega)$  v závislosti na frekvenci  $\omega$ . Velikost změny  $dc(\omega)/d\omega$  ovlivňuje interferenci jednotlivých harmonických složek vlnění. A protože výsledkem této interference je vlnový balík šířící se grupovou rychlostí, závisí tato grupová rychlost právě i na změně  $dc(\omega)/d\omega$ .

Vztah grupové a fázové rychlosti ukážeme na následujícím příkladě. Představme si šíření dvou harmonických složek s jednotkovými amplitudami a o blízkých frekvencích  $\omega_1$  a  $\omega_2$ . Příslušná vlnová čísla označíme  $k_1 = \omega_1/c_1$  a  $k_2 = \omega_2/c_2$ , kde  $c_1$  a  $c_2$  jsou fázové rychlosti šíření harmonických složek. Celkové posunutí  $u$  (prostředí považujeme za lineární<sup>12</sup>) v čase  $t$  a vzdálenosti  $x$  je pak dáno součtem posunutí obou složek:

$$u = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x) . \quad (1.27)$$

Nyní zavedeme střední hodnotu  $\omega$  obou úhlových rychlostí  $\omega_1$  a  $\omega_2$  a to tak, aby ležela mezi těmito dvěma hodnotami a od obou byla vzdálená o stejný rozdíl  $\delta\omega$ . Tedy  $\omega = \omega_1 + \delta\omega$  a zároveň  $\omega = \omega_2 - \delta\omega$ . Podobně zavedeme také rychlost  $c$ , jejíž hodnota leží mezi hodnotami  $c_1$  a  $c_2$ . To nám dovoluje zavést i vlnové číslo  $k$  tak, aby platilo, že  $k = \omega/c$ . Z toho plyne, že také  $k = k_1 + \delta k$  a zároveň  $k = k_2 - \delta k$ .

Uvedené operace je možné provést jen tehdy, je-li  $\delta\omega \ll \omega$  a  $\delta k \ll k$ . V dalších výpočtech pro přehlednost vynecháváme uvádění vzájemných závislostí veličin. Platí ale, že  $c = c(\omega)$

<sup>12</sup> To je právě takové, kde amplitudy rozruchů setkávajících se v jednom místě vytvářejí rozruch o součtu svých amplitud.

i  $c = c(k)$ , podobně  $k = k(c)$  a zároveň  $k = k(\omega)$  nebo i že  $\omega = \omega(k)$  apod. Dosadíme-li za  $\omega_1$  a  $\omega_2$  stejně jako za  $k_1$  a  $k_2$  do (1.27), dostaneme

$$u = \cos((\omega t - kx) - (\delta\omega t - \delta kx)) + \cos((\omega t - kx) + (\delta\omega t - \delta kx)) . \quad (1.28)$$

Na tento výraz aplikujeme vzoreček pro součet dvou funkcí

$$\cos(\vartheta + \xi) + \cos(\vartheta - \xi) = 2\cos\vartheta \cdot \cos\xi . \quad (1.29)$$

Dostáváme tak

$$u = 2\cos(\omega t - kx) \cdot \cos(\delta\omega t - \delta kx) . \quad (1.30)$$

Vidíme, že toto je součin dvou harmonických funkcí. Druhý cosinus se mění mnohem pomaleji než první. Jedná se tedy o signál s fází  $(\omega t - kx)$  modulovaný obálkou s fází  $(\delta\omega t - \delta kx)$ . Zatímco rychlost postupu nosné vlny  $c = \omega/k$  je dříve uvedenou fázovou rychlostí, obálka postupuje rychlostí  $U^{13}$ , kde

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} , \quad (1.31)$$

kteřou označujeme právě jako rychlost grupovou. Vztah (1.31) můžeme nahlížet jako definici grupové rychlosti, častěji používanou pro limitní případ<sup>14</sup>  $\delta\omega \rightarrow 0$  a  $\delta k \rightarrow 0$ :

$$U = \frac{d\omega}{dk} . \quad (1.32)$$

Alternativní vyjádření dávající možnost nahlédnout do vztahu grupové a fázové rychlosti jsou následující:

$$U = \frac{d(kc)}{dk} , \quad (1.33)$$

kde jsme za  $\omega$  dosadili podle vztahu  $\omega = kc$ . Provedeme-li uvedenou derivaci, dostaneme vyjádření

$$U = c + k \frac{dc}{dk} , \quad (1.34)$$

z čehož je zřejmá zmiňovaná závislost grupové rychlosti  $U$  nejen na fázové rychlosti  $c(\omega)$ , ale právě i na změně  $c(\omega)$ . Závislost  $c = c(k)$  je ekvivalentní závislosti  $c = c(\omega)$ , protože  $k = \omega/c$ . Pokud je tedy prostředí nedisperzivní ( $dc/dk = 0$ ), pak jsou obě rychlosti shodné ( $U = c$ ). V seismice se nejčastěji setkáváme s fázovou rychlostí rostoucí s periodou (a tedy s vlnovou délkou). Grupová rychlost je v tom případě menší než fázová.

Reálný zdroj produkuje harmonické složky se spojitým rozložením frekvencí. Výslednou velikost posunutí  $u$  pak dostaneme integrací, např. přes rozsah frekvencí  $\Delta\omega$  centrovaný na  $\omega_0$ :

$$u = \int_{\omega_0 - \Delta\omega/2}^{\omega_0 + \Delta\omega/2} \cos(\omega t - k(\omega)x) d\omega . \quad (1.35)$$

Pro malý rozsah  $\Delta\omega$  rozložíme  $k(\omega)$  do Taylorovy řady a integrál vyčíslíme do řádu  $\omega$ . Po odvození, které je možné najít v [14] a alternativně v [20], dostaneme pro posunutí  $u$

$$u = \Delta\omega \frac{\sin\zeta}{\zeta} \cos(\omega_0 t - k(\omega_0)x) , \quad (1.36)$$

<sup>13</sup> v literatuře je obvyklé, že se grupová rychlost zanáčí  $U$ , ovšem např. v [33] lze narazit na označení  $v_g$ . V této práci se přidržíme označení  $U$ . Nevýhoda používání  $v_g$  spočívá v nepřehledném zápisu v případě, že se v textu u veličin vyskytují indexy. Písmeno  $g$  zde ale indexem není.

<sup>14</sup> Pokud přijmeme uvedené odvození, pak právě definujeme grupovou rychlost podle vztahu (1.31). Pokud by ale náš výklad započal definicí grupové rychlosti a teprve z ní by se odvozovaly další vlastnosti, pak by bylo možné použít k tomuto definování vztah (1.32). V literatuře se objevují i další možná zavedení grupové rychlosti.



kde  $\zeta = (\Delta\omega/2)[t - (dk/d\omega)_{\omega_0}x]$ . Nosná vlna je tak modulována funkcí *sinc*  $\zeta = \sin \zeta / \zeta$ , která má obvyklý význam. Šířící se energie je tedy redukována do jednoho samostatného balíku posunujícího se grupovou rychlostí. V případě odvození pomocí dvou diskrétně oddělených harmonických složek měla amplitudová obálka harmonický tvar modulující nosnou vlnu periodicky.

## Poznámka 1 k podkapitole 1.3

Reálný záznam má ovšem vlastnosti poněkud jiné. V odvození pro diskrétní případ jsme uvažovali, že fázové rychlosti obou harmonických složek jsou efektivně stejné (vyplývá to ze zavedení průměrného vlnového čísla), ovšem ve skutečnosti jsou právě disperzivní (každá složka se šíří jinak rychle), čímž pro každou vzdálenost dosáváme jiný výsledek jejich skládání. Skupina povrchových vln se postupně roztahuje a ve větších epicentrálních vzdálenostech tedy zaujímá na seismogramu delší časový úsek než ve vzdálenostech menších. Toto roztahování se projevuje tak, že perioda jedné každé vlny se s postupně narůstající vzdáleností zvětšuje. Ani funkce *sinc* ve spojitém odvození ovšem takové chování nevykazuje.

Stejně tak nejsou ani v jednom z uvedených dvou odvození (diskrétní a spojitý případ) zahrnuty se vzdáleností se zmenšující amplitudy vln. Uvedená odvození výsledného posunutí (vztahy (1.30) a (1.36)) mají sloužit zejména k pochopení fenoménu fázové a grupové rychlosti, nikoli jako návod pro její určení z pozorování tohoto posunutí. Tomuto určování se bude věnovat kapitola 2.4.2.

## Poznámka 2 k podkapitole 1.3

Typický rozsah grupových rychlostí pro Rayleighovy vlny je od 2,5 km/s do 4 km/s a pro Loveovy vlny od 3 km/s do 4,5 km/s; míněno na kontinentálních trasách.

## Poznámka 3 k podkapitole 1.3

Zmíním se ještě o jevu, kdy disperzní křivka grupové rychlosti není monotónní, ale pro nějakou danou periodu dosahuje minima či maxima. Jedná se o tzv. Airyho fázi<sup>15</sup>, kdy se vlny o blízkých ale rozdílných periodách šíří podobnou rychlostí. V čase jejich příchodu se to na záznamu projeví zvýšenými amplitudami, kdy se v jednom čase posčítají příspěvky od většího spektra vln, než v jiných částech seismogramu. Výrazná Airyho fáze se na disperzních křivkách grupové rychlosti vyskytuje při šíření povrchových vln po kontinentálních trasách a týká se zejména oboru period okolo 20 s. Příklady tohoto jevu jsou patrné na záznamech zpracovaných v kapitole 5.6. Pro nižší periody se vyskytuje Airyho fáze i při šíření po trasách oceánských.

Křivky fázové rychlosti jsou v případě vrstvy na poloprostoru monotónní v mezích daných rychlostí ve vrstvě  $\beta_1$  a rychlostí v poloprostoru  $\beta_2$ . Mimo tyto meze může mít fázová rychlost také minimum, kdy je její hodnota  $c(\omega) < \beta_1$  nebo naopak maximum s hodnotou  $c(\omega) > \beta_2$ .

<sup>15</sup> Podle G. B. Airyho, anglického astronoma, který žil v letech 1809-1892



# 2. Matematický aparát frekvenčně-časové analýzy

## 2.1 Úvod do frekvenčně-časové analýzy

Záznam například prostorových  $P$  vln a  $S$  vln na seismogramu odlišíme poměrně snadno pouhým náhledem – časová oblast nám dává možnost separovat od sebe jednotlivé po sobě přicházející skupiny vln. Pokud je náš signál složen z více harmonických složek prostírajících se v čase zároveň, je výhodné přejít do oblasti frekvenční a jednotlivé složky separovat tam. Ovšem když se frekvenční složení signálu mění s časem (takové signály označujeme jako *nestacionární*), používáme *frekvenčně-časovou analýzu*, která v sobě spojuje výhody obou předchozích postupů.

Obecně se dá říci, že frekvenčně-časovou analýzou rozumíme takové zkoumání (jakéhokoli) záznamu, kdy hledíme zároveň na postupující čas a zároveň na frekvence, které se v tomto čase aktuálně vyskytují. Nebo obráceně – při analýze spektra se ptáme, jak jsou zobrazené frekvence zastoupeny v průběhu signálu, jsou-li například rovnoměrně rozloženy po celé jeho délce, nebo jestli v jistých částech signálu převládají nižší a v jiných vyšší frekvence. Je zřejmé, že frekvenčně-časová analýza je nutným nástrojem pro zkoumání disperzních signálů, tedy právě takových, kdy se frekvenční složení s časem mění.

V následujících odstavcích uvedu několik metod frekvenčně-časové analýzy. Jejich rozdělení lze nahlížet podle několika kritérií, přičemž v literatuře se často staví na stejnou úroveň metody, které autor porovnává podle kritérií zaměřených na různé jejich kvality, což může znepráhledňovat celý systém.

Oprávněná námitka zní, že by bylo potřeba na základě jednotlivých kritérií nazývat příslušné způsoby výpočtů či znázornění závislostí frekvenčního složení na čase jinak, než jen „metody“ – mohlo by se jednat např. o „modifikace metod“ nebo „princip stanovení“, „nástroje“ nebo jakákoli další pojmenování, která by navzájem odlišovala vrstvení a souvislosti jednotlivých „metod“.<sup>16</sup> V tomto textu se přidržíme konzervativního označení „metoda“, „nástroj“ případně „třída metod“ a pokusíme se vyložit, v čem se od sebe navzájem liší.

Podle nástrojů, které používáme, dělíme metody na „ruční“, na ty, které používají Fourierovu transformaci a na metody založené na distribucích. O ručních metodách pojednává podkapitola 2.2. Metody používající Fourierovu transformaci jsou objektem zájmu této práce a hovoří o nich podkapitola 2.3. O metodách založených na distribucích se zmíním jen okrajově a to v podkapitole 2.4.2.

---

<sup>16</sup> v přírodopise, kde rozeznáváme např. kmen, čeleď a rod, lze jednotlivá individua porovnávat podle patřičných kritérií a jakýkoli druh lze přiřadit právě pod jeden kmen, jednu čeleď a jeden rod. To je princip taxonomie. Ovšem pokud přistoupíme na to, že například klobouky lze dělit na červené, kulaté a slaměné (což opravdu jde), nedokážeme jednoznačně zařadit ani červenou plstěnou kulatou buřinku, natož pak na červeno obarvený kulatý mexický slamák. V případě metod frekvenčně-časové analýzy se kritéria navzájem překrývají a doplňují a nelze tak taxonometricky stanovit jednoznačné zařazení jako v přírodopise, nýbrž je nutné k problému přistupovat jako k výběru klobouku.

## 2.2 Ruční metody

Ruční metody spočívají v práci se záznamem na papíře a měřítkem v ruce. V praxi se de facto používá metoda jen jedna, kterou zde také představím.

### 2.2.1 Metoda vrchů a důlů

Jedná se o základní způsob určování spektrálního složení signálu během jeho průběhu. Matematický aparát není potřeba veskrze žádný – metoda spočívá v odečítání polohy vrchů a důlů přímo ze záznamu na papíře či jiném médiu.

V době digitalizace záznamové techniky má tato metoda význam při analýze starších analogových záznamů. Ovšem i před vlastním zpracováním digitálního záznamu některou níže uvedenou metodou je někdy vhodné provést odhad disperze pomocí metody vrchů a důlů. Ve skutečnosti se používá spíše odečítání nulových bodů signálů, tedy průsečíků kmitající křivky s osou konstantní amplitudy. Tento postup poskytuje přesnější určení polohy bodů, než hledání maxim a minim křivky.

Zmínka o této metodě si žádá zároveň uvést i konkrétní způsob, jak pomocí ní určit fázovou a grupovou rychlost. Dost dobře totiž nelze oddělit vysvětlování teoretického pozadí ruční metody od jejího praktického použití. Pro další níže uvedené metody vyložíme konkrétní způsob výpočtu disperze až v kapitole 2.4.2.

Pro určení grupové rychlosti povrchových vln postačuje záznam z jedné stanice. Potřebujeme znát epicentrální vzdálenost  $\Delta$  a čas příchodu  $t$  nějakého bodu záznamu, např. jeho začátku. Ze záznamu odečteme a postupně zapíšeme časy šíření jednotlivých nulových bodů  $t_n$ . Periodu příslušející příchodům těchto vln spočteme jako časový rozdíl dvou po sobě jdoucích nulových bodů (resp. jako průměr dvou takových rozdílů – předcházejícího a následujícího po aktuálním bodu příchodu). Grupovou rychlost pak spočteme jako

$$U(\omega_n) = \frac{\Delta}{t_n}, \quad (2.1)$$

kde  $\omega_n$  je úhlová frekvence odpovídající spočtené periodě. Tento způsob není omezen žádným dalším požadavkem na vlastnosti signálu a vzorec tak platí pro signály s úzkým i širokým spektrem.

K určení fázové rychlosti je zapotřebí disponovat záznamy ze dvou stanic  $A$  a  $B$  na jednom profilu. Pro obě je zapotřebí znát jejich epicentrální vzdálenosti  $\Delta_A$  a  $\Delta_B$  a časy příchodu  $t_A$  a  $t_B$ . Základem je přiřadit každému vrchu na záznamu z jedné stanice odpovídající vrch na záznamu ze stanice druhé, což nemusí být zdaleka snadné, protože záznamy pořízené odlišnými přístroji mohou vypadat odlišně; stejně tak je-li vzdálenost obou stanic příliš velká (větší než je vlnová délka zkoumané periody), záznam vypadá jinak už jen díky průchodu prostředím mezi stanicemi – kromě disperze, o kterou nám jde především, se projeví útlum a vliv nehomogenit či anizotropie a navíc nemusíme vědět, kolik vlnových délek se nám mezi oběma vrchy poskládalo. Zapíšeme si časy příchodu sobě příslušejících vrchů (či nulových bodů)  $t_{An}$  a  $t_{Bn}$ ; periodu jim příslušející určíme nyní jako průměr period v obou stanicích  $A$  a  $B$ , ve kterých jsme jejich jednotlivé periody určili například stejně jako v případě určování rychlosti grupové. Pak mohu fázovou rychlost  $c(\omega_n)$  příslušející úhlové frekvenci spočtené podle aktuální periody vypočítat jako

$$c(\omega_n) = \frac{\Delta_B - \Delta_A}{t_{Bn} - t_{An}}. \quad (2.2)$$

I tento vzorec lze použít bez zkoumání dalších vlastností záznamů zemětřesení. Podle určené fázové rychlosti můžeme například pro model s jednou vrstvou na poloprostoru určit tloušťku

této vrstvy – ta se předpokládá konstantní mezi oběma stanicemi. Podrobnosti k této metodě najde čtenář např. v [23], [30] a [20].

## 2.3 Metody založené na Fourierově transformaci

S rozvojem výpočetní techniky se při analýze stále více uplatňuje Fourierova transformace, resp. její modifikace známá jako *rychlá Fourierova transformace* (*Fast Fourier Transform – FFT*). Metody založené na jejím používání (a stejně tak i metody distribuční), mají za úkol předložit takové rozdělení amplitud signálu v čase i ve frekvencích, aby bylo zřejmé, které frekvence se kdy v signálu vyskytují. Takovému zobrazení říkáme *spektrogram*.<sup>17</sup>

Nejčastějším výstupem těchto metod frekvenčně-časové analýzy je třírozměrný graf, jehož osa  $x$  představuje např. čas, osa  $y$  frekvenci a osa  $z$  amplitudu příslušející danému času a frekvenci. Místo samotné amplitudy se pro daný čas a danou frekvenci častěji používá zobrazení energie signálu. V případě reálného signálu se jedná o kvadrát amplitudy, v případě signálu komplexního o součet kvadrátů reálné a imaginární složky.

Dále se budeme zabývat tím, jak lze spektrogram vypočítat.

### 2.3.1 Zavedení spektrogramu

Fourierovou transformací rozumíme zobrazení dané vztahem:

$$F(\Omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)e^{-i\Omega t} dt, \quad (2.3)$$

kde  $f(t)$  je původní signál jakožto funkce času, přes který integrujeme a dostáváme tak *spektrum* tohoto signálu  $F(\Omega)$  jako funkci úhlové frekvence  $\Omega$ . *Zpětnou Fourierovu transformaci* rozumíme zobrazení

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\Omega)e^{i\Omega t} d\Omega, \quad (2.4)$$

kdy z daného spektra naopak vypočteme jemu příslušející časový signál.

Při práci s reálnými daty uloženými v digitalizované podobě je potřeba užít *diskrétní* formu Fourierovy transformace, kdy pracujeme se vzorcem

$$H_n = \sum_{k=0}^{N-1} h_k e^{-2\pi i k n / N} \quad (2.5)$$

pro dopřednou a se vzorcem

$$h_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} H_n e^{2\pi i k n / N} \quad (2.6)$$

pro zpětnou Fourierovu transformaci. Hodnoty  $h_k$  zde představují vzorky amplitudy signálu, hodnoty  $H_n$  pak vzorky spektra. Ve vzorci (2.5) se sčítá přes index  $k$  procházející přes všechny vzorky signálu v časové oblasti, ve vzorci (2.6) se sčítá přes index  $n$ , který prochází všechny vzorky spektra.

Důležitým parametrem při práci s diskrétní formou transformace je *Nyquistova frekvence*  $f_{Nq}$ . Jedná se o maximální frekvenci, která je při daném navzorkování v čase v signálu zaznamenána. Je dána vztahem

$$f_{Nq} = \frac{1}{2\Delta t}, \quad (2.7)$$

<sup>17</sup> v literatuře se jako ekvivalentní termínu *spektrogram* též často používají termíny *dynamické spektrum* nebo *frekvenčně-časový diagram*. V této práci nadále budu užívat termín *spektrogram*.

kde  $\Delta t$  představuje krok vzorkování v čase.<sup>18</sup>

Rychlá Fourierova transformace je založená na principu práce s diskretním záznamem signálu i spektra. Využívá se toho, že vzorky je rekurentně možno dělit na poloviční soubory a provádět Fourierovu transformaci v těchto polovinách odděleně (důkaz tohoto tvrzení viz [27], strana 499, vzorec 12.2.3). Soubor vzorků představujících záznam v čase je doplněn nulami na celkový počet odpovídající nejbližší celočíselné mocnině 2 a potom postupně dělen na poloviční soubory (např. podle kritéria lichý / sudý vzorek), ty dále na poloviční až posléze dojde k rozdělení na jednotlivé vzorky, které jsou transformovány jako identické (resp. násobné) zobrazení vstupního čísla. Poté se tyto výsledky opět srovnají do posloupnosti tvořící výsledný obraz spektra a to např. podle převráceného binárního kódu daného předchozím dělením.

Podrobné rozebrání rychlé Fourierovy transformace včetně vzorečků a intuitivního náhledu je uvedeno např. v [27], odkud jsem též čerpal instrukce pro použití podprogramu na výpočet FFT označeného jako `four1` (viz kapitola 3.3).

Uveďme ještě, že v dalším textu se budou vyskytovat pojmy vztahující se k *teorii lineárních filtrů*, jako je *impulzová odezva* a *přenosová funkce*. *Impulzová odezva* je funkce, kterou na výstupu lineárního filtru dostaneme, když na vstup vložíme Diracovu  $\delta$ -funkci. Charakterizuje vlastnosti filtru v časové oblasti. *Přenosová funkce filtru* je Fourierovým obrazem impulzové odezvy a charakterizuje filtr ve frekvenční oblasti.

Metody založené na Fourierově transformaci patří do širší skupiny tzv. *dekompozičních metod*. Záznam je nejprve lineárně rozložen do báze, kterou tvoří tzv. *frekvenčně-časové atomy*. *Frekvenčně-časová reprezentace* je pak tvořena koeficienty, které přísluší jednotlivým atomům. Koeficienty lze získat projekcí signálu na elementy báze. Informace o rozmístění energie v průběhu signálu zobrazená ve frekvenčně-časové rovině je důsledkem prvotního rozložení.

Poté, co analýzou zjistíme vlastnosti signálu, je možné syntézou těchto vlastností obdržet opět původní signál. Když však pro syntézu vybereme jen určité vlastnosti, resp. potlačíme vlastnosti nežádoucí, dostaneme signál ve tvaru odpovídajícímu jen těmto vybraným vlastnostem. Toto je základní myšlenka *filtrování signálů*. Filtrace umožňuje reprodukci jen vybraných částí spektra signálu podle zvoleného kritéria vztahujícího se k vlnovým délkám či amplitudám. Umožňuje nám vybírat ze záznamu např. užitečný signál při potlačení šumu. V dalším textu se tak bude poukazování na pojmy *frekvenčně-časová analýza* a *filtrování* volně prolínat.

Definicí spektrogramu  $S(\omega, t)$  pomocí Fourierovy transformace můžeme v časové oblasti uvést například takto

$$S(\omega, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)k(\omega, t - \tau)d\tau, \quad (2.8)$$

kde  $\omega$  a  $t$  představují úhlovou frekvenci a čas a vztahují se k proměnným vlastního spektrogramu a  $\tau$  představuje časovou integrační proměnnou signálu  $f(\tau)$ . Funkce  $k(\omega, \tau)$  je integračním jádrem – v tomto případě ji můžeme nahlížet jako impulzovou odezvu filtru.

Spektrogram můžeme definovat také ve spektrální oblasti a to vztahem

$$S(\omega, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\Omega)K(\omega, \Omega)e^{i\Omega t}d\Omega, \quad (2.9)$$

<sup>18</sup> Intuitivně je zřejmé, že pro určení maximální frekvence příslušející nejkratší periodě je potřeba aspoň tří vzorků, tedy dvou časových kroků mezi nimi. Hodnoty amplitud dvou sousedních vzorků už nenesou informaci o tom, jak se signál mění mezi nimi. Nyquistova frekvence se často značí též  $f_c$ , tj. jako frekvence *kritická* (*critical*).

kde přes úhlovou frekvenci  $\Omega$  integrujeme spektrum signálu  $F(\Omega)$ . Funkce  $K(\omega, \Omega)$  je váhová funkce přenásobující spektrum, neboli přenosová funkce filtru.  $K(\omega, \Omega)$  je Fourierovým obrazem jádra  $k(\omega, \tau)$ . Vztah (2.8) můžeme nahlížet jako konvoluci jádra  $k(\tau)$  se signálem  $f(\tau)$ , kdy jádro je ještě navíc parametricky závislé na  $\omega$ . Vztah (2.9) pak představuje Fourierovu transformaci součinu obrazu signálu  $F(\Omega)$  s obrazem jádra  $K(\omega, \Omega)$ .

Lze ukázat, že takto zavedený spektrogram (vztahy (2.8) a (2.9) jsou navzájem ekvivalentní) představuje lineární operátor, homogenní v čase. To znamená, že výsledek působení tohoto operátoru na danou funkci nezávisí na volbě počátku času tohoto působení. Podmínka homogenosti v čase není pro výpočet spektrogramu nezbytně nutná. V dalším textu však podmínku homogenosti budeme využívat. Zde je zabezpečena tak, že jádro  $k(\omega, \tau)$  závisí na obou proměnných  $t$  a  $\tau$  a to ve tvaru jejich rozdílu  $t - \tau$ . Existuje však třída *časově proměnných filtrů*, jejichž výsledek je právě na volbě počátku času závislý.

Pro zobrazení obecně komplexního spektrogramu ve frekvenčně-časové rovině se používá amplitudová obálka jednotlivých složek, resp. amplitudám odpovídající energetické rozložení

$$|S(\omega, t)|^2 = \Re(S(\omega, t))^2 + \Im(S(\omega, t))^2, \quad (2.10)$$

kteří je případně ještě normováno. Více o výpočtu energetického rozložení amplitud ve spektrogramu i o normování tohoto rozložení v kapitole 3.3, konkrétně pak v odstavci 4.7.5, kde jsou uvedeny další vzorce pro konkrétní výpočet použitý v programu SVAL. Označením *spektrogram* budeme v této práci myslet již právě podle vztahu (2.10) spočtené rozložení energie. Budeme-li hovořit o *výpočtu spektrogramu*  $S$ , pak máme na mysli právě operátor definovaný vztahy (2.8) a (2.9).

Nebudeme zde diskutovat poměrně rozsáhlou partii, jakou je definování termínů *okamžitá amplituda* a *okamžitá fáze* a podmínky jejich použití. V dalším textu na ně sice narazíme, ale spokojíme se s jejich intuitivním chápáním. Pro podrobnosti odkazují čtenáře na práci [7]. Stejně tak vynecháme rozbor podmínek integrování pro případ *stacionární fáze*, kterému bychom se v takovém výkladu nevyhnuli. Zde není naším cílem předložit podrobný rozbor, ale ilustrativní přehled metod.

### Poznámka k odstavci 2.3.1

Integrační jádro  $k(\omega, \tau)$  a váhová funkce  $K(\omega, \Omega)$  jsou v literatuře často značeny jako  $k_\omega(\tau)$  resp.  $K_\omega(\Omega)$ .

Označení  $k(\omega, \tau)$  resp.  $K(\omega, \Omega)$  odpovídá funkci dvou proměnných. Označení  $k_\omega(\tau)$  resp.  $K_\omega(\Omega)$  odpovídá funkci  $k(\tau)$  závislé na proměnné  $\tau$  s parametrem  $\omega$ , resp. funkci  $K(\Omega)$  s proměnnou  $\Omega$  a s parametrem  $\omega$ . Při použití parametrického označení lépe vynikne význam těchto funkcí v definici spektrogramu. Integrál ve vztahu (2.8) lze pak přepsat do tvaru

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)k_\omega(t - \tau)d\tau = \left[ \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)k(t - \tau)d\tau \right]_\omega. \quad (2.11)$$

Na levé straně je pouze přeznačena funkce  $k$  pomocí parametrického značení, strana pravá pak vyjadřuje, že na integrál se lze dívat jako na konvoluci dvou funkcí o jedné proměnné  $\tau$  a teprve výsledek této konvoluce je parametricky závislý na proměnné  $\omega$ .

Podobně můžeme zapsat integrál ve vztahu (2.9) jako

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\Omega)K_\omega(\Omega)e^{i\Omega t} d\Omega = \left[ \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\Omega)K(\Omega)e^{i\Omega t} d\Omega \right]_\omega. \quad (2.12)$$

Integrál na levé straně je opět zapsán pomocí parametrického zápisu funkce  $K$  a integrál na straně pravé ukazuje, že se jedná o Fourierovu transformaci součinu dvou funkcí jedné proměnné  $\Omega$  a opět až výsledek této transformace je parametricky závislý na proměnné  $\omega$ .

Bylo by možné zavést i parametrické značení samotného spektrogramu jako  $S_t(\omega)$  nebo  $S_\omega(t)$ . Není ovšem žádný důvod pro zvolení zrovna té či oné proměnné za parametr. Ve vztahu ke značení spektrogramu jako funkce dvou proměnných  $S(\omega, t)$  jsem se rozhodl konzistentně značit jako funkce dvou proměnných i integrační jádra a váhové funkce. V dalším textu se tak parametrické značení již objevovat nebude. Při použití funkcí dvou proměnných ve vztazích jako jsou (2.11) a (2.12) však můžeme jednu z proměnných „vytlačit“ až za samotný integrál a považovat ji za parametr právě proto, že v tomto integrálu nefiguruje.

### 2.3.2 Proč gaussovské filtry?

Důsledkem vlastností Fourierovy transformace je fakt, že určité rozlišení v časové oblasti a určité rozlišení ve oblasti frekvenční nemůže dosahovat zároveň libovolně vysokých hodnot. Krátkému časovému impulzu odpovídá široké spektrum a obráceně – delší časový signál vystihneme užším spektrem. Jedná se o *Heisenbergův-Gaborův princip neurčitosti*.<sup>19</sup> Podle toho, pracujeme-li s úhlovou frekvencí  $\omega$  nebo s frekvencí  $f$  vyjádřenou v hertzech, zapisujeme princip neurčitosti jako

$$\Delta t \Delta f \geq \frac{1}{4\pi} \quad \text{nebo} \quad \Delta t \Delta \omega \geq \frac{1}{2}, \quad (2.13)$$

kde  $\Delta t$  představuje délku impulzu v čase a  $\Delta f$  resp.  $\Delta \omega$  šířku impulzu ve frekvenční oblasti. Není tedy možné dosáhnout libovolné kombinace určité prospustné šířky ve frekvenční oblasti a určité délky impulzové odezvy v oblasti časové.

Jinak vyjádřeno: zlepšením rozlišovací schopnosti ve frekvenční oblasti zúžením filtru zaměřeném jen na užší spektrum dosáhneme prodloužení impulzové odezvy takového filtru v oblasti časové. Ideálem je najít takový tvar filtru, pro který případně nastane v nerovnostech (2.13) rovnost.

Nebudeme zde provádět podrobné odvození. To lze nalézt např. v [33]. Ukazuje se, že tato rovnost nastává pro tzv. *gaussovské filtry*, tedy takové, jejichž přenosová funkce  $K(\Omega)$  má tvar gaussovského zvonu

$$K(\Omega) = Ae^{-\alpha\Omega^2}. \quad (2.14)$$

Impulzová odezva  $k(\tau)$  odpovídající této přenosové funkci má tvar

$$k(\tau) = Be^{-\frac{\beta}{\alpha}\tau^2}. \quad (2.15)$$

$A$  a  $B$  jsou obecné konstanty a  $\alpha$  a  $\beta$  konstanty kladné. Vztah vzorců (2.14) a (2.15) poukazuje na známou skutečnost, že Fourierova transformace gaussovské funkce dává opět gaussovskou funkci a tedy gaussovské přenosové funkci odpovídá gaussovská impulsová odezva.

Tento fakt má právě zásadní vliv na skutečnost, že v případě použití takovýchto lineárních filtrů dostáváme ve vztahu (2.13) nejvýhodnější poměr mezi délkou impulzové odezvy v oblasti časové a propustnou šířkou filtru v oblasti frekvenční.

V dalším budeme pracovat výhradně s takovými gaussovskými filtry.

<sup>19</sup> Heisenberg popsal princip neurčitosti v kvantové fyzice a Gabor zkoumal právě chování signálů. Termín *Heisenbergův-Gaborův princip neurčitosti* je zaveden např. v [13].



### 2.3.3 Dělení metod podle oblasti filtrace

Jedním z kritérií dělení metod je výběr oblasti, ve které provádím filtraci, jinými slovy oblasti, kde separuji požadované vlastnosti, abych pak syntézou dostal záznam s potřebnými úpravami.

Zvolme integrační jádro v (2.8) ve tvaru

$$k(\omega, t) = w(t)e^{i\omega t} . \quad (2.16)$$

Spektrogram potom nabývá následující podoby:

$$S(\omega, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)w(t - \tau)e^{i\omega(t-\tau)} d\tau . \quad (2.17)$$

Jedná se o Fourierův obraz signálu přenásobeného váhovou funkcí  $w(t - \tau)$ , která se posouvá přes signál a vybírá z něj vždy jen určitou část. Takovému způsobu výpočtu spektrogramu říkáme *metoda pohyblivého okna*.<sup>20</sup>

Metodou pracující ve frekvenční oblasti a vedoucí ke stejnému výsledku je *metoda mnohokanálové filtrace*.<sup>21</sup> z tvaru integračního jádra (2.16) vyplývá (viz [4]), že přenosová funkce ve vzorci (2.9) bude mít tvar

$$K(\omega, \Omega) = W(\Omega - \omega) \quad (2.18)$$

a spektrogram tedy vypočteme jako

$$S(\omega, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\Omega)W(\Omega - \omega)e^{i\Omega t} d\Omega . \quad (2.19)$$

Zde je spektrum signálu přenásobeno váhovou funkcí  $W(\Omega - \omega)$  a poté převedeno zpět do časové oblasti. Váhová funkce  $W$  závisí na frekvenci  $\omega$ . Říkáme, že je na ní *centrována*. Tento postup spočívající v postupném přenásobování přenosovými charakteristikami centrovanými na různé frekvence si tak můžeme představit jako soustavu mnoha filtrů vydělujících z celého spektra jen jeho část příslušející centrální frekvenci daného filtru.

Metoda pohyblivého okna a metoda mnohokanálové filtrace jsou navzájem ekvivalentní, vedou totiž teoreticky ke shodným výsledkům. Ovšem v praxi se mohou výsledky lišit díky numerické interpretaci diskrétního provedení.

V této práci se zaměřuji na metodu mnohokanálové filtrace – je na ní postaven výpočet spektrogramu v programu SVAL popsaném v kapitole 3.3. Následující příklady dalších kritérií dělení metod výpočtu spektrogramů se tak budou vztahovat právě k metodě mnohokanálové filtrace. Ukážeme také, že tato metoda je výhodnější z důvodu snazšího ovládní parametrů filtrace a ladění přenosové funkce podle daných a požadovaných charakteristik spektra, ve kterém pracuje, než metoda pohyblivého okna. Ta má naopak menší nároky na výpočetní paměť a čas, ale toto kritérium není pro nás dnes již rozhodující.

### Poznámka k odstavci 2.3.3

V literatuře se někdy používá označení *metoda pohyblivého okna* pro oba výše popsané způsoby výpočtu spektrogramu; resp. na *metodu mnohokanálové filtrace* je nahlíženo jako na zvláštní případ metody pohyblivého okna, nebo jakousi její podkategorii. Pokud slouží

<sup>20</sup> Lze též narazit na částečně zdobnělý termín *metoda pohyblivého okénka*.

<sup>21</sup> Ve starší literatuře též poněkud pesimističtější jako *metoda vícekanálové filtrace*.

označení *metoda pohyblivého okna* jako nadřazený pojem, pak je pro samotnou metodu používáno označení *metoda Fourierovy transformace krátkého časového úseku*. V [11] je možné se setkat s pojmem *metody pohyblivého okna* ve smyslu zahrnujícím všechny metody, kdy přistupují k záznamu a analyzují jeho jednotlivé části – do této kategorie tak spadá dokonce i dříve uvedená ruční *metoda vrchů a důlů*.

### 2.3.4 Dělení metod podle rozlišení filtru

Mějme integrační jádro (neboli impulzovou odezvu filtru) stejně jako v předešlém odstavci  $k(\omega, t) = w(t)e^{i\omega t}$ . Představme si signál se známou konstantní amplitudou  $A$  a fází  $\omega\tau$  ve tvaru  $f(\tau) = Ae^{i\omega\tau}$ . Okamžitou amplitudu signálu definujeme jako  $Amp(\tau) = |f(\tau)|$  a v tomto případě je tedy identicky  $Amp \equiv A$ . Okamžitá fáze je dána jako  $arg(f(\tau))$ , zde se tedy rovná  $\omega\tau$ . Po dosažení signálu s takovouto amplitudou a fází do vztahu (2.8) obdržíme

$$S(\omega, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} Aw(t - \tau)e^{i\omega t} d\tau . \quad (2.20)$$

Zároveň požadujeme, aby okamžité amplitudové spektrum spektrogramu bylo rovno hodnotě  $A$ , tedy  $|S(\omega, t_{const})| = A$ . Argument  $arg(S(\omega, t_{const}))$  musí být zároveň roven fázi  $\omega t$ .<sup>22</sup> z uvedeného vyplývá, že váhová funkce jádra musí mít následující vlastnost (viz [4]):

$$\int_{-\infty}^{+\infty} w(t)dt = 1 . \quad (2.21)$$

Výsledek integrace váhové funkce  $w(t)$  tedy není závislý ani na čase ani na frekvenci. Takovému filtru říkáme *filtr s konstantní rozlišovací schopností*; vyjádření jemu příslušející přenosové funkce je již obsaženo ve vzorci (2.9).

Jader (a tedy impulzových odezev) s vlastností (2.21) najdeme celou řadu. Pokud např. požadujeme, aby přenosová funkce byla gaussovská (vlastní impulzová odezva je pak také gaussovská - podrobněji viz [4]), dostaneme pro ni (ve smyslu filtrování s konstantní rozlišovací schopností) vyjádření

$$K(\omega, \Omega) = W(\Omega - \omega) = e^{-\alpha(\Omega - \omega)^2} , \quad (2.22)$$

které je už centrované na úhlovou frekvenci  $\omega$ . Koeficient  $\alpha$  je opět kladná konstanta.

Pokud stále trváme na tom, aby okamžitá amplituda a fáze měla výše uvedený tvar, tj. aby byl spektrogram dobře určen, zjišťujeme (viz [33]), že je nutné, aby platilo, že úhlová frekvence  $\Omega$  udávající šířku přenosové funkce musí být mnohem menší než vlastní centrální frekvence filtru, tedy  $\Omega \ll \omega$ . Tato podmínka ovšem není pro nízké frekvence  $\omega$  splněna.

Zásadní nevýhoda filtrace s konstantní rozlišovací schopností tak spočívá v tom, že není možné se přiblížit k nulovým frekvencím, protože pak ztrácí smysl hovořit o amplitudě či fázi spektrogramu. Filtr přestává být *úzkopásmový*, tedy neplatí, že spektrogram zobrazuje frekvence vyskytující se v daném čase. Pro nižší frekvence zobrazuje čím dál tím širší část spektra.

Pokud zvolíme jádro ve tvaru např.  $k(\omega, t) = \omega \cdot w(t)e^{i\omega t}$ , dostaneme při podobném normování jako (2.21) a při požadavku na gaussovskost filtru přenosovou funkci ve tvaru

$$K(\omega, \Omega) = W(\Omega - \omega) = e^{-\alpha \frac{(\Omega - \omega)^2}{\omega^2}} . \quad (2.23)$$

<sup>22</sup> Požadavek na takovouto vlastnost spektrogramu mohl být uveden jako jeden ze zásadních již na začátku výkladu, ovšem až zde je možno ho takto názorně demonstrovat. Jen takový spektrogram totiž ukazuje frekvenční složení měnící se v průběhu času.

Takové zobrazení pak nazýváme *filtr s konstantní relativní rozlišovací schopností*. Je vidět, že se jím odstraňuje nevýhoda filtru s konstantní rozlišovací schopností. Při filtrování podle vztahu (2.23) se udržuje konstantní poměr mezi původní šířkou filtru  $\Omega$  a centrální frekvencí  $\omega$ . Tento poměr udává tzv. *relativní šířku* filtru. Čím je tato centrální frekvence nižší, tím je argument exponenciály v (2.23) větší a tím rychleji exponenciála klesá, tedy jinak řečeno tím užší je váhová funkce, která vybírá ze spektra jen požadovaný úzkopásmový vzorek. Takový filtr je použit v programu SVAL.

Ovšem i v případě tohoto filtru je potřeba dát pozor na nízké frekvence – perioda jim příslušející může být nakonec i delší než samotný záznam. Práce s nízkými frekvencemi tak dává chybné výsledky, protože vlastně filtrujeme záznam i s jeho periodickým opakováním. Delší periody je tak těžší ze záznamu určit. V programu SVAL je z této strany kladeno omezení, aby požadovaná nejdelší perioda nebyla delší než například čtvrtina doby trvání záznamu, též viz odstavec 4.7.4. Podrobnější analýza těchto a dalších filtrů je uvedena např. v pracích [33] a [4].

### Poznámka k odstavci 2.3.4

Např. Dobeš ve své práci [6] postupuje poněkud odlišně než je uvedeno výše. Nejdříve obecně vymezí třídu metod, pro které platí omezení na váhovou funkci uvedené vztahem (2.21), a teprve této třídě podřazuje dělení např. podle rozlišení filtru.

### 2.3.5 Dělení metod podle proměnnosti šířky filtru

Uvedeme ještě jedno kritérium dělení metod. Vztahuje se ke stejnému parametru filtrace jako kritérium popsané v odstavci 2.3.4. Také se zabývá šířkou filtru, ovšem nyní nahlíženou přes koeficient  $\alpha$ , který se objevoval v exponentech výrazů (2.14), (2.15), (2.22) a (2.23), ale zatím jsme ho nespecifikovali.

Zopakujme tedy, že máme gaussovskou přenosovou funkci s konstantní relativní rozlišovací schopností ve tvaru (2.23). Šířka filtru se absolutně mění, relativní šířka však zůstává konstantní. Volbou koeficientu  $\alpha$  v prvé řadě nastavujeme měřítko vlastní šířky filtru – jeho řádový rozměr závisí na konkrétních podmínkách a požadavcích na rozlišení spektrogramu (pro  $\alpha > 1$  šířku filtru zmenšujeme, pro  $\alpha < 1$  naopak). Pokud volíme  $\alpha = const$ , jak tomu bylo v předešlých případech, mluvíme o tzv. *homogenní filtraci*. Ovšem nastavováním různé velikosti  $\alpha$  pro různé centrální frekvence filtrování můžeme potlačit nebo naopak posílit efekt konstantní relativní rozlišovací schopnosti – v takovém případě hovoříme o *filtraci optimální*.

Jak bylo zmíněno výše, neplatí, že lepšího rozlišení spektrogramu dosáhneme, pokud zúžíme propustnou šířku filtru. Takové zúžení zajistíme vysokou hodnotou  $\alpha$ . V tu chvíli se ale rozšíří výstupní časový signál a bude představovat nereálné harmonické kmitání na jediné frekvenci, viz vztahy (2.14) a (2.15). Spektrogram tak nebude dobře určený.

Pokud bude  $\alpha$  příliš malé, dosáhneme sice teoreticky konkrétnějšího úzkého časového impulzu (resp. takového, který více odpovídá reálnému pohybu na dané centrální frekvenci), ale naopak nebude dobře určena frekvence tomuto impulzu příslušející, protože impulz vznikne složením širšího spektra.

Existuje tedy zřejmě nějaké *optimální*  $\alpha_{opt}$ , které zaručuje dosažení kompromisu v obou oblastech. Takové  $\alpha_{opt}$  se však bude s centrální frekvencí měnit, tedy  $\alpha_{opt} = \alpha_{opt}(\omega)$ .

Ve skutečnosti ovšem pro příliš malá  $\alpha$  dochází opět k prodloužení výstupního časového signálu – filtr vlastně přestává plnit svoji funkci a vybírá tak velkou část spektra, až případně reprodukuje celý původní záznam. Kritériem pro nastavení koeficientu (mimo

jiné) může být tedy požadavek na to, aby obálka výstupního časového signálu získaného Fourierovou transformací filtrovaného spektra měla co nejkratší dobu trvání pro jakoukoli centrální frekvenci.

Nebudeme zde podrobně rozebírat aspekty takového nastavování (podrobnosti k hledání hodnot  $\alpha_{opt}$  viz [33]). Jen uvedeme, že nevýhodou hledání optimálních hodnot  $\alpha_{opt}$  je, že potřebujeme znát sklon disperzní křivky, a to buď z apriorního teoretického odhadu, nebo z experimentálního tvaru získaného dříve například pomocí homogenní filtrace.

Optimální filtrací tak sice můžeme teoreticky dosáhnout lepšího rozlišení spektrogramu, ale v praxi jen těžko určíme závislost  $\alpha_{opt}$  na frekvenci a derivaci disperzní křivky. Praktický postup práce s koeficientem  $\alpha$  je popsán v podkapitole 4.10.

### Poznámka k odstavcům 2.3.4 a 2.3.5

Existuje ještě tzv. *metoda vyrovnávacího filtru*, kdy je koeficient  $\alpha$  závislý nejen na frekvenci, ale i na čase. Pracuje se s vyrovnáním šířky filtru ve frekvenční oblasti a délky impulzové odezvy v čase a to např. tak, aby v diskrétním vyjádření zahrnovaly obě tyto veličiny stejný počet sloupců a řádek matice tvořící spektrogram. Koeficient  $\alpha$  se tak mění nejen pro každou centrální frekvenci, ale i pro každý časový bod vypočtený ze spektra filtrovaného na této centrální frekvenci. Tato metoda je ale ve spojení s Fourierovou transformací bohužel nevhodná, resp. její úprava pro praktickou použitelnost odstraní zásadní výhodu, totiž že tato metoda původně nepotřebovala apriorní znalost disperze signálu.

## 2.4 Další metody frekvenčně-časové analýzy

V tomto odstavci uvedu jen přehled dalších metod výpočtu spektrogramu, jejich vlastnosti uvedené v literatuře a odkazy na tuto literaturu.

### 2.4.1 Modifikované dekompoziční metody

Problémům s šířkou filtru ve spektrální oblasti odpovídá ekvivalentní vyjádření a s ním spojené problémy s šířkou okna v oblasti časové. Při práci s „okny“ v obou oblastech však vlastně díky užití diskrétní Fourierovy transformace předpokládáme, že signál resp. spektrogram je mimo tato okna periodický.

*Autoregresivní spektrální analýza* užívá signál uvnitř okna k tomu, aby odhadla, jak se signál chová právě i mimo okno. Za pomoci krátkého okna tak může přesto poskytnout dobré spektrální rozlišení. Oknem vybraný signál je považován za určený chováním celého signálu. Spektrogram je pak dán autokorelační funkcí takto vyjádřené vybrané části. Je zřejmé, že oproti předchozím způsobům zde nově figuruje požadovaná znalost modelu, kterým dáváme do souvislosti celý signál s částí vybranou oknem. Tato metoda se dále dělí podle použitých algoritmů výpočtu. Podrobněji k tomuto tématu viz [11].

Další podtřídu metod pracujících na principu mnohokanálové filtrace tvoří (dnes již historické) pokusy vylepšit původní postup o různé opravy určení spektrogramu pro dlouhé periody (pro seismické záznamy máme na mysli většinou periody nad 100 s).

*Reziduální metoda* používá opět odhad disperzní křivky (či experimentálně spočtenou křivku pomocí homogenní filtrace) a snaží se vypočítat odchylky křivky od předpokládaného teoretického průběhu založeného na syntetickém signálu, resp. provádí rekurentně se opakující výpočty vylepšených křivek pomocí homogenní filtrace (podrobně viz [33]).

*ExtrapoláčnÍ metoda* vylepšuje optimální filtraci, ovšem na úkor přehledné struktury signálu, kdy se mohou smíchat základní mod s vyššími. Její použití je tak podmíněno paralelním použitím jiné metody, která třeba nedosahuje takového rozlišení, ale jasněji vyděluje jednotlivé prvky signálu (podrobně viz [33]).

*Canitézova metoda* používá negaussovský filtr s přenosovou funkcí ve tvaru (viz [33])

$$C(\omega) = \frac{\alpha^2}{\alpha^2 + \omega^2} \quad (2.24)$$

a přesto v praxi dosahuje i lepších výsledků než metoda s optimálními filtry gaussovskými. Je to dáno tím, že odvození pro vhodnost gaussovských filtrů je předkládáno za podmínky, že signál je lokálně úzkopásmový, což nemusí vždy platit. Kladný parametr  $\alpha$  je určen podobně jako  $\alpha_{opt}$  zmíněné výše.

V podkapitole 2.3 jsme se zmínili, že není vždy nutné požadovat časovou homogenitu filtrů. *Metoda časově proměnného filtru*, při které netrváme na závislosti jeho proměnné  $\tau$  ve tvaru rozdílu  $t - \tau$ , je závislá na volbě počátku času. Dovoluje nám však vymezit ze záznamu jen oblasti, které nás zajímají. Tato metoda umožňuje oddělit od sebe smíchané signály, vyšší mody atd.

Do oblasti dekompozičních metod patří i způsoby výpočtu spektrogramu na základě *vlnkové transformace*. Jedná se vlastně o filtrování pomocí „oken“, která jsou ovšem přesně charakterizovaná jak v čase, tak ve svém spektrálním složení. Okno není konstantní pro transformaci celého signálu, ale jedná se o soustavu „vlnek“, které se objevují a zanikají v krátkých časových úsecích. Každá taková vlnka je modifikací mateřské vlnky určující charakter transformace. Vlnky se tak mohou přizpůsobovat reálnému signálu. Transformace je opět prováděna na principu konvoluce takovýchto vlnek s vlastním signálem. Oproti například metodě pohyblivého okna, kdy se rozklad signálu provádí pomocí atomů s konstantní velikostí a Heisenbergův-Gaborův princip neurčitosti platí pro celou frekvenčně-časovou rovinu zároveň, má tedy vlnková transformace výhodu právě v přizpůsobivosti škálování atomů. Princip neurčitosti se zde uplatňuje jen lokálně pro každou takovou škálu. Teorie vlnek je hojně popsána v literatuře (viz např. [13]).

### 2.4.2 Distribuční metody

Vedle dekompozičních metod pracujících s Fourierovou transformací stojí metody *distribuční*. Výpočtem zde přímo získáváme rozložení energie ve frekvenčně-časové rovině, aniž bychom nejprve signál nějak rozkládali. Výhodou je, že takovéto metody nejsou ovlivňovány dalšími pomocnými funkcemi, jak je tomu v případě dekompozic. Opět je naším cílem vypočítat spektrogram, který bude možno reprezentovat jakožto energii amplitud (viz vzorec (2.10)) příslušející frekvencím v daném časovém okamžiku. Zásadní předností distribučních metod je mnohem lepší lokalizace energie ve frekvenčně-časové rovině než mají předešlé metody. Podrobnější požadavky na chování frekvenčně-časových distribucí zde uvádět nebudu.

Za příklad distribučních metod poslouží Wignerova-Villeova<sup>23</sup> distribuce  $W(t, \omega)$ . Její definice pro signál  $f(\tau)$  je následovná:

$$W(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f^* \left( t - \frac{1}{2}\tau \right) f \left( t + \frac{1}{2}\tau \right) e^{-i\omega\tau} d\tau . \quad (2.25)$$

<sup>23</sup> Wigner uvedl tuto distribuci v roce 1932 v oblasti kvantové fyziky, Ville ji pak v roce 1948 zpracoval pro použití v analýze signálu.

Vidíme, že se jedná vlastně o Fourierovu transformaci autokorelační funkce signálu. Obdobně je možné  $W(t, \omega)$  definovat i ve frekvenční oblasti jakožto takovou distribuci fourierovského obrazu  $F(\Omega)$  signálu  $f(\tau)$ . Wignerova-Villeova distribuce definovaná v obou oblastech je reálná, což plyne z toho, že pro kladné a záporné hodnoty proměnných  $t$  nebo  $\Omega$  jsou hodnoty integrandu vzájemně sdružené.

Po zmínění výhod distribučních transformací teď uvedeme jednu zásadní nevýhodu. Např. zmíněná Wignerova-Villeova distribuce obsahuje tzv. *křížové členy*. Je-li celkový signál složený ze dvou odlišitelných signálů (např. dvou harmonických složek)

$$f(\tau) = f_1(\tau) + f_2(\tau) , \quad (2.26)$$

pak Wignerovu-Villeovu distribuci takového signálu lze zapsat jako

$$W(t, \omega) = W_{11}(t, \omega) + W_{22}(t, \omega) + W_{12}(t, \omega) + W_{21}(t, \omega) , \quad (2.27)$$

kde členy  $W_{ij}(t, \omega)$  představují distribuci vzniklou vzájemným korelováním obou složek signálu jako

$$W_{ij}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f_i^* \left( t - \frac{1}{2}\tau \right) f_j \left( t + \frac{1}{2}\tau \right) e^{-i\omega\tau} d\tau . \quad (2.28)$$

Tedy vidíme, že Wignerova-Villeova distribuce součtu signálů není součtem distribucí jednotlivých složek a jedná se tedy o nelineární zobrazení. V případě harmonických složek se křížové členy na spektrogramu projeví kromě hřbetů táhnoucích se podél časové osy (a vyznačující tak frekvenci příslušné harmonické složky) ještě vrchy v oblasti frekvencí, které v signálu zastoupeny nejsou, obrázek viz [39], str. 22. Existují různé metody na potlačení tohoto nežádoucího jevu, jejich charakteristika je zmíněna např v [13].

## Poznámka k podkapitolám 2.3 a 2.4

Z hlediska dalšího možného pohledu na třídění metod frekvenčně-časové analýzy upozorníme ještě na *Cohenovu třídu frekvenčně-časových reprezentací*, což je pojem nadřazený zatím všem výše uvedeným metodám (s výjimkou metody vrchů a důlů). Wignerovu-Villeovu distribuci můžeme považovat za generujícího člena této třídy. Obecná Cohenova frekvenčně-časová reprezentace je pak zapsána jako

$$C[f(\tau)](t, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} W[f(\tau)](\tau, \omega) \Phi(\tau - t, \xi - \omega) d\tau d\omega , \quad (2.29)$$

viz [13], str. 8, alternativní vyjádření obecného zápisu jen pomocí jádra viz [39], str. 23. V hranatých závorkách je nyní uveden i signál, pro nějž transformace počítáme, aby bylo zřejmé, že nejprve se spočte Wignerova-Villeova distribuce tohoto signálu, která je pak násobena integračním jádrem  $\Phi(t, \xi)$ . Volbou tohoto jádra lze získat rozličné distribuce; například pokud za jádro zvolíme Wignerovu-Villeovu distribuci okna  $w(\tau)$ , pak Cohenův integrál představuje metodu pohyblivého okna a dává přímo rozložení energie ve frekvenčně-časové rovině (stejně jako to dělají i ostatní distribuce).

Problémy s křížovými členy jsou u metod pracujících s distribucemi natolik závažné, že prakticky není možné tyto distribuční metody používat. Pokusy o odstraňování zmíněného jevu vedou k zhoršení původních výborných lokalizačních vlastností (ve smyslu energie) distribučních metod.

# 3. Určování disperze povrchových vln

V této kapitole uvedeme fyzikální a matematické postupy z předešlých dvou kapitol do vzájemného vztahu, ze kterého vyplyne, jak lze z vypočteného spektrogramu získat závislost grupové rychlosti  $U$  na periodě  $T$  (či frekvenci  $f$  nebo  $\omega$ ) a také, jak z ořízlého spektrogramu sestavit filtrovaný seismogram.

## 3.1 Souvislost spektrogramu a disperzní křivky

Nejprve definujeme obecný pojem *disperzní křivka*.

Seismický signál můžeme považovat za lokálně úzkopásmový, tedy takový, že projíždíme-li jeho časový záznam oknem centrováním na konkrétní čas  $t_g$ , můžeme tomuto času přiřadit frekvenci v daném okně převládající, resp. úzké spektrum takových frekvencí. Pro povrchové vlny je charakteristický disperzivní signál, kdy každému takovému času přiřadíme frekvenci jinou.

Mějme Fourierovo spektrum signálu  $F(\Omega)$ , charakterizované amplitudou a fází. Disperzní křivka je definována jako závislost času  $t_g$  na úhlové frekvenci  $\omega$ :

$$t_g(\omega) = \left. \frac{d \arg[F(\Omega)]}{d\Omega} \right|_{\omega} . \quad (3.1)$$

Jedná se tedy o derivaci fáze spektra signálu podle frekvence. Čas<sup>24</sup>  $t_g$  tak dostává význam času příchodu skupiny vln o úhlové frekvenci  $\omega$ . Fyzikální pohled na věc říká, že pro takovýto lokálně úzkopásmový signál přefiltrovaný v každém čase bychom měli ve frekvenčně-časové rovině nalézt pro každý takový čas lokální maximum příslušející právě tomuto úzkému spektru, resp. jeho centrální frekvenci. Ostatní frekvence by měly být zastoupeny s výrazně nižšími amplitudami.

Pro ukázání souvislosti takovéto disperzní křivky s maximy amplitud spektrogramu použijeme teoretické spektrum, jehož fáze je dána kvadratickou závislostí

$$\arg[F(\Omega)] = a\Omega^2 + b\Omega + c . \quad (3.2)$$

Vidíme, že pro čas příchodu vlnových skupin platí, že

$$t_g(\omega) = \left. \frac{d(a\Omega^2 + b\Omega + c)}{d\Omega} \right|_{\omega} = 2a\omega + b . \quad (3.3)$$

Amplitudu tohoto teoretického spektra zvolíme konstantní a označíme ji  $F_0$ . Použijeme metodu mnohokanálové filtrace s konstantní relativní rozlišovací schopností. Po dosazení teoretického spektra s amplitudou  $F_0$ , fází danou vztahem (3.2) a přenosovou funkcí ve

---

<sup>24</sup> Písmeno „g“ zde není proměnlivým indexem, ale označením času  $t$  pojmem *grupa*.

tvaru (2.23) do vzorce pro výpočet spektrogramu (2.19) tak dostaneme

$$S(\omega, t) = \frac{F_0}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{i(a\Omega^2 + b\Omega + c + \Omega t) - \alpha \frac{(\Omega - \omega)^2}{\omega^2}} d\Omega . \quad (3.4)$$

Podrobný výpočet tohoto integrálu zde provádět nebudeme (volba fáze spektra však zajistila, že to analyticky jde, částečné naznačení je v [33]). Všimneme si pouze amplitudy takto spočteného spektrogramu, tedy členu s reálným exponentem. Ten má tvar

$$|S(\omega, t)| = Const \cdot e^{-\frac{(t-b-2a\omega)^2}{\left(\frac{2\sqrt{\alpha}}{\omega} \sqrt{1+a^2\left(\frac{\omega^4}{\alpha^2}\right)}\right)^2}} . \quad (3.5)$$

Zde nás zajímá vlastně jen čitatel exponentu. Pokud tento čitatel bude roven nule, dostaneme pro amplitudu  $|S(\omega, t)|$  maximum. Je vidět, že tedy toto maximum nastává pro čas

$$t(\omega) = 2a\omega + b , \quad (3.6)$$

což souhlasí se vztahem (3.3), tedy s disperzní křivkou vypočtenou pro kvadratickou fázi z definice. Potvrzuje se tak intuitivní domněnka, že lokální maxima spektrogramu pro proměnný čas tak opravdu představují disperzní křivku signálu.

Při určování disperzní křivky je ovšem potřeba dát pozor na následující problém: maxima amplitud spektrogramu  $|S(\omega, t)|$  jsme hledali pro proměnný čas  $t$  a nacházeli jsme je pro  $t_g(\omega)$ , tedy pro čas závislý na frekvenci. Ze vztahu (3.3) resp. (3.6) je možné samozřejmě vypočíst inverzní vztah, tedy určit, pro jakou proměnnou úhlovou frekvenci  $\omega$  tato maxima nastávají. Až tato frekvence by byla funkcí času  $\omega(t)$ . Pro monotónně disperzní signály jsou obě vyjádření ekvivalentní, ovšem reálný seismický záznam obsahuje i Airyho fáze (viz podkapitola 1.2), tedy oblasti, kdy v jednom časovém úseku přicházejí vlny o rozdílných periodách (frekvencích). Zobrazení  $t(\omega)$  tak přiřazuje různým  $\omega$  stejný čas  $t$ , což je v pořádku, ovšem zobrazení  $\omega(t)$  není funkcí, neboť by přiřazovalo jednomu času rozdílná  $\omega$  a je tedy víceznačné. Nadále ale budeme pracovat s vyjádřením maxim amplitud jako  $|S(\omega, t(\omega))|$ , čímž se problému inverzní funkce vyhneme.

## 3.2 Převertáčený spektrogram

V předešlém odstavci uvedený čas  $t_g(\omega)$  má zřejmý vztah ke grupové rychlosti představené v podkapitole 1.3. Odhlédneme nyní od vzorce (1.31) resp. (1.32), kterým jsme definovali grupovou rychlost  $U$  v podkapitole 1.3, a vrátíme se ke vzorci (2.1), podle kterého jsme tuto rychlost počítali v odstavci 2.2.1 o metodě vrchů a důlů. Jeho analogií pro spojitě spektrum je vzorec

$$U(\omega) = \frac{\Delta}{t_g(\omega)} , \quad (3.7)$$

kde  $\Delta$  představuje, stejně jako dříve, epicentrální vzdálenost.

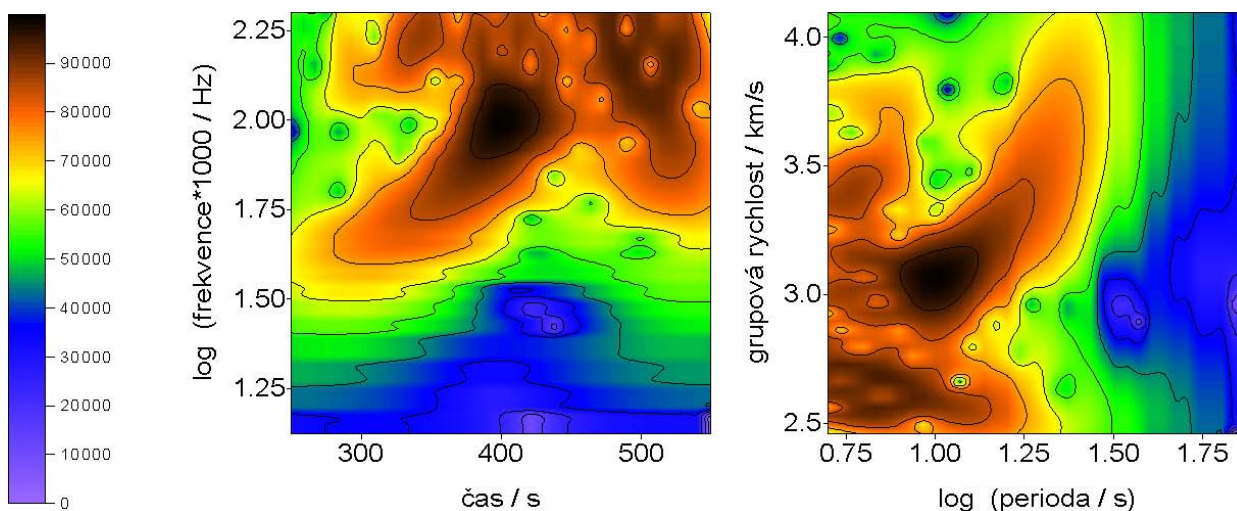
Závislost  $U(\omega)$  představuje analogii závislosti  $t_g(\omega)$ . Její zobrazení dříve označené jako *disperzní křivka grupové rychlosti* se často označuje též jen jako *disperzní křivka*. V dalším textu budeme používat toto kratší označení, protože z kontextu je jasné, že se nejedná o závislost času příchodu na frekvenci (vztah (3.1)). *Disperzní křivkou* budeme dále rozumět zobrazení závislosti grupové rychlosti  $U(T)$  na periodě  $T$  příslušející úhlové frekvenci  $\omega$  podle vztahu (3.7). Jedná se o zobrazení, které se v literatuře vyskytuje nejčastěji.

Doposud zmiňovaný spektrogram představoval zobrazení rozložení energie ve frekvenčně-časové rovině – jednalo se o závislost  $S(\omega, t)$ . V seismologii je používán zejména ve tvaru,



kdy na vodorovné ose vynášíme čas a na svislé frekvenci. Takovýto graf lze dobře srovnávat s přiloženým seismogramem – pokud na něm též vodorovně ubíhá čas, lze přímo konfrontovat frekvenční složení signálu s jeho průběhem.

Stejně rozložení energie, tedy stejný spektrogram  $S$ , můžeme však vykreslit přímo i v rovině dané grupovou rychlostí a periodou. V praxi to vypadá tak, že každý bod představující amplitudu  $S(\omega, t)$  zaneseme do souřadného systému na místo odpovídající  $S(U, T)$ , neboli ve vyjádření původních proměnných  $S(\Delta/t, 2\pi/\omega)$ . Takovéto zobrazení nazýváme *převrácený spektrogram*.<sup>25</sup> Z obrázku 3.2 je vidět, že se jedná o převrácení podél diagonály (přehození



Obrázek 3.2: Levý obrázek představuje spektrogram – frekvence vs. čas, pravý obrázek je převrácený spektrogram – grupová rychlost vs. perioda. Škály frekvence a periody jsou logaritmické, hodnota frekvence v Hz je nejprve 1000× zvětšena. Hodnotě 2.0 na svislé ose levého obrázku (0.1 Hz) tak odpovídá hodnota 1.0 na vodorovné osy obrázku pravého (10 s). Za příklad byla opět zvolena transversální složka Tureckého zemětřesení z 3. února 2002, viz též obr. 1.1 v odstavci 1.1.4. Barevná škála použitá na tomto obrázku je ve stejné podobě použita i na všech dalších takovýchto diagramech v celé této práci. Vrstevnice jsou vždy uváděny se stejným krokem 10000 jednotek v amplitudě.

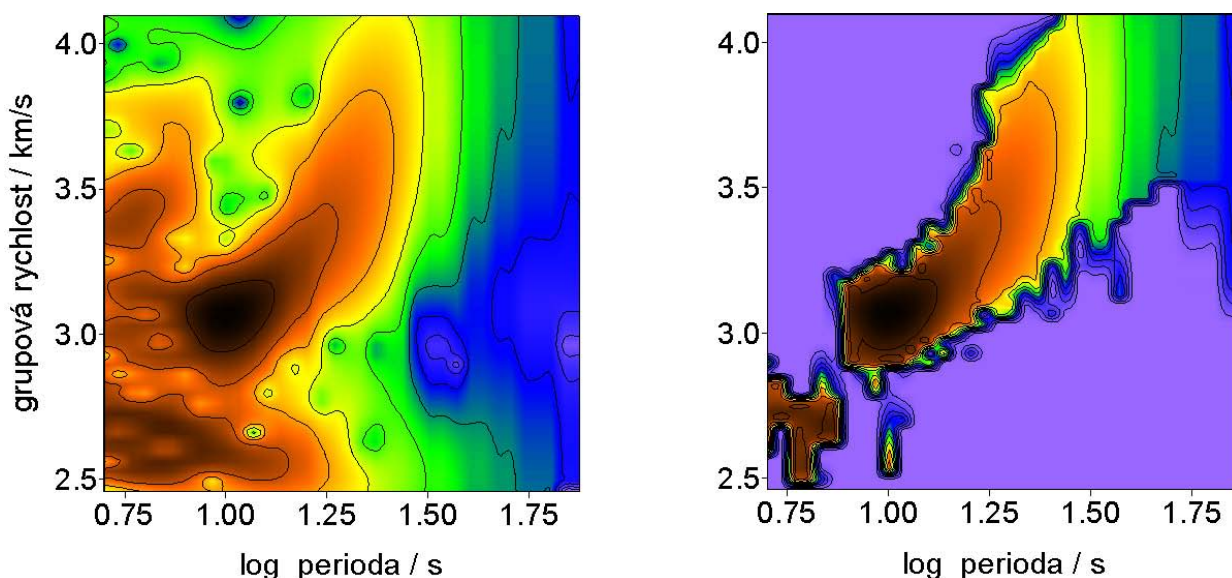
$x$ -ové a  $y$ -ové osy) a následněm zobrazení stupnic obou os recipročně jako  $1/x$  a  $1/y$ . Jedná se pouze o jiné zobrazení stejného rozložení energie. Zatímco výhoda klasického spektrogramu je zmíněna výše (možnost porovnání s časovým záznamem zemětřesení), výhoda spektrogramu převráceného spočívá právě v tom, že lokální maxima příslušející každé periodě již představují požadovou disperzní křivku. Nadále budeme tato lokální maxima označovat jako *hřbet spektrogramu*. Na obrázcích je vidět, že kromě výrazného hlavního hřbetu obsahuje záznam ještě i codou o kratších periodách, než jaké přísluší hlavnímu hřbetu. Kratší periody se ovšem vyskytují v průběhu celého záznamu a pravděpodobně zobrazují i fáze prostorových vln. Codu i fáze prostorových vln budu mít snahu z takového spektrogramu odfiltrovat. O tom více v kapitole 4.10.6.

K obrázku 3.2 je připojena i barevná škála, pomocí níž jsou zobrazeny hodnoty na ose z kolmé k osám  $x$  a  $y$ . Tyto hodnoty představují rozložení energie signálu. O normování těchto hodnot pojednává blíže odstavec 4.7.5, konkrétně vzorec (4.10). V barevných plochách spektrogramů jsou uvedeny ještě vrstevnice pro snadnější orientaci v číselném vyjádření těchto hodnot. Rozdíly mezi jednotlivými vrstevnicemi mají hodnotu 10000 jednotek. Stejná barevná škála a stejné vrstevnice budou používány ve stejné podobě všude dále v této práci.

<sup>25</sup> Termín *převrácený spektrogram* zde nově zavádím pro účely této práce, v literatuře se nevyskytuje.

### 3.3 Filtrovaný seismogram

Na obrázku 3.2 je vidět hlavní hřbet – dlouhý tmavý výběžek táhnoucí se diagonálně od absolutního maxima – a pak několik dalších lokálních maxim a vedlejších hřbetů. Hlavní hřbet odpovídá disperzi nejvýraznější části seismogramu, tedy skupině povrchových vln. Lokální hřbety na kratších periodách s vyšší rychlostí představují pozdější fáze prostorových vln. S podobnými periodami přicházejí i vlny s rychlostí naopak menší, než je rychlost nejpomalejších (krátkých) vln povrchové skupiny – to je coda představená v podkapitole 1.1.4. Na uvedeném příkladu je coda výrazná, naopak krátké vlny přicházející zároveň s dlouhoperiodickým spektrem povrchové skupiny jsou nevýrazné. V tomto čase je spektrum výrazně dvousložkové, přičemž krátkoperiodická složka nepatří k povrchové skupině. Je to častý jev charakteristický pro analýzu povrchových vln. Úkolem této práce je též vyseparovat z původního seismogramu takový, který by odpovídal jen povrchové skupině, tedy vzhledem ke spektrogramu jen jeho hlavnímu hřbetu.



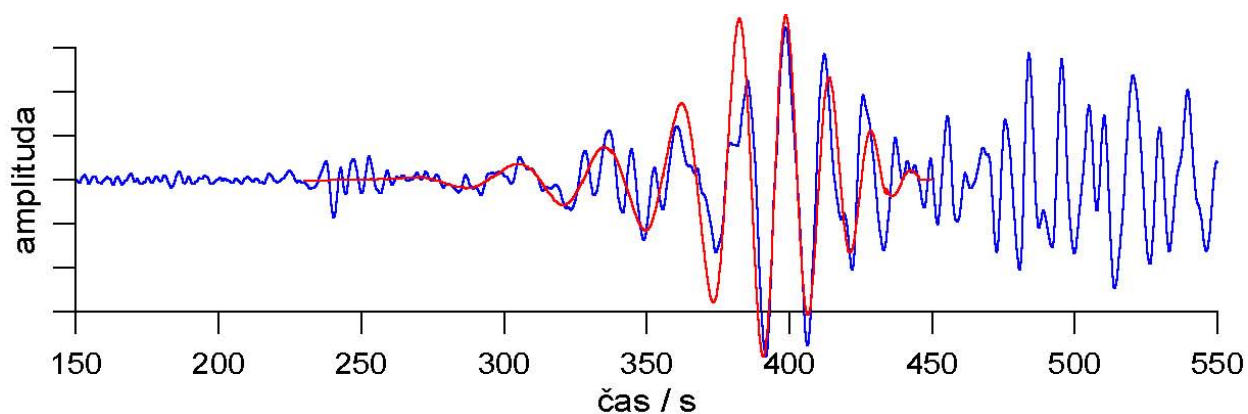
Obrázek 3.3: Převrácený spektrogram z předešlého obrázku a jemu příslušející převrácený spektrogram filtrovaný. Je vidět, že pro nízké periody došlo k „nespojivosti“ tohoto filtrování. Absolutním maximem spektrogramu skupina povrchových vln končí – kratší periody o nižších rychlostech přísluší již codě. Omezením rozsahu period a zejména nastavením dřívějšího konce výběru signálu v čase na vstupu v programu SVAL je možné zvládnout i této skupiny.

Obrázek 3.3 představuje převrácený spektrogram z obrázku 3.2 a jemu příslušející filtrovaný převrácený spektrogram.

Očistí-li se tedy spektrogram od nepatřičných složek, lze postupem inverzním k jeho vytvoření zpětně sestavit vyfiltrovaný seismogram. Ideální by bylo moci ručně na spektrogramu označit oblast, kterou chceme zachovat, a oddělit tak naopak oblast, kterou pro další výpočet neupotřebíme.

Postup použitý v programu SVAL spočívá v ořezávání každého monochromatického signálu vzniklého přefiltrováním kompletního spektra signálu. Vzhledem k převrácenému spektrogramu se jedná o pohled od vodorovné osy period: svislým „nařezáním“ převráceného spektrogramu dostaneme pro každou periodu vyjádření rychlosti vln příslušející dané periodě – tak byl ostatně spektrogram sestaven. Tato rychlost má svoje absolutní maximum. Program SVAL najde toto maximum, postupuje na obě strany od něho až hodnoty amplitud poklesnou na požadované procento maxima a zbytek nebere v úvahu. Okraje vybrané části se zhladí, jak to popisuje podkapitola 4.4, a součtem těchto ořízklých monochromatických

signálů vznikne očištěný seismogram, viz odstavce 4.7.5 a 4.7.8.



Obrázek 3.4: Příklad původního seismogramu (modře) a filtrovaného (červeně). Jedná se o záznam, ze kterého jsou spočteny i výše uvedené spektrogramy a který je zobrazen na obrázku 1.1 na straně 15.

Obrázek 3.4 zobrazuje porovnání původního a filtrovaného seismogramu. Červeně vyznačený filtrovaný seismogram zřetelně ukazuje, že v oblasti mezi 440 a 450 s dochází k přechodu povrchové skupiny na codu.



## 4. Program SVAL

### 4.1 Charakteristika programu SVAL

Program SVAL je určen pro frekvenčně-časovou analýzu ekvidistantně digitalizovaného seismického záznamu. Pracuje na principu metody mnohokanálové filtrace a používá algoritmu rychlé Fourierovy transformace. Jeho nejdůležitějším úkolem je výpočet spektrogramu  $S(t, \omega)$ . Program počítá i převrácený spektrogram  $S(U, T)$  a určuje disperzní křivku  $U(T)$ . Program také napočítává vyfiltrovaný seismogram zachycující hlavní skupinu disperzních povrchových vln původního záznamu.

Zdrojový text programu je napsán ve volném formátu jazyka Fortran 90/95. Objasnění názvu programu SVAL je uvedeno na závěr podkapitoly 4.3.

### 4.2 Předchůdci programu SVAL

V Ústavu fyziky Země SSSR v Moskvě vznikl před více než 20 lety program SVAN. Jeho název je zkratkou označení „Spektralno - vremennyj analiz nabljudenij“, tedy *Spektrálně-časová analýza pozorování*.

Tento program se stal základem pro Juraje Sekereše, který ho v roce 1983 ve své diplomové práci [33] přetvořil na program SVAM (Význam písmene „M“ na konci označení není přesně znám, ke změně názvu však došlo kvůli ochraně názvu původní verze.). Oproti prvotní verzi předělal Sekereš strukturu common bloků tak, aby se při zabudování nových procedur šetřilo paměti. Odstranil podprogramy, které napočítávaly opravy spektra na vliv přístroje a mechanismus ohniska, stejně jako proceduru na výpočet fázové rychlosti ze záznamu na jedné stanici. Podprogram na výpočet fázové rychlosti potřeboval pro svoji práci znalost fáze ve zdroji, což není obvykle dobře známá veličina a výpočet je tak zatížen velkou chybou. Práce Sekereše byla, stejně jako moje, zaměřená na určování grupových rychlostí povrchových vln. Sekereš dále upravil vytváření výstupních souborů tak, aby zvýšil jejich přehlednost na výpisu i bez použití grafického zobrazení.

Do programu zabudoval výpočet pomocí systému optimální filtrace včetně procedur napočítávajících derivaci disperzní křivky. Přibyl také podprogram na výpočet teoretického signálu s lineární disperzí. Pro testování programu vytvořil také procedury na výpočty odchylky disperzní křivky spočtené programem SVAM od analyticky spočtené disperze teoretického signálu. Přidal také podprogram umožňující výpočet dynamického spektra pomocí časově proměnného filtru.

Při zavádění programu SVAM na počítač ADT 4300 se Sekereš potýkal zejména s malou pamětí stroje, kvůli které program dále upravil a rozdělil. Svou práci na programu Sekereš dobře zdokumentoval, popsal detailně strukturu i funkce programu i jeho testování a uvedl také příklady použití programu SVAM na konkrétních reálných záznamech zemětřesení. Výtisk diplomové práce [33], který je k dispozici na Katedře geofyziky, obsahuje též výpis programu SVAM, který se však stal vlivem času téměř nečitelným. V elektronické podobě

se program z této doby nezachoval.

Na úpravy Sekereše navázal v roce 1990 František Čermák. Ve své diplomové práci [4] použil program v téměř nezměněné podobě. Komentář a dokumentace je velmi stručná, ovšem výtisk jeho práce obsahuje přehledný výpis programu SVAM, ze kterého bylo možné vycházet při práci na současné podobě programu. Čermák uvádí také schémata vstupních i výstupních souborů, grafické zpracování výsledků, proces testování programu i aplikaci na reálná data.

Pro úplnost mapování historie programu SVAM na Katedře geofyziky MFF UK je potřeba zmínit ještě diplomovou práci Michala Veselého [39] z roku 1997. Tato práce si kladla za cíl vytvoření nového programu na výpočet spektrogramů metodou distribucí a program SVAM je zde použit pro srovnání dosažených výsledků. K závažnějším změnám programu SVAM v této práci nedošlo.

### 4.3 Vznik programu SVAL a změny oproti starší verzi SVAM

Při přípravě programu jsem, jak je zmíněno výše, vycházel z prací Sekereše [33] a Čermáka [4]. Prvně jmenovaná poskytla výbornou dokumentaci a druhá pak vlastní výpis zdrojového textu programu SVAM. Dokumentace programu ve starší práci samozřejmě nezachycuje změny provedené později, což s sebou přináší obtíže snad větší, než by bylo rozluštění funkcí programu jen z jeho zdrojového textu. Samotný výpis v [4] je komentován velmi sporadicky a jen v obecné rovině naznačování, kterým směrem se bude výpočet ubírat.

Zdrojový text nejdůležitějších procedur jsem přepsal a většinu kroků okomentoval přímo ve zdrojovém textu programu. Poté jsem přistoupil k prvním úpravám. Ty souvisejí především s paměťovými možnostmi dnešních strojů a s gramatikou a slohem jazyka Fortran. Rozšířil jsem zejména potenciální velikost souborů načítaných záznamů (s možností tuto velikost snadno upravovat) a předělal systém common bloků tak, že sice není vždy nejšetrnější k paměti, ovšem je přehledný a „gramaticky“ správný.

V původní verzi se proměnné v blocích pojmenovávaly v každé proceduře jinak a mezi rozsahy jejich polí byly vkládány prázdné argumenty za účelem zaplnění místa a nastavení jednotlivých změněných rozsahů polí do jiných mezí než v předešlém podprogramu. Často docházelo také ke změně názvu proměnné přímo v jednotlivých podprogramech pouhým přeznačením, což zvyšovalo počet vyskytujících se označení a snižovalo možnost porozumět textu. Celý SVAM také pracoval s implicitním chováním překladače Fortranu, což je opět praxe možná, ovšem nikoli bezpečná. Všechny proměnné i parametry jsem definoval a případně je přeznačil tak, aby podle jejich názvu čtenář intuitivně mohl usuzovat na veličinu, kterou představují. Veškeré tyto úpravy jsou také okomentovány přímo ve zdrojovém textu.

Druhou část úprav, podstatnější než výše uvedenou, tvořily vlastní změny práce programu. Podprogram načítající vstupní údaje o zemětřesení jsem pozměnil k použití daleko menšího množství údajů, ovšem za cenu napočítávání některých z nich oddělenými programy, viz podkapitola 5.3. Podprogram načítající vlastní signál jsem pozměnil pro použití rozsáhlejšího souboru dat, jak už bylo zmíněno výše. Výstupní podprogram jsem napsal nový a původních několik procedur k vytváření rozličných textových výstupů jsem nepoužil. Některé procedury jsem spojil do jednoho podprogramu tak, aby nebylo nutné předávat tolik proměnných pomocí common bloků či argumentů podprogramů. Podprogram na výpočet rychlé Fourierovy transformace jsem převzal z Numerických receptů [27]. Upustil jsem od skládání spektra před aplikací inverzní Fourierovy transformace.

Zásadní změnou je přidání procedur umožňujících výpočet filtrovaného spektrogramu, kde se z pole amplitud závislosti grupové rychlosti na periodě  $S(U, T)$  vybírá jen část pří-

slušející základnímu modu povrchových vln a z tohoto spektrogramu se pak vypočte vyfiltrovaný seismogram, který opět zachycuje jen příslušnou vlnovou skupinu.

Nepoužil jsem některé podprogramy na zpřesňování vyhledávání maxim jednotlivých filtrů, nezakomponovával jsem ani podprogram na výpočet teoretického signálu (viz podkapitola 4.9) ani na počítání odchylek teoretických a experimentálních disperzních křivek. Také jsem nepoužil metodu časově proměnného filtru. V programu SVAL zůstala možnost pracovat vedle homogenní též s optimální filtrací.

Absence zdrojového textu v elektronické podobě, kterou jsem zpočátku pokládal za problém, se tak ukázala být spíš výhodou. Díky přepisování každého příkazu jsem měl možnost ho ihned okomentovat a případně upravit podle svých potřeb.

Z původního programu SVAM tedy zůstala zachována metoda výpočtu spektrogramu a určování disperzních křivek. Vstup, výstup, označení proměnných, gramatika a styl zdrojového textu programu se však změnila radikálně. Proto jsem se rozhodl pokročit v naznačeném trendu a po písmenech „N“ a „M“ postupně se objevivších na konci názvu programu jsem přistoupil k použití dalšího písmena v řadě jdoucí proti směru abecedy – písmena „L“. Tak jsem dal program jeho současný název SVAL.

## 4.4 Schéma postupu výpočtu

Program SVAL načte ekvidistantně digitalizovaný záznam zemětřesení, syntetického seismogramu či jakéhokoli jiného záznamu určeného ke zpracování (dále jen zemětřesení). Výpočet se provádí vždy jen pro jednu složku záznamu. V případě analýzy záznamu zemětřesení se může jednat o složky severo-jihní, východo-západní a vertikální, nebo radiální a transverzální. Program načte údaje o daném zemětřesení: epicentrální vzdálenost, rozdíl počátečního času a času začátku záznamu a další veličiny, podle kterých spočte parametry filtrace. Napočítá centrální frekvence pro jednotlivé filtry a překontroluje jejich použitelnost pro požadovaný rozsah period. K danému signálu spočte jeho Fourierovo spektrum, které postupně na daných centrálních frekvencích filtruje. Každé takové přefiltrované spektrum převede zpět do časové oblasti. Soubor těchto časových monochromatických signálů pro jednotlivé filtry slouží k sestavení spektrogramu  $S(t, \omega)$  a převráceného spektrogramu  $U(T)$ .

Pro každý vyfiltrovaný signál spektrogramu (resp. převráceného spektrogramu) najde program jeho maximum. Na převráceném spektrogramu tvoří spojnice těchto maxim přímo závislost grupové rychlosti na periodě.

Zde dochází k rozdělení výpočtu na dvě části:

Zprv program podle polohy těchto maxim určí oblast, kterou z převráceného spektrogramu vybere. Na základě tohoto výběru provede úpravu monochromatických signálů a z nich sestaví vyfiltrovaný seismogram odpovídající hlavnímu hřbetu převráceného spektrogramu. Na takovémto seismogramu je vidět záznam povrchových vln očištěný od cody povrchové skupiny, prostorových vln i vyšších modů povrchových vln.

Zadruhé program uspořádá maxima do výstupního souboru tak, že je možné po jejich zobrazení přímo obdržet disperzní křivku.

Program vytvoří soubory pro zpracování grafickým softwarem Grapher a Surfer. Je tak možno vykreslit spektrogram, převrácený spektrogram a filtrovaný převrácený spektrogram, disperzní křivky grupových rychlostí a filtrovaný seismogram.<sup>26</sup>

Výstupem programu SVAL je zobrazení dvou různých problémů: vykreslení disperzní

<sup>26</sup> Práce Sekereše [33] a Dobeše [6] jsou zajímavé i historicky z hlediska grafického znázorňování zpracovaných dat před 20 a 30 lety.

křivky grupové rychlosti povrchových vln a vytvoření vyfiltrovaného seismogramu obsahujícího právě jen tuto skupinu vln.

## 4.5 Základní struktura programu

Hlavní část programu SVAL sestává pouze z příkazů volajících podprogramy. Nejsou v ní žádné definice proměnných, neobsahuje žádné common bloky. Podprogramy a jejich funkce jsou následující:

- podprogram `readvalues`<sup>27</sup> - načítá základní parametry zemětřesení, informace o výběru rozsahu dat a požadovaném rozsahu period
- podprogram `readsignal` - načítá vlastní ekvidistantně digitalizovaný záznam zemětřesení (seismogram)
- podprogram `window` - provádí zhlazení okrajů vybraného úseku seismogramu kosinovým oknem, délka okna se načítá v podprogramu `readvalues`
- podprogram `prelim` - napočítává údaje nutné pro následné filtrování signálu
- podprogram `ftan` - jádro programu SVAL, provádí vlastní frekvenčně-časovou analýzu, pracuje
  - s podprogramem `four1` - převede signál do spektrální oblasti pomocí FFT
  - s podprogramem `filter` - podle centrální frekvence volané v argumentu přenásobí spektrum danou váhovou funkcí
  - a opět s podprogramem `four1` - převede vyfiltrované spektrum zpět do časové oblasti, opět pomocí FFT
- podprogram `press` - vytváří rozličné datové soubory, které slouží jako vstup pro zobrazení v Grapheru a Surferu

Většina proměnných je mezi podprogramy předávána pomocí common bloků. Každý z nich zahrnuje obvykle jen jednu proměnnou a to proto, aby se zbytečně nepřenášely proměnné do podprogramů, kde nejsou potřeba. Cenou za to je ovšem zvýšený počet common bloků.

## 4.6 Vstupní data

Jak je uvedeno výše, SVAL načítá záznam ekvidistantně digitalizovaný. Je potřeba zadat časový krok, jakým je záznam vzorkován. Dále se zadává epicentrální vzdálenost v kilometrech a rozdíl počátečního času a času začátku záznamu. Tyto hodnoty se počítají v programu DISTANCE-AZIMUTH, o kterém pojednám v podkapitole 5.3. Tento program spočte také zpětný azimut, podle kterého se otáčejí Z, N a E složky seismogramu (vertikální, severojižní a východozápadní) na složky Z, R a T (vertikální, radiální a transversální). Otáčení se provádí programem ROTATION, který popíšu v podkapitole 5.4.

Dále se zadává pořadí vzorku, od kterého si přejeme záznam zpracovávat, a následně i počet vzorků, které mají být zpracovány. Zadává se také minimální a maximální perioda, která nás v daném záznamu zajímá.

---

<sup>27</sup> v následujícím textu budu používat tento strojopisný řez písma pro zvýraznění názvů proměnných, příkazů a podprogramů použitých v programu SVAL.



## 4.7 Jednotlivé podprogramy programu SVAL

Označení podprogramů, stejně jako názvy proměnných, vychází z anglické terminologie. Pracoval jsem z výrazy běžně používanými, většina se jich vyskytovala již ve starší verzi programu.

Proměnné, jejichž označení začíná písmenem *n* se vztahují k označení celých čísel a představují nějaký počet (*number*). Většinou se jedná o počet vzorků záznamu, počet filtrů či meze indexů jednotlivých cyklů.

Proměnné, jejichž názvy končí na *re* nebo *im* představují *reálnou* či *imaginární* část dané veličiny.

Písmeno *s* je používáno pro označení záznamu v časové oblasti (*signál*). Písmeno *f* oproti tomu odpovídá oblasti spektrální (*frekvence*). (Toto označení není konzistentní, protože termínu *frekvence* odpovídá termín *čas* a termínu *signál* zase termín *spektrum*, což však s pochopitelných důvodů nelze použít.) *f* se případně také vztahuje k veličině, která z původní vznikla *filtrací*.

Označení *max* či *min* odpovídají maximálním či minimálním hodnotám dané veličiny (například *permax* představuje *maximální periodu* apod.). Mnohé proměnné mají název složený přímo ze zkrácených anglických názvů veličin nebo představují anglickou transkripci abecedy.

Ve zdrojovém textu programu jsou označení proměnných průběžně vysvětlována, všechny výpočetní kroky jsou okomentovány.

### 4.7.1 Podprogram readvalues

Z textového souboru *irea.dat* jsou postupně načítány zadané hodnoty a to počínaje patnáctou pozicí na každém řádku. Znaky uvedené před touto pozicí program ignoruje. Nejprve je takto načteno pět reálných hodnot:

- *distkm* představuje epicentrální vzdálenost zemětřesení v kilometrech
- *timedist* představuje rozdíl počátečního času a času začátku záznamu v sekundách
- *timein* označuje vzorkovací krok záznamu v čase udaný v sekundách
- *permax* je nejdelší perioda, která nás v daném záznamu zajímá, zadaná v sekundách
- *permin* je nejkratší taková perioda zadaná také v sekundách

Dále je programem SVAL ze souboru *irea.dat* načteno pět hodnot celých čísel:

- *nstart* je pořadí vzorku záznamu, od kterého včetně se má záznam zpracovávat
- *nsampl* představuje počet vzorků záznamu, které se mají zpracovávat
- *nflt* vymezuje počet filtrů mnohokanálové filtrace (počet kanálů). V definici podprogramu je uveden parametr *maxnflt*, který vymezuje maximální počet těchto filtrů. Toto omezení je zde uvedeno kvůli rozsahům polí, která jsou předávána v *common* blocích a nemohou být alokovatelná. Ovšem i vlastní hodnota *nflt* se během výpočtu mění (snižuje), viz odst. 4.7.4.
- *nw* vyznačuje, kolik vzorků ze začátku a konce záznamu se bude zahlazovat kosinovým oknem

- `mark` nabývá buď hodnoty 1, kdy bude program pracovat v režimu homogenní filtrace, nebo jakékoli jiné hodnoty, kdy bude program používat filtraci optimální.

Pro `mark = 1` se následně načte ze souboru `irea.dat` poslední údaj:

- `alpha` představuje reálný koeficient v exponentu gaussovského filtru. Tuto hodnotu vloží podprogram do všech prvků pole `alpha(j)`. Index `j` zde prochází přes celý počet filtrů `nflt`. V případě homogenní filtrace je `alpha(j)` pro všechna `j` stejná.

Pro případ optimální filtrace (`mark ≠ 1`) se načítá celé pole různých hodnot `alpha(j)`, které musí být uvedeny také v souboru `irea.dat`.

Soubor `irea.dat` vypadá například takto:

```

distkm      1845.867
timedist    200.59
timein      0.100
permax      120.0
permin      7.0
nstart      2300
nsampl      3201
nflt        200
nw          300
mark        1
alpha       15.0

```

Jak bylo zmíněno výše, text na začátcích řádků není do programu načítán. Použité označení proměnných slouží k snadnější orientaci v souboru. Tento vstupní soubor se uchovává pro další použití.

#### 4.7.2 Podprogram `readsignal`

V deklarační části podprogramu je uveden parametr `maxsamples`, který, obdobně jako výše uvedený parametr `maxnflt`, omezuje rozsah pole vstupujícího do rychlé Fourierovy transformace (FFT). Hodnota je pro běžné použití nastavena na `maxsamples=16384`, což představuje  $2^{14}$  vzorků. Zvyšování tohoto rozsahu už může narážet na přeplnění paměti stroje, protože polí, která v jedné své dimenzi dosahují této hodnoty, se v programu SVAL definuje několik.

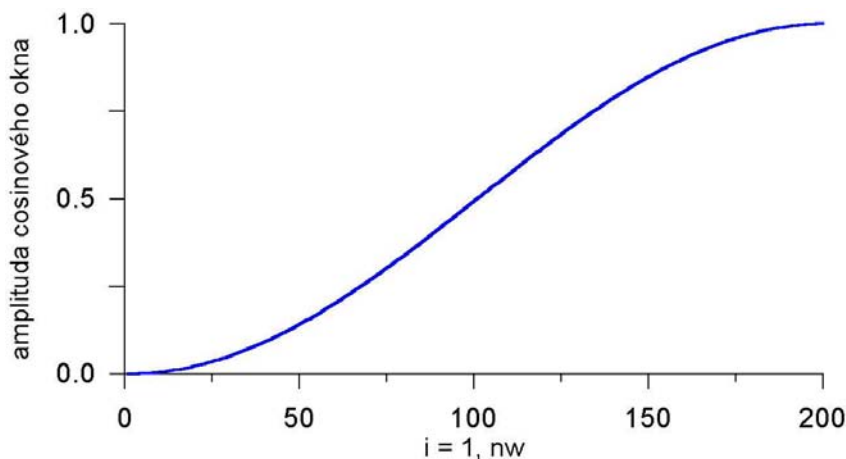
Do pole `sre(i)` se od vzorku `nstart` načte `nsampl` hodnot záznamu, které chceme zpracovávat. Podprogram ještě zjistí maximum a minimum amplitudy celého tohoto úseku záznamu. Tyto hodnoty figurují posléze v podprogramu `press`.

#### 4.7.3 Podprogram `window`

Podle zadané hodnoty `nw` se v tomto podprogramu zahradí okraje vyřízle části záznamu kosinovým oknem. To je realizováno přenásobením záznamu funkcí

$$f = \frac{1}{2} \left( 1 - \cos\left(\pi \frac{i-1}{nw}\right) \right), \quad (4.1)$$

kde index `i` prochází hodnoty od 1 do `nw`. Tvar kosinového okna je znázorněn na obrázku 4.5.



Obrázek 4.5: *Takovýto tvar by měl okraj záznamu, kdyby jeho původní amplituda byla rovná  $Amp = 1$ . V programu SVAL je možné nastavit počet vzorků, které budou na začátku a na konci signálu takto zahlazeny. Stejně kosinové okno se používá i pro zahlazování ořízklých okrajů monochromatických složek seismogramu, viz odstavec 4.7.5.*

#### 4.7.4 Podprogram prelim

Tento podprogram nejprve vytvoří výstupní soubor `prelim.dat`, do kterého bude vypisovat načtené, spočtené či zkontrolované hodnoty veličin.

Jako první se do souboru vypíše hlášení, od kolikátého vzorku začíná program záznam zpracovávat (hodnota `nstart`). Je to pro kontrolu, tuto hodnotu podprogram nijak neupravuje. Stejně tak se kontrolně vypíše, kolik vzorků bude zpracováno (hodnota `nsamp1`).

Dále se vypočte celočíselný exponent `n2pow`, který udává rozsah pole `n` vstupujícího do FFT. Exponent je zvolen tak, aby rozsah  $n = 2^{n2pow}$  byl větší než `nsamp1` a zároveň byl nejmenší takovou mocninou dvou. Zkontroluje se, aby `n2pow` nebylo větší než 14, respektive než hodnota implicitně obsažená v parametru `maxsamples`. Pokud větší je, je jeho hodnota nastavena na `n2pow = 14` a vypsáno varovné hlášení. Následně se ještě s použitím opravené hodnoty `n2pow` překontroluje, jestli opravdu `n` nepřesáhlo hodnotu parametru `maxsamples`; pokud ano, program je ukončen. V případě úspěšného výsledku kontroly se vypíše hodnota `n`.

Podprogram spočte celkovou dobu trvání `dur` vybrané části signálu a vypíše ji opět do souboru `prelim.dat`.

Poté podprogram otestuje, jestli hodnota `permax` není „příliš vysoká“. Kontroluje se, kolikrát se maximální požadovaná perioda vejde do doby trvání vybraného úseku signálu. Laděním této kontroly lze sice docílit vykreslení spektrogramu pro vyšší periody, ovšem za cenu snížení amplitud v této oblasti a tudíž horšího určení maxima spektrogramu pro takové periody (nastaví-li se např. jako kritérium dvě `permax` do `dur`, spektrogram je v oblasti nejvyšších period téměř plochý a maximum není dobře lokalizovatelné). Pokud se omezíme na menší rozsah směrem k dlouhým periodám, spektrogram dostaneme zřetelněji vyklenutý a jednotlivým periodám lépe přiřadíme maxima amplitud.

Optimální se zdá být kritérium, kdy se do `dur` vejdou minimálně čtyři `permax`, podrobněji v podkapitole 4.10. Po otestování vypíše program buďto varovné hlášení a opravenou hodnotu `permax`, nebo hlášení, že použije původně zadanou hodnotu.

Dále se zkontroluje, jestli je `permin` větší než dvojnásobek vzorkovacího časového kroku. Pokud nikoli, je hodnota `permin` opravena a vypsáno příslušné hlášení. Rovnou zde uvedu, že zatímco kontrola hodnoty `permax` je v případě analýzy záznamů povrchových vln potřebná, kontrola hodnoty `permin` je pro vzorkování např. 0, 1s zbytečná, protože tak krátké periody nejsou středem našeho zájmu.

Pokračuje se napočítáním multiplikativního kroku  $\gamma$  (v programu označen jako `gamma`), který je volen tak, aby pomocí něj bylo možné napočítat postupně frekvence (periody) příslušející každému filtru mnohokanálové filtrace. Označíme-li periodu  $j$ -tého filtru  $T_j$ , pak periodu příslušející následujícímu filtru  $T_{j+1}$  spočteme jako

$$T_{j+1} = \gamma \cdot T_j . \quad (4.2)$$

Pokud označíme `permin` jako  $T_{min} = T_{j=1}$  a `permax` jako  $T_{max} = T_{j=nflt}$  (kde `nflt` je počet filtrů), pak

$$T_{max} = \gamma^{nflt-1} \cdot T_{min} . \quad (4.3)$$

V podprogramu se nejprve určí hodnota `g`, daná jako

$$g = \frac{1}{nflt - 1} , \quad (4.4)$$

pomocí které se faktor  $\gamma$  vypočítá podle vztahu

$$\gamma = \left( \frac{T_{max}}{T_{min}} \right)^g . \quad (4.5)$$

Faktor  $\gamma$  je vždy větší než 1.

Pro další výpočet se již používají místo period frekvence. Pro každou periodu vypočtenou pomocí kroku  $\gamma$  se napočítá centrální frekvence `nf(j)` podle vztahu

$$nf(j) = \text{int}(dur/per + 0.5) . \quad (4.6)$$

`Dur` představuje dobu trvání záznamu, `per` je aktuálně používaná centrální perioda. Označení `int` zde představuje fortranskou funkci převádějící reálné číslo na celé oříznutím. Index  $j$  opět označuje počet filtrů. Na rozdíl od periody `per` však musí být hodnota frekvence celé číslo, protože udává pořadí vzorku ve spektru. Nemá tedy rozměr převrácené hodnoty času, ale je bezrozměrná (`dur` i `per` udávají velikost hodnoty času v sekundách). Velikost `nf(j)` nesouvisí bezprostředně s žádnými jednotkami. Jedná se tak vlastně o zaokrouhlenou hodnotu počtu period, které se vejdu do doby trvání záznamu. Termín *frekvence* je zde použit v zobecněném smyslu.

Může se stát, že `nf(j+1) = nf(j)`. V tom případě se o jedničku sníží počet filtrů `nflt` a tato `nf(j+1)` se neuvažuje. Od nepoužité periody se s krokem  $\gamma$  napočítá další perioda, pro kterou se opět testuje jí příslušná frekvence. Program ve skutečnosti používá pomocnou proměnnou `nq` a teprve po otestování použitelnosti její hodnoty se tato buď načte nebo nenačte do pole `nf(j)`.

Směrem k delším periodám je absolutní rozdíl centrálních period dvou sousedních kanálů stále větší. Je to způsobeno krokem ve frekvencích. Tím, že centrální frekvence `nf(j)` musí být vyjádřeny jako celá čísla, není možné volit periodu libovolně, protože by jí mohla odpovídat frekvence vyjádřená neceločíselnou hodnotou. Výsledný krok v nízkých frekvencích je ekvidistantní a to právě proto, že směrem k nízkým frekvencím se stále častěji stává, že periodě příslušející následujícímu filtru odpovídá neceločíselná hodnota frekvence `nf(j)`. Posléze je tedy již každá celočíselná hodnota uvažována. Díky tomu má krok v periodách geometrické zvětšení.

Při zobrazení period v logaritmické škále se tento jev potlačí. Rozložení energie dlouhých vln ve spektrogramu je tak navzorkováno hůře než u vln kratších. Jak však bude ukázáno

dále, charakter spektrogramu je směrem k dlouhým periodám stále méně komplikovaný, takže tento postup plně postačuje.

Do souboru `prelim.dat` se vypíše, jaká je výsledná hodnota počtu filtrů `nflt` a jaký byl použit krok `gamma`. Program dále vypíše tabulku pořadových čísel filtru a jim příslušné centrální periody a frekvence. Souboru `prelim.dat` vypadá například takto:

```
Program starts from 2300th sample
and uses 3201 samples of the signal
```

```
The power of 2 calculated according the number of samples is n2pow = 12
Program uses this value...
```

```
The number of samples used for FFT is n = 4096
```

```
Duration of input signal = 320.10 seconds
The value of "permax" you have entered is too large,
corrected permax = 160.050 seconds
```

```
permin is o.k. ( 4.000 seconds)
```

```
The original entered number of filters = 200
The used number of filters = 74
```

```
gamma = 1.01871200
```

nflt	frequency (samples)	period (s)
1	80	4.001250
2	79	4.051899
3	77	4.157143
4	76	4.211842
5	74	4.325676
6	73	4.384932
7	72	4.445833
8	70	4.572857
9	69	4.639131
10	68	4.707353
11	66	4.850000
12	65	4.924615
.	.	.
.	.	.
.	.	.
69	7	45.728570
70	6	53.350000
71	5	64.020000
72	4	80.025000
73	3	106.700000
74	2	160.050000

#### 4.7.5 Podprogram `ftan`

Nejprve se připraví komplexní vstupní pole pro rychlou Fourierovy transformaci. Podprogram pro její výpočet je převzat z Numerických receptů [27], kde je také okomentován. Dříve načtené pole `sre(i)` se doplní nulami na celkový počet `n` hodnot, kde  $n = 2^{n2pow}$ . Tyto hodnoty tvoří liché prvky pole a představují reálnou část vstupních dat. Imaginární část `sim(i)` (sudé prvky) se všechny doplní nulami. Složením pole `sre(i)` a `sim(i)` vznikne pole `cinput(i)`, které obsahuje  $2 \cdot n$  hodnot.

Podprogram `ftan` zavolá zmiňovanou proceduru `four1`, jejíž první argument představuje vstupní pole `cinput(i)`, druhý hodnotu `n` a třetí  $\pm 1$ , která určuje, jedná-li se o transformaci dopřednou nebo zpětnou. Na výstupu je v poli `cinput(i)` spektrum vloženého signálu.

Poté se pole `cinput(i)` opět rozloží na reálnou (`fre(i)`) a imaginární (`fim(i)`) část. Vlastní filtrování následně proběhne v cyklu pro všechny filtry napočtené v předchozím podprogramu. V cyklu se nejprve zavolá podprogram `filter`, jehož první argument obsahuje požadovanou centrální frekvenci filtrování a druhý hodnotu `alpha(j)`, která je pro homogenní filtraci stále stejná. Vstupem podprogramu `filter` je výstup z předchozí Fourierovy transformace, tedy pole `fre(i)` a `fim(i)`, výstupem pak `ffre(i)` a `ffim(i)`. Tato filtrovaná výstupní pole se opět složí do vstupního pole `cinput(i)` pro inverzní Fourierovu transformaci. Její výsledek se následně rozloží na `fsre(j,i)` a `fsim(i)`. Obdrželi jsme tak signál v čase, který vznikl ze spektra přefiltrovaného podle zadané centrální frekvence a obsahuje tak zejména periody odpovídající této frekvenci. V dalším budu takový signál v časové oblasti nazývat monochromatický. Pole `fsre(j,i)` je dvourozměrné proto, že v dalším bude potřeba od sebe reálné části monochromatických signálů odlišovat – je nutné je tedy uchovat odděleně indexované.

Podle vzorce

$$A_{j,i}^2 = (\Re(s_n))^2 + (\Im(s_n))^2, \quad (4.7)$$

kde  $A_{j,i}$  představuje amplitudu  $j$ -tého filtru a  $i$ -tého vzorku (spojitě vyjádření viz vzorec (2.10)),  $s_n$  diskrétní signál a  $\Re$  a  $\Im$  reálnou a imaginární složku, a jemuž v programu (stále se pohybujeme v části cyklu pro  $j$ -tý filtr) odpovídá

$$\text{amp}(j,i) = \sqrt{\text{fsre}(j,i) \cdot \text{fsre}(j,i) + \text{fsim}(i) \cdot \text{fsim}(i)}, \quad (4.8)$$

spočteme kvadrát amplitudy (energie) signálu. Po průchodu všemi filtry se tak v poli `amp(j,i)` poskládá již vlastní spektrogram. Index `i` představuje čas a index `j` pořadí filtru. Změny nastavení a škálování těchto os spektrogramu budou provedeny až v podprogramu `press`.

Hodnoty amplitud jsou nyní znormovány. Za použití definice rozsahu decibelů

$$Db = 20 \cdot \log \frac{A_{max}}{A_{min}}, \quad (4.9)$$

kde  $A_{max}$  a  $A_{min}$  představují hodnoty maximální a minimální amplitudy celého normovaného rozsahu, se amplitudy spektrogramu znormují podle vzorce

$$\text{namp}(j,i) = \text{int}(20000 \cdot \text{alog10}(b) + 100000.), \quad (4.10)$$

kde `namp` představuje normovanou hodnotu amplitudy, `int` fortranskou funkci ořezávání a `alog10` funkci dekadického logaritmu. Hodnota `b` představuje podíl  $b = \text{amp}(j,i) / \text{amx}$ , kde `amp(j,i)` je hodnota aktuálně normované amplitudy a `amx` je hodnota maximální amplitudy z celého pole spektrogramu (vyhledá se ve dvou vnořených cyklech přes filtry s indexem `j` a vzorky s indexem `i`). Pro samotnou hodnotu maximální amplitudy `amp(j,i)` je tedy podíl  $b = 1$  a `namp(j,i) = 100000`. Abychom naopak dostali `namp(j,i) = 0`, musí být  $\log(b) = -5$  a tedy  $b = 10^{-5}$  a proto minimální amplituda je stotisíckrát menší, než amplituda maximální. Jejich podíl je tedy 5 a podle vzorce (4.9) je rozsah takového normování 100 Db.

Podobně jako se dříve hledalo absolutní maximum pole amplitud celého spektrogramu, najdou se nyní lokální maxima spektrogramu, která odpovídají absolutním maximům amplitud každého filtru. Jedná se tedy o maximální amplitudu, spočtenou podle (4.8), každého normovaného monochromatického signálu. Pole takovýchto maxim kopíruje hlavní hřbet

spektrogramu a po zobrazení jeho os převráceně v rozměru grupové rychlosti a periody (převrácený spektrogram) dává již přímo obraz disperzní křivky.

Zde dochází k výše zmiňované odbočce směřující k dalšímu výstupu programu SVAL, který přímo nesouvisí s disperzí. Podle nalezených maxim se nyní vybere ze spektrogramu jen část příslušející hlavnímu hřbetu. Pro vzorky s indexem  $i$  každého monochromatického signálu s indexem  $j$  se najdou dvě hodnoty indexu  $i$ ; jedna představuje čas nižší než je čas odpovídající maximu daného filtru a druhá čas vyšší. Mezi těmito hodnotami indexů zůstanou amplitudy monochromatického signálu zachovány. Kritérium zvolené pro nalezení indexů se řídí velikostí amplitud. Amplitudy jsou zachovány v oblasti, kde je jejich hodnota vyšší než 90% maximální hodnoty amplitudy daného filtru. Změnou nastavení tohoto kritéria je možné dosáhnout zúžení či rozšíření vybíraného hlavního hřbetu spektrogramu. Hodnota 90% maxima vzešla z podrobného testování mnoha případů od 50% až téměř do 100% maxima a pro strukturu zpracovávaných záznamů se jeví jako nejvhodnější, podrobněji v podkapitole 4.10.

Následně se v každém filtru najdou další dvě hodnoty indexu  $i$ , které představují opět čas nižší resp. vyšší než hodnoty předešlých dvou indexů. Od těchto hodnot až k okrajům záznamu budou v každém filtru amplitudy nulové. Mezi hodnotami, kdy je amplituda nulová a kdy je zachována její velikost, se amplitudy zahlazují kosinovým oknem, stejným jako se v podprogramu `window` zahlazují okraje seismogramu (viz ostavec 4.7.3).

Kritérium pro výběr nulových bodů amplitud se ukázalo vhodné nastavit proměnné v závislosti na centrální periodě filtru a to tak, že s rostoucí periodou se oblast zhlazování rozšiřuje. Konkrétní závislost je dobře patrná ve výpisu zdrojového textu a jejím nastavením lze opět měnit šířku vybíraného hřbetu. Odůvodnění takového počínání vyplývá jednak z toho, že pro delší periody má význam zhlazování delšího úseku signálu, protože zhlazení krátké vůči vlnové délce tuto délku vlastně nezhladí, a také z toho, že delší vlny se v seismogramu vyskytují v delším časovém intervalu než vlny kratší a je tedy odůvodněné tuto souvislost zachovávat a rozšířit tak oblast přítomnosti delších period i ve vyfiltrovaném seismogramu. Podrobněji opět v podkapitole 4.10.

Po nalezení indexů  $i$  se provede již zmíněné vynulování a zahlazení příslušných částí monochromatického pole amplitud. Označení indexů je patrné z výpisu programu, kde jsou také potřebné poznámky.

#### 4.7.6 Podprogram `four1`

Tento podprogram je převzat z [27], kde je též podrobně vysvětleno jeho použití a indexování i řazení reálných i imaginárních částí vzorků. Byla použita jeho verze pracující s reálnými proměnnými v jednoduché přesnosti. V této přesnosti je napsán i celý program SVAL. Volba dvojnásobné přesnosti by pouze zvětšila nároky na paměť stroje, ale neměla by žádný přínos pro vlastní výpočty.

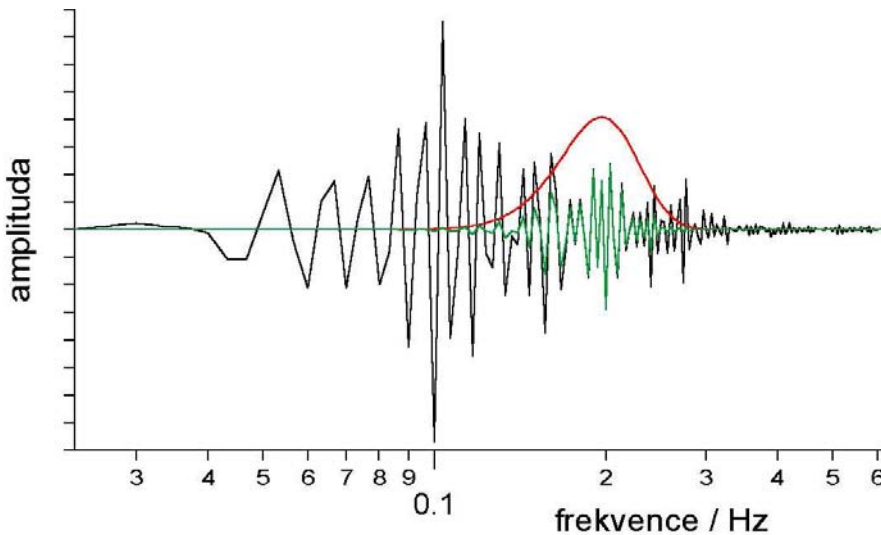
#### 4.7.7 Podprogram `filter`

Tento podprogram je volán pro každý index filtru  $j$ . Napočítává se v něm váhová funkce

$$W(\omega_j, \Omega) = e^{-\alpha \left( \frac{\Omega - \omega_j}{\omega_j} \right)^2}, \quad (4.11)$$

kde proměnná  $\Omega$  představuje frekvenci,  $\omega_j$  představuje centrální frekvenci  $j$ -tého filtru a figuruje zde jako parametr, se kterým se funkce  $W(\omega_j, \Omega)$  mění pro každý filtr s indexem  $j$ .  $\alpha$  je koeficient filtrace. O teoretických aspektech tohoto koeficientu je šířeji pojednáno

v odstavci 2.3.5, o praktickém zacházení s ním v podkapitole 4.10. Touto funkcí se přenásobuje spektrum signálu. Hodnota spektra v bodě příslušejícímu centrální frekvenci zůstane zachována, všechny ostatní hodnoty se sníží. Rozdíl  $\Omega - \omega_j$  je realizován cyklem s indexem začínajícím od centrální frekvence a posouvajícím se k okrajům signálu. Příklady takového přenásobení jsou vidět na obrázku 4.6. Gaussovský zvon tedy ze spektra vybere jen část



Obrázek 4.6: Černou linkou je znázorněno původní spektrum, červená linka představuje gaussovský zvon (filtr) a linka zelená pak ukazuje, jak vypadá spektrum již filtrované. Filtr je centrován na frekvenci 0.2 Hz (perioda 5 s), což je již na hranici rozsahu příslušejícího povrchovým vlnám. Je také vidět, že maximum amplitud je soustředěno okolo periody 10 s.

centrovanou na frekvenci  $\omega_j$  a zbytek spektra potlačí. Takto vyfiltrovaná spektra jsou vrácena do podprogramu `ftan`, kde je z nich po transformování do časové oblasti poskládán spektrogram.

#### 4.7.8 Podprogram `press`

Do tohoto podprogramu vstupují rozličné výstupy z jednotlivých procedur předchozích podprogramů a jeho úkolem je uspořádat je do potřebných dvou- či třírozměrných polí, která se zapíší do textových souborů a slouží pak jako vstup pro zpracování grafickými programy `Grapher` a `Surfer`.

Nejprve se podle vzorce (srovnej se vztahem (1.31))

$$U(t) = \frac{\Delta}{t} \quad (4.12)$$

spočte grupová rychlost  $U(t)$ . Představuje-li  $\Delta$  epicentrální vzdálenost v kilometrech a  $t$  čas v sekundách, který uběhl od počátečního času do okamžiku zjišťování  $U$ , pak  $U(t)$  představuje grupovou rychlost v kilometrech za sekundu příslušející danému okamžiku  $t$ .

Program realizuje tento výpočet následovně:

$$\text{grvel}(i) = \text{distkm} / ((\text{float}(i + \text{nstart} - 1) * \text{timein}) + \text{timedist}) \quad (4.13)$$

`Distkm` představuje opět epicentrální vzdálenost, `timedist` je doba od počátečního času do začátku záznamu, `nstart` je doba, která uběhla od začátku záznamu do okamžiku začátku zpracování záznamu a cyklující index  $i$  označuje vzorky průběžného času, jemuž přísluší grupová rychlost `grvel(i)`. Vzorec (4.13) zároveň přepočítává čas udaný počtem vzorků na čas v sekundách podle vzorkovací frekvence, která v případě použitých záznamů činí 10 Hz, resp. 0,1 s. Tato hodnota je obsaženo v proměnné `timein`.

Následně se provádí přepočet času daného počtem vzorků na čas v sekundách pro potřeby vykreslování spektrogramu a filtrovaného seismogramu. Do souboru `spctrgrm.dat` se



zapiší tři sloupce údajů: čas, frekvence a normovaná amplituda. Jedná se tedy o veličiny, které po svém vynesení do diagramu vytvoří spektrogram. Na ose frekvencí jsou hodnoty uváděny jako dekadický logaritmus  $1000 \times$  zvětšené hodnoty frekvence v hertzech. Normovaná amplituda je zapsána v celých číslech v rozsahu od 0 do 100000. Jejím hodnotám nepřísluší žádný rozměr.

Do souboru `grvelper.dat` se zapíšou hodnoty periody, grupové rychlosti a normované amplitudy. Pole normovaných amplitud je stejné jako v předešlém případě – tento převrácený spektrogram tak pouze obrací frekvence na periody a čas na grupovou rychlost podle (4.12).

Soubor `fltrdgvp.dat` obsahuje stejné veličiny jako předchozí převrácený spektrogram, ovšem pole normovaných amplitud je již filtrované – zobrazí se tak jen hlavní hřbet převráceného spektrogramu.

Soubor `dispers.dat` obsahuje již jen dva sloupce: periody a hodnoty grupových rychlostí, které přísluší maximům amplitud monochromatických signálů pro danou periodu. Jedná se tedy o vykreslení linie hřbetu převráceného spektrogramu. Takovéto zobrazení nazýváme disperzní křivkou.

Soubor `dispcorr.dat` obsahuje stejné veličiny jako soubor `dispers.dat`. Hodnoty grupových rychlostí jsou však opraveny na vliv přístroje podle jeho přenosové charakteristiky, o které je pojednáno v podkapitole 5.1. Velikost opravy se počítá pro každou hodnotu grupové rychlosti před jejím výpisem do souboru `dispcorr.dat`.

Soubor `filtered.dat` obsahuje seismogram spočtený z vyfiltrovaného spektrogramu. Během ořezávání a zahlazování vzorků jednotlivých filtrů v podprogramu `ftan` se výsledek kromě pole normovaných amplitud promítal i do nového pole filtrovaných monochromatických signálů – podle přesně stejných hraničních hodnot indexů se vynulovávaly a kosinovým oknem zahlazovaly výstupy zpětné Fourierovy transformace všech spekter filtrovaných na centrálních frekvencích gaussovskou vahou. Posčítáním těchto monochromatických signálů s nenulovou amplitudou příslušející právě jen hlavnímu hřbetu spektrogramu dostaneme původní seismogram, který je ale zbaven všech nečistot, jakou jsou jiné typy vln, coda za hlavní skupinou povrchových vln a pod. Podrobněji v podkapitole 4.10. Takto získaný seismogram je nutné pro porovnávání ještě přeškálovat podle původního surového záznamu; například srovnáním maximálních amplitud obou signálů.

Podprogram `press` vytváří ještě další soubory pro účely demonstrace různých kroků programu SVAL.

## 4.8 Výpis programu SVAL

```

program sval
implicit none
! pro vlastní zahájení práce stisknete "ENTER"
  write(*,*)'Press "ENTER" to start program SVAM'
  read(*,*)
! hlavní část pouze volá následující subroutiny:
  call readvalues ! nacte udaje o zemetreseni a pozadavcich na zpracovani
  call readsignal ! nacte vlastní realny ekvidistantne digitalizovany zaznam
  call window    ! zhlazuje okraje zaznamu zkraceneho podle pozadavku
  call prelim    ! napocitava hodnoty potrebne pro dalsi praci
  call ftan      ! provadi vlastní casove frekvencni analyzu,

```

```

                ! vola si subroutiny "filter" a "four1"
    call press    ! vytvari rozlicne vystupni soubory
end

subroutine readvalues ! nacte udaje o zemetreseni a pozadavcich na zpracovani
implicit none
    integer, parameter :: maxnflt=300 ! maximalni pocet filtru
    integer             :: i
    integer             :: nstart,nflt,mark,nw,nsampl
    real                :: timein,permax,permin
    real                :: alpha(maxnflt)
    real                :: distkm,timedist

    common /numberofstarting/ nstart
    common /numberofsamples/ nsampl
    common /coswind/ nw
    common /numberoffilters/ nflt
    common /event/ timein,permax,permin
    common /width/ alpha
    common /distances/ distkm,timedist

    open(5,file='irea.dat',status='old') ! otevreni souboru se vstupnimi udaji
! nacte zakladni udaje nutne k vypoctu (realna cisla)
    read(5,'(15x,f10.3)')distkm    ! epic. vzdaleness v kilometrech
    read(5,'(15x,f10.3)')timedist ! rozdil pocatecniho casu a casu zacatku zaznamu
    read(5,'(15x,f10.3)')timein   ! vzorkovaci krok v case
    read(5,'(15x,f10.3)')permax   ! maximalni perioda, pro niz bude program filtrovat
    read(5,'(15x,f10.3)')permin   ! minimalni perioda, pro niz bude program filtrovat
! nacte dalsi udaje (cela cisla)
    read(5,'(15x,i5)')nstart      ! vzorek, od ktereho se ma zacit zpracovavat (vcetne)
    read(5,'(15x,i5)')nsampl     ! pocet vzorku, ktere chci zpracovavat
    read(5,'(15x,i5)')nflt       ! maximalni pocet filtru pro dany ukol
    read(5,'(15x,i5)')nw         ! pocet vzorku zahlazovanych kosinovym oknem
    read(5,'(15x,i5)')mark       ! "1" pro homogenni filtraci, "cokoli" pro optimalni
    if(mark.eq.1) goto 1         ! mark = 1 ... homogenni filtrace
    read(5,'(15x,i5)')(alpha(i),i=1,nflt) ! pokud je mark jiny, nacte pole alpha(i),
    goto 2                       ! a to pro nflt hodnot
1 read(5,'(15x,f5.2)')alpha(1) ! pro mark=1 precte jednu hodnotu alpha (vic jich tam neni)
    do i=1,nflt                 ! a vlozi ji do celeho pole alpha(i)
        alpha(i)=alpha(1)
    enddo
2 continue
    close(5,status='keep')      ! zavreni vstupniho souboru "irea.dat"
end

subroutine readsignal ! nacte vlastni realny ekvidistantne digitalizovany zaznam
implicit none
    integer,parameter :: maxsamples=16384
        ! maximalni pocet vzorku vstupujicich do FFT (2**14)
    integer             :: i,nend,nstart,nsampl,unwanted
    real                :: sre(maxsamples),sigmaxi,sigmini
    real,allocatable   :: rr(:)

    common /numberofsamples/ nsampl
    common /numberofstarting/ nstart
    common /ending/ nend
    common /realsignal/ sre
    common /max/ sigmaxi
    common /min/ sigmini

```

```

! nstart je poradí prvního zpracovávaného vzorku
! nend je poradí posledního zpracovávaného vzorku
! nsampl je počet zpracovávaných vzorku
  nend=nstart+nsampl-1
  open(15,file='ekvii.dat',status='old')! otevření vstupního souboru se signalem
  if(nstart.eq.1) goto 91 ! jestliže začínáme od začátku souboru, preskakujeme
  unwanted=nstart-1 ! pokud ne, nacteme do rr to, co nepotřebujeme
  allocate(rr(unwanted))
  do i=1,unwanted
    read(15,*) rr(i)
  enddo
  deallocate(rr) ! toto byla tedy celkem nadbytečná procedura
91 continue
  do i=1,nsampl ! do pole sre(i) nacteme signal, který chceme zpracovávat
    read(15,*) sre(i)
  enddo
999 format(f12.4)
  sigmaxi=0.0 ! zjistíme maximum celého záznamu
  do i=1,nsampl
    if(sre(i).gt.sigmaxi) sigmaxi=sre(i)
  enddo
  sigmini=0.0 ! a také jeho minimum, což se bude hodit později (v subroutineě press)
  do i=1,nsampl
    if(sre(i).lt.sigmini) sigmini=sre(i)
  enddo
end

subroutine window ! zhlazuje okraje záznamu zkráceného podle požadavku "nstart" a "nsampl"
implicit none
  integer,parameter :: maxsamples=16384
  real,parameter    :: pi=3.1415927
  integer           :: i,nw,nsampl ! nw je počet vzorku, které chceme zhladit
  real              :: f,sre(maxsamples) ! "f" je cosinové okno

  common /coswind/ nw
  common /realsignal/ sre
  common /numberofsamples/ nsampl

  if(nw.eq.0)goto 60 ! pokud nechceme nic zhlazovat, preskakujeme až na konec subroutineě
  do i=1,nw
    f=0.5*(1.-cos(pi*float(i-1)/nw)) ! takto vypadá kosinové okno
    sre(-1+i)=sre(-1+i)*f ! zde jim přenasobují začátek zpracovávaného signalu
    sre(nsampl+1-i)=sre(nsampl+1-i)*f ! a zde jeho konec
  enddo
60 continue
end

subroutine prelim ! napocítava hodnoty potřebné pro další práci
implicit none
  integer,parameter :: maxsamples=16384
  integer,parameter :: maxnflt=300
  integer           :: n2pow,nsampl,n,nflt,nfl,i,j,nq,nstart
  integer           :: nf(maxnflt)
  real              :: dur,timein,permax,permin,g,gamma,per,period(maxnflt)

  common /numberoffilters/ nflt
  common /numberofsamples/ nsampl
  common /numberofstarting/ nstart

```

```

common /powers/ n2pow,n
common /event/ timein,permax,permin
common /freqdist/ nf
common /periods/ period

open(61,file='prelim.dat') ! otevoreni vystupniho souboru pro vypis napocitanych hodnot
write(61,699) nstart ! vypise, od kolikateho vzorku zaciname zpracovavat
699 format('Program starts from',i5,'th sample')
write(61,700) nsampl ! vypise, kolik vzorku zpracovavame
700 format('and uses',i5,' samples of the signal')
n2pow=int(alog(float(nsampl))/alog(2.))+1 ! spoctu exponent 2 "n2pow" tak,
write(61,705) n2pow ! aby 2 na "n2pow" bylo vetsi nez "nsampl" a vypisu ho
705 format('/The power of 2 calculated according the number of samples is n2pow =',i3)
if(n2pow-14) 60,60,50 ! zajisti, aby n2pow bylo maximalne 14
50 n2pow=14
write(61,703) ! pokud je "n2pow" vetsi nez 14, vypise se varovne hlaseni:
703 format('That value of "n2pow" is too large,')
write(61,704) n2pow ! vypise se opravena hodnota s upozornenim, ze byla zmenena
704 format('corrected n2pow =',i3)
goto 33
60 write(61,702)
702 format('Program uses this value...')
! pokud bylo vse v poradku, take se vypise toto hlaseni
33 continue ! nyni to jeste jednou prekontrolujeme:
if(nsampl-2**n2pow) 68,68,62
! pokud je 2 na "n2pow" vetsi nebo rovno "nsampl", jdu na 68
62 write(61,706) ! pokud je naopak "nsampl" vetsi nez 2 na "n2pow"
706 format('Too large input array, program terminates!') ! vypise se varovne hlaseni
stop 22 ! a program se ukonci
68 n=2**n2pow ! spocte se celkovy pocet vzorku "n", který vstoupi do FFT
write(61,707) n ! vypise se
707 format('/The number of samples used for FFT is n =',i6)
dur=timein*float(nsampl) ! spocte se celkova doba trvani signalu (rozmer je realny cas)
write(61,708) dur ! a tato doba se take vypise
708 format('/Duration of input signal =',f8.2,' seconds')
! namet k diskusi - kolik maximalnich period se dobre urci celkovou dobou signalu...?
if(dur-permax*2.0)30,40,40
! pozaduje se, aby se do doby trvani "dur" vesly aspon 2 periody "permax"
30 permax=dur*0.5 ! pokud se nevesly, opravim "permax" na polovinu "dur"
write(61,7090) ! vypisu varovne hlaseni
7090 format('/The value of "permax" you have entered is too large,')
write(61,709) permax ! a za nej i opravenou hodnotu "permax"
709 format('corrected permax =',f10.3,' seconds')
goto 44
40 write(61,710) permax ! pokud se do "dur" vesly 4 "permax", vypisu, ze je vse v poradku
710 format('/permax is o.k. (',f10.3,' seconds)')
44 continue
if(permin-timein*2.)70,70,80
! kontroluji, aby "permin" byla vetsi nez dvojnásobek casoveho kroku "timein"
70 permin=timein*3 ! pokud neni, nastavim ji na trojnásobek tohoto kroku
write(61,7110) ! vypisu varovne hlaseni
7110 format('/The value of "permin" you have entered is too small,')
write(61,711) permin ! a za nej i opravenou hodnotu "permin"
711 format('corrected permin =',f10.3,' seconds')
goto 55
80 write(61,712) permin
! pokud bylo "permin" vetsi nez 2 "timein", vypisu, ze je vse v poradku
712 format('/permin is o.k. (',f10.3,' seconds)')
55 continue ! pokud je "permax" mensi nez "permin",

```

```

if(permax.lt.permin) stop 'wrong values of permin and permax...!' ! program se zastavi
g=1./float(nflt-1)
! "g" predstavuje kolikatinu z celkoveho rozsahu zabira rozdil mezi dvema filtry
! tezko to strucne vysvetlit, ale tento podil na "g" skutecne predstavuje
! multiplikativni krok
gamma=(permax/permin)**g ! faktorem "gamma" nasobim periodu nizsiho filtru,
! abych dostal periodu vyssiho, "gamma" je vzdy vetsi nez 1
per=permin ! do per nacteme nejprve hodnotu permin (v rozmeru realneho casu)
j=0 ! hodnotu indexu "j" menim v nasledujicim cyklu
nffl=nflt ! toto je jen pomocne prechodne oznaceni poctu filtru, ktere se bude menit
write(61,714) nflt ! tady se vypisuje, jaky pocet filtru byl puvodne zadan
714 format('/The original entered number of filters =',i6)
! konam cyklus pres jednotlivy filtry:
do 10 i=1,nflt
! "nq" predstavuje, kolik period se mi vejde do signalu, zaokrouhleno a o 1 zvetseno
! tedy je to zaokrouhlena frekvence prislusejici dane periode nasobena "dur"
nq=int(dur/per+0.5) ! "nq" je bezrozmerna, "dur" i "per" maji rozmer casu
if(i.eq.1) goto 11 ! napoprve jdeme tedy urcite na 11
! jestlize se nova "nq" rovna predchozi "nf"(tedy predchozi nq),
! tedy pokud se od sebe druha a prvni "per" lisily jen o malo
!(pokud po zaokrouhleni vyjde "nq" stejne), snizim pocet filtru
if(nq.eq.nf(j)) goto 12
11 j=j+1
! do pole "nf(j)" se nacistaji nove a nove "nq", ktere byly spocteny podle novych
nf(j)=nq ! a novych "per", ktere byly spocteny ze starych nasobenim "gammou"
period(j)=dur/float(nq) ! "period(j)" je hodnota "per" az na zaokrouhleni
goto 10 ! protoze bylo konano pro "i=1", preskakuje se nasledujici prikaz
12 nffl=nffl-1 ! snizuje se pocet filtru
10 per=per*gamma ! dostaneme vyssi "per", ktera je "gamma" nasobkem te predchozi
nflt=nffl ! po skoncení cyklu se nacte do "nflt" opravena hodnota "nffl"
write(61,715) nflt ! a vypise se pocet filtru, ktere se budou nasledne pouzivat
715 format('The used number of filters =',i6)
write(61,713) gamma ! vypise se take "gamma" faktor
713 format('/gamma =',f12.8)
write(61,7160)
! a zde take tabulka s udaji o poradovem cislu filtru, frekvenci a periode
7160 format('/nflt frequency (samples) period (s)')
do i=1,nflt
write(61,716) i,nf(i),period(i)
enddo
716 format(i3,2x,i5,14x,f10.6)
close(61,status='keep') ! zavre se vystupni soubor "prelim.dat"
return
end

subroutine ftan
! provadi vlastni casove frekvencni analyzu, vola si subroutiny "filter" a "four1"
implicit none
integer,parameter :: maxsamples=16384
integer,parameter :: maxnflt=300
real,parameter :: pi=3.1415927
integer :: n,j,i,ii,jj,nsampl,nstart,nflt,nfc,n2pow
integer :: nf(maxnflt),locmx(maxnflt)
real :: cinput(maxsamples*2)
real :: alpha(maxnflt)
real :: sre(maxsamples),sim(maxsamples),fre(maxsamples),fim(maxsamples)
real :: ffre(maxnflt,maxsamples),ffim(maxsamples), &
& fsre(maxnflt,maxsamples),fsim(maxsamples)
real :: amp(maxnflt,maxsamples),amx,b !,phase(maxnflt,maxsamples)

```

```

integer      :: namp(maxnflt,maxsamples),fnamp(maxnflt,maxsamples)
real         :: maxlocamp(maxnflt),fe,period(maxnflt)
integer      :: uppersampl(maxnflt),lowersampl(maxnflt), &
              & upperzerosampl(maxnflt),lowerzerosampl(maxnflt)

common /numberofstarting/ nstart
common /numberofsamples/ nsampl
common /numberoffilters/ nflt
common /amplitude/ amp
common /realsignal/ sre
common /frequency/ fre,fim
common /filteredfreq/ ffre,ffim
common /freqdist/ nf
common /powers/ n2pow,n
common /width/ alpha
common /normalized/ namp
common /filterednormalized/ fnamp
common /dispersion/ locmx
common /filteredsignal/ fsre
common /periods/ period
! pripraví se vstupní pole pro FFT
do i=1,n ! do imaginární části signalu se vloží nuly
  sim(i)=0.0 ! "sim" = "Signal IMaginarni"
enddo
do i=nsampl+1,n ! do zbytku reálného signalu se také vloží nuly
  sre(i)=0.0 ! "sre" = "Signal REalny"
enddo
do j=1,n ! složí se vstupní datové pole pro FFT
  cinput(2*j-1)=sre(j) ! "cinput" = "Complex INPUT"
  cinput(2*j)=sim(j)
enddo
call four1(cinput,n,+1) ! spočte se spektrum reálného signalu
do j=1,n ! a opět se rozloží výstupní datové pole na reálnou a imaginární část
  fre(j)=cinput(2*j-1) !"fre" = "Frekvence (oblast) REalna"
  fim(j)=cinput(2*j) !"fim" = "Frekvence (oblast) IMaginarni"
enddo
write(*,*)'running cycles in subroutine FTAN...'
! protože to chvíli trvá, vypisuje se hlášení,
! ze programu postoupil až sem...
! koná se cyklus pro jednotlivé filtry (cykly přes filtry jsou vždy "j" nebo "jj")
do 1 jj=1,nflt
  nfc=nf(jj)
! to je konkrétní přiřazení jedné centrální frekvence
! z pole centrálních frekvencí "nf(jj)"
  call filter(nfc,alpha(jj),jj)
! volá se subroutine "filter" pro centrální frekvenci "nfc"
do i=1,n ! nyní se převede vyfiltrované spektrum zpět do času,
  ! složí se vstupní datové pole pro inverzní FFT
  cinput(2*i-1)=ffre(jj,i)
! "ffre" = "Filtrována Frekvence (oblast) REalna" (výstup z "filter")
  cinput(2*i)=ffim(i)
! "ffim" = "Filtrována Frekvence (oblast) IMaginarni" (výstup z "filter")
enddo
call four1(cinput,n,-1)
! spočte se signál (časová oblast) k danému vyfiltrovanému spektru
do i=1,n ! a opět se rozloží výstupní datové pole na reálnou a imaginární část
  fsre(jj,i)=cinput(2*i-1) ! "fsre" = "Filtrovány Signal (časová oblast) REalny"
  fsim(i)=cinput(2*i) ! "fsim" = "Filtrovány Signal (časová oblast) IMaginarni"
enddo ! "fsre" se hodí uchovat ve dvourozměrném poli "(jj,i)"

```

```

! z jednoho filtru to mame zpatky v casu a kona se cyklus pro jednotlivy vzorky
  do 2 ii=1,nsampl ! cykly pres vzorky jsou vzdy "i" nebo "ii",
    ! tedy: "ii" probiha pocet vzorku, "jj" probiha pocet filtru
    amp(jj,ii)=sqrt(fsre(jj,ii)*fsre(jj,ii)+fsim(ii)*fsim(ii)) ! spocte se amplituda
  2 continue ! zde konci cyklus pro vzorky "nsampl" v ramci jednoho filtru
1 continue ! zde konci cyklus pro kazdy filtr
! open(444,file='vlnovka.dat')
! slouzi pro vypis monochromatickeho seismogramu, za "xx"
! do i=1,n ! ! volime pozadovane poradove cislo filtru, podle vypisu
! write(444,222)i,fsre(xx,i)
! v "prelim.dat" pozname, jakemu cislu prislusi jaka perioda
! enddo
! 222 format(i5,2x,f14.1)
! ted se znormuje napoctene pole amplitud
  amx=0.0 ! "amx" nastavime nejprve na nulu
  do j=1,nflt ! a pak do nej vkladame takove "amp(j,i)",
    do i=1,nsampl ! ktere jsou vetsi nez
      if(amp(j,i).gt.amx) amx=amp(j,i)! cokoli predchoziho
    enddo
  enddo ! tim mame v "amx" absolutne nejvetsi amplitudu
  do j=1,nflt
    do i=1,nsampl
      b=amp(j,i)/amx ! "b" je pomer aktualni amplitudy k te nejvetsi
      ! pro nejvetsi amplitudu je b=1 a tedy namp = 100 000,
      ! pro namp = 0 musi byt log(b)= -5
      ! a tedy musi b=10e-5, tedy minimalni amplituda je 100000krat mensi
      ! nez maximalni amplituda
      namp(j,i)=int(20000.*alog10(b+1.0e-10)+100000.)
      ! "namp" = "Normalizovana AMPlituda"
      ! log pomeru max a min amplitudy je tedy 5, a tedy rozsah je 100db
      if(namp(j,i).lt.0) namp(j,i)=0 ! zaopatrimo i pripadne zaporne hodnoty
    enddo
  enddo
! provadi se cyklus pro hledani maxim jednotlivych filtru
  do j=1,nflt ! pro zacatek nastavime vse na nulu
    locmx(j)=0
    maxlocamp(j)=0.0 ! maxlocamp je pole,protoze se to hodi do nasledujicich vypoctu
  enddo
  do j=1,nflt
    do i=1,nsampl
      if(namp(j,i).ge.maxlocamp(j)) then
        maxlocamp(j)=namp(j,i) ! sem schovame hodnotu maximalni amplitudy
        locmx(j)=i ! a sem index, ktery ji v danem filtru prislusi
      endif
    enddo
  enddo
! najdou se indexy, ktere vymezuji orezani spektrogramu
  do j=1,nflt ! cyklus bude probihat postupne pres vsechny filtry
    ! a pro kazdy filtr projde vsechny vzorky a najde meze, ktere me zajimaji
    do i=locmx(j)+1,nsampl ! zacne se od maxima filtru nahoru
      if(namp(j,i).lt.(0.90*maxlocamp(j))) then
        ! procenta maximalni amplitudy, ktera nas zajimaji
        uppersampl(j)=i
        ! sem si schovame idex "i", ktery dane mezni hodnote prislusi
        exit
      endif
    enddo
    do i=locmx(j)-1,1,-1 ! pokracujeme od maxima filtru dolu
      if(namp(j,i).lt.(0.90*maxlocamp(j))) then ! opet procenta maximalni amplitudy

```

```

    lowersampl(j)=i
    ! i sem si schovame index "i", který dane mezni hodnote prisluší
    exit
  endif
enddo
! najdu indexy mezi, kde už bude spektrogram nulový
do i=uppersampl(j),nsampl ! pro vyšší periody se oblast zhlazování rozširuje
  if(namp(j,i).lt.(0.01*(85-(period(j)/30.))*maxlocamp(j))) then
    ! opet procenta
    upperzerosampl(j)=i ! od tohoto indexu už to bude nula
    exit
  endif
enddo
do i=lowersampl(j),1,-1
  ! a to same jeste pro nižší indexy vzorku filtrovaného signalu
  if(namp(j,i).lt.(0.01*(85-(period(j)/10))*maxlocamp(j))) then
    lowerzerosampl(j)=i
    exit
  endif
enddo
! nasledujících pet cyklu se radi za sebe tak, že "i" projde postupně od "1" do "nsampl"
! rozsah filtru je rozdelen na pet oddilu pomocí šesti výše uvedených mezi:
! "1"-lowerzerosampl"-lowersampl"-uppersampl"-upperzerosampl"-nsampl"
! mezi "lowersampl" a "uppersampl" je vmezereno jeste "maxlocamp",
! což však teď nepotřebujeme
do i=1,lowerzerosampl(j)
  ! od "1"(včetně) do "lowerzerosampl"(včetně) to budou jen nuly
  fsre(j,i)=0. ! vynuluje se "Filtrovany Signal REalny"
  fnamp(j,i)=0.
  ! vytvarime nove pole spektrogramu "Filtrovana Normalizovana AMplituda"
enddo
do i=upperzerosampl(j),nsampl
  ! od "upperzerosampl"(včetně) do "nsampl"(včetně)
  fsre(j,i)=0. ! to budou take jen nuly
  fnamp(j,i)=0.
enddo
do i=lowerzerosampl(j)+1,lowersampl(j)
  ! od "lowerzerosampl" do "lowersampl"(včetně) to zahladime kosinovým oknem
  fe=0.5*(1.-cos(pi*float(i-1)/(lowersampl(j)-lowerzerosampl(j))))
  fsre(j,i)=fsre(j,i)*fe
  fnamp(j,i)=namp(j,i)*fe
enddo
do i=upperzerosampl(j)-1,uppersampl(j),-1
  ! od "uppersampl"(včetně) do "upperzerosampl" take
  fe=0.5*(1.-cos(pi*float(i-1)/(upperzerosampl(j)-uppersampl(j))))
  ! zahladime kos. oknem
  fsre(j,i)=fsre(j,i)*fe
  fnamp(j,i)=namp(j,i)*fe
enddo
do i=lowersampl(j)+1,uppersampl(j)-1
  ! mezi "lowersampl" a "uppersampl" ponechame hodnoty stejne
  fnamp(j,i)=namp(j,i)
enddo
enddo ! konec cyklu pres filtry
end

subroutine filter(nfc,al,j)
! vola se pro danou centralni frekvenci "nfc" a vraci vyfiltrované spektrum
implicit none

```



```

integer,parameter :: maxsamples=16384
integer,parameter :: maxnflt=300
integer           :: n2,n,imx,nfc,i,nq,nq1,n2pow
real              :: ffre(maxnflt,maxsamples),ffim(maxsamples), &
                  & fre(maxsamples),fim(maxsamples)
real              :: sq,q,al
integer           :: nsampl,j,nflt
real              :: ww(maxnflt,maxsamples),w(maxsamples)

common /powers/ n2pow,n
common /frequency/ fre,fim
common /filteredfreq/ ffre,ffim
common /numberofsamples/ nsampl
common /numberoffilters/ nflt
common /filterfunction/ ww

n2=n/2 ! polovina poctu vzorku vstupujicich do FFT
imx=max0(n2-nfc,nfc) ! jako meze filtru vybereme vetsi interval
sq=-al/float(nfc*nfc)
! nasledujici cyklus se provede od 1 do prislusne centralni frekvence
do 1 i=1,imx
! "i" zde predstavuje postupne jednu frekvenci za druhou, (napr. velke omega)
q=sq*float(i*i)
! posunuti velke omega - male omega zavedeme prirazovanim, zacneme od
! centralni frekvence, tedy "i" jsou rozdily v citateli exponentu
if(q.lt.-50.0)goto 4 ! pokud je exponent mensi nez -50, je vahova funkce = 0
w(i)=exp(q) ! vahova funkce, kterou prenasobujeme spektrum (tedy filtruji)
goto 1
4 w(i)=0.0
1 continue
! hodnoty spektra presne v centralni frekvenci zustanou zachovany
ffre(j,nfc)=fre(nfc)! jako vstup jdou do filtru hodnoty "fre" a "sre"
ffim(nfc)=fim(nfc) ! vystup z filtru jsou "ffre" a "ffim"
ww(j,nfc)=1. ! pro ucely demonstrace pusobeni vahove fce na spektrum (viz press)
! zbytek spektra zmensime podle filtracni funkce w (velke omega)
do 2 i=1,imx
nq=nfc-i ! klesajici index
nq1=nfc+i ! rostouci index
if(nq.le.0)goto 3
ffre(j,nq)=fre(nq)*w(i) ! od centralni frekvence dolu
ffim(nq)=fim(nq)*w(i)
ww(j,nq)=w(i)
3 if(nq1.gt.n2)goto 2
ffre(j,nq1)=fre(nq1)*w(i) ! od centralni frekvence nahoru
ffim(nq1)=fim(nq1)*w(i)
ww(j,nq1)=w(i)
2 continue
end

SUBROUTINE four1(data,nn,isign) ! pro vypocet FFT, prevzato z Numerickych receptu
INTEGER isign,nn
REAL data(2*nn)
INTEGER i,istep,j,m,mmax,n
REAL tempi,tempr
DOUBLE PRECISION theta,wi,wpi,wpr,wr,wtemp
n=2*nn
j=1
do 11 i=1,n,2
if(j.gt.i)then

```

```

        tempr=data(j)
        tempi=data(j+1)
        data(j)=data(i)
        data(j+1)=data(i+1)
        data(i)=tempr
        data(i+1)=tempi
    endif
    m=n/2
1   if ((m.ge.2).and.(j.gt.m)) then
        j=j-m
        m=m/2
        goto 1
    endif
    j=j+m
11  continue
    mmax=2
2   if (n.gt.mmax) then
        istep=2*mmax
        theta=6.28318530717959d0/(isign*mmax)
        wpr=-2.d0*sin(0.5d0*theta)**2
        wpi=sin(theta)
        wr=1.d0
        wi=0.d0
        do 13 m=1,mmax,2
            do 12 i=m,n,istep
                j=i+mmax
                tempr=sngl(wr)*data(j)-sngl(wi)*data(j+1)
                tempi=sngl(wr)*data(j+1)+sngl(wi)*data(j)
                data(j)=data(i)-tempr
                data(j+1)=data(i+1)-tempi
                data(i)=data(i)+tempr
                data(i+1)=data(i+1)+tempi
            12 continue
            wtemp=wr
            wr=wr*wpr-wi*wpi+wr
            wi=wi*wpr+wtemp*wpi+wi
        13 continue
        mmax=istep
        goto 2
    endif
END

subroutine press ! vytvari rozlicne vystupni soubory
implicit none
integer,parameter :: maxsamples=16384
integer,parameter :: maxnflt=300
integer           :: namp(maxnflt,maxsamples),fnamp(maxnflt,maxsamples),locmx(maxnflt)
integer           :: nstart,nsampl,i,j,nflt
real              :: period(maxnflt),grvel(maxsamples),grvelcorr(maxsamples)
real              :: time(maxsamples)!,freq(maxnflt)
real              :: distkm,timedist,timein,permax,permin,timecorr(maxnflt)
real,allocatable :: filtered(:)
real              :: fsre(maxnflt,maxsamples),sigmaxi,sigmini,fsigmx
real              :: ffre(maxnflt,maxsamples),ffim(maxsamples), &
                  & fre(maxsamples),fim(maxsamples)
real              :: ww(maxnflt,maxsamples)

common /numberofsamples/ nsampl
common /numberoffilters/ nflt

```

```

common /normalized/ namp
common /filterednormalized/ fnamp
common /periods/ period
common /dispersion/ locmx
common /numberofstarting/ nstart
common /distances/ distkm,timedist
common /event/ timein,permax,permin
common /filteredsignal/ fsre
common /max/ sigmaxi
common /min/ sigmini
common /frequency/ fre,fim
common /filteredfreq/ ffre,ffim
common /filterfunction/ ww

! zde se spocte grupovou rychlost: vzdalenost delena souctem casu k prvniemu vzorku zaznamu,
! casu který ubehl od prvního vzorku zaznamu do "nstart" a casu,
! který bezi od "nstart" do "nend"
do i=1,nsampl
    grvel(i)=distkm/((float(i+nstart-1)*timein)+timedist)
enddo

! napocitavani casu pro spravne zobrazeni podle puvodniho suroveho signalu
do i= 1,nsampl
    time(i)=float(nstart+i-1)*timein
enddo
write(*,*)
write(*,*)'creating spectrogram...'
open(11,file='spctrgrm.dat')
! nakresli obycejny spektrogra, tedy cas-frekvence-amplituda
do j=1,nflt
    do i=1,nsampl,4 ! frekvence je 1000krat zvetsena a logaritmovana
        write(11,112) time(i),alog10(1000./period(j)),namp(j,i)
    enddo
enddo
112 format(f8.1,2x,f10.5,2x,i9)
write(*,*)
write(*,*)'creating group velocity-period diagram...'
open(12,file='grvelper.dat') ! nakresli prevraceneho spektrogram,
do j=1,nflt ! tedy diagram zavislosti grupove rychlosti na periode
    do i=1,nsampl,4
        write(12,122) alog10(period(j)),grvel(i),namp(j,i)
    enddo
enddo
write(*,*)
write(*,*)'creating filtered group velocity-period diagram...'
open(125,file='fltrdgvp.dat') ! nakresli vyfiltrovany prevraceny spektrogram
do j=1,nflt ! tedy filtrovany diagram zavislosti grupove rychlosti na periode
    do i=1,nsampl,4
        write(125,122) alog10(period(j)),grvel(i),fnamp(j,i)
    enddo
enddo
122 format(f9.5,2x,f6.4,2x,i9)
write(*,*)
write(*,*)'creating dispersion curve...'
! open(13,file='dispers.dat') ! nakresli dispersni krivku ziskanou spojenim maxim
open(131,file='dispcorr.dat')
! prevraceneho spektrogramu, resp. opravu na rychlostni charakteristiku
do j=1,nflt
    ! oprava absolutni hodnoty grupove rychlosti vzesla z porovnani s testovacim prikladem
! write(13,135) period(j),grvel(locmx(j))-0.06

```

```

! casova korekce spoctena podle prenosove charakteristiky pristroje typu Kirnos
! pouzivaneho na seismicke stanice PRAHA je aproximovana polynomem sedmeho stupne
! st. 0: 0.282814 koeficienty u jednotlivych stupnu polynomu
!st. 1: -0.406081
!st. 2: 0.0310171
!st. 3: -0.000731619
!st. 4: 9.60776E-006
!st. 5: -7.1351E-008
!st. 6: 2.8023E-010
!st. 7: -4.52289E-013
timecorr(j)= 0.282814 - 0.406081*period(j) + 0.0310171*period(j)*period(j) &
& - 0.000731619*period(j)*period(j)*period(j) &
& + 9.60776E-006*period(j)*period(j)*period(j)*period(j) &
& - 7.1351E-008*period(j)*period(j)*period(j)*period(j)*period(j) &
& + 2.8023E-010*period(j)*period(j)*period(j)*period(j)*period(j)*period(j) &
& - 4.52289E-013*period(j)*period(j)*period(j)*period(j)*period(j)*period(j) &
& *period(j)*period(j)
grvelcorr(locmx(j))=distkm/((float(locmx(j)+nstart-1)/10.)+timedist+timecorr(j))
write(131,135) period(j),grvelcorr(locmx(j))-0.06
enddo
135 format(f9.5,2x,f10.6)
write(*,*)
write(*,*)'creating filtered seismogram...'
open(14,file='filtered.dat')! nakresli vyfiltrovaný seismogram
! open(16,file='fltekvii.dat')! nakresli vyfiltrovaný seismogram bez casoveho kodu
allocate(filtered(nsampl))
do i=1,nsampl ! napocita filtrovaný "signal", a to tak,
    filtered(i)=0.
enddo
do i=1,nsampl
    do j=1,nflt ! ze poscita jednotlivé monochromatické signály získané
        filtered(i)=filtered(i)+fsre(j,i) ! postupným filtrovaním
    enddo
enddo
fsigmx=0.0
! naskaluje se to podle puvodního syroveho zaznamu (jeho "sigmaxi" a "sigmini" už máme)
do i=1,nsampl ! zjistím maximum napocitaného filtrovaného "signálu" "fsigmx"
    if(filtered(i).gt.fsigmx) fsigmx=filtered(i)
enddo
do i=1,nsampl ! vypsání vyfiltrovaného seismogramu
    write(14,145) time(i), filtered(i)*((sigmaxi-sigmini)/2.)/fsigmx
    ! write(16,165) filtered(i)*((sigmaxi-sigmini)/2.)/fsigmx
enddo
145 format(f7.1,2x,f13.4)
165 format(f13.4)
! open(654,file='vahy.dat')
! zde se vykresluje demonstřacní verze působení vahové fce na spektrum
! do i=1,nsampl
    ! write(654,655) float(i)/300,fre(i),4092900.6*ww(2,i),ffre(2,i)
!enddo
! 655 format(f9.5,2x,f12.3,2x,f12.3,2x,f12.3)
write(*,*) ! poslední hlášení...
write(*,*)'...done'
write(*,*)
end

```

## 4.9 Testování programu

Pro vyzkoušení základních operací programu jsem zvolil, podobně jako Sekereš v [33], teoretický signál s lineární disperzí. Závislost úhlové frekvence  $\omega(t)$  na čase vypadá takto:

$$\omega(t) = \frac{2}{C}t + \frac{1}{D} . \quad (4.14)$$

Čas  $t$  počítáme od prvního vzorku takového signálu s krokem  $\Delta t$ . Pakliže  $t_0 = 0$  a úhlová frekvence souvisí s periodou jako  $T = 2\pi/\omega$ , pak z uvedené závislosti dostáváme, že konstanta  $D$  určuje počáteční periodu a to takto:

$$D = \frac{T_{max}}{2\pi} , \quad (4.15)$$

protože

$$\omega(t_0) = \frac{1}{D} . \quad (4.16)$$

$T_{max}$  je požadovaná perioda odpovídající času  $t_0$ . Index *max* znamená, že vytváříme signál, v jehož průběhu periody klesají, jak je tomu u seismických signálů. Času  $t_0$  tak odpovídá nejdelší perioda  $T_{max}$ .

Pro jakýkoli další okamžik trvání signálu ( $t \neq 0$ ) už vstupuje do hry i konstanta  $C$ . Pomocí ní nastavíme požadovanou koncovou periodu signálu. Označme koncový čas teoretického signálu  $t_N$  a jemu příslušející periodu  $T_{min}$ . Za použití rovnosti  $T = 2\pi/\omega$  vyjádříme ze vztahu (4.14)  $T_{min}$  jako

$$T_{min} = \frac{2\pi CD}{2t_N D + C} \quad (4.17)$$

a tedy konstantu  $C$  pak po zvolení  $T_{max}$  a  $T_{min}$  a spočtení konstanty  $D$  dostaneme jako

$$C = \frac{2t_N T_{min} D}{2\pi D - T_{min}} . \quad (4.18)$$

Časovou fázi  $\Phi$  teoretického signálu dostaneme integrací disperzního výrazu (4.14) podle času:

$$\Phi(t) = \frac{t^2}{C} + \frac{t}{D} \quad (4.19)$$

a výsledný diskretní signál  $s_{teor}(t_n)$  s lineárně rostoucí amplitudou  $Amp$  zapíšeme ve tvaru

$$s_{teor}(t_n) = \underbrace{\left(1 + \frac{A}{N}t_n\right)}_{Amp} \cos\left(\frac{t_n^2}{C} + \frac{t_n}{D}\right) . \quad (4.20)$$

$A$  je konstanta určující, o kolik vzroste amplituda signálu na celé jeho délce oproti jednotkové amplitudě  $Amp = 1$  na začátku signálu.  $n$ -tý vzorek má amplitudu o  $At_n/N$  větší než vzorek první.

Uvedený teoretický signál jsem napačítal programem TEST, výpis jeho zdrojového textu je zde:

```

program test

implicit none
integer,parameter :: nsampl=4000
! pro vzorkovani "delta t = 0.1s" odpovida delce signalu "400s"
real,parameter    :: pi=3.1415926

```

```

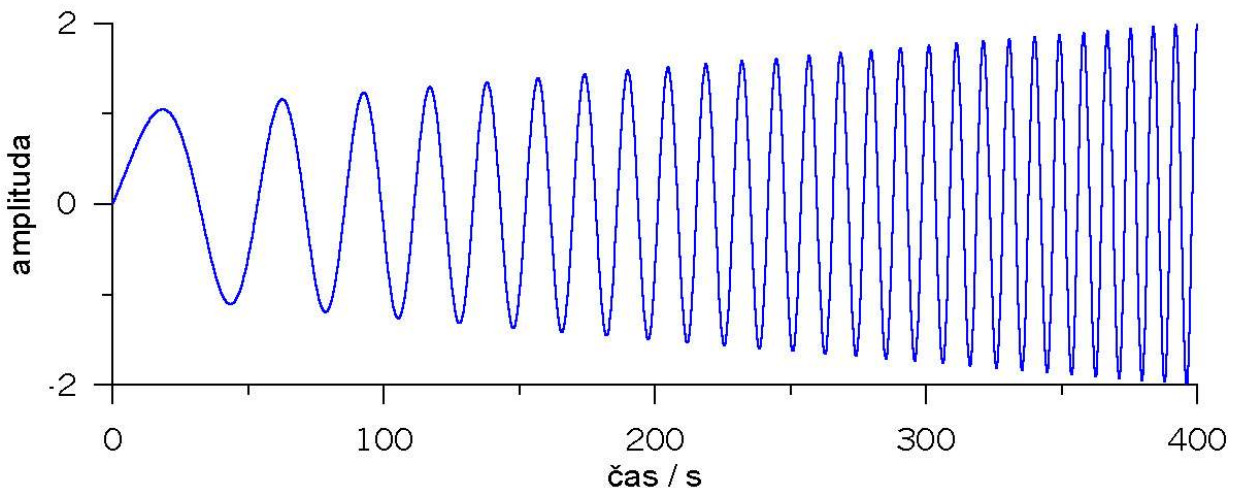
integer      :: i
real         :: g(nsampl),period(nsampl),grvel(nsampl),time(nsampl)
real         :: A,C,D,distan,timedist
distan = 1845.867 ! hodnoty vzate podle zemetreseni Turecko,...
timedist = 400.69 ! "200.59s" je rozdil pocatecniho casu a casu zacatku zaznamu
! a "200.1s" je hodnota "nstart=2000", od ktere realny Turecky zaznam zpracovavam
A=10.
! po vynasobeni "delta t" predstavuje, o kolik vzroste amplituda od pocatecni jednotkove
! napr. pro "A=10" vzroste absolutni hodnota amplitudy od "1"(nsampl=0) do "2"(nsampl=4000)
D = 14.3
! odpovida pocatecni periode 90 sekund D=T/(2*pi), "D" uzijeme pro nasledny vypocet "C"
C = 1118.0 ! odpovida koncove periode 8 sekund 2*pi*f=(2*nsampl*delta t)/C + (1/D)

do i=1,nsampl ! napoctu si realny cas v rozmeru sekund
    time(i)=float(i)/10.
enddo
open(33,file='synthtim.dat') ! otevru soubor pro synteticky dispersivni seismogram
do i=1,nsampl ! spoctu vlastni signal
    g(i)=(1.+(A/float(nsampl))*time(i))*sin(((time(i)*time(i))/C)+time(i)/D)
    write(33,335) time(i),g(i) ! zapisu ho do souboru
enddo
335 format(f8.2,f10.6)
open(44,file='synthdis.dat') ! otevru soubor pro syntetickou dispersni krivku
do i=1,nsampl
    period(i)=(2.*pi) / ((2.*time(i))/C+(1./D)) ! spoctu periodu
    grvel(i)=distan/(timedist+time(i)) ! a prislusejici grupovou rychlost
    write(44,445) period(i),grvel(i)
enddo
445 format(f10.5,2x,f10.6)

end

```

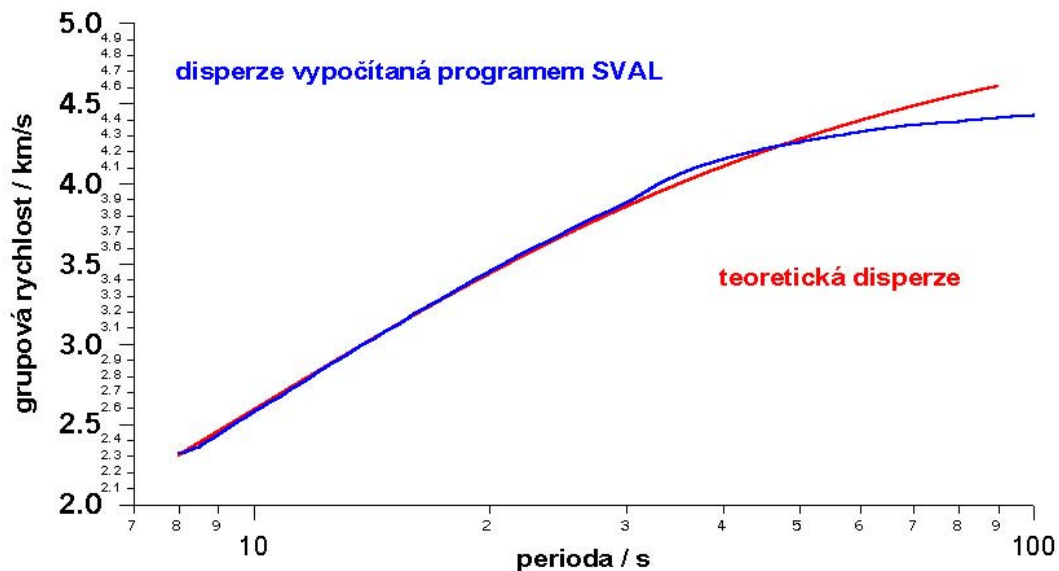
Z komentářů uvedených ve zdrojovém textu vyplývá, že jako počáteční a koncová hodnota periody byla zvolena  $T_{max} = 90$  s a  $T_{min} = 8$  s. Celý signál obsahuje 4000 vzorků, digitalizační krok v čase je 0,1 s. Tyto hodnoty odpovídají digitalizování zpracovávaných záznamů ze stanice Praha i jejich obvyklé délce. Hodnoty konstant  $A$ ,  $C$  a  $D$  příslušející výše uvedeným periodám jsou patrné z deklarační části zdrojového textu. Napočítaný teoretický signál je uveden na obrázku 4.7.



Obrázek 4.7: Teoretický signál napočtený v délce 400 s a s amplitudou rostoucí v abs. hod. od 1 do 2.

Tento signál byl vložen do programu SVAL a zpracován jako by se jednalo o standardní záznam zemětřesení. Hodnoty vkládané při tomto testu v souboru *irea.dat* jsou identické s reálnými hodnotami příslušejícími zemětřesení z Turecka ze 3. února 2002. Epicentrum má souřadnice  $38,57^{\circ}$  severní šířky a  $31,27^{\circ}$  východní délky.<sup>28</sup> Epicentrální vzdálenost ke stanici Praha je  $\Delta = 1845,87$  km a rozdíl počátečního času a času začátku záznamu je 200,59 s. Blíže k tomuto jevu a stanici Praha v kapitole 4.10.6. Hodnota 400,59 s uvedená v deklarační části programu je opravena na přibližný začátek skupiny povrchových Loveových vln v záznamu zmíněného tureckého zemětřesení. Rozsah period je také volen tak, aby odpovídal periodám hlavního hřbetu spektrogramu tohoto zemětřesení. Uvedené souvislosti mají za úkol přiblížit teoretický testovací signál co nejvíce realitě. Se zpracováním uvedeného zemětřesení nemají žádnou další souvislost a jejich cílem je otestovat funkci programu SVAL ve vykreslení disperzní křivky. Připodobněním teoretického testovacího signálu reálnému jsem zejména chtěl dosáhnout realistických hodnot grupových rychlostí. Řádově jiné hodnoty rychlostí vln testovacího signálu by neměly dostatečný vypovídací účinek, protože by výsledky mohly být numericky zkresleny.

Na obrázku 4.8 je disperzní křivka vypočítaná programem SVAL a křivka vypočítaná podle vztahu (4.14), resp. převedená na grupovou rychlost podle vztahu (3.7).



Obrázek 4.8: Modře je vybarvena disperzní křivka vypočítaná programem SVAL, červeně pak křivka vypočítaná podle vztahu (3.7) (viz též vzorec (2.1)).

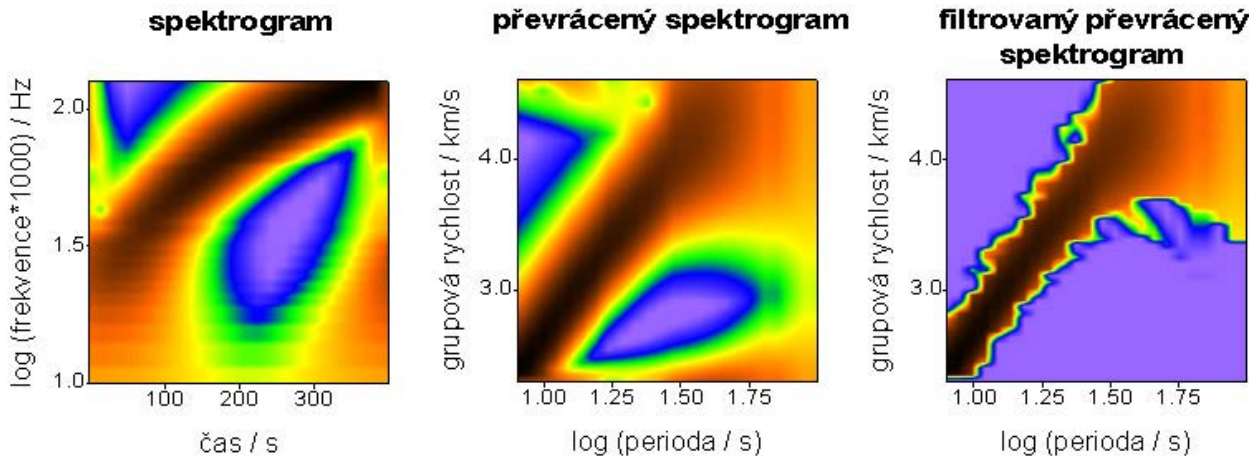
Je patrné, že shoda ve střední části rozsahu period, tj. od 10 do 30 s je v řádu setin grupové rychlosti uváděné v km/s; směrem k okrajům rozsahu se shoda zhoršuje. Odchyłka dosahuje až 0,1 km/s. V dalších kapitolách bude řeč o tom, že takovéto určení grupové rychlosti je vyhovující.

Postup práce byl následující: k testování programu SVAL jsem přistoupil až po zpracování záznamů několika reálných zemětřesení. Jako testovací hodnoty epicentrální vzdálenosti a času příchodu skupiny povrchových vln jsem vybral hodnoty příslušející zmíněnému tureckému zemětřesení a test provedl pro několik možných variant rozsahů period a tedy i sklonu křivky teoretického signálu. Že SVAL pracuje řádově správně bylo patrné po několika prvních zpracováních, protože výsledky bylo možné odhadnout ruční metodou. Mohl

<sup>28</sup> v celé této práci pracuji s hodnotami geografických souřadnic v desetinném formátu. Uvedené hodnoty tedy představují např. 38 stupňů a 57 setin stupně severní šířky apod. Severní šířku budu standardně označovat jako N (north), východní délku jako E (east). Obdobně též s (south) značí jižní šířku a W (west) západní délku.

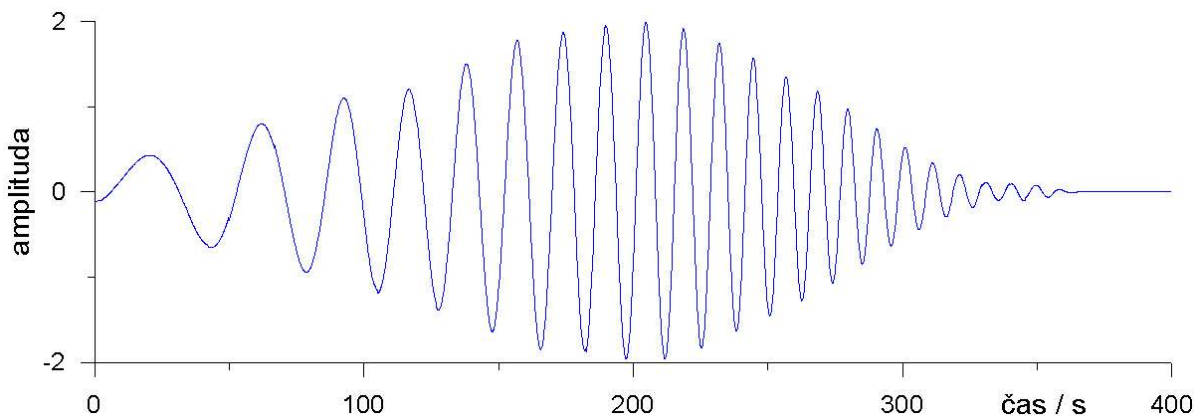
jsem si proto dovolit přistoupit k testu až jako ke kontrolnímu mechanismu; nepoužil jsem ho tedy jako zásadní kritérium pro hodnocení spolehlivosti programu.

Na obrázku 4.9 jsou pro srovnání uvedeny ještě spektrogram, převrácený spektrogram a filtrovaný převrácený spektrogram. Je tak dobře patrný charakter hlavního hřbetu. Jemu odpovídá modrá disperzní křivka na obrázku 4.8.



Obrázek 4.9: Programem SVAL napočtené diagramy zachycující výsledky teoretického testovacího příkladu.

Na spektrogramech je kromě hlavního hřbetu vidět i dva postranní hřbety táhnoucí se přes celý frekvenční rozsah na začátku a na konci záznamu. Je to způsobeno nedostatečným zhlazením okrajů teoretického signálu. Skok v tomto signálu vede ke komplikaci spektra frekvencemi, které ve skutečnosti v signálu obsaženy nejsou. Projevuje se to zejména na konci teoretického signálu. Jeho počáteční amplituda se zvedá od nulové hodnoty a je nižší než amplituda koncová. Koncová amplituda je vyšší a záznam je navíc ukončen v jejím vrchu.



Obrázek 4.10: Takto vypadá seismogram z obrázku 4.7 složený zpětně z filtrovaného spektrogramu, jak je znázorněn na obrázku 4.9. Filtrování se projevilo právě jen zmenšením amplitud na okrajích záznamu – samotný teoretický signál byl „filtrovaný“ již před zpracováním.

Podrobnější testování a jeho rozbor provedl ve své práci [33] Sekereš. Starší verze programu na frekvenčně-časovou analýzu záznamů zemětřesení – program SVAM, se od mého programu SVAL liší, ale zásadní procedury programu, které jsou Sekerešem testovány, zůstaly zachovány. Výsledky jeho pokusů zůstávají v platnosti s tím, že program SVAL umožňuje pracovat s daleko více vzorky a vykreslovat spektrogramy řádově hustěji. Výsledky práce programu SVAL je tak možné považovat za obdobu výsledků práce programu SVAM.



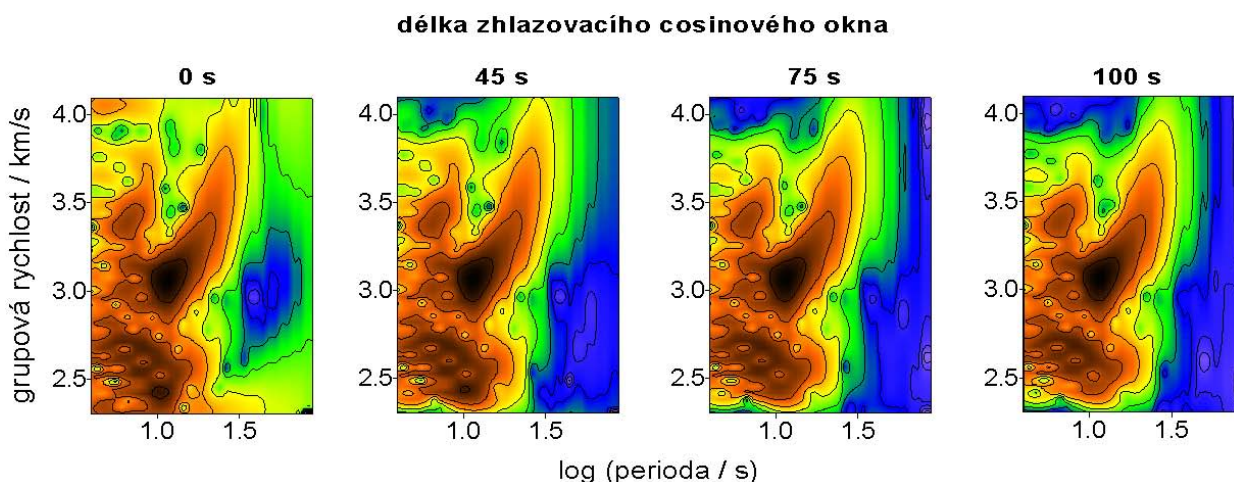
Numericky jsou však výsledky programu SVAL podrobněji navzorkované a disperzní křivky tak zachycují jemnější detaily průběhu závislosti grupové rychlosti na periodě.

## 4.10 Ladění a nastavování programu

V této podkapitole se zmíním o několika parametrech a veličinách, jejichž nastavováním lze měnit výpočty programu SVAL a na jejichž konstelaci závisí kvalita určené disperzní křivky grupových rychlostí povrchových vln.

### 4.10.1 Délka zhlazování okrajů záznamu

V podkapitole 4.9 bylo zmíněno, že nastavováním různě dlouhých zhlazovacích kosinových oken lze ovlivnit vzezření spektrogramu. Tento parametr neovlivňuje výpočet nijak zásadně, přesto zde uvedeme příklad volby různého okna. Obrázek 4.11 ukazuje čtyři varianty délky okna. Je vidět, že převrácený spektrogram bez zhlazení jeví na okrajích záznamu (nízké



Obrázek 4.11: Srovnání čtyř převrácených spektrogramů vypočítaných ze signálů, jejichž okraje byly zhlazeny různě dlouhými kosinovými okny. Za příklad je opět použit záznam tureckého zemětřesení ze 3. února 2002, a to jeho transversální složka.

a vysoké grupové rychlosti) amplitudy, které mohou jednak příslušet skutečnému seismogramu, daleko spíše však vznikají skokem v signále na okrajích části vybrané pro zpracování. Jak je vidět dále, horní a dolní okraj obrázků se postupně „vyčišťuje“. Kromě toho je však také patrný vliv dlouhého okna na delší periody. Například kmity okolo 80 s mají již na záznamu velmi nízké amplitudy a nacházejí se zejména v jeho počáteční části (vysoká grupová rychlost). Tyto vlny jsou dlouhým oknem, jehož délka je srovnatelná s jejich délkou, „postiženy“ nejvíce – zhlazení oknem o délce 100 s nejdelsí periody od 80 s do 90 s téměř vynulovává.

### 4.10.2 Rozsah oboru period

Volba oboru zkoumaných period je ovlivňována dvěma faktory: jednak fyzikálním požadavkem zkoumaného jevu, totiž povrchových vln, a pak také možnostmi zpracování souvisejícími s navzorkováním signálu a určením jednotlivých period. Povrchové vlny zaznamenáme v rozsahu od jednotek sekund až po stovky sekund. Z toho například plyne, že výpočty nejsou ohroženy Nyquistovou frekvencí (viz podkapitola 2.3, viz vzorec (2.7)), protože pro

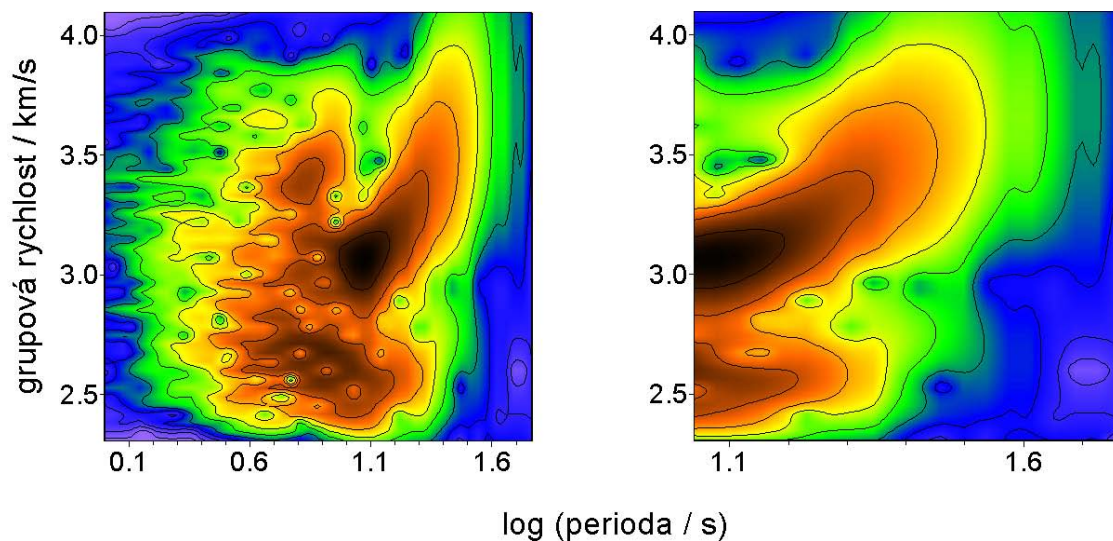
navzorkování s frekvencí 10 Hz představuje její hodnota  $f_{Nq} = 0,2$  s, ke kterémužto oboru period se vůbec nepotřebujeme přiblížit.

Na záznamech zpracovávaných touto prací je většinou pouhým okem (či metodou vrchů a důlů) viditelný rozsah period povrchové skupiny od 10 s do 40 s.

Kratší periody jsou obsaženy v oblasti příchodu prostorových vln a pak ve formě šumu a dalších fází prostorových vln i během příchodu povrchové skupiny. Frekvence okolo 5 Hz se tak vyskytují téměř po celou dobu záznamu.<sup>29</sup>

Záznamy obsahují i periody delší než 40 s, s jejichž určením je problém ze dvou důvodů: jednak mají nízké amplitudy a tudíž maximum těchto amplitud není na spektrogramu dobře lokalizovatelné, protože se pro danou periodu jedná vlastně o plató; jednak jsme omezeni délkou zkoumaného výběru, viz následující odstavec.

Obrázek 4.12 ukazuje, jak se spektrogram změní pro odlišné nastavení minimální periody. Spodním omezením oboru period se tak můžeme lépe přiblížit absolutnímu maximum



Obrázek 4.12: Porovnání převrácených spektrogramů pro dvě volby minimální zpracovávané periody. Vlevo se jedná o nastavení hodnot periody na 1 s, vpravo pak o nastavení hodnoty na 11 s. Pravý obrázek je tak vlastně výřezem levého. Změnou oboru period můžeme absolutní maximum zachytit na okraji spektrogramu, což je výhodné pro následnou filtraci.

amplitud celého spektrogramu (dobře viditelnému na levém převráceném spektrogramu na obrázku 4.12 téměř v jeho středu). To je důležité pro to, aby například filtrování spektrogramu skutečně koncentrovalo svou pozornost jen na hlavní požadovaný mod. Protože se filtrování provádí vždy pro danou periodu, filtrací například na 5 s (hodnota 0,7 na levém obrázku 4.12) bychom dostali výběr vztahující se k lokálnímu maximum okolo rychlosti 2,7 km/s, které se ale k povrchové skupině neváže. Příklad takto nepovedeného filtrování je vidět na obrázku 3.3.

Rozsah period, který chceme zpracovávat, se volí ve vstupním souboru `irea.dat`, jehož obsah je komentován v odstavci 4.7.1.

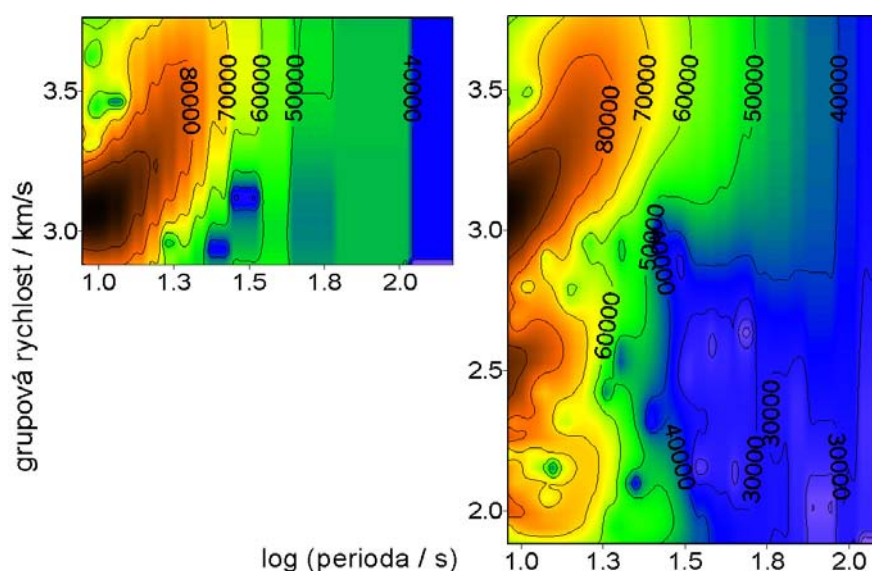
### 4.10.3 Výběr délky úseku seismogramu

Toto kritérium se úzce váže k předešlému – nyní ovšem z pohledu dlouhých period. Podobně, jako jsme v minulém odstavci vysvětlili, jak je možné se přiblížit zvyšováním minimální periody k absolutnímu maximum záznamu a tedy k počátku disperzní křivky ve směru period,

<sup>29</sup> Přístroje použité pro záznam zemětřesení na stanici Praha jsou dlouhoperiodické s vlastní periodou kyvadla  $T_s = 20$  s, viz podkapitola 5.1.

je možné se přiblížit zkracováním délky vybraného záznamu k tomuto maximu ze směru rychlostí. Toto nastavení není tak kritické jako předešlé, protože delší výběr znamená další amplitudy pro pozdější vlny, ovšem pro danou periodu, na které provádíme filtraci, je rozhodující absolutní maximum – je-li na záznamu takové, pak ostatní lokální maxima na téže periodě budou potlačena. Můžeme ovšem ponechat záznam velmi dlouhý (i několikanásobně oproti trvání povrchové skupiny) a na vyfiltrovaném seismogramu tak případně obdržet i potlačenou část nabíhající cody.

Základním problémem je, jakou délku period si můžeme troufnout určovat vzhledem k délce záznamu. Bylo již zmíněno (viz odstavec 4.7.4), že v programu SVAL se jako optimální projevilo stanovení kritéria na 2-4 periody do délky záznamu. Jedná-li se o dlouhou povrchovou skupinu, pak nemusí být toto kritérium kritické, protože na počet period není nutné brát zřetel. Problém nastává se záznamy, kdy se volbou kratšího úseku snažíme odseparovat právě codu. Pokud zkrátím záznam z obrázku 4.12, přiblížím se sice více k absolutnímu maximu, ale vyšší periody budou zastoupeny s nízkými amplitudami s malou výpovědní hodnotou. Na obrázku 4.13 je vidět, že zatímco na levém převráceném spektro-



Obrázek 4.13: v případě levého spektrogramu byla vybrána délka záznamu 150 s a rozsah period od 9 do 120 s. Pravý spektrogram ukazuje amplitudy příslušející délce záznamu 490 s, požadovaný rozsah period je stejný jako v předešlém případě. Oba výběry začínají ve stejný časový okamžik. Nalevo se do délky vybraného úseku záznamu vejde jen 1 maximální perioda, zatímco na pravém spektrogramu se takové periody do délky záznamu vejdou 4.

gramu se podařilo určit amplitudy maximálně do hranice 60 s (hodnota 1,75 na vodorovné ose), na pravém převráceném spektrogramu se to díky prodloužení výběru záznamu povedlo až do periody okolo 100 s. Amplitudy o hodnotách 50000 a 40000 jednotek jsou na pravém obrázku zřetelně vyklednuty směrem k dlouhým vlnám. Vrstevnice o hodnotě 40000 jednotek je sice na obou obrázcích na stejném místě, ale na pravém obrázku vymezuje skutečně určený pokles amplitud, zatímco na levém je mezi hodnotami 40000 a 50000 již nedobře určené plató bez jakéhokoli lokálního maxima. Nelze z něj tudíž určit disperzní křivku.

Pro nižší periody však pravý spektrogram obsahuje další hřbety, zatímco na kratším výběru vlevo se podařilo vměstnat absolutní maximum do rohu spektrogramu. V případě, jako je tento, kdy je samotný seismogram velmi přehledný (jedná se stále o transverzální složku tureckého zemětřesení, viz obrázek 1.1 na straně 15), si můžeme dovolit pracovat se spektrogramem jako je ten vpravo, tedy zvolit dlouhý úsek seismogramu a určovat disperzi do vyšších period. Mnohé záznamy však jsou komplikovanější a prodloužením výběru se zhoršuje aplikace kritéria pro filtrování spektrogramu.

Dochází zde tedy k propojení závislosti určení disperzní křivky na dvou faktorech: zvětším-li rozsah časového výběru záznamu, lépe určím delší periody. Ovšem v krátko-periodické části se mi na spektrogramu nejspíše objeví vliv cody a dalších fází např. pro-

storových vln, takže interpretace této části spektra bude obtížná. Zkrácením výběru zase neurčím dlouhé periody.

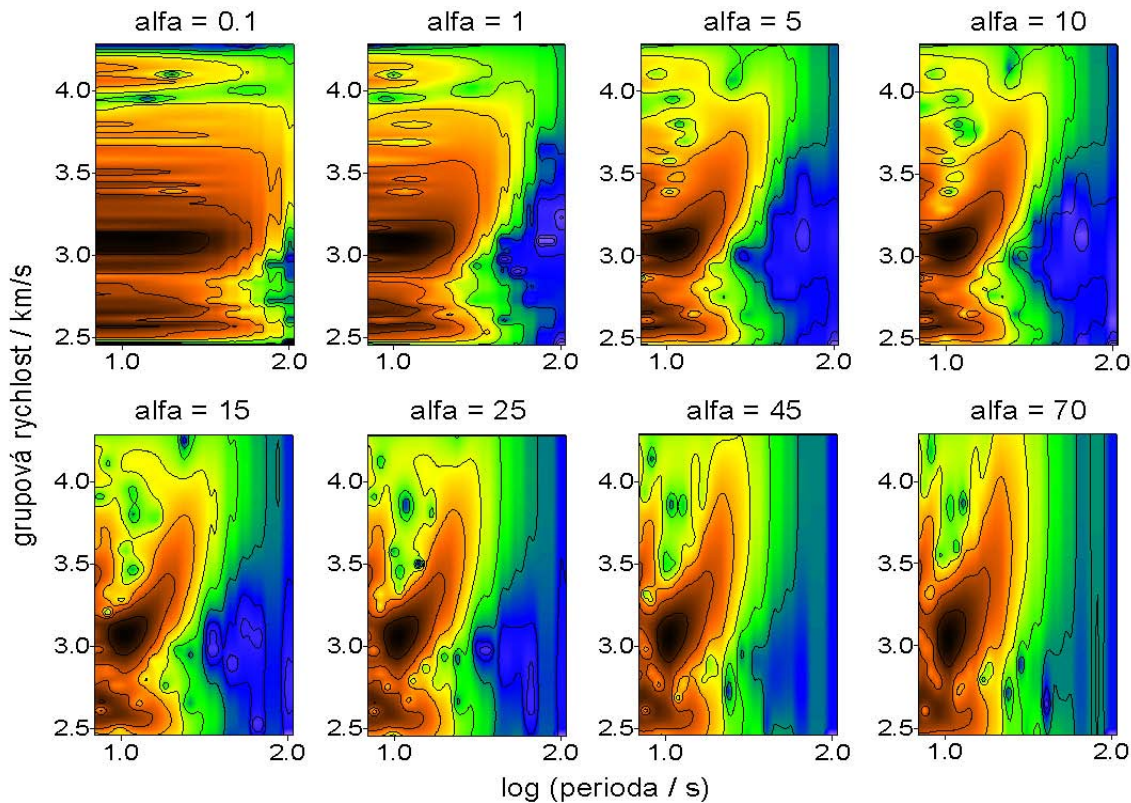
Pro praktické použití programu SVAL z toho plyne závěr, že hodlám-li určovat dlouhé periody a zvětšuji-li tedy délky výběru záznamu, měl bych zároveň zvyšovat minimální periodu. Tím se vyhnu roztržitému krátkoperiodickému spektru. Z toho plyne, že nelze určit disperzi v širokém oboru period naráz.

Přítomnost mechanismu pro kontrolu počtu délek maximálních period, které se vejdou do délky záznamu, není v programu SVAL klíčová; pokud přesně víme, jaké délky nastavujeme, můžeme se bez ní obejít.

#### 4.10.4 Koeficient $\alpha$

Nyní se podíváme, jaký vliv na spektrogram má nastavování různých hodnot koeficientu  $\alpha$  v exponentu gaussovského filtru.

Hodnota  $\alpha$  je nepřímo úměrná šířce filtru. Na obrázku 4.14 je znázorněno osm převrácených spektrogramů. Hodnota koeficientu  $\alpha$  je uvedena nad každým z nich.



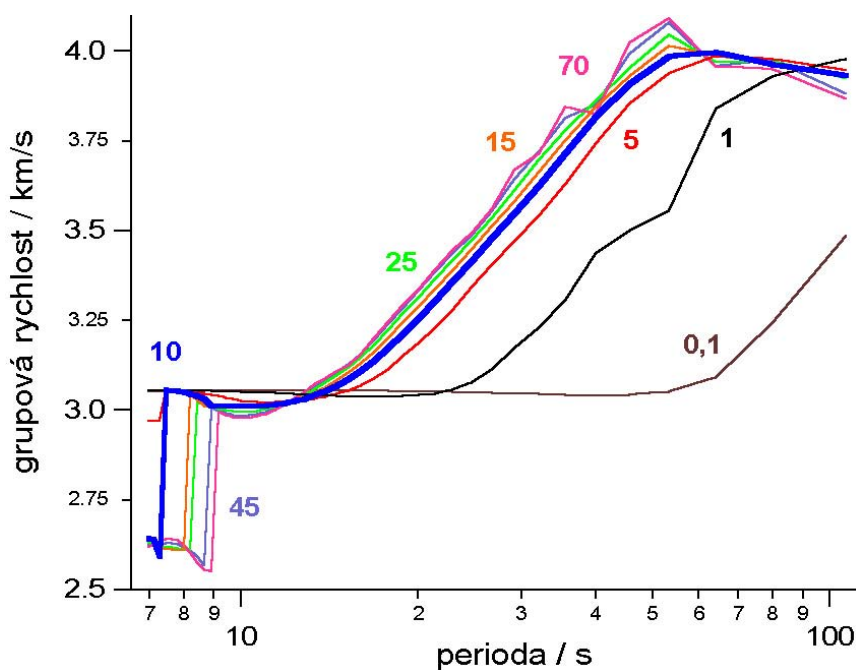
Obrázek 4.14: Porovnání převrácených spektrogramů spočtených programem SVAL pro osm různých hodnot koeficientu  $\alpha$  (na obrázku označeno jako „alfa“), tedy pro osm různých šířek filtru. Všechny ostatní parametry výpočtu zůstávají konstantní.

Je zřejmé, že pro hodnotu  $\alpha = 0, 1$  je filtr tak široký, že vlastně spektrum vůbec nefiltruje. Spektrogram tak pro téměř všechny periody vykresluje stejné amplitudy. Pro  $\alpha = 1$  je filtrování stále ještě nedostatečné, pro  $\alpha = 5$  již začíná spektrogram nabývat konkrétní tvar, ale hlavní hřbet je stále ještě velmi široký a tedy špatně určený. Hřbety spektrogramů pro  $\alpha$  rovné 10, 15 a 25 se zdají být všechny stejně úzké, ale pro postupně se zužující hodnoty  $\alpha$  je rovno 15 a 25 začínají chybět amplitudy delších period. Pro extrémně úzký filtrační zvon, kdy  $\alpha$  je rovno 45 a 70, dostáváme strmé klesání amplitud dlouhých vln.



Disperzi rychlosti těchto vln tak nelze určit. Je tedy vidět, že jak příliš nízký tak příliš vysoký koeficient  $\alpha$  je nevyhovující.

Abychom mohli říci, která hodnota koeficientu  $\alpha$  je nevhodnější, je potřeba podívat se na disperzní křivky z těchto spektrogramů vypočtené. Obrázek 4.15 ukazuje též osm disperzních křivek pro stejných osm hodnot koeficientu  $\alpha$ . Křivky pro  $\alpha = 0,1$  a  $1$  jsou zřetelně nerealistické – pro kratší periody disperzi nezobrazují. Zbylé křivky dávají naopak téměř shodnou disperzi. Křivka pro  $\alpha = 10$ , která je na obrázku zvýrazněná sytě modrou barvou, však vykresluje hladkou disperzi pro největší rozsah period. Zbylé křivky přestávají být pro dlouhé periody dobře určené; lokální maxima spektrogramu pro tyto periody nesystematicky



Obrázek 4.15: Různými barvami je uvedeno osm disperzních křivek pro koeficienty  $\alpha$ , pro něž byly napočteny spektrogramy na obrázku 4.14. Hodnoty koeficientů jsou vyznačeny číslem s barvou stejnou jako křivka, ke které se vztahují. Sytou modrou barvou je vyznačena disperzní křivka s koeficientem  $\alpha = 10$ , která zachycuje disperzi pro nejširší interval period (od 7,5 s až do 107 s). Pro periody vyšší než 110 s přestávají být křivky dobře určené a začínají divoce oscilovat. Pro koeficienty  $\alpha > 10$  je tento trend patrný již pro periody okolo 60 s.

„přeskakují“. Stejně tak pro nízké periody zachycují ostatní křivky část jiného vedlejšího hřbetu, který přísluší patrně codě – grupová rychlost tu skokem klesá a nevztahuje se již k povrchové skupině.

Při zpracování reálných záznamů budu používat hodnotu  $\alpha = 10$ , pro některé složitější záznamy blízkých zemětřesení pak hodnotu  $\alpha = 15$

#### 4.10.5 Kritéria filtrace spektrogramu

V odstavci 4.7.5 bylo popsáno, jak program SVAL vybírá hlavní hřbet spektrogramu. Nyní ukážeme, jaký vliv má šířka vybraného hřbetu na sestavování filtrovaného seismogramu.

Nastavovat lze dvě kritéria: stranou linie hřbetu se jednak stanovuje hranice, do které zůstanou amplitudy spektrogramu nezměněny, a jednak dále od ní ještě hranice druhá, od které směrem k okrajům spektrogramu už budou amplitudy nulové. Mezi oběma hranicemi se spektrogram zahradí kosinovým oknem, stejným jaké je uvedeno na obrázku 4.5, viz též vzorec (4.1). Výběr se provádí vždy v cyklu přes všechny vzorky s indexem  $i$  pro každou periodu s indexem  $j$ , neboli pro každý monochromatický signál vystupující z filtrace spektra signálu.

Zatímco první hranici se ukázalo výhodné stanovit jako pevný podíl velikosti lokálního maxima, tedy maximální amplitudy každého monochromatického signálu, druhou hranici je výhodné stanovovat tak, aby její šířka rostla pro vyšší periody. Čím delší je perioda monochromatického signálu, tím delší úsek časového intervalu se zahlužuje. Bez tohoto opatření

jsou amplitudy dlouhých vlny potlačeny, protože zhlazení probíhá na vzdálenostech kratších, než je jejich délka a vlna pak na výsledném filtrovaném seismogramu není dobře určena.

První linie je tak vybrána v místě, kde amplituda postupně klesající od lokálního maxima dosáhne např. 90% tohoto maxima, druhá linie je v závislosti na periodě  $T_j$  stanovena v místě, kde amplituda dosáhne hodnoty

$$Amp_j = (b - a \cdot T_j) \cdot MAX_j , \quad (4.21)$$

kde  $a$  a  $b$  jsou kladné konstanty představující směrnici a absolutní člen závislosti odchylky hranice od maxima  $MAX_j$  pro daný  $j$ -tý filtr. V konkrétním provedení v programu SVAL vypadá tento výpočet takto:

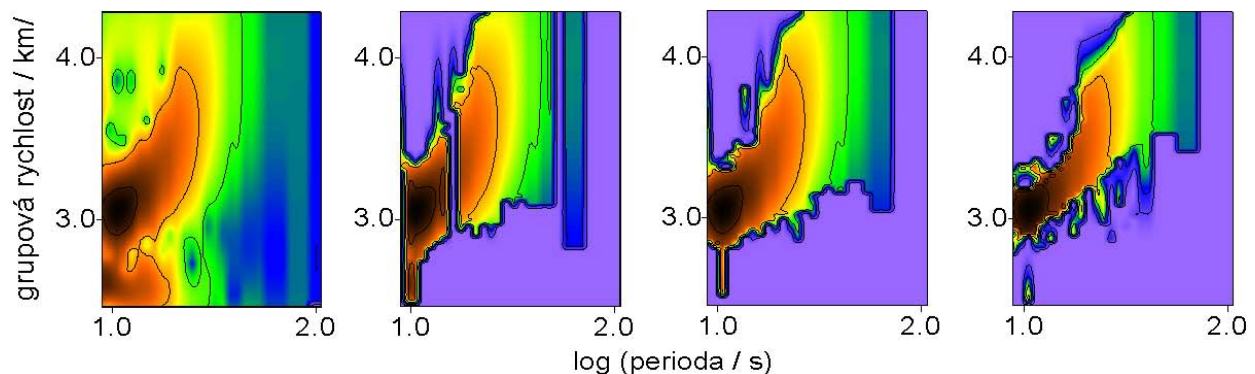
$$amp(j,i) = 0.01*(85-(period(j)/3.))*maxlocamp(j) . \quad (4.22)$$

Index  $j$  značí postupně jednotlivé filtry spektra, resp. jednotlivé monochromatické signály, a index  $i$  pak jednotlivé vzorky v rámci tohoto signálu.

Ve skutečnosti je kritérium použito tak, že pro dřívější časy příchodu (vyšší grupová rychlost) se druhá hranice od maxima vzdaluje rychleji, než pro časy pozdější. Tedy např. místo hodnoty 2 ve jmenovateli určujícím směrnici ve vzorci (4.22) (použitou pro část spektrogramu s vyšší grupovou rychlostí), je pro hranici s nižšími rychlostmi použito hodnoty 3. To proto, že delší vlny se šíří rychleji než vlny kratší a jsou tedy více zastoupeny v „provotní“ části spektrogramu. Číslo 85 představuje procentuální vyjádření začátku vzdalování od linie hřbetu.

Nastavování filtrace se provádí změnou procentní hodnoty poklesu amplitud od maxima a v případě hranice vzdálenější od maxima ještě i jmenovatelem ve zlomku určujícím směrnici závislosti rozšiřování oblasti pro zhlazení.

Obrázek 4.16 ukazuje, jak se mění vyfiltrovaný spektrogram pro tři různá nastavení zmíněné dvojice hranic. Jmenovatel ve zlomku určující směrnici nyní zůstává konstantní. Je vidět, že při volbě širokého zhlazování dochází dokonce k vynulování některých filtrů.

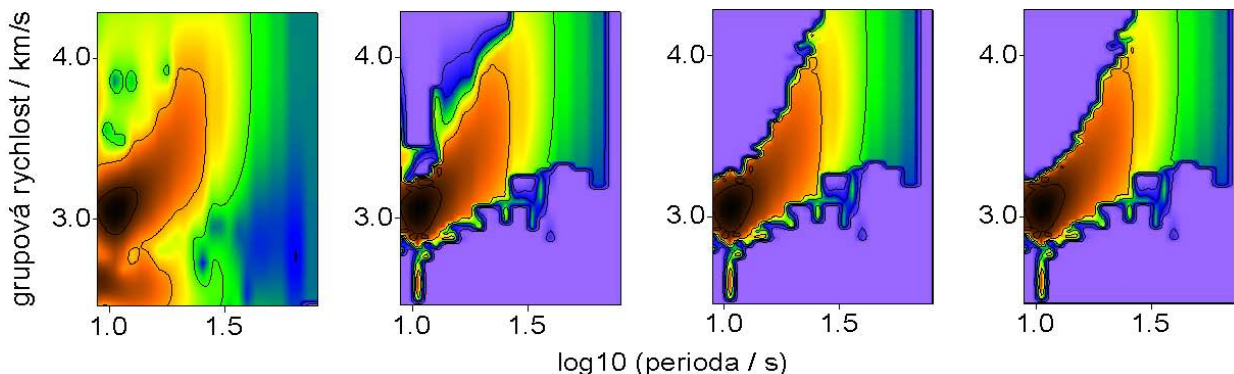


Obrázek 4.16: Vlevo je uveden převrácený spektrogram a vpravo pak tři jeho filtrované varianty. První pro nastavení horní hranice na 80% a dolní na 70% maxima, druhá pro nastavení 85% resp. 75% a třetí pro nastavení 95% resp. 85%. Směrem k vyšším grupovým rychlostem byl ve jmenovateli směrnice použit koeficient 2 a směrem k rychlostem nižším koeficient 3.

V oblasti, kde k tomu došlo, není spektrogram na obě strany od maxima monotónní a kritérium tak selhává. Bylo by možné toto ošetřit další procedurou, ale vhodnější je volit užší výběr, jak to ukazuje například převrácený spektrogram zcela vpravo. V zúženém výběru už spektrogram monotónní je. Dlouhým vlnám jsou díky filtraci přiřazeny amplitudy nulové. Přítomnost nenulových hodnot na původním spektrogramu není relevantní. Rozložení

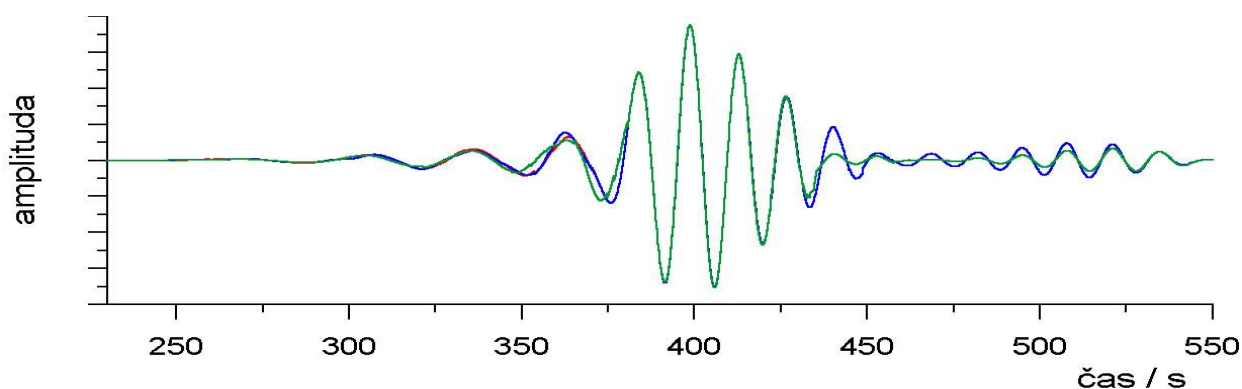
energie je zde konstantní a nevyovídá o reálné přítomnosti vln. To proto, že byl zvolen krátký úsek původního seismogramu.

Na obrázku 4.17 je vidět, jak se mění tvar filtrovaného spektrogramu, když naopak ponecháme konstantní procentní hodnoty obou hranic a měníme směrnice závislosti vzdalování hranic od maxima. Jako pevné procentní podíly byly vzaty hodnoty z intervalu mezi hod-



Obrázek 4.17: Srovnání filtrovaných převrácených spektrogramů při konstantních procentuálních hranicích 90% resp. 85% (srovnej s dvěma převrácenými spektrogramy vpravo na obrázku 4.16) a při změně směrnice závislosti vzdalování zhlazovací hranice od maxima. Vlevo je opět uveden původní převrácený spektrogram, po něm následuje převrácený spektrogram filtrovaný pro vyšší grupové rychlosti s jmenovatelem o hodnotě 0,4 (výrazné rozšiřování hranice filtrování), pak s jmenovatelem 40 a poté ještě s hodnotou 4000. Jmenovatel pro hranici rozšiřování pro nižší grupové rychlosti je ve všech třech případech roven 3.

notami uvedenými na posledních dvou spektrogramech v obrázku 4.16. Je vidět, že změna směrnice nemá na filtrovaný spektrogram zásadní vliv. Rozdíl ve seismogramech poskládaných z takto filtrovaných spektrogramů je v amplitudě vln v délce okolo 40 – 60 s v řádu několika procent a na znázornění na obrázku 4.18 je málo patrný, protože se téměř skryje do tloušťky čáry. Výraznější rozdíl je znát v oblasti coda. Na zeleném seismogramu je dlouhá



Obrázek 4.18: Srovnání seismogramů vzniklých z hřbetů převrácených spektrogramů na obrázku 4.17 a též na obr. 4.16. Modře je vykreslen seismogram pro procentní podíly 90% resp. 85% (viz obrázek 4.17) a pro hodnotu jmenovatele 0,4 (směrem k vyšší grupové rychlosti). Červeně pak pro stejné procentní podíly a hodnotu jmenovatele a 4000. Jmenovatel pro nižší grupové rychlosti je pro oba seismogramy stejný a má hodnotu 3. Podle filtrování ukázaném zcela vpravo na obrázku 4.16 je uveden seismogram zelený. Jeho procentní podíly jsou 95% a 85%, hodnota jmenovatele směrem k vyšším rychlostem je 2, směrem k nižším pak 3.

fáze nulových amplitud oddělující codu od samotné povrchové skupiny. Na filtrovaném spektrogramu zcela vpravo na obrázku 4.16 je vidět, že coda je v tomto skutečně oddělená – v její oblasti se objevuje jen jedno osamocené lokální maximum. Oproti tomu modrý a červený seismogram, které byly vytvořené podle prvního a třetího filtrovaného spektrogramu

na obrázku 4.17, vykazují amplitudy i v oblasti cody, což odpovídá jejich filtrovaným převráceným spektrogramům, kde je právě v této oblasti patrná přítomnost amplitud o periodě přibližně 10 – 11 s. Pro podobné hodnoty, jako jsou vypočteny modrý a červený seismogram na obrázku 4.18, je vykreslen i filtrovaný seismogram v obrázku 3.4 na straně 43.

#### 4.10.6 Škálování výstupních dat

V tomto odstavci se zmíním o technických parametrech některých dat a souborů.

V odstavcích popisujících práci programu SVAL bylo popsáno škálování rozložení energie (kvadrátu amplitud) spektrogramu. Tento způsob je použit v celé této práci – jak v kapitolách představujících práci programu a způsob určování disperze, tak pro zobrazování samotných výsledků. Stejně tak je použita shodná barevná škála popsaná u obrázku na straně 41. Ve výstupních souborech jsou amplitudy vypisovány jako celá čísla v rozsahu od 0 do 100000 jednotek.

Grupová rychlost je vypisována na pět desetinných míst pro třírozměrné diagramy a na šest desetinných míst pro dvourozměrné grafy. Její hodnoty se pohybují mezi 2 km/s a 5 km/s.

Čas je zobrazován výhradně lineárně v sekundách.

Periody jsou ve dvourozměrných grafech vypisovány na pět desetinných míst a jejich hodnoty se pohybují od 5 s do 130 s. Pro samotné zobrazení programem Grapher je pak u této veličiny použito dekadické logaritmické škály. Ve třírozměrných diagramech je pro zobrazení period použito logaritmické škály tak, že již samotné hodnoty ve výstupním datovém souboru jsou dekadickým logaritmem periody. Na ose diagramu se tak objevují přímo ekvidistantně rozložené logaritmy periody. Takovéto zobrazení bylo vynuceno použitím programu Surfer. V tomto programu nelze totiž nastavit logaritmickou škálu osy přímo v hodnotách dané veličiny. Logaritmy period se pohybují od hodnoty 0,6 do 2,1.

To samé platí i pro frekvence - ve spektrogramech je použito dekadického logaritmu frekvence, která byla ovšem ještě před logaritmováním  $1000\times$  zvětšena, aby se hodnoty logaritmu pohybovaly v kladných číslech. Obor zobrazovaných frekvencí je od 0,007 Hz do 0,2 Hz. Pro logaritmus  $1000\times$  zvětšených frekvencí tak dostáváme hodnoty od 0,8 do 2,3 (hodnota 1 na svislé ose spektrogramu tak odpovídá 0,01 Hz, hodnota 2 pak 0,1 Hz atd.).

Zatímco v českém textu píšeme pro oddělení neceločíselné části reálného čísla desetinnou čárku, např. 4,25, grafické zobrazovací programy Grapher a Surfer používají anglosaský způsob psaní desetinné tečky, např. 4.25.

Díky vzorkovací frekvenci stanice Praha, která činí 10 Hz, se standardní rozsah souborů použitých na vstupu do programu SVAL pohybuje v řádu tisíců vzorků, neboť tyto soubory obsahují záznamy řádově stovky sekund dlouhé.<sup>30</sup> Bylo zmíněno, že program SVAL je připraven na vstup souboru až o 16384 vzorcích. Nastavovaná maximální hodnota počtu filtrů se pohybuje v řádů stovek, hodnota opravená programem je pak často i menší než 100. Pro výpočet v oblasti kratších period je potřeba více kanálů než pro výpočet v oblasti period delších. Během celého výpočtu pracuje SVAL s kompletním navzorkováním ve všech

<sup>30</sup> Rozsah souborů zahrnujících kompletní záznam všech fází zemětřesení se pro vzdálené jevy pohybuje řádově dokonce v desetitisících vzorků. Takto dlouhé záznamy jsou však vzácné.



kanálech filtrace. Jelikož na výstupu pro zobrazení spektrogramu je řádový nepoměr mezi tisíci vzorky a stovkami filtrů, v podprogramu `press` jsou vzorky decimovány. Pro standardní zobrazení v Surferu je jejich počet nadbytečný. Tato decimace<sup>31</sup> je volena krokem cyklů přímo při výpisu dat do výstupních souborů a je možné ji snadno měnit.

Pro zobrazení barevných ploch v Surferu bylo použito interpolační metody *nejbližší soused* (*nearest neighbor*). Pro vytvoření sítě bodů, které bude Surfer zobrazovat, použije hodnotu, která je nejbližší bodu jeho vlastní sítě. Je možné zvolit vzorkování sítě Surferu shodné se vzorkováním datového souboru. Toto je sice věrný způsob zobrazení, ale má za následek vytvoření ohromného pomocného souboru a grafický výstup je nepřehledný, protože obsahuje přílišné množství detailů. Na monitoru ani na tiskárně tak není možné ho zachytit. Navíc v případě datových souborů produkovaných programem SVAL díky logaritmickému rozdělení hodnot na vstupu do Surferu není možné zvolit jednotný krok zobrazovací sítě. Proto je počet bodů sítě volen řádově nižší než je počet vzorků a Surfer tak zprůměrovává několik hodnot z datového souboru a promítá je do své vlastní sítě.

Takto tedy pracuje program SVAL, který byl dále využit pro zpracování záznamů reálných zemětřesení. V praxi bylo možné vystačit se změnou rozsahu period a volbou různých časových úseků záznamu. Koeficient  $\alpha$  musel být měněn jen vzácně a i šířka vybíraného hřbetu spektrogramu zůstávala během zpracování různých záznamů konstantní.

---

<sup>31</sup> *Decimací* zde rozumíme jakékoli zmenšení počtu vzorků, kdy například použijeme pouze každý druhý nebo každý třetí vzorek.



# 5. Záznam a příprava seismogramů

## 5.1 Stanice Praha

*Seismická stanice Praha* je umístěná v podzemí budovy Matematicko-fyzikální fakulty UK, Ke Karlovu 3, Praha 1. Založena byla v rámci University Karlovy v roce 1924 Prof. Václavem Láskou, systematicky pracovat začala v roce 1927. Stanice poté patřila pod Státní geofyzikální ústav, pak pod Geofyzikální ústav Československé akademie věd. Od roku 1958 ji spravuje nynější Katedra geofyziky MFF UK.

Záznamy od dvacátých do padesátých let byly pořizovány horizontálními a vertikálními seismografy typu Wiechert, v šedesátkých letech je nahradily elektrodynamické přístroje typu Kirnos a další moderní přístroje.

Záznamy využívané touto prací byly pořízeny dlouhoperiodickými přístroji typu Kirnos SK-D. Jedná se o dva seismografy horizontální SGK-D (gorizontalnyj) zaznamenávající pohyby půdy ve směru severo-jížním (NS) a východo-západním (EW) a o jeden seismograf vertikální SVK-D (vertikalnyj), zaznamenávající pohyb kolmý na předešlé dva.

Přístroje pracují na principu mechanického kyvadla o délce přibližně 50 cm a hmotnosti 2 kg. Hmotnost každého seismografu je pak asi 40 kg. Při pohybu půdy v daném směru se kyvadlo vychyluje vůči stativu relativně proti tomuto pohybu. Jeho kmitání je zaznamenáváno cívkou připevněnou na kyvadlo, která se pohybuje v poli magnetu. Jedná se tedy o elektrodynamický převod mechanického pohybu na napětí. Díky tomu, že elektrické pole buzené v cívce závisí na *rychlosti* pohybu v magnetickém poli, výstupní napětí odpovídá *rychlosti* pohybu kyvadla a nikoli jeho posunutí. Záznamy pořízené stanicí jsou tedy *velocigramy*. V dalším textu budeme mít toto vždy na paměti, i když v průběhu celé práce operujeme s termínem *seismogram*, kdy myslíme obecné označení jakéhokoli záznamu zeměřesení, nikoli nutně záznamu posunutí. Kirnosy obsahují ještě další dvě cívky – jedna z nich je určená k tlumení kyvadla a druhá jako kontrolní (podrobně viz [31] a [32]).

Vlastní perioda kmitů kyvadel je nastavena na 20 s, amplitudové zvětšení přístroje v intervalu 0,2 - 20 s je  $1000\times$ .

Od poloviny devadesátých let je stanice vybavena digitalizačním systémem RUP 93, vyvinutým společností GEMI s. r. o. Jedná se o tříložkovou aparaturu, kdy je napětí ze všech tří seismografů přiváděno na 12-bitový A/D převodník. Tomuto převodníku odpovídá rozsah 72 dB. Každá složka je ale zaznamenávána ve dvou různých zesíleních, která se v počítači zpětně skládají do původního signálu. Tím je dosaženo toho, že skutečný rozsah odpovídá převodníku 16-bitovému, tedy 96 dB.

Vnitřní vzorkovací frekvence aparatury je 100 Hz, signál je ovšem zaznamenáván s frekvencí 10 Hz a to tak, že vždy 10 po sobě jdoucích vzorků je průměrováno. Vnitřní čas aparatury je synchronizován radiovým signálem DCF 77. Záznam se provádí na pevný disk a to buďto kontinuálně, nebo ve spouštěcím režimu. Aparatura je vybavena mnohým dalšími funkcemi pro statistiku zaznamenaných jevů, grafické znázorňování apod. Podrobný rozbor zde není potřebné uvádět. Autor této práce aparaturu neobsluhoval a převzal až výsledky její činnosti.

Na stanici jsou k dispozici již na diskety uložené soubory obsahující záznamy jednotlivých jevů. Název každého souboru obsahuje informaci o tom, v jakém čase daný záznam začíná. Začátky záznamů jsou voleny vždy v celých sekundách, údaj je v GMT. Jedná se o formát `mmddhhmm.sst`, tedy v pořadí: měsíc, den, hodina, minuta, sekunda. Písmeno „t“ nemá žádný specifický význam. Informace o roku záznamu je obsažena v názvu příslušného adresáře. Údaj o čase začátku záznamu je klíčový pro stanovení rozdílů počátečního času a jakéhokoli okamžiku na záznamu.

Soubory se záznamy jsou v ASCII formátu a obsahují tři sloupce čísel odpovídající postupně amplitudám složek Z, N a E.<sup>32</sup> Před nimi je však uvedena ještě hlavička, která obsahuje identifikační číslo souboru, údaje o maximálních amplitudách každé složky a počet sekund uplynulých od 1. ledna 1993 00:00 na počátku a následně i na konci záznamu. Je zde také uveden počet sekund od poslední synchronizace se signálem DCF. Tento údaj se většinou pohybuje v řádu jednotek sekund.

Pro určení disperze rychlosti povrchových vln je potřeba používat záznamy posunutí. V případě záznamu rychlosti pohybu půdy je potřeba časy příchodu vln opravit. Tato oprava je různá pro odlišné vlnové délky a závisí na *charakteristice* daného přístroje. Charakteristika přístroje je vyjádřena přenosovou funkcí udávající v závislosti na frekvenci či periodě různé veličiny vztahující se k rozdílům mezi skutečným pohybem půdy a pořízeným záznamem.

V dokumentaci přístroje jsou uvedeny údaje umožňující tuto přenosovou funkci vypočítat. Dříve se pro výpočet používala vlastní perioda kyvadla přístroje  $T_s$  a koeficient tlumení  $D_s$ . V současné době se více používá výpočtu přenosové funkce pomocí pólů a nul.

Program na výpočet přenosové funkce pomocí pólů a nul sestavil O. Novotný. Jako vstupní údaje je potřeba zadat počet pólů a jejich hodnoty, počet nul a jejich hodnoty a škálovací konstantu. Dále pak údaj o tom, jestli se charakteristika bude počítat pro konstantní krok ve frekvencích nebo v periodách, první požadovanou frekvenci či periodu, krok s jakým bude výsledek napočítán a poslední požadovanou frekvenci či periodu. Pro výpočet přenosové funkce pro účely této práce byl použit konstantní krok v periodách, dál budeme uvažovat tuto variantu.

Výstupní soubor programu počítajícího přenosovou funkci obsahuje šest sloupců. V prvním jsou zapsány hodnoty frekvencí. Ve druhém sloupci jsou zapsány hodnoty period, a to s krokem zvoleným ve vstupním souboru. Frekvence v prvním sloupci pak odpovídají těmto periodám. Třetí sloupec udává bezrozměrné amplitudové zvětšení příslušející daným periodám, čtvrtý sloupec fázové posunutí v radiánech. Pátý sloupec obsahuje fázové posunutí ve stupních a šestý sloupec časovou korekci v sekundách. Tato korekce odpovídá fázovému posunutí. Fázové posunutí i časová korekce udávají, o kolik dříve nebo později ve skutečnosti přišla vlna oproti tomu, kdy byla zaznamenána. To platí pro jakýkoli okamžik v průběhu vlnění. Fázové posunutí udává tento rozdíl vzhledem k celkové délce každé vlny dané hodnotami  $2\pi$  resp.  $360^\circ$ . Časová korekce pak udává přímo rozdíl času v sekundách, o který je potřeba příchod vlny na záznamu opravit.

Obecně platí, že korekce mohou být kladné i záporné. Pro periody kratší než je vlastní perioda kyvadla seismografu  $T_s$  se záznam přístroje za skutečným pohybem půdy opožděje, pro periody delší než  $T_s$  se přístroj naopak předbíhá. Přenosová funkce pro daný přístroj závisí na tom, jestli určujeme vztah mezi skutečným pohybem půdy a pohybem kyvadla, nebo mezi skutečným pohybem půdy a rychlostí pohybu kyvadla.

V přenosové funkci vypočtené pro případ seismické stanice Praha je obsažena oprava jak na pohyb kyvadla vůči skutečnému pohybu půdy, tak i na to, že je zaznamenávána rychlost pohybu tohoto kyvadla. Přenosová funkce byla vypočítána pomocí dvou komplexně sdružených pólů, jejichž reálné části mají hodnotu 0,22 a imaginární části  $\pm 0,224$ . Pro

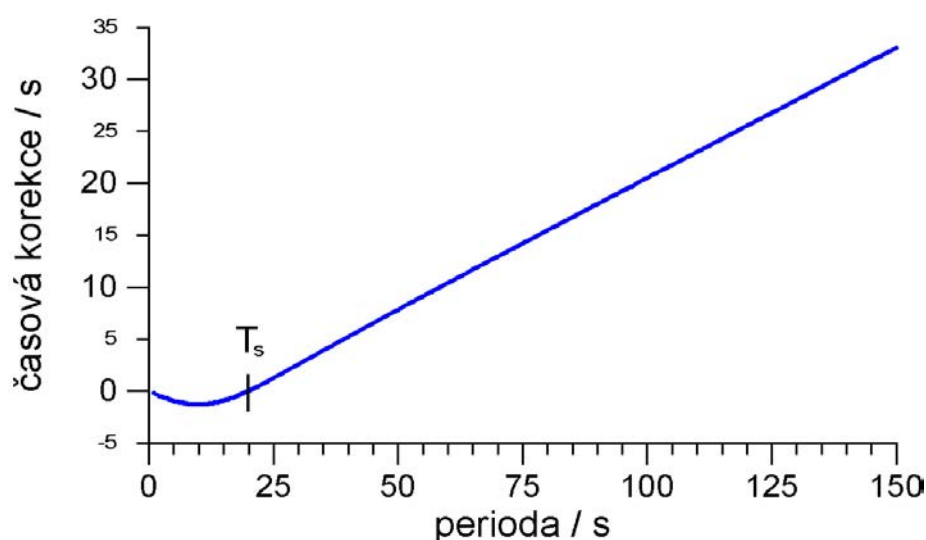
<sup>32</sup> Jedná se o zkrácený zápis zkratk Z, NS a EW, tedy vertikální, severo-jihní a východo-západní složky.

výpočet bylo použito tří nul.

Podrobné rozebrání teoretických aspektů charakteristik seismografů lze najít např. v [1].

Pro opravu grupové rychlosti získané analýzou záznamů ze stanice Praha byla použita časová korekce charakteristiky přístroje. K času příchodu maxima amplitud každého filtru byla přičtena hodnota korekce příslušející danému filtru. Takto opravené časy příchodů vln byly použity pro stanovení skutečné grupové rychlosti povrchových vln.

Obrázek 5.19 ukazuje závislost časové korekce v sekundách na periodě zaznamenaných vln. Je vidět, že pro vlastní periodu kyvadla přístrojů typu Kirnos použitých na stanici Praha  $T_s = 20$  s (viz předchozí odstavce) je časová korekce nulová. Směrem k dlouhým periodám se odpovídající fázové posunutí blíží k hodnotě  $+\pi/2$ , záznam se tedy pro takovéto periody o čtvrtinu jejich hodnoty předbíhá. Zpracování všech záznamů uvedených v této práci probíhalo pro rozsah period, který je podmnožinou rozsahu period 1 – 150 s uvedeného na obrázku 5.19. Tuto časovou korekci jako funkci periody jsem aproximoval polynomem 7.



Obrázek 5.19: Časová korekce přenosové charakteristiky pro přístroje typu Kirnos používané na stanici Praha. Záznam výstupního signálu přístroje zachycuje rychlost pohybu půdy. Zobrazená časová korekce umožňuje přepočítat hodnoty času příchodu odpovídající pohybu půdy. Rozsah zobrazené korekce je 1 – 150 s.

stupně. Pomocí této aproximace se v programu SVAL vypočítává časová korekce pro každou periodu příslušející postupně všem filtrům mnohokanálové filtrace. Odchyłka aproximace od skutečné časové korekce se pohybuje v řádu setin sekundy. Výpočet koeficientů byl proveden programem obsaženým v grafickém softwaru Grapher. Hodnoty koeficientů jsou uvedeny ve výpisu zdrojového textu programu SVAL v podkapitole 4.8.

## 5.2 Epicentra a počáteční časy zemětřesení

Souřadnice epicenter a počáteční časy zemětřesení jsem vyhledával v několika krocích.

V prvním řadě jsem použil deník přímo na stanici, kde je u každého jevu uveden první odhad lokace i času. Tyto údaje pocházejí většinou z předběžné databáze USGS/NEIC.<sup>33</sup> Jedná se o lokace provedené v reálném čase a za použití omezeného počtu stanic – jsou proto jen orientační. Nicméně jejich přesnost je již taková, že pro silnější jevy lze podle této předběžné lokace zemětřesení identifikovat v dalších databázích – to platí i pro počáteční časy.

<sup>33</sup> USGS/NEIC – United States Geological Survey / National Earthquake Information Center (Earthquake Hazards Program), jedná se o předběžnou databázi s každodenní aktualizací PDE-Q – *Preliminary Determinations of Epicenters*, kde Q je zkratka za QED – *Quick Epicenter Determinations*. Ta je průběžně nahrazována týdním předběžným seznamem PDE-W – *Preliminary Determinations of Epicenters – Weekly* a měsíčním upřesněním PDE.

Druhým krokem bylo vyhledání jevů právě v konečné databázi USGS. Ta je přístupná na internetových stránkách společnosti. Po vyplnění dotazového formuláře s požadovanou specifikací jevů je podle databáze vytvořen soubor obsahující na každém svém řádku prostorovou a časovou charakteristiku jednoho jevu. Je uvedeno také magnitudo a případně zdroj (institut, universita, společnost), který údaje poskytl.

Výhoda tohoto katalogu spočívá v dobré dosažitelnosti a přehledném hledání. Při požadavku na výpis například všech jevů z celého světa s magnitudem větším než hodnota  $X$  za dané období jsou v textovém souboru jevy poskládané chronologicky. Podle data a předběžných souřadnic je tak možné rychle a bezpečně identifikovat požadovaný jev. Počáteční čas je zde uváděn na setiny sekundy, lokace pak na setiny stupně (což představuje přesnost v řádu kilometrů). Výpis obsahuje informaci také o hloubce, ovšem zde jsou jevy vlastně jen rozděleny do kategorií a uvedena je jen charakterizace této kategorie – jedná se postupně o rozsahy hloubek do 10 km, 33 km, 100 km a další. Jen výjimečně je uvedena přesnější hodnota, ovšem pro orientaci, mohlo-li dané zemětřesení budit povrchové jevy, tato hrubá charakterizace stačí.

Dalším krokem bylo vyhledávání jevů v on-line katalogu ISC.<sup>34</sup> Tento katalog je podstatně rozsáhlejší; obsahuje např. i informace o mechanismu ohniska, o dotřesech, jejich lokacích a momentech. V dotazovém formuláři je nutné specifikovat velmi přesně polohu jevu, který chcete zobrazit, a to nejlépe pomocí geografického omezení ve formě obdélníka vymezeného dvěma poledníky a dvěma rovnoběžkami.

Zkušenost je taková, že vyhledávání v databázi ISC trvá déle než v databázi NEIC a stahování souborů s výpisy je často neúspěšné (za přenos dat není samozřejmě zodpovědné ISC). Vzhledem k ohromnému množství dat je potřeba vyhledávat jedno zemětřesení za druhým – není prakticky možné stáhnout si přehled ať už časově či prostorově nakupených jevů. Na první pohled se zdá, že člověk i získá více informací, ale pro potřeby této práce to tak není: ISC katalog obsahuje počáteční časy shodné s těmi uvedenými v katalogu USGS a lokace je uváděna na tisíce stupně (stovky metrů). Ovšem jedná se o číslo, které je uvedeno i v katalogu USGS, kde je pouze o jedno desetinné místo zaokrouhleno. ISC tak poskytuje pouze přesnější vyjádření téže hodnoty, nikoli snad hodnotu dosaženou přesnějším výpočtem.

I proto jsem od vyhledávání v ISC katalogu ustoupil. Lokace na dvě desetinná místa pro účely vykreslování disperzních křivek stačí. Odchylna v časech šíření daná nehomogenitami, anizotropií a vlivem hloubky je u každého jevu podstatně větší, než odchylna několika stovek metrů v lokaci zemětřesení. Navíc tato nepřesnost v lokaci odpovídá nepřesnosti času šíření vln řádově v setinách sekundy. Vzorkovací frekvence aparatury na stanici Praha je přitom jen desetina sekundy, takže aparatura takovouto odchylku nezaznamená.

Údaje použité v této práci tedy pocházejí z on-line katalogu USGS, jevy z posledních měsíců roku 2002 a z ledna roku 2003 pak z jeho předběžné verze PDE-W.

### 5.3 Výpočet epicentrální vzdálenosti a azimutů

Jak bylo zmíněno v podkapitole 1.1, vyskytují se oba základní typy vln separovaně na radiální a vertikální složce v případě vln Rayleighových a na složce transverzální v případě vln Loveových. Pro účely zpracování jsem tedy kromě epicentrální vzdálenosti, nutné pro stanovení času šíření vln o jednotlivých délkách, potřeboval znát i azimut příchodu neboli zpětný azimut, (viz poznámka na straně 18).

<sup>34</sup> International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/Bull.Internatl.Seis.Cent.>, Thatcham, United Kingdom

Za tímto účelem jsem upravil fortranský program ELIPSOID, jehož zdrojový text je obsažen v práci [4], a který představuje upravenou verzi (1990) programu ELIP, jehož autorem je O. Novotný. Na základě programu ELIPSOID jsem sestavil vlastní nový program DISTANCE-AZIMUTH. Z programu ELIPSOID jsem převzal i podprogram `ellips`, který počítá vzdálenosti a azimuty na Zemi jakožto rotačním elipsoidu.

Tento podprogram jsem opsal s drobnými úpravami, které se nevztahují k vlastnímu výpočtu. Hlavní část nového programu DISTANCE-AZIMUTH jsem sestavil tak, aby výstupní soubor obsahoval jak epicentrální vzdálenosti v kilometrech, tak ve stupních. Vypisují se též azimut i zpětný azimut. Nově vložená procedura vypočítává i rozdíl počátečního času a času začátku záznamu, kterýžto údaj také následně vstupuje do programu SVAL.

V elektronické podobě jsem k dispozici dostal také novější verzi podprogramu ELIP s názvem DIST97, kterou O. Novotný upravil v roce 1997. Z ní jsem převzal podprogram `dellip`, který jsem přiložil do sestaveného programu DISTANCE-AZIMUTH. Jednoduchou záměnou příkazu `call ellips(...)` za `call dellip(...)` a naopak lze tak použít buďto jednoho nebo druhého podprogramu na výpočet vzdáleností a azimutů. Argumenty, se kterými se podprogramy z hlavního programu volají, jsou v obou případech stejné. Podprogram `dellip` pracuje s vyšší přesností než podprogram `ellips`. Odchylna v napočtených vzdálenostech v kilometrech se projeví až na čtvrtém desetinném místě, v azimutech však již na prvním.

Pro účely dalšího zpracování jsem použil podprogram `dellip`, který počítá vzdálenosti a azimuty na referenčním elipsoidu podle Andoyer-Lambertovy aproximace s použitím zploštění ve členech do druhého řádu podle Forsytha, viz článek P. D. Thomase [35]. Tento postup byl však ještě výpočetně pozměněn O. Novotným. Přesnost takového výpočtu je v řádu metrů na vzdálenosti a v řádu úhlových vteřin v určení azimutů. Tato přesnost je zaručena pro vzdálenosti do 10 tisíc kilometrů. Nižší přesnosti je však dosaženo pro azimuty blízké  $0^{\circ}$  nebo  $180^{\circ}$ .

Program DISTANCE-AZIMUTH může zpracovávat údaje o poloze epicentra zadané buďto ve formátu stupeň-minuta-vteřina, nebo v desetinném vyjádření hodnoty geografických souřadnic. Pro tyto účely je zapotřebí vkládat údaje ve stupních v souboru `deginput.dat` a desetinné zadání pak v souboru `decinput.dat`. V obou případech je použito standardní označení N pro severní a S pro jižní šířku a E pro východní a W pro západní délku.

Vstupní soubor `decinput.dat` vypadá např. takto:

```

6371.0          6378.137          3.3528106d-3
Praha          50.07028 N          14.43306 E
Turecko000606  40.69          N          32.99          E 02:41:49.80  02:45:24
Turecko030127  39.46          N          39.79          E 05:26:22.00  05:30:51
Hindukus000512 35.97          N          70.66          E 23:10:29.98  23:17:06
ReckoKor971013 36.38          N          22.07          E 13:39:37.49  13:42:30
Kosovo020424   42.44          N          21.47          E 10:51:50.93  10:53:46
.              .              .              .              .
.              .              .              .              .
.              .              .              .              .
Indie010126    23.42          N          70.23          E 03:16:40.50  03:25:25
Bajkal990225   51.60          N          104.86         E 18:58:29.40  19:06:35
endoffile      999.

```

První řádek určuje použité parametry elipsoidu (poloměr Země, hlavní poloosa elipsoidu a zploštění), druhý pak polohu seismické stanice. S tímto údajem je nakládáno již shodně jako s následujícími řádky, je však nutné, aby stanice figurovala na prvním místě, neboť první prvky polí obsahujících všechna data mají ve výpočtu specifický význam.<sup>35</sup> Po za-

<sup>35</sup> Uvedený příklad je vybrán přímo z praktického použití programu pro účely této práce; jak již bylo

dání obou souřanic epicentra je uveden počáteční čas převzatý z on-line katalogu USGS (viz podkapitola 5.2). Je zadáván ve formátu hodina - minuta - sekunda - setiny sekundy. V posledním sloupci je uveden čas začátku záznamu uváděný v názvu souboru se záznamem na stanici Praha (viz podkapitola 5.1). Jeho formát je hodina - minuta - sekunda.

Program je nastaven na zpracování parametrů jednoho sta zemětřesení, ale není problémem toto množství upravit. První sloupec není programem využíván a slouží jen pro identifikaci jevu – ve zde uvedeném případě je použito charakterizující geografické označení a datum události (zde ve tvaru poslední dvojčíslí letopočtu - měsíc - den). Text v tomto sloupci může mít maximálně 14 znaků. Stejný údaj je pak vypsán i ve výstupním souboru `distances-azimuths.dat`, který pro příklad vstupních dat zadaných výše poskytne údaje ve tvaru:

Events recorded at Seismic station Praha 50.07028 N 14.43306 E

No & name of event	latitude (coordinates entered by input file)	longitude	distance in km	angular distance	azimuth from station to epicenter	azimuth from epicenter to station	time ...
Turecko000606	40.69 N	32.99 E	1780.636	15.9957	118.7281	312.0382	214.20
Turecko030127	39.46 N	39.79 E	2311.218	20.7620	110.9413	309.0222	269.00
Hindukus000512	35.97 N	70.66 E	4718.495	42.3870	87.2143	307.5545	396.02
ReckoKor971013	36.38 N	22.07 E	1640.509	14.7369	155.0962	340.3682	172.51
Kosovo020424	42.44 N	21.47 E	1005.840	9.0356	144.7915	329.8895	115.07
.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.	.
Indie010126	23.42 N	70.23 E	5623.326	50.5152	100.3771	316.4471	524.50
Bajkal1990225	51.60 N	104.86 E	5942.284	53.3804	50.7987	306.8045	485.60

Kromě identifikace jsou pro kontrolu vypisovány i zadané souřadnice epicentra. Do programu SVAl pak vstupuje epicentrální vzdálenost v kilometrech a rozdíl počátečního času a času začátku záznamu zobrazený v sekundách v posledním sloupci. Zpětný azimut (ukazující od stanice k epicentru) je použit pro přetáčení složek, o kterém pojednává následující podkapitola.

Výpis zdrojového textu programu DISTANCE-AZIMUTH je následovný:

```

program distanceazimuth
implicit none

! Input file format:
! First line:  - main radius of the Earth           - f15.10
!              - the major semaxis of the ellipsoid - f15.10
!              - flattening of the ellipsoid        - f15.10
!              it is 45 characters (or less) together in the first line
! Second line: - name of seismic station            - A14
!              (I recomend you to put also the number of event at the beggining of
!              the name. This number isn't used by the program, however.)
!              - its lattitude and N or s sign      - f9.5,1x,a1,1x
!              - and longitude and E or W sign     - f9.5,1x,a1
!              it is 37 characters together in the second line
! Third to "number of events + 2" line: (the same format as the second line one...)

```

zmíněno dříve, jedná se o výběr zemětřesení z oblasti Euroasie, takže shodou okolností se všechna nacházejí v kvadrantu severních šířek a východních délek, proto všude ta N a E. Jevy uvedené v tomto příkladu nemusejí být nutně mezi zemětřeseními zpracovávanými dále v této práci.



```

!           - name of event                               - A14
!           - its latitude and N or S sign                - f9.5,1x,a1,1x
!           - and longitude and E or W sign              - f9.5,1x,a1
!           it is 37 characters together in that line too
! "number of events + 3 line" (the last line):
!           - 'endoffile' or whatever word (instead of 'name of event') - A14
!           - number 999. (to recognize the end of file) - no format needed
!           it is 18 characters together in the last line
! The number of events should be set as the integer parameter of program.

!number of events parameter
  integer, parameter :: noe = 100
!other variables
  integer :: i,j,m,lad(noe+1),lam(noe+1),lod(noe+1),lom(noe+1),zz
  double precision :: dlat(noe+1),dlong(noe+1),sla(noe+1),slo(noe+1)
  double precision :: r,a,f,dis,deg,az12,az21
  double precision :: isouth,iwest,is(noe+1),iw(noe+1)
  integer :: orighour(noe),origmin(noe),starthour(noe),startmin(noe),startsec(noe)
  real :: origsec(noe)
  real :: origtime(noe),starttime(noe),timedist(noe)
  character(len=14) :: nameofevent(noe+1)
  data isouth,iwest/1hS,1hW/
  common/elpar/a,f
!this is the wellcome statement:
  write(*,*)'This program will compute distances and azimuths of events'
  write(*,*)'entered in input files "decinput.dat" (decimal values of coordinates)'
  write(*,*)'or "deginput.dat" (degrees-minutes-seconds values of coordinates)'
  write(*,*)
  write(*,*)'Choose " 1 " or " 2 " according to your input data format'
  write(*,*)'" 1 " for degrees-minutes-seconds values'
  write(*,*)'" 2 " for decimal values'
  write(*,*)
  write(*,*)'Please enter:'
  read(*,*)zz

  if(zz.eq.2)goto 97 !which of the input files should the program choose?
  open(5,file='deginput.dat',status='old')
  goto 98
97  open(5,file='decinput.dat',status='old')
98  open(6,file='distances-azimuths.dat') !creating of output file
  read(5,100)r,a,f !reading of the parameters of the ellipsoid set in input file
100 format(3f15.10)
  if(zz.eq.1)goto 93 !if you have the degrees-minute-seconds format
  do 21 i=1,noe !in case of decimal format we can continue
  read(5,104)nameofevent(i),dlat(i),is(i),dlong(i),iw(i),orighour(i),origmin(i), &
  & origsec(i),starthour(i),startmin(i),startsec(i)
  m=i ! "m" is the real number of computed events
  if(dlat(i).eq.999)goto 5
  if(is(i).eq.isouth)dlat(i)=-dlat(i)
  if(iw(i).eq.iwest)dlong(i)=-dlong(i)
104 format(A14,2(f9.5,1x,a1,1x),i2,1x,i2,1x,f5.2,2x,i2,1x,i2,1x,i2)
21  continue
  goto 5
93  do 4 i=1,noe !values in degree-minute-seconds format are turned to decimal format
  read(5,602)nameofevent(i),lad(i),lam(i),sla(i),is(i),lod(i),lom(i),slo(i),iw(i)
  m=i
  if(lad(i).eq.999)goto 5
602 format(A14,2(i3,1x,i2,1x,f4.1,1x,a1,2x))
  dlat(i)=(sla(i)/60.+float(lam(i)))/60.+float(lad(i))

```

```

dlong(i)=(slo(i)/60.+float(lom(i)))/60.+float(lod(i))
if(is(i).eq.isouth)dlat(i)=-dlat(i)
if(iw(i).eq.iwest)dlong(i)=-dlong(i)
4   continue
5   m=m-1
!these are the output statements
write(6,*)''
write(6,108)'Events recorded at Seismic station',nameofevent(1),dlat(1),is(1),&
& dlong(1),iw(1) 108 format(A36,1x,A7,2(f9.5,1x,a1,1x))
write(6,*)''
write(6,607)
write(6,604)' time int.between'
write(6,605)' origin time and'
write(6,606)' beginning of record'
write(6,607)
604 format(12hNo & name ,13h lattitude ,13h longitude ,10hdistance ,10h angular ,&
&14h azimuth from ,13h azimuth from,a20)
605 format(12h of ,26h (coordinates entered ,10hin km ,10h distance ,&
&14h station to ,13h epicenter ,a20)
606 format(12h event ,26h by input file) ,10h ,10h ,&
&14h epicenter ,13h to station ,a20)
607 format(105(1h-))

do 18 j=2,m
!calling of subroutine dellip or ellips
call dellip(dlat(1),dlong(1),dlat(j),dlong(j),deg,dis,az12,az21)
! times are turned to decimal format (seconds)
origintime(j)=float(orighour(j))*3600.+float(origmin(j))*60.+origsec(j)
starttime(j)=float(starhour(j))*3600.+float(startmin(j))*60.+float(startsec(j))
timedist(j)=starttime(j)-origintime(j)
if(timedist(j).le.0.) write(*,*) '...there is midnight between origin time &
& time of your record'
if(is(j).eq.isouth)dlat(j)=-dlat(j) !writing the results to output file
if(iw(j).eq.iwest)dlong(j)=-dlong(j)
write(6,105)nameofevent(j),dlat(j),is(j),dlong(j),iw(j),dis,deg,az12,az21,timedist(j)
105 format(A14,2(f6.2,1x,a1,4x),f9.3,2x,2(f8.4,2x),4x,f8.4,10x,f7.2)
if(j.eq.m)goto 19
18   continue
19   close(5)
close(6)

stop
end

SUBROUTINE DELLIP(DLAT1,DLONG1,DLAT2,DLONG2,GAM,S,AZ12,AZ21)
IMPLICIT DOUBLE PRECISION (A-Z)
COMMON /ELPAR/A,F
! a is the major semiaxis, F is the flattening
PARAMETER (PI=3.141592653589793D0,PI2=6.283185307179586D0)
PARAMETER (RAD=57.29577951308232D0)
P1=DLAT1/RAD
P2=DLAT2/RAD ! P1 and P2 are the geographical latitudes in radians
PP=(P1+P2)/2. ! angular distance on a sphere
PM=(P2-P1)/2.
DIFLON=(DLONG2-DLONG1)/RAD
LM=DIFLON/2.
CPP=COS(PP)
SPP=SIN(PP)
CPM=COS(PM)
SPM=SIN(PM)

```

```

SLM=SIN(LM)
CLM=SQRT(1.-SLM*SLM)
AUX=SPM*SPM
HH=CPP*CPP-AUX
L=AUX+HH*SLM*SLM
SDH=SQRT(L)
OL=1.-L
CDH=SQRT(OL)
D=2.*ASIN(SDH)

K=SPP*CPM ! ellipsoidal second-order correction to the angular distance
KK=SPM*CPP
CD=OL-L
H=4.*L*OL
SD=SQRT(H)
IF(SD.LT.0.000001)THEN
  WRITE(6,200)
  GAM=D*RAD
  S=D*A
  AZ12=0.
  AZ21=0.
  GO TO 5
ENDIF
200 FORMAT(' DISTANCE OF THE FOLLOWING POINT IS CLOSE TO 0 OR '/' 180 DEGREES. &
& '/' FURTHER COMPUTATIONS ARE IGNORED.')
```

```

U=2.*K*K/OL
V=2.*KK*KK/L
X=U+V
Y=U-V
IF(H.LE.0.05)THEN
  H2=H/2.
  TT=((H2*9./11.+5./9.)*H2*7./4.+5./7.)*H2+3./5.
  T=(TT*H2/2.+1./3.)*H2+1.
ELSE
  T=D/SD
ENDIF
E=60.*CD
AS=(E*T/15.+16.)*D*4.
DS=(T*D+6.*SD)*8.
BS=-2.*DS
CS=D+D-(AS+E*SD)/2.
BRAC=(DS*Y+CS*X+AS)*X+(E*SD*Y+BS)*Y
CORR=(BRAC*F/32.-D*X+3.*Y*SD)*F/4.
! CORR is the ellipsoidal correction to the angular distance
DCORR=D+CORR
GAM=DCORR*RAD
S=DCORR*A ! s is the distance on the ellipsoid in the units of length

ASLM=ABS(SLM) ! azimuths on a sphere
ACP=SPP*ASLM/CDH
ASP=CPM*CLM/CDH
IF(ABS(ACP).LE.ABS(ASP))THEN
  SUMAB=ACOS(ACP)
ELSE
  SUMAB=ASIN(ASP)
  IF(SPP.LT.0.)SUMAB=PI-SUMAB
ENDIF
ACM=CPP*ASLM/SDH
ASM=-SPM*CLM/SDH
```

```

IF (ABS (ACM) . LE . ABS (ASM)) THEN
  DIFAB=ACOS (ACM)
  IF (SPM.GT.O.) DIFAB=-DIFAB
ELSE
DIFAB=ASIN (ASM)
ENDIF

ALPHAS=SUMAB+DIFAB ! azimuths
BETAS=SUMAB-DIFAB
SDL=SIN (DIFLON)
IF (SDL.GE.O.) THEN
  AZ12S=ALPHAS
  AZ21S=PI2-BETAS
ELSE
AZ12S=PI2-ALPHAS
AZ21S=BETAS
ENDIF ! AZ12s and AZ21s are the azimuths on a sphere in radians

F2HH=0.5*F*HH ! ellipsoidal corrections to the azimuths
SUMCOR=F2HH*(T+1.)*KK*SDL/L
DIFCOR=F2HH*(T-1.)*K*SDL/OL
DA1=SUMCOR-DIFCOR
DA2=SUMCOR+DIFCOR

AZ12E=AZ12S+DA1 ! azimuths on the ellipsoid
AZ21E=AZ21S+DA2
AZ12=AZ12E*RAD
AZ21=AZ21E*RAD
5 RETURN
END

```

Vstupem do podprogramu jsou souřadnice stanice `dlat(1)` a `dlong(1)` a následně i souřadnice epicenter jednotlivých jevů `dlat(j)`, `dlong(j)`. Údaje `deg`, `dis`, `az12`, `az21` pak značí po řadě: epicentrální vzdálenost ve stupních, v kilometrech, zpětný azimut (od stanice k epicentru) a azimut.

## 5.4 Otáčení složek záznamu

Jak již bylo zmíněno, disperzi jsem určoval pro Rayleighovy i Loveovy vlny na příslušně otočených záznamech jednotlivých složek. Za tímto účelem jsem sestavil program ROTATION (opět ve fortranu), který složky Z, N a E převádí na Z, R a T. Vertikální složka tedy zůstává beze změny, horizontální složky N a E se transformují na R a T podle vztahu

$$\begin{pmatrix} R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos a & \sin a \\ \sin a & -\cos a \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} N \\ E \end{pmatrix}, \quad (5.1)$$

kde  $a$  představuje zpětný azimut. Pro volbu kladných hodnot amplitud posunutí směrem k severu na složce N a k východu na složce E jsou amplitudy na radiální složce kladné proti směru šíření a na transversální složce z pohledu ve směru šíření směrem doprava.

Azimut se zadává po spuštění programu ROTATION z příkazové řádky ve stupních, tak jak ho spočetl program DISTANCE-AZIMUTH. Program ROTATION pak pracuje s údajem v radiánech. Též je nutné zadat počet dat, která se budou takto zpracovávat, protože pole jsou alokovatelná. Pro otočení celého seismogramu představuje počet dat počet všech vzorků záznamu. Je-li záznam bezpředmětně dlouhý, může se pro další zpracování

programem SVAL zkrátit. Rozhodnutí o nepotřebnosti koncové části záznamu je možné učinit podle předchozího grafického zobrazení původních složek Z, N a E.

Pracuje se tak pouze s geometrickým otáčením složek – vliv anizotropie, laterálních nehomogenit a štěpení tras se nebere v úvahu. Disperzní křivky jsou programem SVAL vykreslovány pro hlavní mod a cílem programu ROTATION je oddělit od sebe Rayleighovy vlny a Loveovy vlny. Maximalizací amplitud otáčených složek by bylo možné sice dosáhnout zvýraznění obou skupin na příslušných složkách, ovšem při předpokladu odchylky od geometrického azimutu v řádu jednotek stupňů by to na určení disperzní křivky nemělo vliv. Absolutní hodnota amplitud ve výpočtu teoreticky nehraje roli, relativně lepší rozdělení maxim a minim by ale mohlo přispět k výraznějšímu vydělení hřbetu spektrogramu. Vzhledem k tomu, že s identifikací hřbetu nebyly problémy, používal jsem jen výše uvedené geometrické otáčení.

Výstupem programu ROTATION jsou čtyři soubory. První obsahuje přetočené složky Z, R a T a v prvním sloupci před nimi ještě i čas uvedený v sekundách a spočtený podle vzorkovací frekvence (v případě zde použitých záznamů tedy každým deseti vzorkům přísluší jedna sekunda). Tento soubor je používán pro grafické zobrazování kompletního třísložkového seismogramu např. v programu Grapher. Další tři soubory obsahují již vždy jen jeden sloupec s amplitudami jedné složky bez jakýchkoli dalších údajů. Tyto tři soubory jsou označeny příslušnými písmeny Z, R a T a slouží jako vstup pro zpracování programem SVAL.

Výpis zdrojového textu programu ROTATION je následovný:

```

program rotation
integer :: numberofsamples
real, allocatable :: NS(:),EW(:),Z(:),time(:),T(:),R(:)
double precision :: azimuth,radaz
double precision, parameter :: pi = 3.141592653589793d0

write(*,*) 'Enter the number of samples:'
read(*,*) numberofsamples
write(*,*) 'Enter the back-azimuth'
read(*,*) azimuth
radaz = ((2*pi)/360)*azimuth

!otevreni souboru s puvodnimi tremi slozkami
open(11,file='input.dat',status='old',position='rewind',action='read')
! vytvoreni souboru pro vysledek
open(22,file='rotated.dat',status='replace',action='readwrite')
open(1,file='Z.dat',status='replace',action='readwrite')
open(2,file='R.dat',status='replace',action='readwrite')
open(3,file='T.dat',status='replace',action='readwrite')
allocate(time(numberofsamples),NS(numberofsamples),EW(numberofsamples),&
& Z(numberofsamples),R(numberofsamples),T(numberofsamples))

do i = 1,numberofsamples
time(i)=float(i)/10.
read(11,*) Z(i),NS(i),EW(i)
R(i) = NS(i)*(cos(radaz)) + EW(i)*(sin(radaz))
T(i) = NS(i)*(sin(radaz)) - EW(i)*(cos(radaz))
write(22,'(F7.1,f9.1,F12.4,F12.4)') time(i),Z(i),R(i),T(i)
write(1,'(f9.1)') Z(i)
write(2,'(f12.4)') R(i)
write(3,'(f12.4)') T(i)
enddo

end

```

## 5.5 Výběr zemětřesení pro zpracování

Přímo na stanici jsem podle deníku vedeného J. Janským vytipoval jevy podle polohy epicentra. Cílem bylo zpracovávat zemětřesení z Evropy a Asie, resp. taková, aby povrchové vlny šířící se ke stanici postupovaly kontinentálními trasami. Připojil jsem ovšem i několik velkých zemětřesení z Dálného Východu a to pro srovnání – na některých z nich je totiž dobře pozorovatelný fenomén popisovaný v odstavci 1.1.4, totiž že záznamy oceánských tras jsou „očistěné“ od nízkých period a téměř nejeví disperzi. Tímto způsobem jsem vybral 89 různých zemětřesení.

Těchto 89 záznamů zemětřesení euroasijského kontinentu jsem rozdělil do třinácti skupin charakterizovaných polohou epicenter v následujících geografických oblastech:

1. STŘEDNÍ EVROPA – SEVER, 11 jevů – zahrnuje oblast polského Lubinu a jedno zemětřesení z Ostravy
2. STŘEDNÍ EVROPA – JIHOZÁPAD, 5 jevů – zahrnuje Rakousko a část Německa
3. BALKÁN, 13 jevů – zahrnuje oblast Řecka (včetně Egejského a Iónského moře), dále Albánii, Kosovo a Chorvatsko
4. ITÁLIE, 12 jevů – zahrnuje 11 zemětřesení ze severní Itálie, a jedno zemětřesení ze Sicílie
5. TURECKO, 8 jevů – zahrnuje zemětřesení anatského zlomu
6. ÍRÁN A KASPICKÁ OBLAST, 4 jevy – zahrnuje 2 zemětřesení z Íránu, jedno z Kaspického moře a jedno z Kavkazu
7. STŘEDNÍ ASIE, 8 jevů – zahrnuje většinou silné a hluboké jevy z pohoří Hindúkúš v Afgánistánu a Pákistánu, do této skupiny jsem zařadil i jevy z Tibetu
8. JICHOVÝCHODNÍ ASIE, 4 jevy – zahrnuje zemětřesení z Filipín, odkud se ke stanici v Praze vlny šíří částečně po oceánských trasách, a po jednom zemětřesení z Barmy a Indie
9. ČÍNA A JAPONSKO, 9 jevů – zahrnuje zemětřesení od japonských ostrovů a z oblasti čínsko-ruské hranice poblíž Vladivostoku
10. KAMČATKA A KURILSKÉ OSTROVY, 6 jevů – zahrnuje zemětřesení uvedených oblastí, jedná se opět o částečně oceánské trasy
11. TAIWAN, 5 jevů – zahrnuje zemětřesení z okolí ostrova Taiwan
12. KYPR, 2 jevy – zahrnuje oblast Středomoří v blízkosti Kypru
13. SIBIŘ, 2 jevy – zahrnuje zemětřesení na zlomu v oblasti jezera Bajkal

Poté jsem graficky znázornil všechny tři složky všech těchto 89 vybraných jevů. Vyřadil jsem záznamy, které na první pohled povrchové vlny neobsahovaly. Jednalo se zejména o záznamy hlubokých zemětřesení. Dále jsem vyřadil také záznamy, které byly poškozené (např. chyběla jedna ze složek záznamu). Záznamy některých silných jevů překročily ve svých amplitudách rozsah aparatury na stanici Praha. Nebylo tak možné pracovat s velikostí amplitud a takovéto záznamy jsem také vyřadil.

Počet záznamů určených ke zpracování tak poklesl na přibližně 70. Pro prezentaci v této diplomové práci jsem pak vybral 27 jevů, jejichž záznamy jsem podrobně analyzoval. Tento výběr byl veden snahou představit analýzu záznamů jednoho či dvou jevů z každé geografické oblasti. Po aplikaci výše uvedených kritérií pro výběr záznamů zemětřesení tak v této práci uvedu analýzu jevů, které spadají do 1. – 11. oblasti uvedené v seznamu výše.

Celé toto třídění bylo možné provést právě proto, že záznamů ke zpracování bylo k dispozici mnohem více, než kolik tato práce dovoluje prezentovat. Cílem nebylo zpracovat všechny dostupné seismogramy ani se zabírat zkoumáním záznamů, jejichž vlnové skupiny jsou těžko identifikovatelné, nebo příliš slabé.

Jelikož cílem práce nebylo ani potvrdit či vyvracet nějakou hypotézu, nejedná se o často kritizovaný jednostranný výběr takových dat, která se hodí právě pro potvrzení či vyvrácení autorovy domněnky. Cílem bylo vybrat reprezentativní vzorek jevů, porovnat je navzájem, vykreslit disperzi grupové rychlosti povrchových vln, tu srovnat s predikcí několika modelů a porovnat filtrované seismogramy se surovými záznamy. Reprezentativní vzorek v tom smyslu, aby bylo možné demonstrovat fyzikální jevy související se šířením povrchových vln a práci sestaveného programu SVAL.

Autor této práce ve skutečnosti zpracoval více jevů, než je zde uvedeno, a rád zpracuje jakékoli další, které mu budou případně předloženy.

Následující přehled představuje zmíněných 31 zemětřesení, analýzu jejichž záznamů v této práci prezentuji. U každého jevu je uvedeno geografické označení oblasti, kde se nachází epicentrum, datum zemětřesení, souřadnice epicentra v desetinném formátu a počáteční čas v GMT ve formátu hodina:minuta:sekunda, setiny sekundy. Pak jsou uvedeny epicentrální vzdálenosti v kilometrech a ve stupních a zpětný azimut též ve stupních. Dále je uvedena také hloubka ohniska v kilometrech a magnitudo  $M_s$  spočtené z povrchových vln. V posledním sloupci je uveden rozdíl počátečního času a času začátku záznamu v sekundách. Začátky záznamu jsou voleny několik sekund před příchodem prostorových P vln, takže tento rozdíl časů může orientačně sloužit jako údaj o času šíření P vln.

název oblasti	datum	zem. šířka	zem. délka	počáteční čas	$\Delta$ /km	$\Delta$ /st.	zpt. az.	hl. /km	$M_s$	rozdíl časů
<b>1. STŘEDNÍ EVROPA – SEVER</b>										
Polsko	20.12.2001	51,51 N	16,04 E	21:56:06,40	196,9	1,8	34,7	5	4,6	25,60
Polsko	16. 2.2002	51,55 N	16,00 E	15:24:43,82	198,2	1,8	33,6	5	4,7	17,18
<b>2. STŘEDNÍ EVROPA – JIHOZÁPAD</b>										
Rakousko	1. 7.2001	47,75 N	16,14 E	01:48:59,08	286,8	2,6	153,5	10	5,1	37,92
Německo	22. 7.2002	50,89 N	6,10 E	05:45:03,02	598,1	5,4	282,0	17	5,2	59,98
<b>3. BALKÁN</b>										
Albánie	16. 5.1997	41,05 N	20,17 E	07:00:48,37	1097,2	9,9	153,8	10	5,4	137,63
Recko Ath.	7. 9.1999	38,12 N	23,60 E	11:56:49,38	1514,6	13,6	147,8	10	6,0	181,62
Středo- z. m.	24. 5.2000	36,04 N	22,01 E	05:40:37,74	1674,3	15,0	155,7	33	5,9	190,26
Iónské m.	26. 5.2000	38,92 N	20,64 E	01:28:22,54	1332,6	12,0	156,0	0	5,6	113,46
Egejské m.	10. 6.2001	38,58 N	25,61 E	13:11:04,23	1553,5	14,0	141,0	33	5,6	165,77
Egejské m.	26. 7.2001	39,06 N	24,24 E	00:21:36,92	1447,7	13,0	143,9	10	6,6	159,08
Řecko Zak.	2.12.2002	37,75 N	21,09 E	04:58:55,19	1468,2	13,2	156,3	10	5,6	123,81
<b>4. ITÁLIE</b>										
Sev. Itálie	18. 6.2000	44,76 N	10,80 E	07:42:06,52	650,7	5,8	206,3	10	4,8	12,48
Stř. Itálie	31.10.2002	41,79 N	14,87 E	10:32:58,77	921,0	8,3	177,7	10	5,9	99,23
Sicílie	6. 9.2002	38,38 N	13,70 E	01:21:28,60	1300,3	11,7	182,8	5	5,9	121,40
<b>5. TURECKO</b>										

Turecko	6. 6.2000	40,69 N 32,99 E	02:41:49,80	1780,6	16,0	118,7	10	6,1	214,20
Turecko	A3. 2.2002	38,57 N 31,27 E	07:11:28,41	1845,9	16,6	127,4	5	6,5	200,59
Turecko	B3. 2.2002	38,63 N 30,90 E	09:26:43,35	1819,9	16,3	128,0	10	6,0	194,65

## 6. ÍRÁN A KASPICKÁ OBLAST

Írán	4. 3.1999	28,34 N 57,19 E	05:38:26,52	4324,9	38,9	107,6	33	6,6	395,48
------	-----------	-----------------	-------------	--------	------	-------	----	-----	--------

## 7. STŘEDNÍ ASIE

Tibet/Ind.	28. 3.1999	30,51 N 79,40 E	19:05:11,03	5731,2	51,5	86,5	15	6,6	518,97
Hindúkúš	25. 3.2002	36,06 N 69,32 E	14:56:33,82	4616,6	41,5	88,1	8	6,2	402,18

## 8. JICHOVÝCHODNÍ ASIE

Filipíny	11.12.1999	15,77 N119,74 E	18:03:36,45	9731,4	87,4	68,2	33	7,3	748,55
Filipíny	5. 3.2002	6,03 N124,25 E	21:16:09,13	10884,2	97,8	70,7	31	7,5	593,87
Indie	26. 1.2001	23,42 N 70,23 E	03:16:40,50	5623,3	50,5	100,4	16	8,0	524,50

## 9. ČÍNA A JAPONSKO

Japonsko	6.10.2000	35,46 N133,13 E	04:30:19,15	8786,9	78,9	46,7	10	7,4	705,85
----------	-----------	-----------------	-------------	--------	------	------	----	-----	--------

## 10. KAMČATKA A KURILSKÉ OSTROVY

Kamčatka	8. 3.1999	52,06 N159,52 E	12:25:48,99	8217,0	73,8	21,5	56	7,0	652,01
----------	-----------	-----------------	-------------	--------	------	------	----	-----	--------

## 11. TAIWAN

Taiwan	18.12.2001	23,95 N122,73 E	04:02:58,28	9212,2	82,8	60,9	14	7,3	673,72
Taiwan	31. 3.2002	24,28 N122,18 E	06:52:50,49	9148,9	82,2	61,1	32	7,4	712,51

Označení „A“ a „B“ v datu příslušejícímu dvěma tureckým zemětřesením rozlišuje jevy, které se odehrály stejný den.

## 5.6 Srovnávací modely kůry a svrchního pláště

Disperzní křivky spočítané programem SVAL jsem porovnával s disperzními křivkami spočítanými pro šíření Rayleighových a Loveových vln ve dvou modelech kůry a svrchního pláště. Pro zemětřesení s epicentrálními vzdálenostmi v řádu stovek kilometrů od stanice Praha byl použit model *Českého masívu*, viz [22], pro zemětřesení vzdálenější pak model *PREM*, viz [14].

Modelové disperzní křivky jsou spočteny programem VDISP, který sestavil O. Novotný. Program provádí výpočet pomocí maticových metod. Používá modifikované Thomsonovy-Haskellovy matice pro výpočet disperzní křivky odpovídající Loveovým vlnám a modifikované Watsonovy matice pro disperzní křivky odpovídající vlnám Rayleighovým. Výpočet je prováděn pro homogenní vrstvy na homogenním poloprostoru.

Ve vstupním souboru je potřeba zadat počet těchto vrstev, specifikovat, jestli požadujeme výpočet disperzní křivky pro Loveovy nebo Rayleighovy vlny, jestli se mají počítat křivky pro základní nebo vyšší mod a jestli bude výpočet probíhat s konstantním krokem ve frekvenci či periodě. Dále je potřeba zadat tento krok a první a poslední hodnotu frekvence resp. periody, pro kterou se má disperzní křivka počítat. Zadává se také startovací hodnota grupové rychlosti daného typu vln a několik dalších hodnot specifikujících přesnost výpočtu a omezujících velikost hodnot exponenciálních členů rovnic během výpočtu. Nakonec se pro každou vrstvu zadávají rychlosti P vln a S vln v kilometrech za sekundu, hustota v  $g/cm^3$  a tloušťka vrstvy v kilometrech. Bližší specifikace jednotlivých údajů i jejich formát jsou uvedeny přímo ve zdrojovém textu programu.



Pro zadání hodnot odpovídajících modelu PREM jsem zvolil průměrné hodnoty rychlostí a hustot jednotlivých vrstev tohoto modelu. Vycházel jsem z hodnot na hranicích těchto vrstev, které jsou uvedeny například v [14] na stranách 253 a 254. Model jsem použil až do hloubky 600 km, pro hloubky vyšší byl zvolen poloprostor s hodnotami veličin odpovídajícími hodnotám modelu PREM ve vrstvě pod touto hloubkou.

Následující tabulka uvádí přehled parametrů použitého modelu. Každý řádek se vztahuje k jedné vrstvě modelu označené indexem  $i$ , poslední řádek pak k poloprostoru pod těmito vrstvami. První sloupec představuje rychlost šíření P vln  $\alpha_i$ , druhý rychlost šíření s vln  $\beta_i$ . Oba údaje jsou v kilometrech za sekundu. Třetí sloupec ukazuje hodnoty hustoty  $\rho_i$  v  $g/cm^3$  a poslední sloupec tloušťku vrstvy  $d_i$  v kilometrech. V posledním řádku, který přísluší poloprostoru, je hloubka neomezená.

Model PREM

$\alpha_i$	$\beta_i$	$\rho_i$	$d_i$
5.80	3.20	2.60	15.0
6.80	3.90	2.90	10.0
8.09	4.48	3.38	55.0
8.06	4.46	3.37	70.0
8.01	4.43	3.36	70.0
8.65	4.68	3.46	90.0
8.82	4.74	3.52	90.0
9.39	5.08	3.79	100.0
9.90	5.37	3.91	100.0
10.16	5.52	3.98	

Pro výpočet disperzních křivek odpovídajících šíření Rayleighových a Loveových vln v modelu Českého masívu byly použity hodnoty veličin z článku [22], str. 22. V tomto článku jsou uvedeny jen hodnoty rychlosti šíření P vln  $\alpha_i$  s tím, že rychlosti šíření s vln  $\beta_i$  lze vypočítat podle vztahu

$$\beta_i = \frac{\alpha_i}{\sqrt{3}} \quad (5.2)$$

a hustotu  $\rho_i$  je možné spočítat jako

$$\rho_i = 1,7 + 0,2 \cdot \alpha_i . \quad (5.3)$$

Následující tabulka uvádí hodnoty parametrů modelu Českého masívu a to ve stejném formátu jako tabulka předchozí.

Český masív

$\alpha_i$	$\beta_i$	$\rho_i$	$d_i$
5.45	3.15	2.79	1.0
5.80	3.35	2.86	1.0
6.05	3.42	2.91	2.0
6.25	3.61	2.95	6.0
6.40	3.70	2.98	4.0
6.50	3.75	3.00	4.0
6.60	3.81	3.02	3.0
6.65	3.84	3.03	9.0
7.10	4.10	3.12	4.0
7.55	4.36	3.21	4.0
8.00	4.62	3.30	22.0
7.90	4.56	3.28	55.0
7.60	4.39	3.22	100.0

7.70	4.46	3.24	100.0
8.00	4.62	3.30	100.0
9.10	5.25	3.52	

S disperzními křivkami šíření vln odpovídajícími modelu Českého masívu byly srovnávány disperzní křivky záznamů zemětřesení, jejichž povrchové vlny se na své trase ke stanici Praha šířily Českým masívem po většinu této trasy.

# 6. Zpracování reálných záznamů

## 6.1 Analýza záznamů zemětřesení

V této kapitole jsou uvedeny výsledky práce. Rozbor každého zemětřesení je prezentován na vlastní stránce. Pod každou ze složek Z, R a T daného seismogramu je vykreslen spektrogram příslušného úseku záznamu. Vedle těchto složek jsou uvedeny převrácené a filtrované převrácené spektrogramy. Přes záznamy jednotlivých složek jsou vykresleny filtrované seismogramy. Ve spodní části obrázku jsou pak uvedeny disperzní křivky pro Rayleighovy i Loveovy vlny.

Každý seismogram, spektrogram, převrácený i filtrovaný převrácený spektrogram a také filtrovaný seismogram jsou počítány přímo z původního záznamu zemětřesení bez jakýchkoli zásahů do fázové charakteristiky tohoto záznamu. Jedná se o záznamy rychlosti pohybu půdy, tedy velocigramy, viz podkapitola 5.1. Teprve pro vykreslení samotných disperzních křivek je použita přenosová funkce seismografu převádějící záznam rychlosti na reálné posunutí půdy. Všechny spektrogramy tak představují rozbor záznamu ať už je jakýkoli, ale teprve disperzní křivky ukazují skutečnou závislost grupové rychlosti na periodě pro posunutí půdy.

Postup práce byl následovný: Po přetočení složek Z, N a E na složky Z, R a T jsem podle zobrazení grafickým programem Grapher vybral úsek záznamu, kde jsem předpokládal přítomnost povrchových vln. Pro tento úsek záznamu je pro každé zemětřesení zobrazen seismogram ve všech třech složkách Z, R a T. K celému tomuto úseku jsem programem SVAL spočetl pro každou složku spektrogramy. Rozsahy period všech tří spektrogramů příslušejících třem složkám jednoho záznamu jsou stejné. Pro blízká zemětřesení ze Střední Evropy byl volen rozsah od 0,3 s do 50 s. Pro záznamy zemětřesení z Turecka a Střední Asie rozsah 1 s až 80 s a pro záznamy zemětřesení vzdálenějších pak rozsah od 2 s do 80 s. Volba těchto rozsahů vychází z toho, že kratší vlny jsou tlumené více než vlny delší a tudíž se v záznamech vzdálenějších zemětřesení nevyskytují s výraznými amplitudami.

Koeficient  $\alpha$  byl použit o hodnotě 10, pro některé složky blízkých zemětřesení ze Střední Evropy pak o hodnotě 15.

Spektrogramy jsou vykresleny přímo pod příslušnými složkami, aby bylo možno s nimi porovnávat seismogramy. Časový interval všech tří takto vykreslených složek i spektrogramů je pro jedno dané zemětřesení shodný.

Porovnáním spektrogramu a seismogramu každé složky jsem určil interval času, pro nějž budu hledat disperzi a také obor period, ve kterém má toto hledání smysl. Tyto dva rozsahy jsou již obecně pro každou jednotlivou složku různé.

Programem SVAL jsem pak pro takto zvolené rozsahy spočítal převrácený a filtrovaný převrácený spektrogram a vykreslil jim příslušnou disperzní křivku. Přestože převrácené a filtrované převrácené spektrogramy všech tří složek mají graficky stejný rozměr, pro každou složku představují obecně jiný rozsah grupových rychlostí. Filtrovaný převrácený spektrogram příslušející stejné složce jako převrácený spektrogram zobrazuje shodný roz-

sah grupových rychlostí i period jako tento převrácený spektrogram. Zmenšený je jen pro vhodnější zobrazení na stránce.

Praxe byla taková, že pro složky Z a R jsou většinou převrácené spektrogramy vykresleny pro stejný obor rychlostí a pro složku T je volen obor rychlostí vyšších. Rozsah period je pro všechny tři složky volen stejný.

Grupová rychlost je u příslušné osy převrácených spektrogramů značena jako  $U$  a to z důvodu přehlednosti, u grafů zobrazujících disperzní křivky je označení vypsáno slovy. Osa spektrogramu představující frekvence i osa převráceného spektrogramu představující periody je logaritmická a uváděné hodnoty představují již přímo dekadický logaritmus frekvence resp. periody. V případě frekvencí byla jejich hodnota v hertzech před logaritmováním nejprve  $1000 \times$  zvětšena.

Nakonec jsem přes původní seismogram překreslil ještě seismogram filtrovaný. Protože tento filtrovaný seismogram je vykreslen až na základě konkrétního filtrovaného převráceného spektrogramu spočítaného pro každou složku individuálně, ve srovnání s původním seismogramem ukazuje, jaká část původního záznamu byla použita pro počítání disperze.

Hledání rozsahů časového intervalu i rozsahu period probíhalo vždy v několika krocích. Po vykreslení filtrovaného převráceného spektrogramu bylo vždy nutné časový interval upravit a výpočet provést znovu tak, aby bylo možno disperzní křivku vykreslit v co možná nejširším oboru period. Na filtrovaný seismogram je tedy nutno pohlížet následovně: na původním seismogramu vyznačuje právě tu oblast povrchových vln, která jeví disperzi. Není to tedy tak, že filtrovaný seismogram ukazuje oblast, kterou jsem ze záznamu svévolně vybral, ale obráceně. Díky hledání spojitých disperzních křivek pro několik intervalů záznamu ukazuje filtrovaný seismogram oblast, kde se tuto disperzi podařilo nalézt.

Velikosti amplitud všech tří složek záznamu jednoho zemětřesení jsou vykresleny ve vzájemném poměru. Poměry ve velikostech amplitud mezi jednotlivými záznamy různých zemětřesení zachovány nejsou. Mezi nejslabšími a nejsilnějšími jevy prezentovanými v této práci je ve velikostech zaznamenaných amplitud rozdíl až jeden řád.

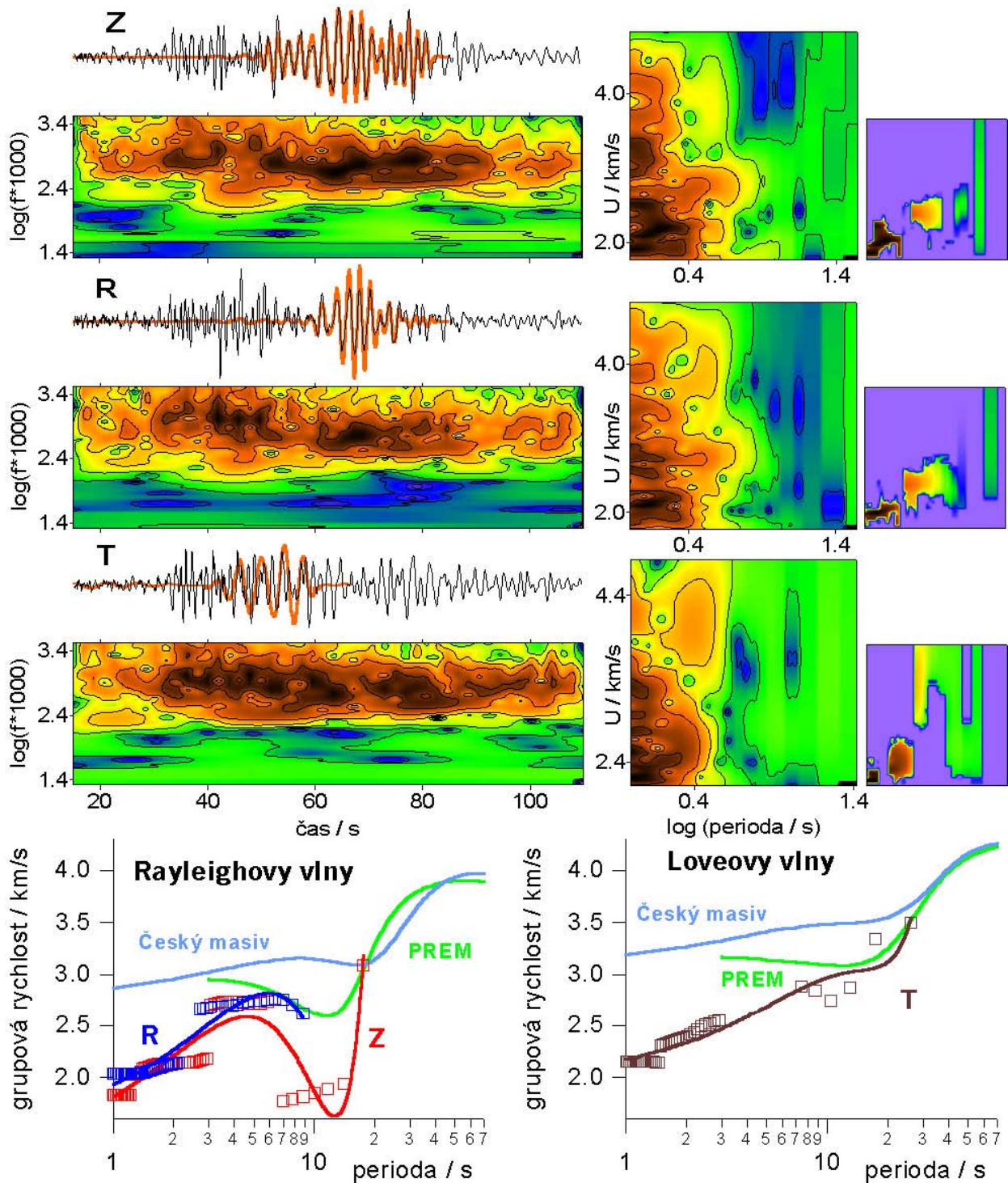
Cílem při hledání disperze bylo vykreslit *spojitou disperzní křivku*. Tím mám na mysli křivku příslušející jednomu modu jednoho typu vln. V případě, že daná složka obsahuje např. Loveovy i Rayleighovy vlny zároveň, je tedy obecně možné nalézt v daném časovém úseku dvě disperzní křivky příslušející oběma typům vln. Příkladem takového smíchání disperzních skupin vln může být záznam zemětřesení z Egejského moře, viz obr. 6.28.

Disperzní křivky spočtené programem SVAL vynesené do grafu mají formu diskretních bodů, kdy každý bod přísluší vzorku s indexem  $i$  nalezenému jako maximum filtru s indexem  $j$ , neboli grupové rychlosti  $i$  šíření vlny s periodou  $j$ . Pro grafické znázornění byly tyto body proloženy polynomem 4. nebo 5. stupně. To bylo možné učinit vzhledem k charakteru disperzních křivek, které ve svém průběhu vykazují jen jeden nebo dva extrémy. Průběh disperzních křivek je očekáván spojitý a proložení bodů polynomem křivku zhlazuje. Toto zhlazení bylo prováděno pomocí metody nejmenších čtverců programem Grapher. V některých případech jsou body disperzní křivky spočtené programem SVAL pouze spojeny úsečkami bez jakéhokoli zhlazování. Na takovéto případy je v komentáři u příslušného obrázku vždy upozorněno.

Body disperzních křivek napočítané programem SVAL jsou v grafech vyneseny čtverečky a to sytou červenou barvou pro složku Z, sytou modrou barvou pro složku R a hnědou barvou pro složku T. Stejnými barvami je vykreslen i polynom prokládající soubor bodů příslušející jedné disperzní křivce.

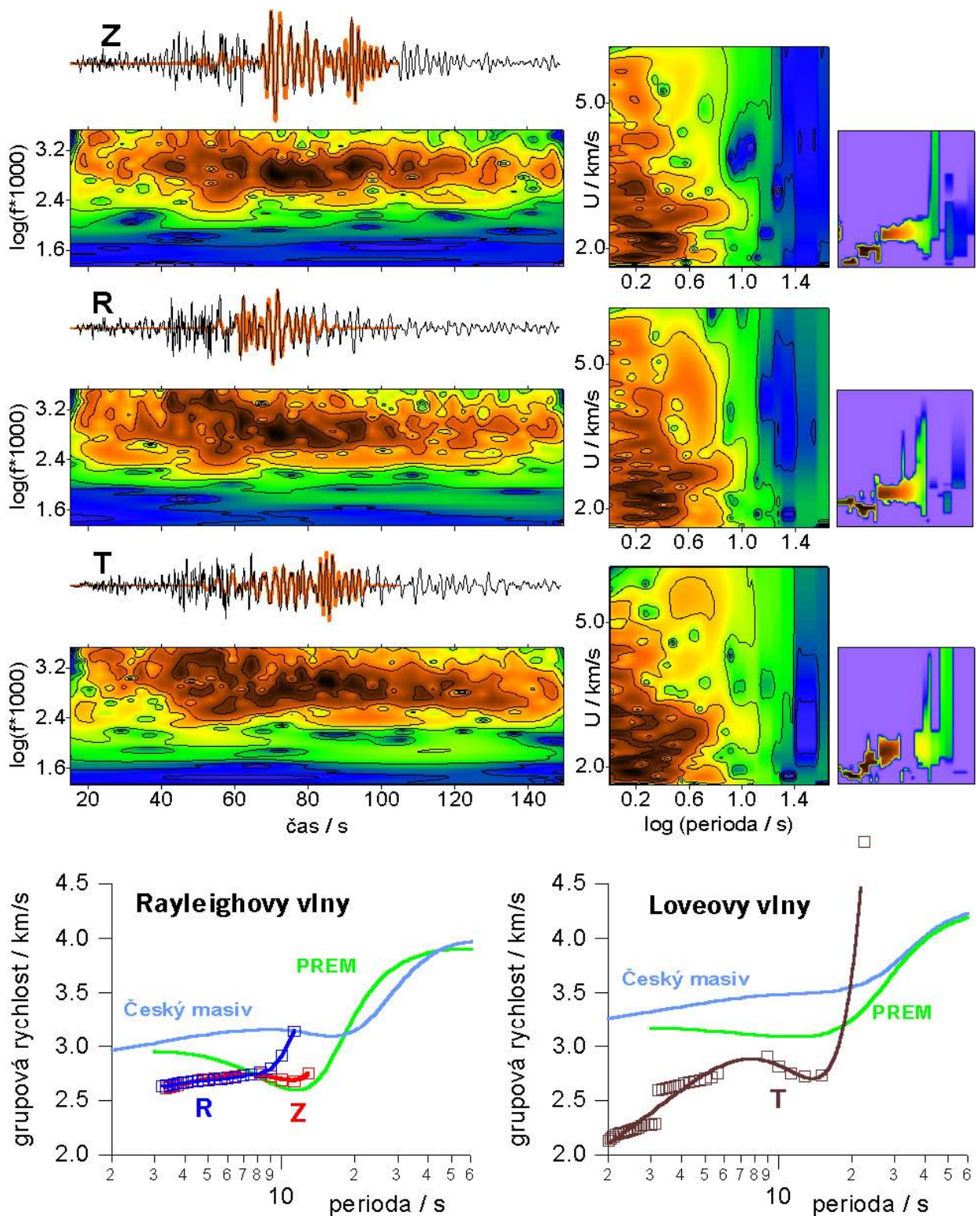
V každém grafu zobrazujícím disperzní křivky je uvedena i teoretická disperze příslušného typu vln pro model PREM; v případě záznamů zemětřesení ze Střední Evropy je použit model Českého masívu. Tato teoretická disperzní křivka je vždy vykreslena pro širší

obor period než vlastní křivky spočtené programem SVAL, aby bylo možno porovnat, kterou část disperze grupové rychlosti se podařilo výpočtem zachytit. Lze porovnávat např. shodu v krátkých periodách, přítomnost Airyho fáze, směřování křivky směrem k dlouhým periodám, sklon křivky a shodu v hodnotách grupové rychlosti.

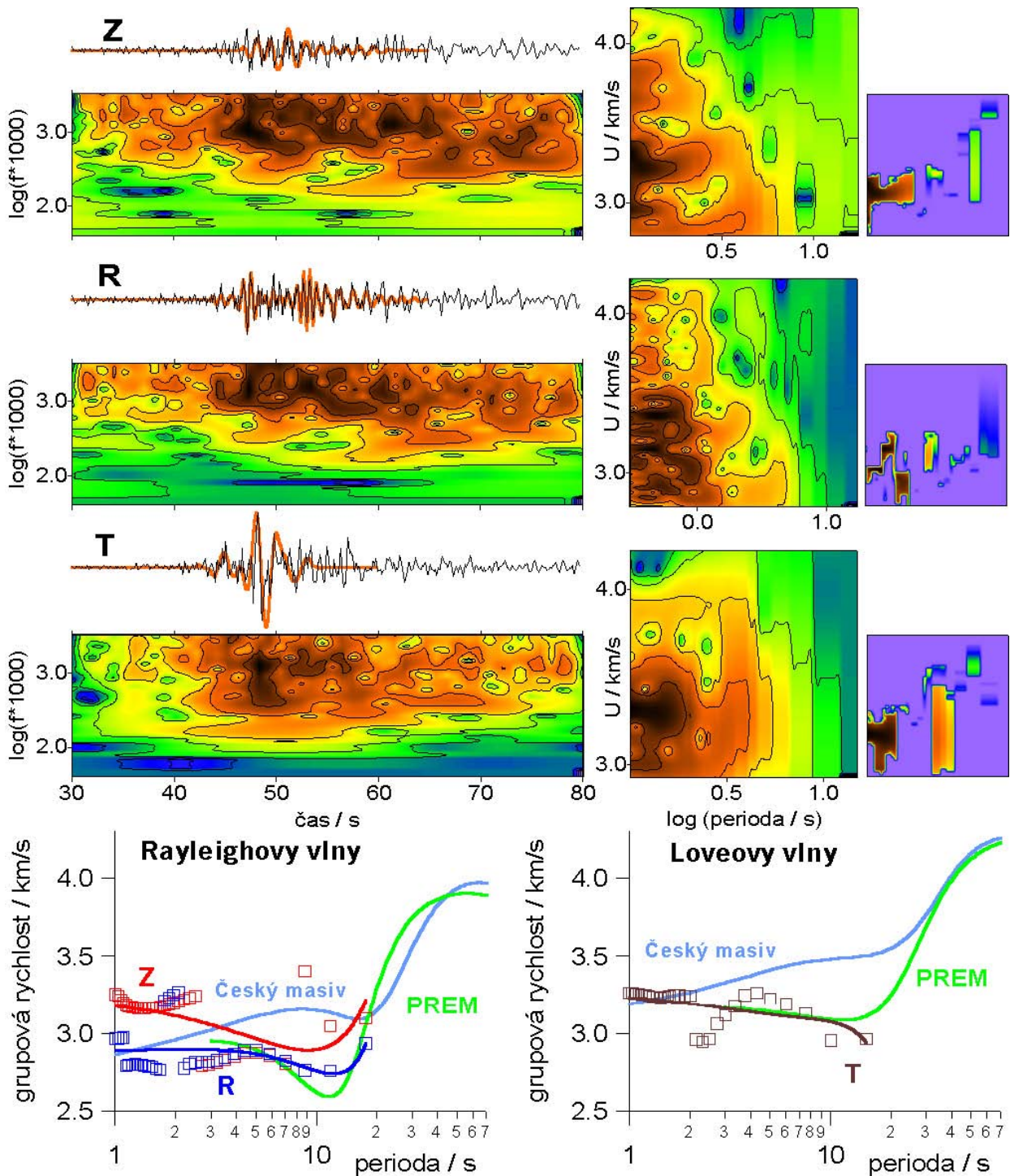


Obrázek 6.20: Ani jedna složka nevykazuje výraznou disperzi. Přesto se podařilo najít na složkách Z a R skupinu Rayleighových vln, pro niž je grupová rychlost na obou složkách shodná. V případě složky R se tato rychlost v oboru period nad 6 s sekund blíží rychlosti předpokládané modelem PREM. Rychlost vln na složce Z se k modelové rychlosti blíží až okolo periody 15 s. Na této složce je zřetelná Airyho fáze. Složka T také vykazuje grupové rychlosti nižší než předpokládají oba modely, ale její tvar odpovídá průběhu disperze v modelu Českého masívu. Na filtrovaných seismogramech je vidět, že pro složku T se nepodařilo zachytit disperzi vln s periodami mezi 3 s a 7 s, kde jeví spektrogram plátó.



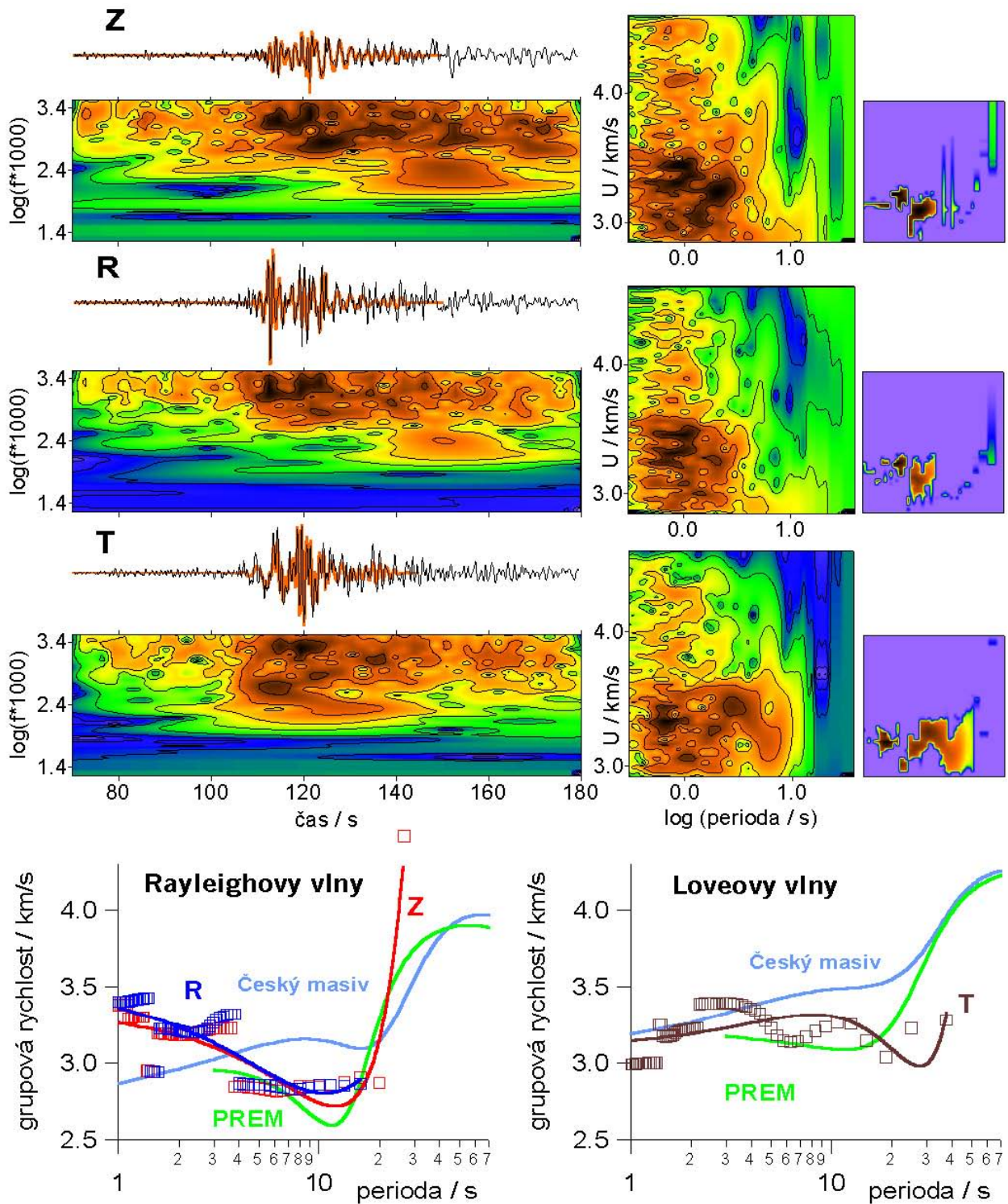


Obrázek 6.21: Na složkách Z a R se podařilo nalézt disperzi Rayleighových vln, která je v oboru period od 3 s do 8 s shodná. Pro periody nad 10 s již není disperze dobře určená a na každé složce probíhá jinak. Na obou křivkách je však možné vysledovat stopy Airyho fáze předpokládané modelem PREM. Grupová rychlost Rayleighových vln je nižší než předpokládají oba uvedené modely. Na složce T byla disperze určena v širším oboru period, ale pro periody kratší než 4 s je grupová rychlost Loveových vln také velmi nízká. Filtrování spektrogramu poskytlo jen nezářetelný obraz disperzního hřbetu, ze souboru dat určujících spočítanou disperzní křivku musely být některé hodnoty odebrány, protože zejména na složkách R a T není spektrogram okolo periody 10 s dobře určený. Na všech složkách je však pro periody nad 10 s patrný nárůst grupové rychlosti, což souhlasí s oběma modely.

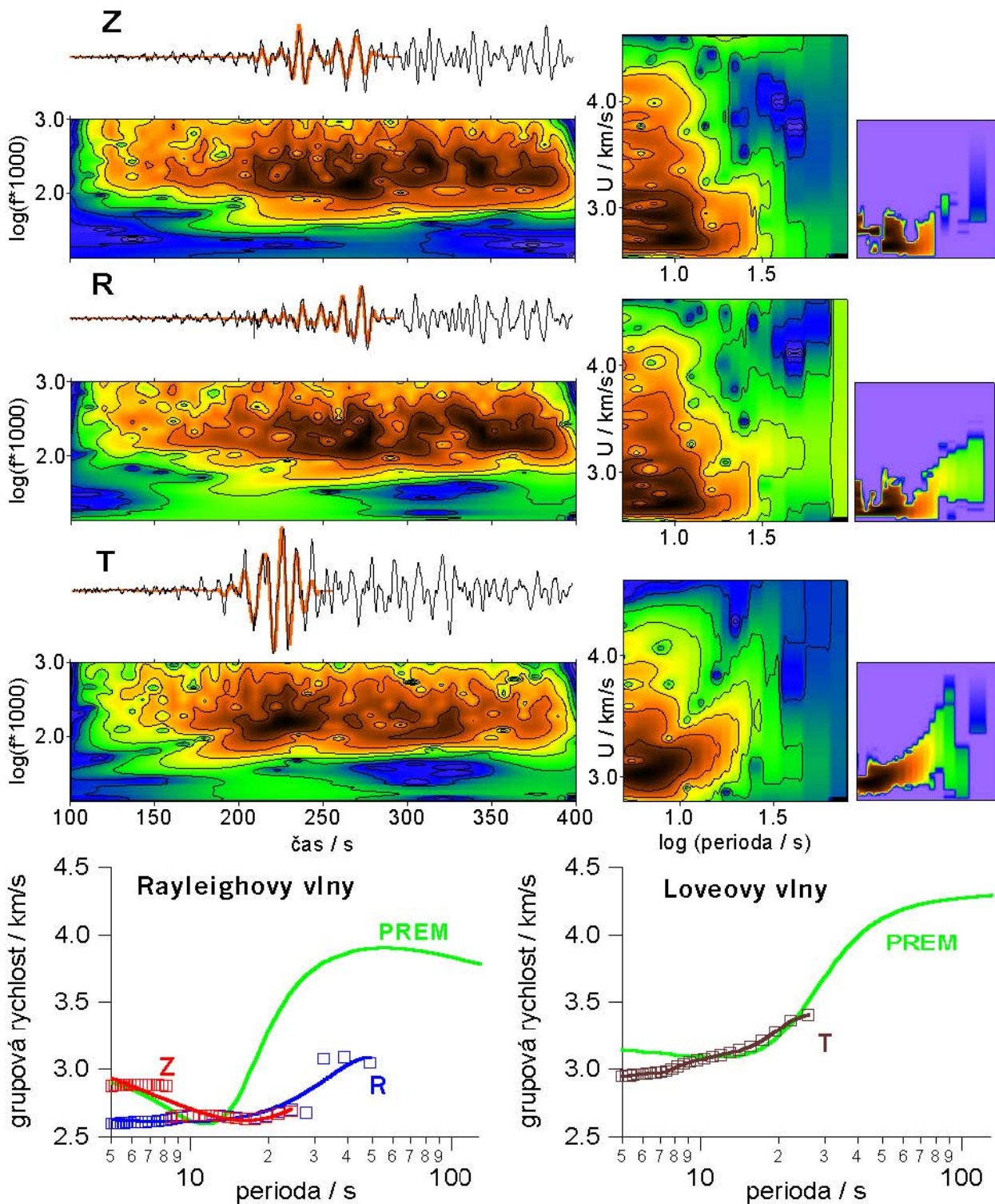


Obrázek 6.22: Ani v případě tohoto zemětřesení nelze vysledovat jednoznačnou disperzi povrchových vln. Přestože všechny tři složky obsahují výraznou skupinu vln, filtrované převrácené spektrogramy ukazují, že jen v několika bodech plata bylo možné nalézt maximum amplitud povrchových vln. Body určující disperzní křivky všech tří složek jsou tak nesouvislé. Na rozdíl od obou předchozích zemětřesení z Polska však grupové rychlosti Rayleighových i Loveových vln velmi dobře souhlasí s modelovými rychlostmi. O Airyho fázi či vzestupném trendu grupových rychlostí směrem k vyšším periodám zde však nelze mluvit.



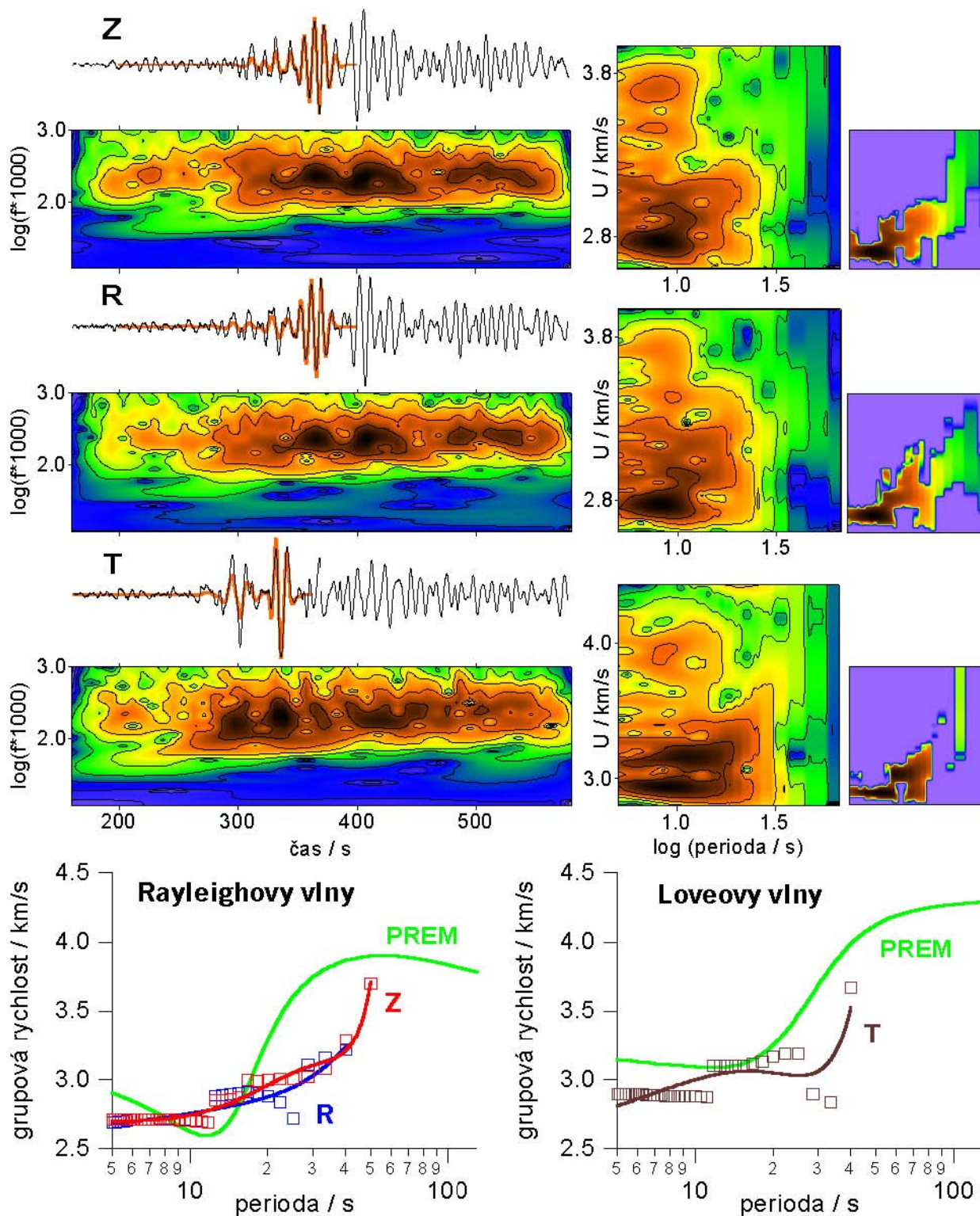


Obrázek 6.23: V případě tohoto zemětřesení není kvůli jeho epicentrální vzdálenosti srovnání s modelem Českého masívu příliš opodstatněné. Disperzní křivky odpovídající tomuto modelu jsou zde však zakresleny pro srovnání disperze Rayleighových a Loveových vln. Zatímco Rayleighovy vlny na složkách Z a R jeví disperzi, která ve svém tvaru i absolutních hodnotách grupové rychlosti souhlasí s modelem PREM, Loveovy vlny na složce T mají pro periody nižší než 10 s vyšší grupové rychlosti než předpokládá PREM a jejich disperze se tak částečně přimyká k modelové disperzi Českého masívu. Ovšem filtrovaný seismogram složky T ukazuje, že disperze pro tyto krátké vlny je velmi špatně určená, spektrogram v této oblasti postrádá výrazné maximum.

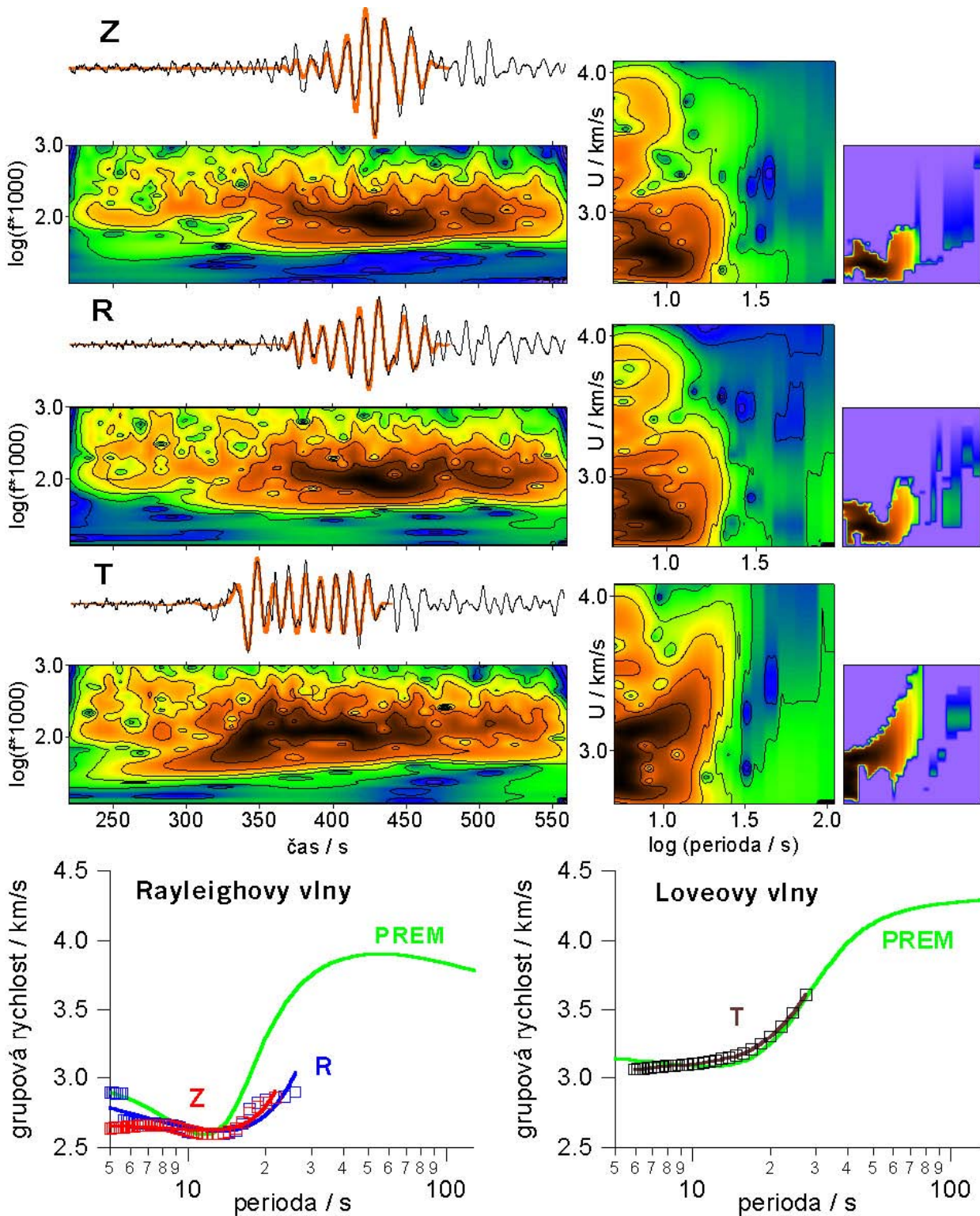


Obrázek 6.24: Skupiny Rayleighových vln na složkách Z a R jsou dobře patrné, skupina Loveových vln na složce T je pak amplitudově nejvýraznější. Na složce Z je však před skupinou Rayleighových vln také vidět skupina vln Loveových – obě skupiny jsou na této složce stejně silné. Dlouhé periody na této složce nejsou dobře určeny – viditelná disperze vln s periodami okolo 20 s v časovém intervalu 200 s až 250 s přísluší nejspíše právě vlnám Loveovým. Na složce Z se podařilo určit disperzi pro nižší periody. Nízké plató viditelné na filtrovaném převráceném spektrogramu složky Z v oblasti period vyšších než 30 s nedává možnost určit křivku i pro tyto periody. Na složce R bylo možno vykreslit disperzní křivku až do periody 50 s, ale grupová rychlost této periodě příslušející je výrazně nižší, než to předpokládá model PREM. Složka T vykazuje zřetelnou disperzi. V oblasti period vyšších než 30 s se však hřbet spektrogramu dělí a jeho část s vyššími amplitudami již nepřísluší skupině Loveových vln. Při porovnání modelové disperzní křivky s převráceným spektrogramem je ale vidět, že Loveovy vlny jeví na složce T disperzi v dobré shodě s modelem až do periody okolo 40 s. Křivka pro složku T je uvedena v původním nezhlazeném tvaru spočteném programem SVAL.



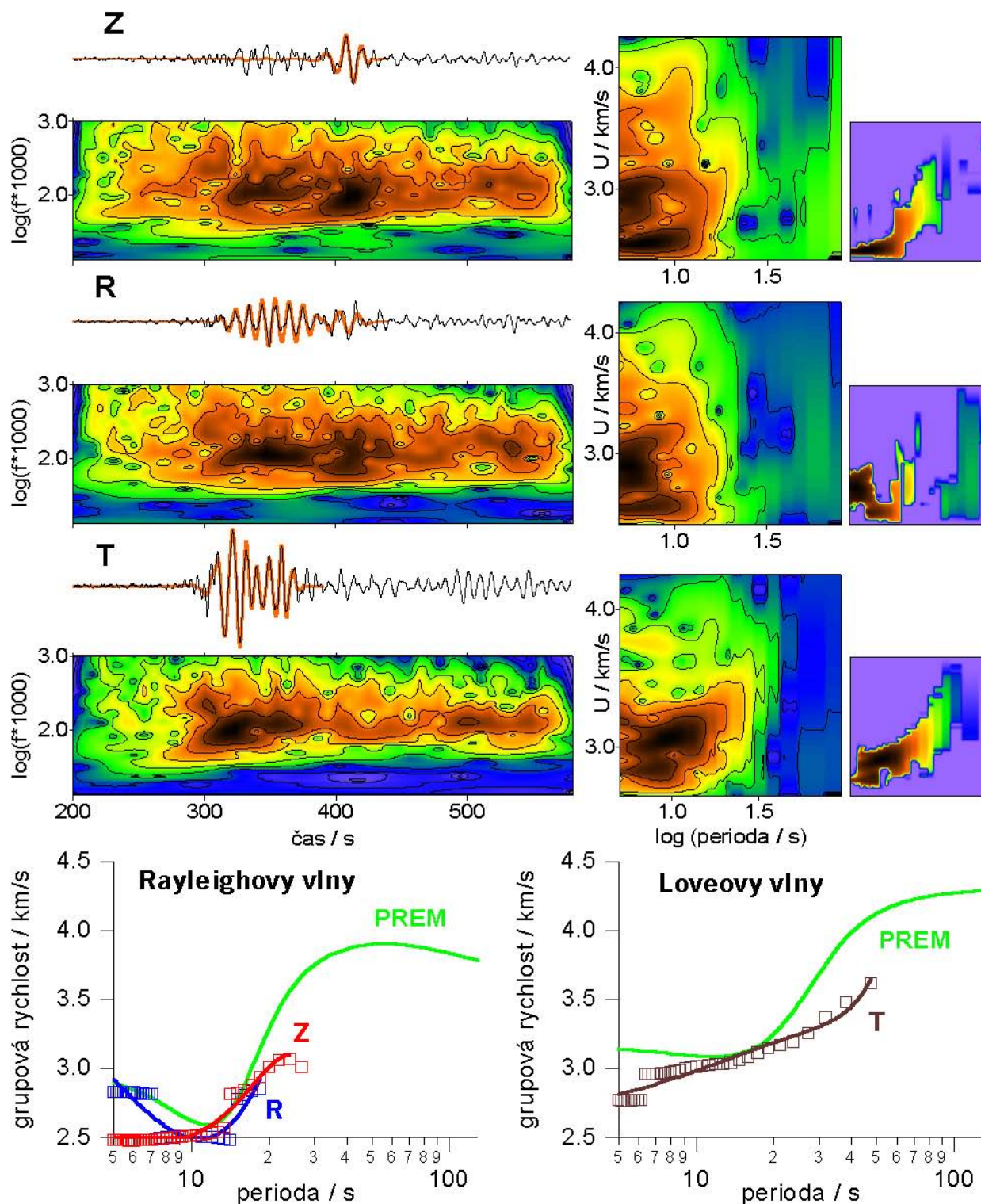


Obrázek 6.25: Rayleighovy vlny na složkách Z a R jsou velmi dobře patrné a zahrnují i dlouhé vlny s periodami okolo 50 s. Loveovy vlny na T složce obsahují jen jeden výrazný zákmit. Oblast period okolo 50 s je od následující oblasti period okolo 20 s oddělena vlnami o velmi nízkých amplitudách, což se projevilo nulovou hodnotou amplitud na filtrovaném převráceném spektrogramu. Složky Z a R obsahují velmi výraznou codu. Část této cody je viditelná i na složce T. Absolutní hodnoty grupových rychlostí všech složek se pro periody pod 20 s blíží hodnotám modelovým. Strmý nárůst rychlostí však nastává až pro periody mezi 40 s a 50 s a to opět na všech třech složkách. Model PREM ukazuje tento nárůst již pro periody mezi 20 s a 30 s.

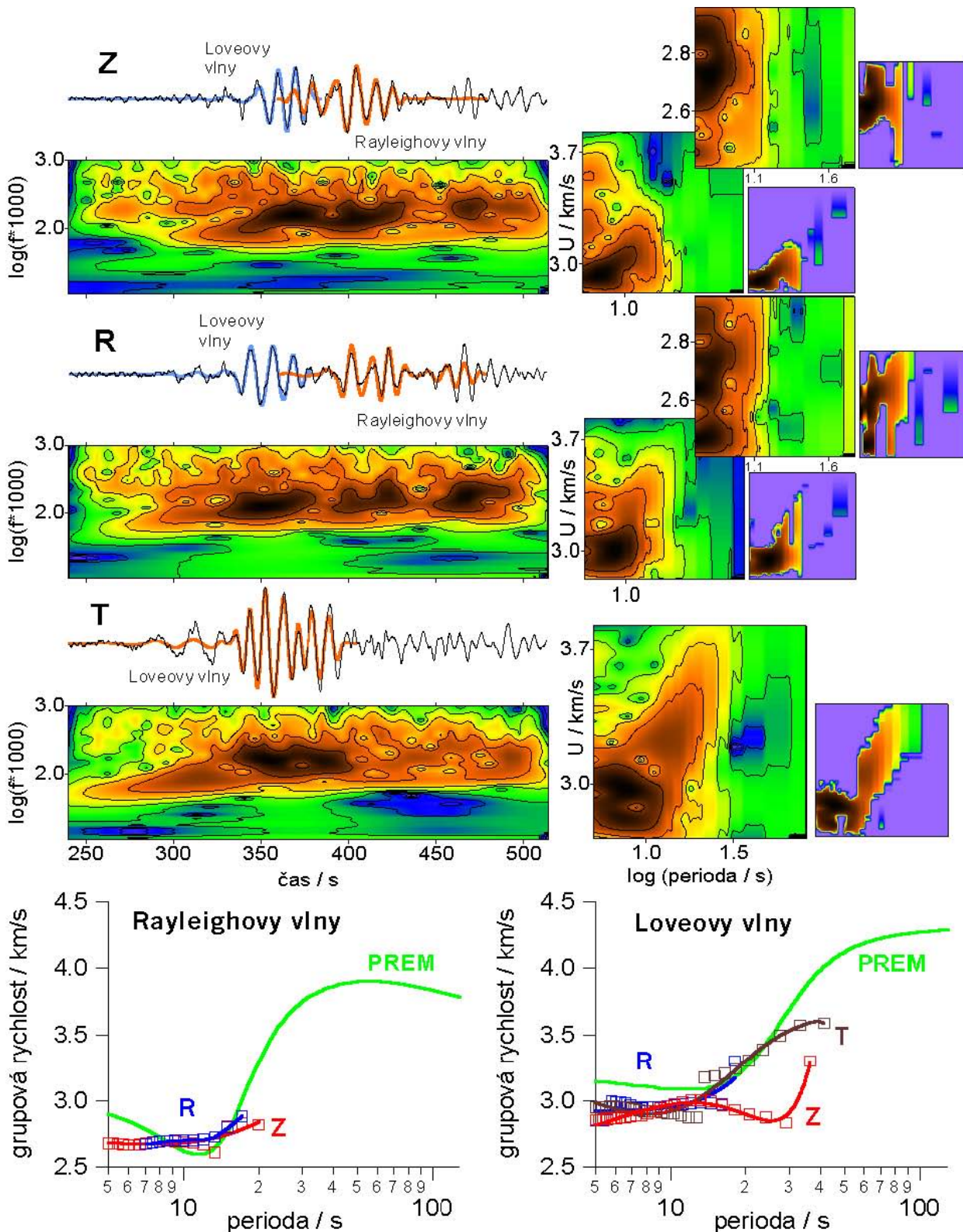


Obrázek 6.26: Na všech třech složkách se podařilo určit disperzi do periody 30 s. Disperzní křivka složky T není nijak zhlazena. Zatímco Rayleighovy vlny na složkách Z a R mají tvar krátké výrazné skupiny s výrazně klesajícími amplitudami ve svém závěru, Loveovy vlny na složce T vykazují coda, která však od hlavní skupiny není vůbec oddělena. Nejedná se o Rayleighovy vlny, protože coda na složce T není disperzivní. Vlny o periodě přibližně 8 s až 9 s se zde vyskytují v časovém intervalu od 370 s do 430 s. V témže čase jsou však na složkách Z a R patrné právě disperzní vlny Rayleighovy. Coda na složce T může být způsobena přechodem vln mezi dvěma typy kůry (podobně jako mezi kůrou oceánskou a kontinentální), kdy se vlny o téměř stejné délce šíří velmi rozdílnými rychlostmi.



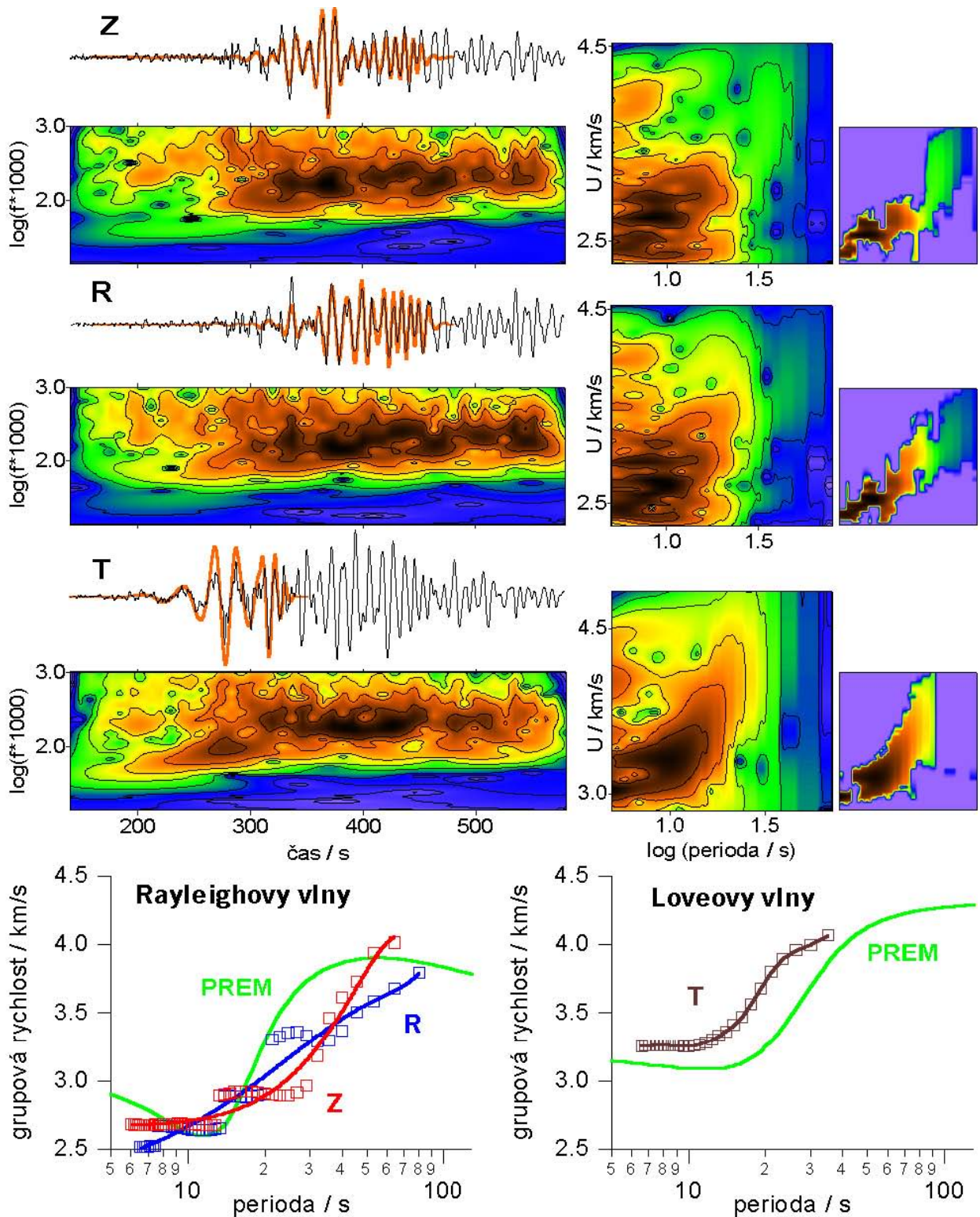


Obrázek 6.27: Na složkách Z a T je skupina Rayleighových resp. Loveových vln zřetelná, složka R obsahuje kromě krátké skupiny vln Rayleighových delší část skupiny vln Loveových. To se projevilo při filtraci, kdy se ze složky R nepodařilo vykreslit křivku pro periody delší než 20 s. Ani na složce Z nejsou delší periody dobře určeny. Složka T dovolila vykreslit disperzní křivku Loveových vln až do 50 s, ovšem její průběh tvarem neodpovídá teoretické křivce modelu PREM a dotýká se jí jen v oblasti Airyho fáze. Oproti tomu disperzní křivky Rayleighových vln souhlasí s modelem velmi dobře a disperze složky R vystihuje i Airyho fázi.

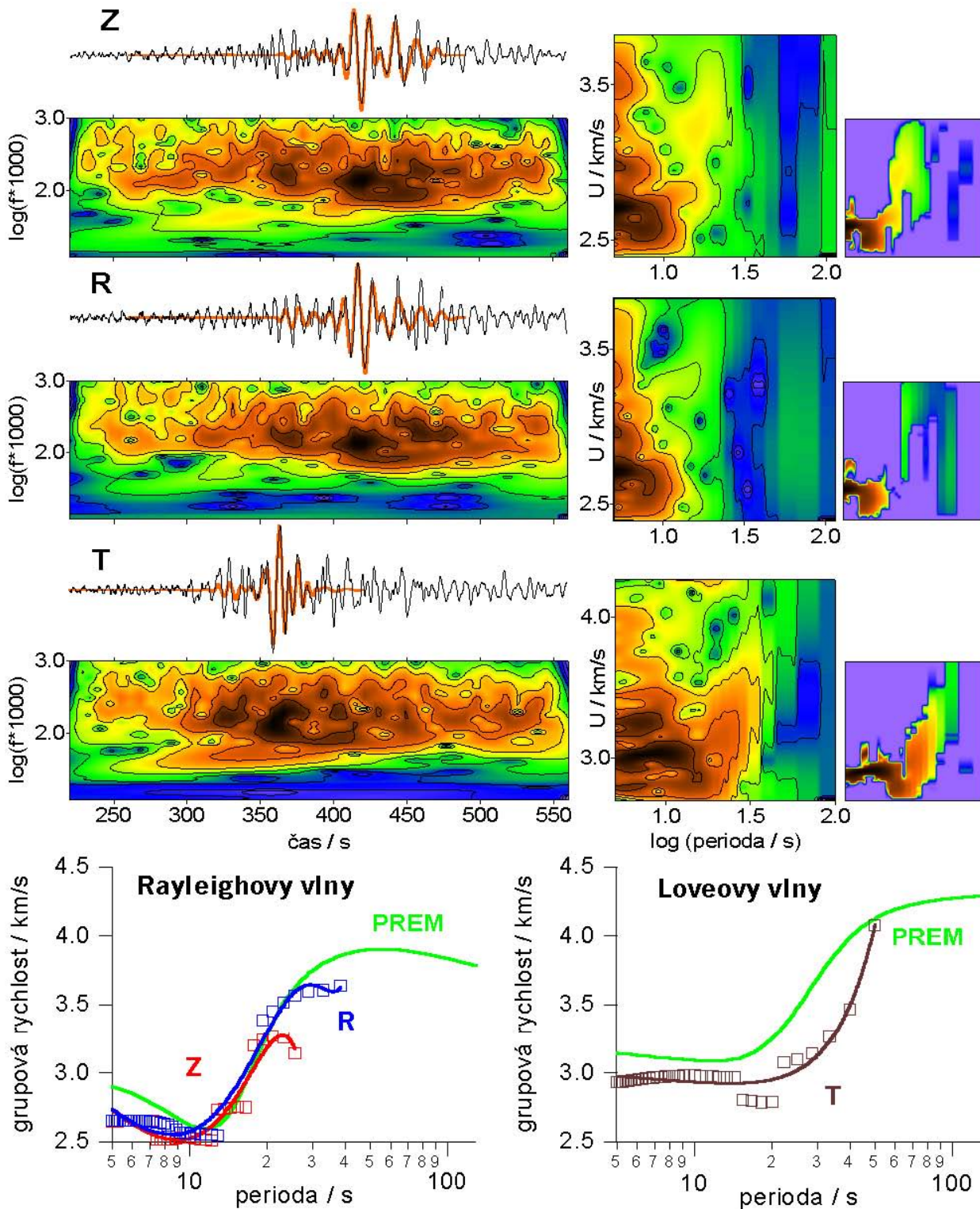


Obrázek 6.28: Skupina Loveových vln je patrná na všech třech složkách. Na složce Z a R je jí odpovídající filtrovaný seismogram vyznačen světle modrou barvou. Dva přidávané převrácené spektrogramy a jejich filtrované varianty odpovídají právě těmto Loveovým vlnám na složkách Z a R. Odpovídající disperzní křivky jsou zakresleny ve grafu vpravo dole spolu s disperzní křivkou odpovídající skupině Loveových vln na složce T. Disperzi Rayleighových vln nebylo možné určovat z dostatečně dlouhého časového úseku právě kvůli přítomnosti skupiny vln Loveových. Rayleighovy vlny jsou na filtrovaných seismogramech vyznačeny (stejně jako u předchozích záznamů) oranžovou barvou a je vidět, že jejich začátek je pohlcen ve skupině vln Loveových. Grupová rychlost Rayleighových i Loveových vln je velmi blízká rychlosti modelové. Disperzní křivka odpovídající Rayleighovým vlnám na složce R není nijak zhlazena.



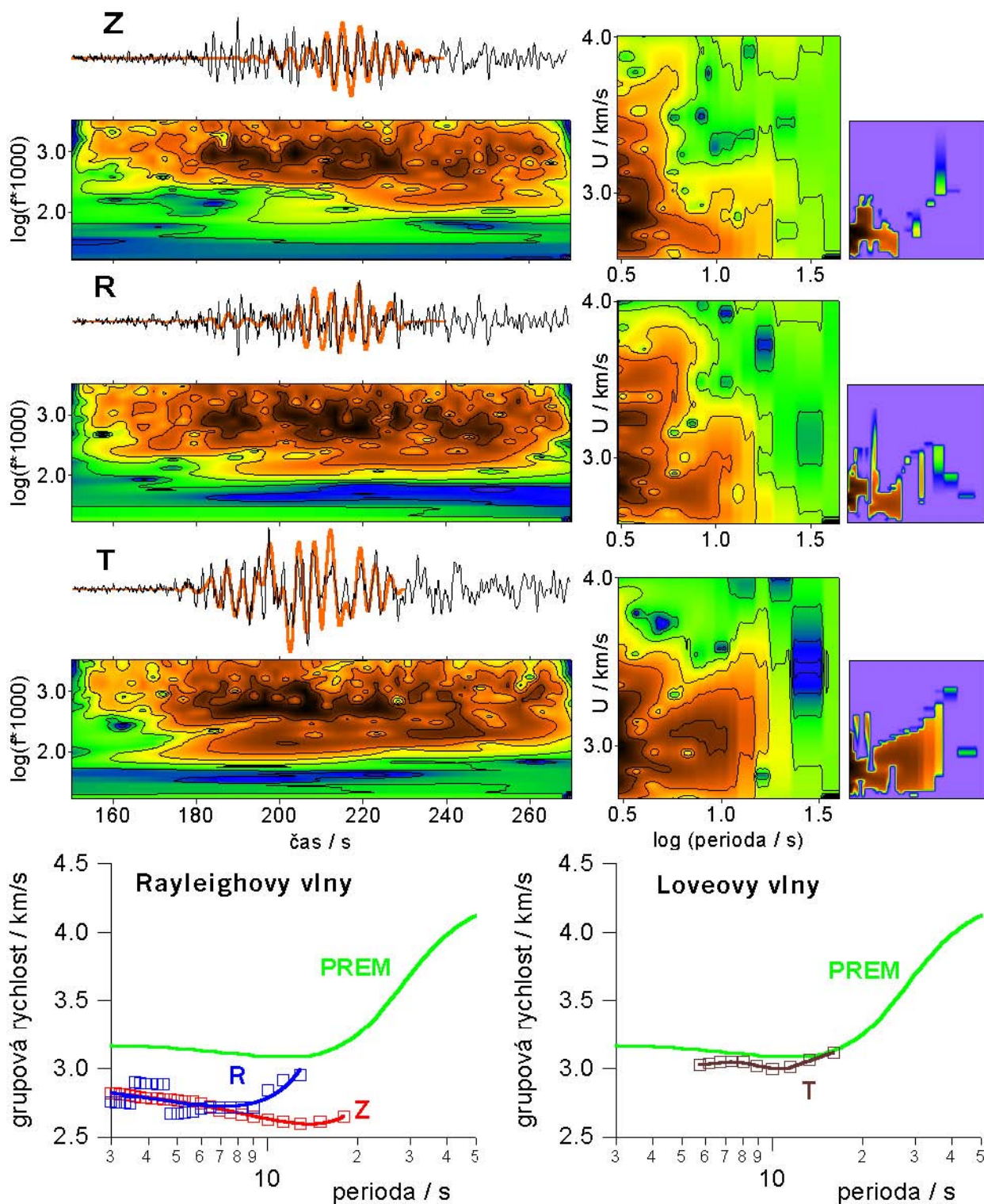


Obrázek 6.29: Disperzi Rayleighových vln se podařilo vykreslit pro velmi široký rozsah period. Disperzní křivky složek Z a R svým tvarem neodpovídají modelové křivce, ale rozsah hodnot grupových rychlostí těchto vln modelu odpovídá. Disperzní křivka složky T je ponechána nezhlazena v původní podobě a představuje disperzi tvarem shodnou s modelovou. Rychlosti jsou ale systematicky vyšší než modelové. Díky rozáhlé codě na složce T (může se jednat i o část Rayleighových vln) bylo nutné pro filtrování spektrogramu vybrat kratší časový úsek, čímž se nepodařilo určit disperzi vln o periodách delších než 33 s.

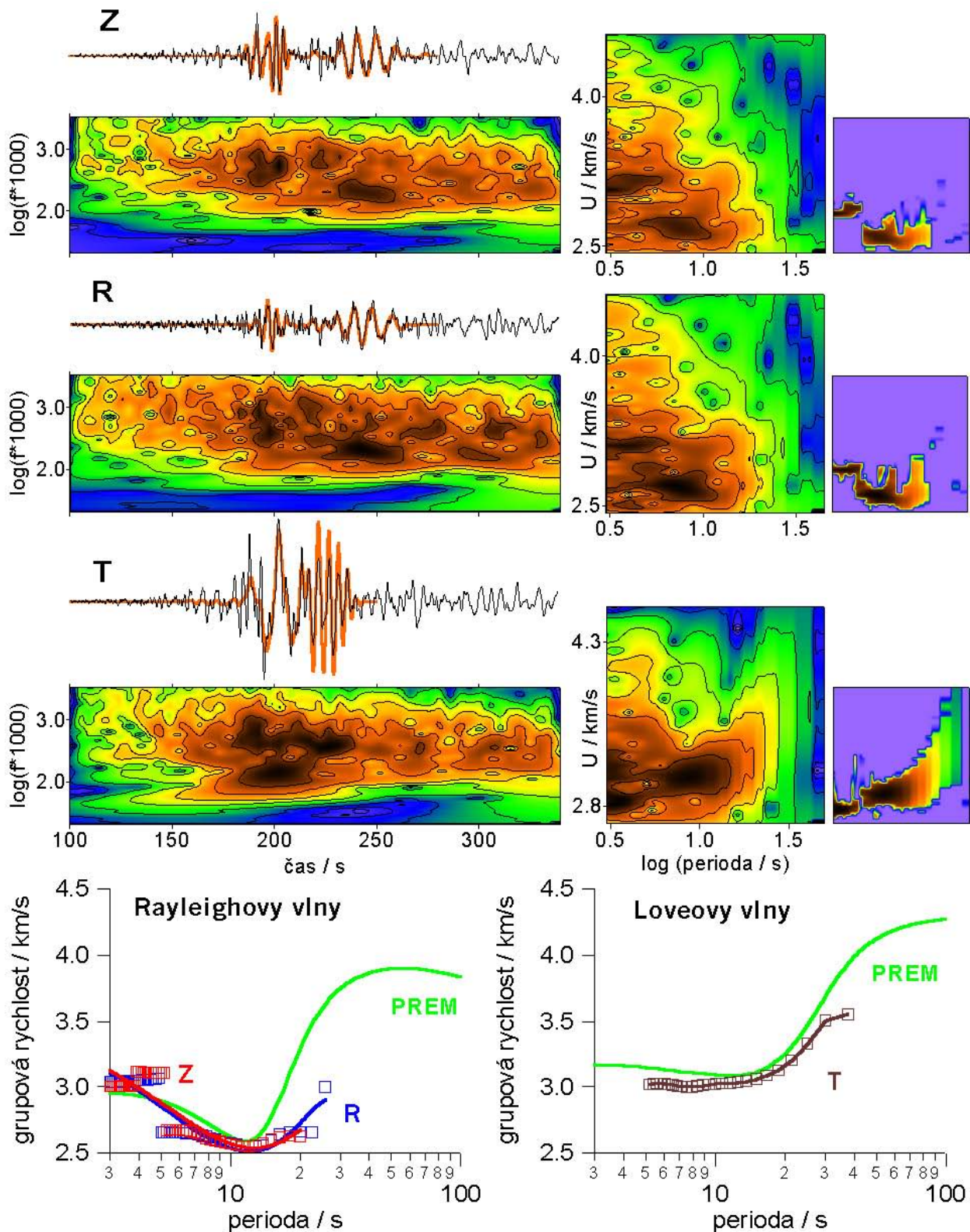


Obrázek 6.30: Tento záznam ukazuje velmi dobré rozdělení Rayleighových a Loveových vln na příslušných složkách. Disperzní křivky se tak podařilo vykreslit v případě vln Rayleighových pro rozsah period od 5 s do 30 s a v případě vln Loveových až do 50 s. Body disperzní křivky získané ze složky R musely být mezi periodami 14 s až 17 s odstraněny, protože nepříslušely skupině Rayleighových vln, ale vlnám oddělujícím se směrem k nižší rychlosti. Tento jev je patrný na převráceném spektrogramu. Program SVAL se však v tomto oboru period zaměřil právě na tuto větev spektrogramu.



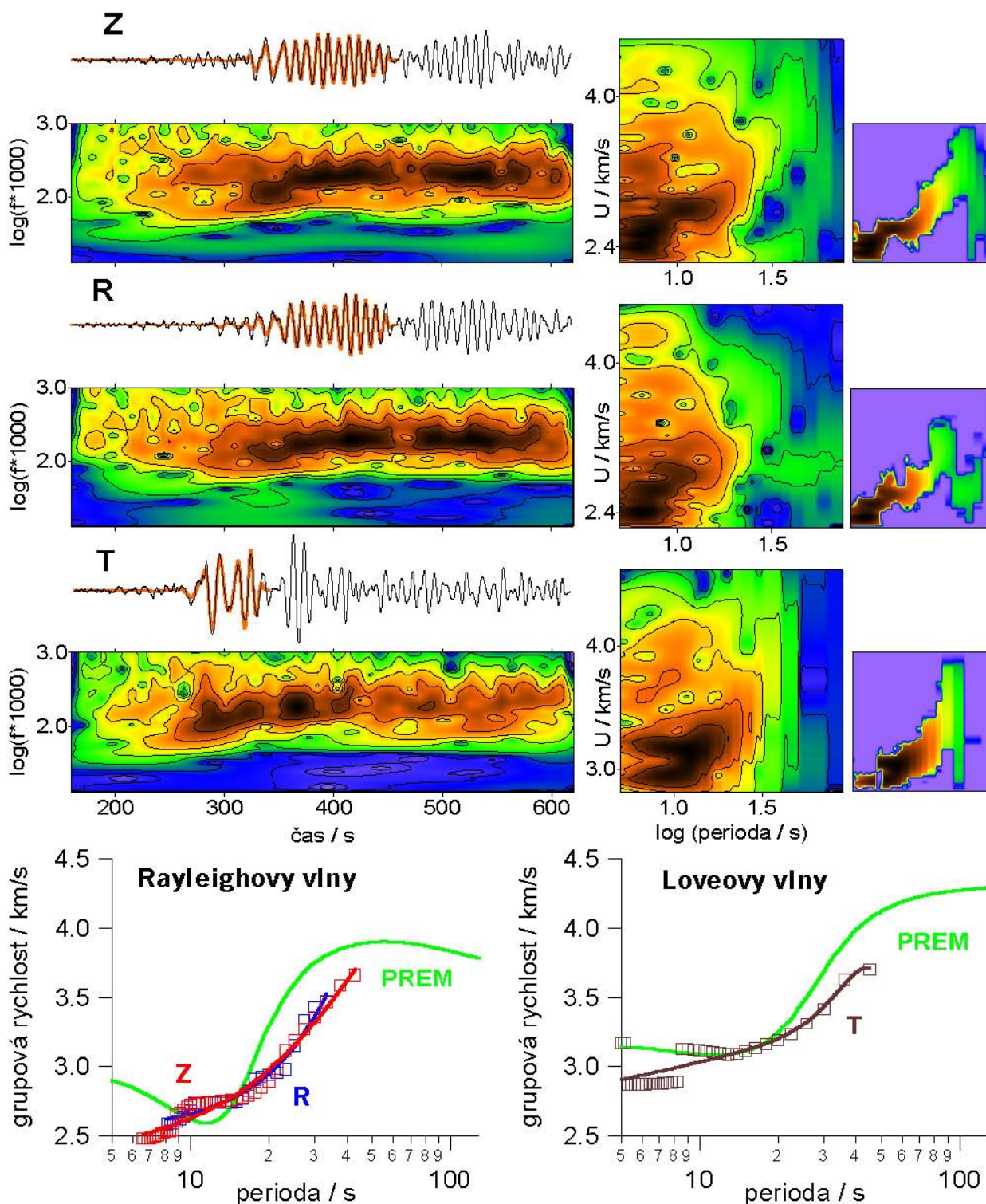


Obrázek 6.31: Tento záznam obsahuje kratší periody než předchozí záznamy zemětřesení z Balkánu. Rozsah spektrogramu byl tak zvolen od 0,3 s do 50, rozsah převráceného spektrogramu je pak 3 s až 40 s. Díky krátkoperiodickému charakteru bylo také pro zhlazení okrajů záznamu voleno okno dlouhé jen 7 s, zatímco v případě předešlých záznamů to bylo 20 s. Na filtrovaných seismogramech jsou krátké vlny potlačeny. Disperzní křivky Rayleighových vln se podařilo vykreslit již od periody 3 s, ovšem nezdařilo se to dále než k Airyho fázi. Disperzní křivka složky T není nijak zhlazena a také je určena pro rozsah period, ve kterém je disperze nevýrazná.

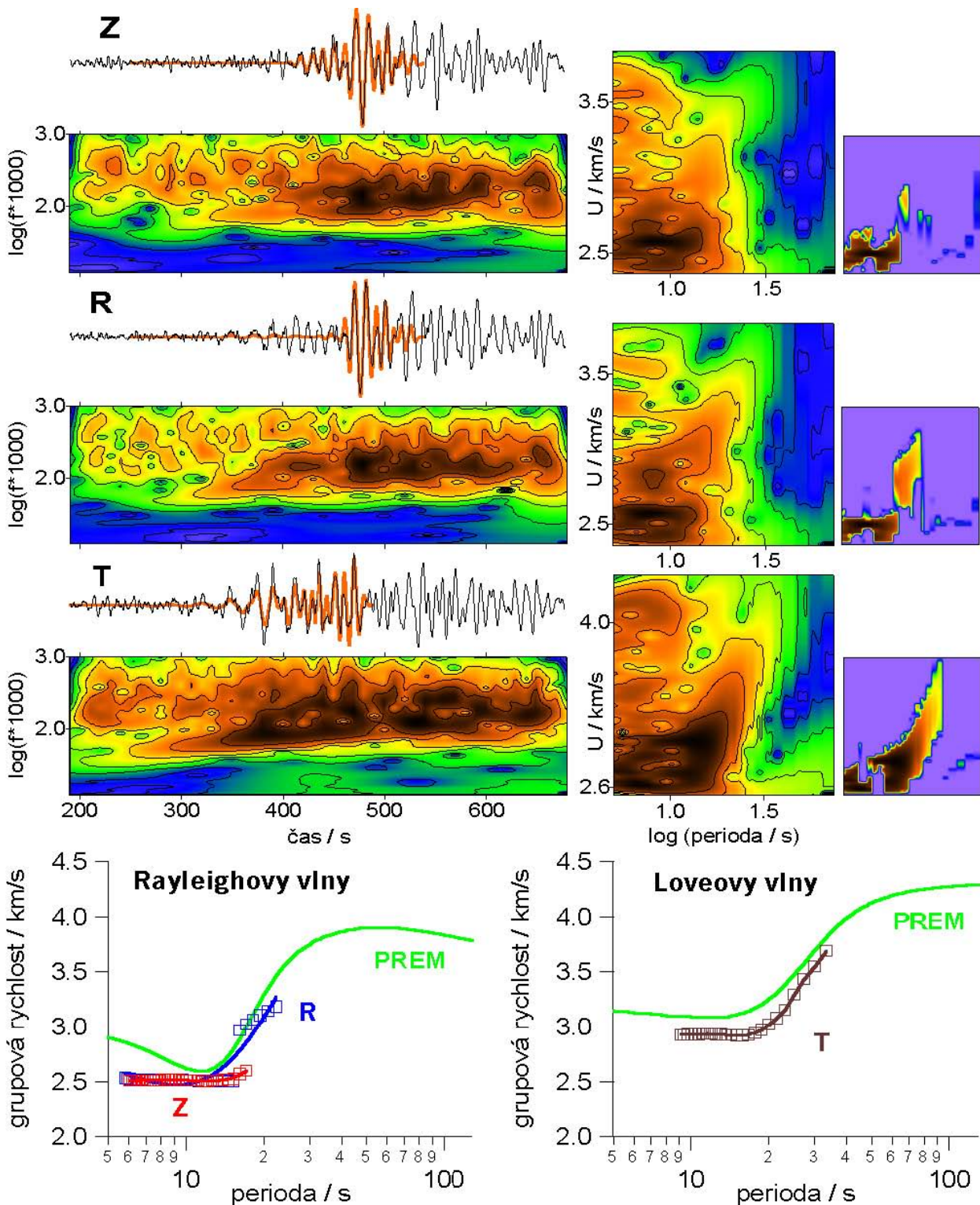


Obrázek 6.32: I v případě tohoto záznamu bylo potřeba přistupovat ke zpracování s ohledem na přítomnost krátkých vln. Zatímco disperze Rayleighových vln je určena pro periody od 3 s do 25 s, disperze vln Loveových je určena sice až od 5 s, zato však až do 40 s. Disperzní křivka složky T není nijak zhlazena. Všechny tři disperzní křivky vcelku věrně kopírují modelový případ. Amplitudy Rayleighových vln jsou v porovnání s amplitudami vln Loveových slabé a na složkách Z a R se též před vlnami Rayleighovými objevují části vln Loveových. Loveova vlna o periodě 40 s má na T složce velmi vysokou amplitudu.



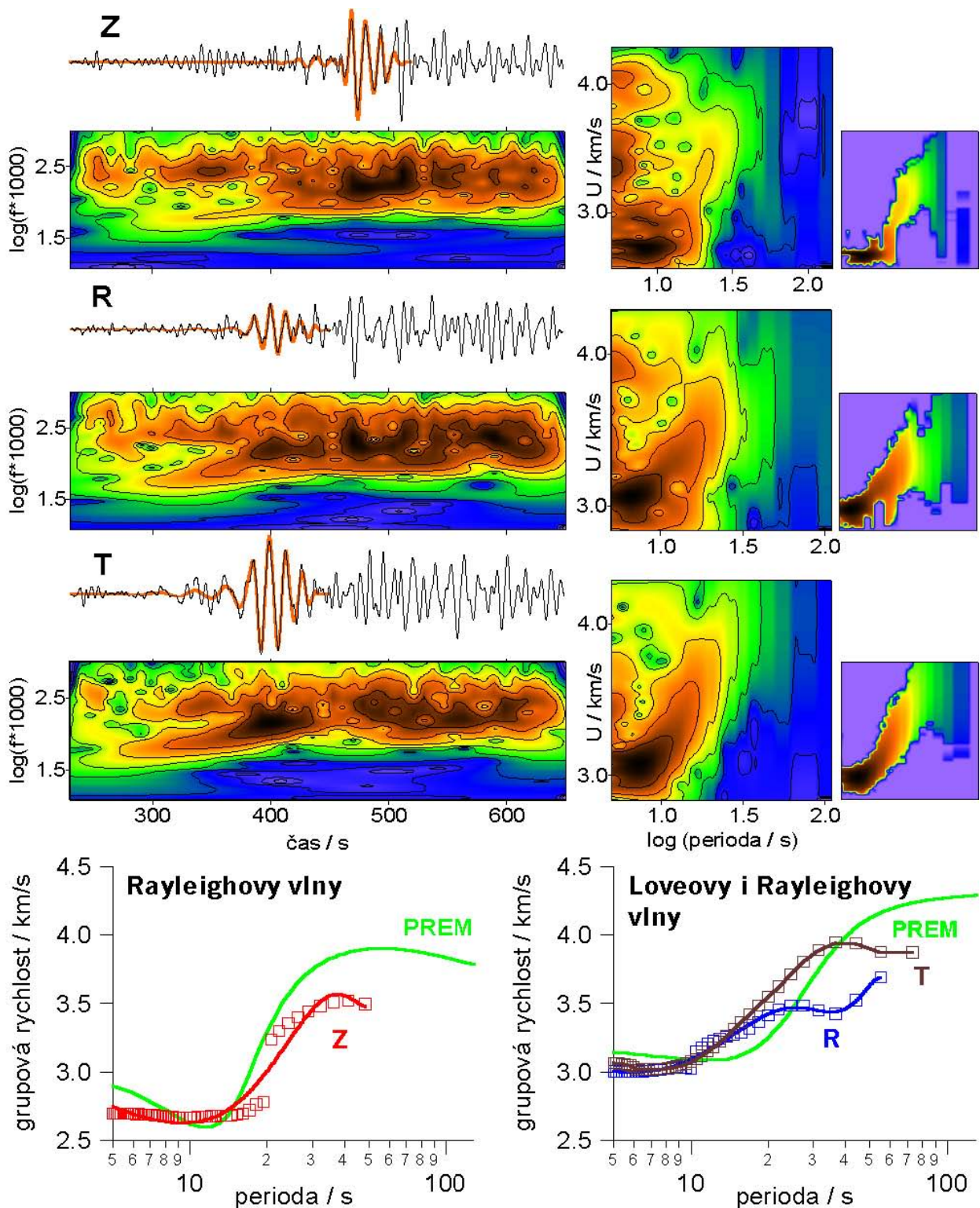


Obrázek 6.33: Záznam tohoto zemětřesení jeví znaky záznamu vln šířících se oceánskou trasou. Složky Z a R obsahují kromě disperzivních Rayleighových vln také codu v podobě téměř harmonického kmitání bez disperze a bez výraznějších amplitudových maxim. Disperzi se podařilo určit na všech třech složkách. Složky Z a R projevují strmý nárůst grupových rychlostí, jak to předpokládá model PREM, složka T obsahuje tento nárůst pozvolnější, opět ve shodě s modelem.

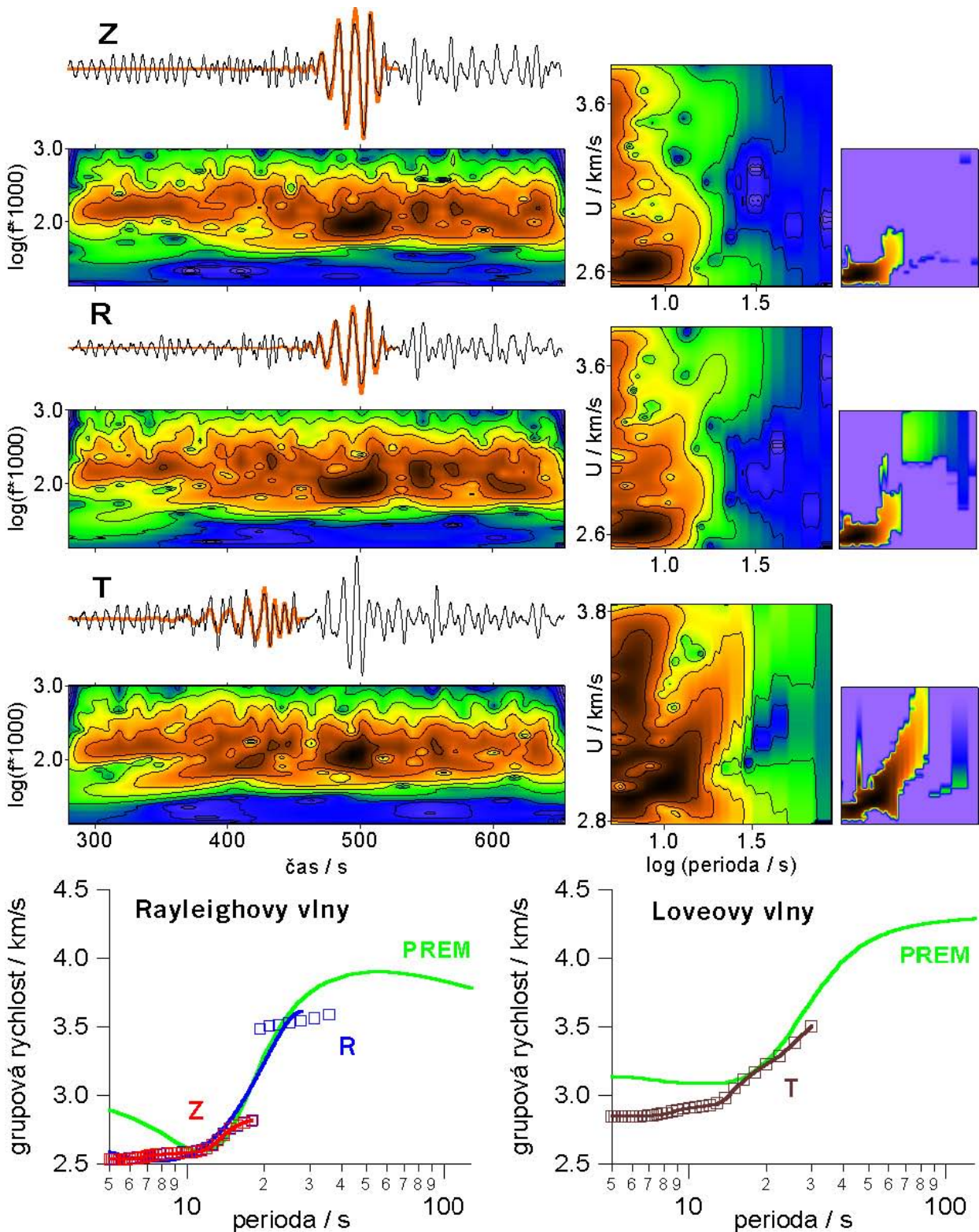


Obrázek 6.34: Skupiny vln na složkách Z a R jsou amplitudově velmi výrazné, ale disperzi se podařilo určit jen pro periody příslušející maximálním amplitudám, jedná se o rozmezí od 6 s do 20 s. Oproti těmto dvěma složkám neobsahuje složka T amplitudově tak výraznou skupinu Loveových vln, ale signál je disperzivní a křivka je tak vykreslena až do periody 33 s. Tato křivka také není nijak zhlazena. Všechny tři složky obsahují výraznou codu. V tomto tvaru je typická pro vzdálenější zemětřesení s epicentrální vzdáleností větší než 2000 km. Na přechodu mezi skupinou Loveových vln a codou na složce T je vidět kratší skupinu vln s periodami opět delšími než má závěr skupiny Loveových vln. Tento fakt se promítl na převráceném spektrogramu v podobě odštěpení části hřbetu směrem k nižším grupovým rychlostem pro delší periody a zanechal stopu i na filtrovaném převráceném spektrogramu.



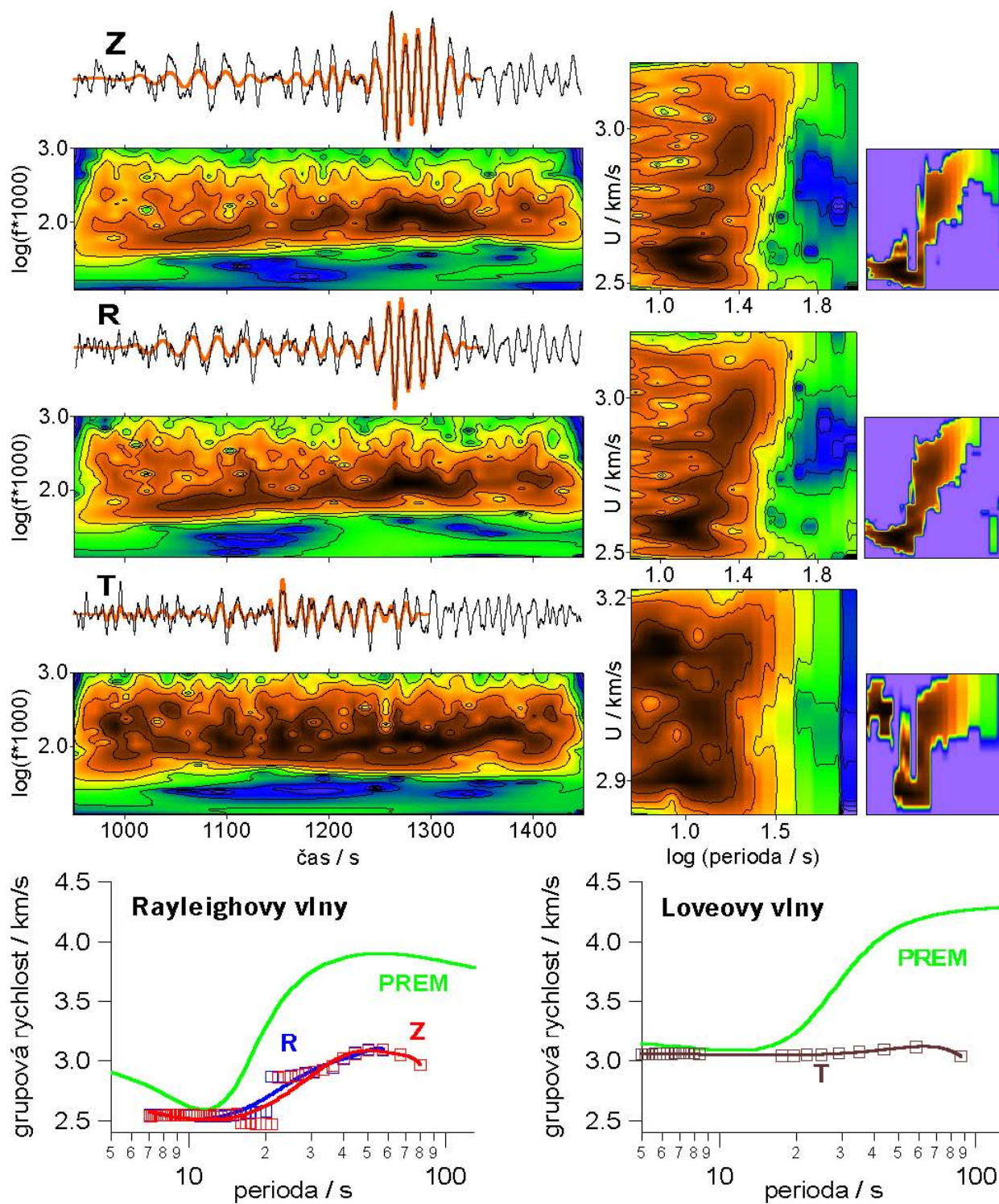


Obrázek 6.35: Na složce Z je dobře patrná skupina Rayleighových vln. Disperzi Rayleighových vln na složce R se určit nepodařilo. Na této složce najdeme sice vysoké amplitudy vln o periodách okolo 10 s odpovídající skupině Rayleighových vlna na složce Z, ale chybí zde vlny o periodách delších i kratších. Ovšem složka R zahrnuje též skupinu Loveových vln, která má nízké amplitudy a fázově odpovídá silné skupině Loveových vln na složce T. Tvar disperzní křivky této skupiny na složce R modelu neodpovídá. Z rozsahu rychlostí je však vidět, že se skutečně jedná o vlny Loveovy a nikoli Rayleighovy. Tvar disperze složek Z a T naopak s modelem souhlasí. Skupina Loveových vln na složce T je velmi dobře patrná, za ní následuje výrazná coda o trvání několikanásobně delším, než vlastní povrchová skupina. Křivka odpovídající složce T je ponechána nezhlazena v původním tvaru. Tato křivka zahrnuje jeden z největších rozsahů period, pro který se mezi záznamy prezentovanými v této práci podařilo disperzi vykreslit. Jedná se o rozsah od 5 s do 73 s. I to je důvod, proč záznam této složky sloužil v předchozích kapitolách k demonstraci práce programu SVAL.

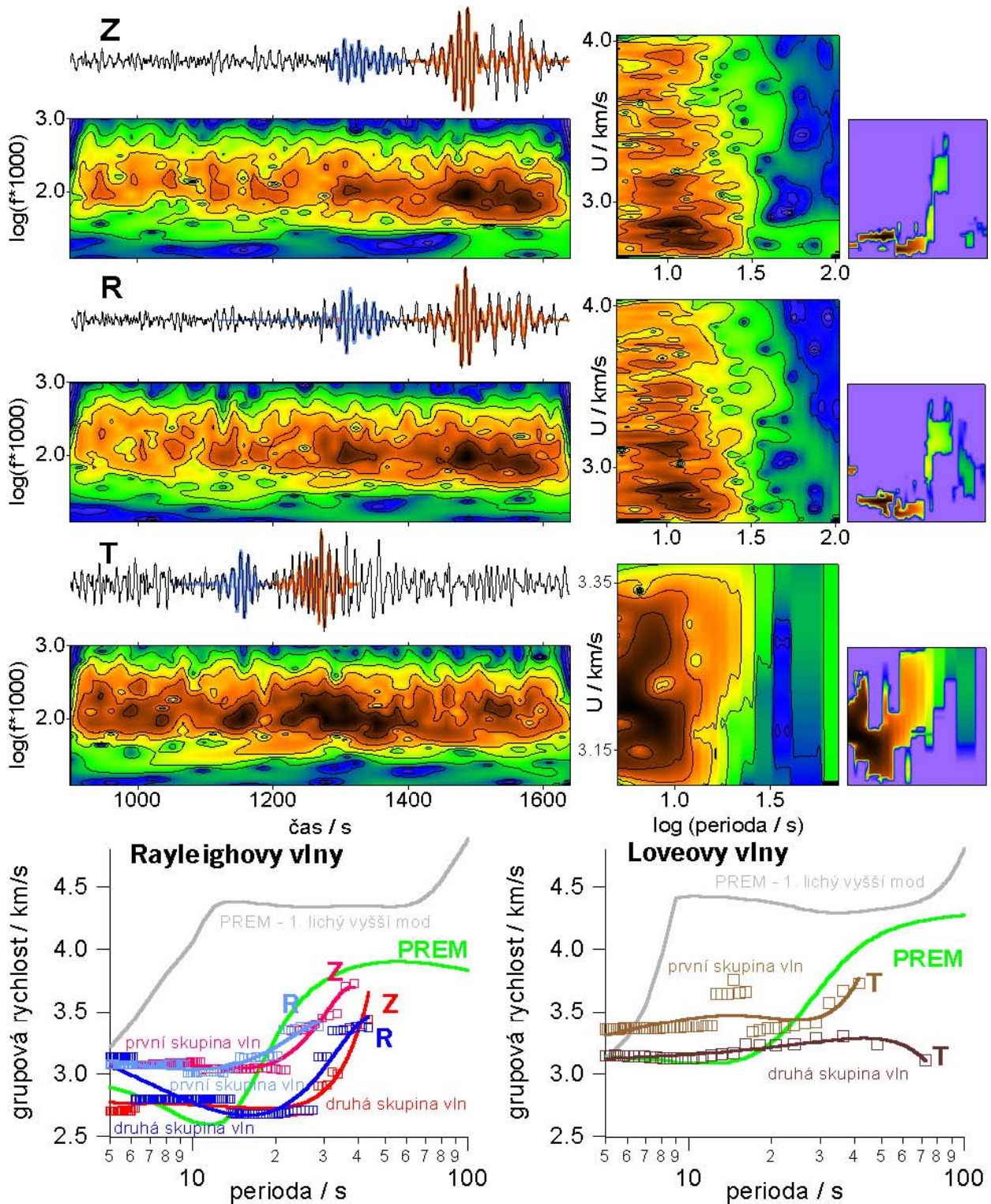


Obrázek 6.36: Přestože vlastní záznamy všech složek zobrazují výrazné skupiny povrchových vln, disperzi se podařilo určit jen v omezeném rozsahu period. Disperze na složkách Z a R se v rozsahu od 5 s do 18 s kryjí, disperzi na složce R je možné považovat za určenou až do 50 s. Na složce T představuje absolutní maximum převráceného spektrogramu skupinu Rayleighových vln a nikoli Loveových. Skupina Loveových je na složce T sice méně výrazná, ale výběrem délky zpracovávaného úseku od 280 s do 460 s se podařilo vykreslit disperzi i této skupiny a to do periody 30 s. Disperzní křivky složek R a T jsou ponechány v původním nezhlazeném tvaru.



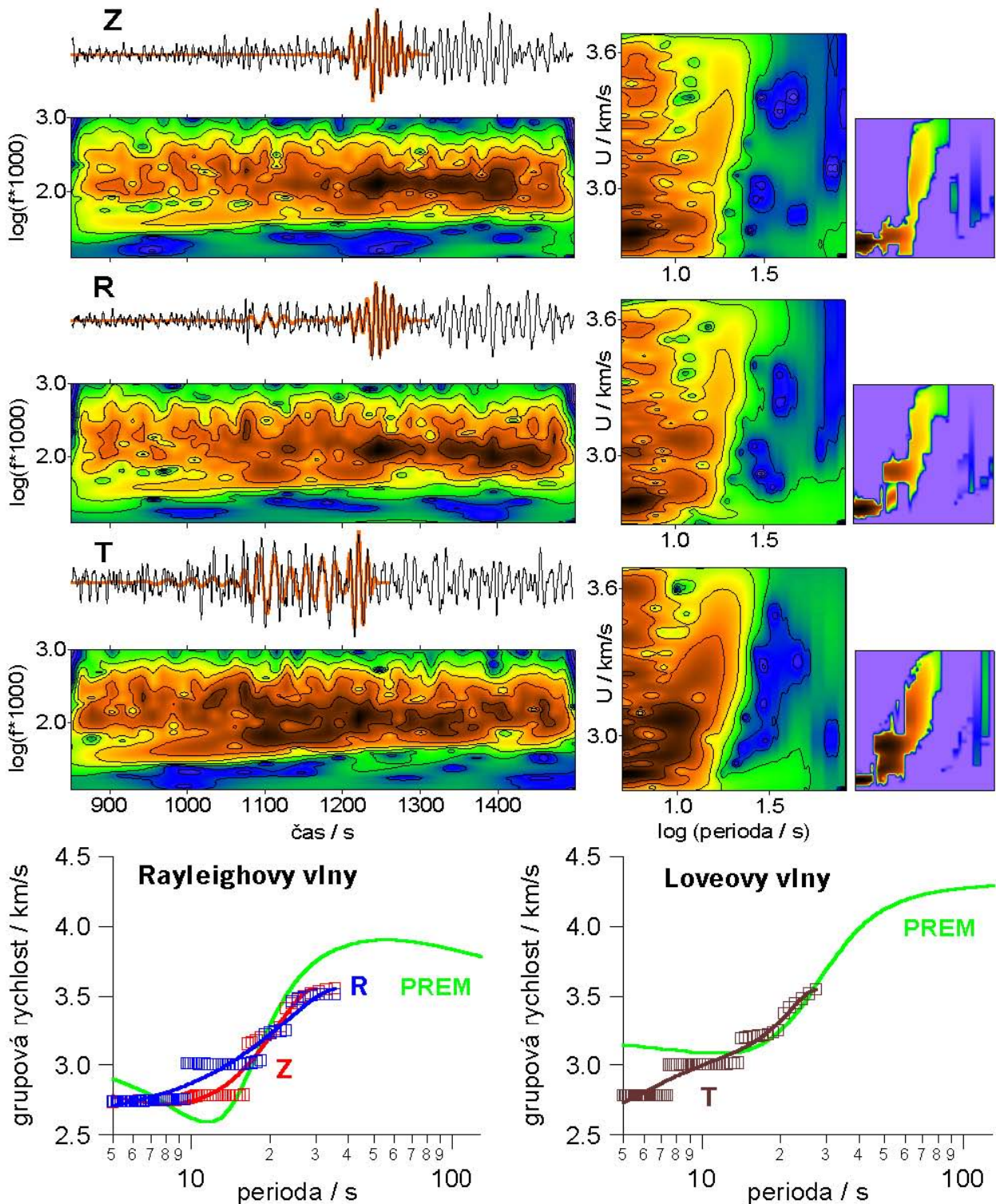


Obrázek 6.37: Celý záznam tohoto zemětřesení zahrnuje téměř půlhodinový časový úsek. Seismogram a spektrogram představují vybraný úsek o délce 500 s. Na složkách Z a R je skupina Rayleighových povrchových vln dobře patrná, skupina Loveových vln na složce T nikoli. Tomu odpovídají i filtrované převrácené spektrogramy a disperzní křivky. Pro Loveovy vlny se disperzi nepodařilo dobře určit, přestože byl zvolen velmi krátký časový interval zaměřený na interval časů od 950 s do 1125 s. Body určující disperzní křivky v oblasti vedlejšího hřbetu, jak ho ukazuje filtrovaný převrácený spektrogram, byly pro vykreslování křivky odstraněny. Záznam složky T obsahuje vlnění o stále stejných periodách ve velmi dlouhém časovém rozmezí. Grupové rychlosti Rayleighových vln disperzi jeví. Její průběh je shodný s průběhem odpovídající modelu PREM, ovšem hodnoty grupové rychlosti jsou nižší.

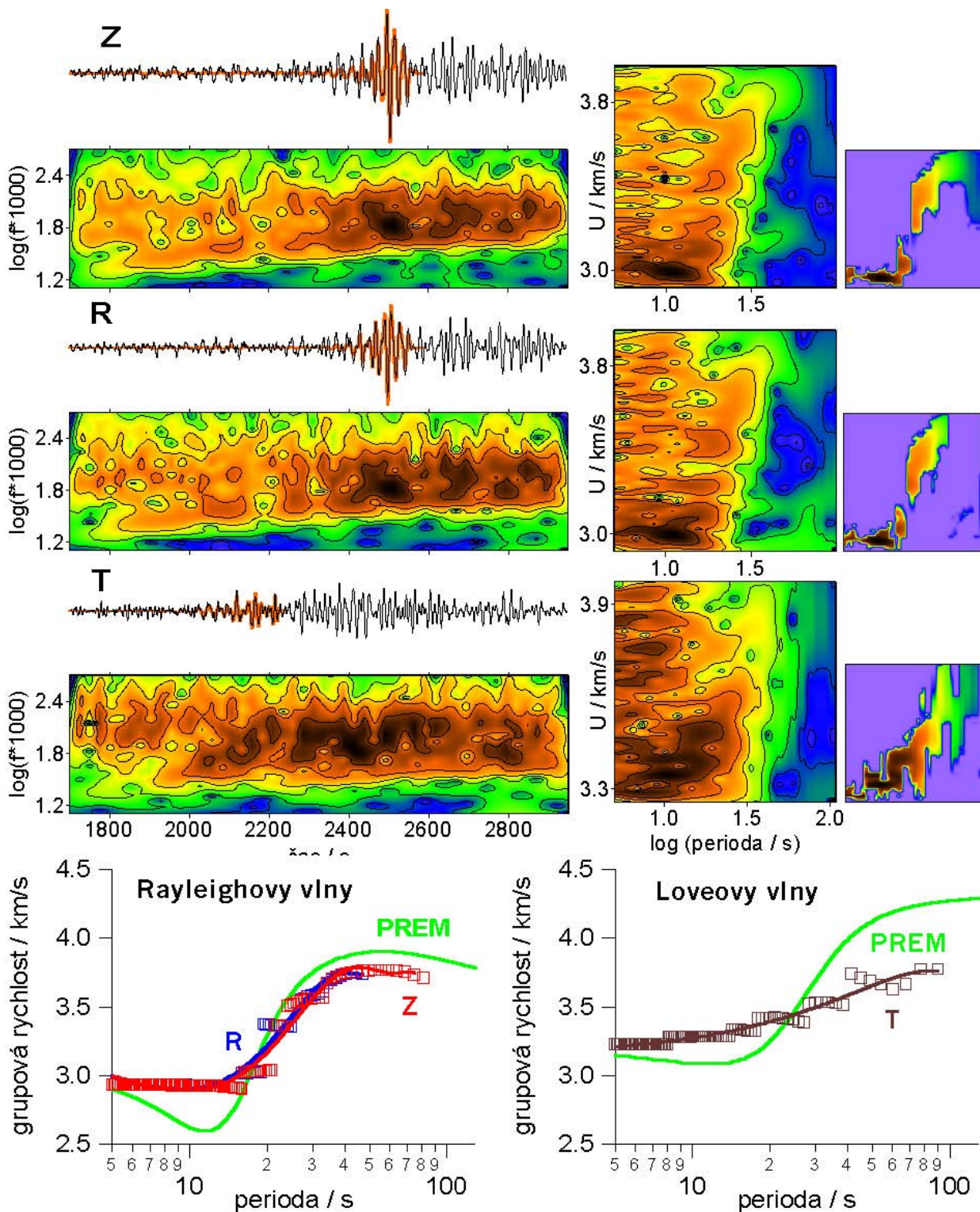


Obrázek 6.38: Každá ze složek obsahuje dvě výrazné skupiny povrchových vln. Převrácené a filtrované převrácené spektrogramy uvedené na obrázku odpovídají jen skupinám oranžově vykreslených filtrovaných seismogramů. Jim odpovídající disperzní křivky jsou zakresleny stejně jako v případě předchozích zemětřesení: sytou červenou barvou pro Rayleighovy vlny na Z složce, sytou modrou barvou pro Rayleighovy vlny na R složce a tmavě hnědou barvou pro Loveovy vlny na T složce. Disperzní křivky jsou však uvedeny i pro první skupinu vln každé složky a to světle červenou, světle modrou a světle hnědou barvou pro složky Z, R a T. První skupina vln na každé složce se svými grupovými rychlostmi přibližuje modelu PREM v oblasti period od 17 s do 35 s, druhá skupina vln se ke grupovým rychlostem tohoto modelu blíží naopak pro periody kratší než 17 s. šedou barvou je na obrázku vykreslena disperzní křivka pro 1. lichý vyšší mod Rayleighových i Loveových vln. Je vidět, že rychlostem příslušejícím tomuto modu se žádná z prvních skupin vln neblíží. Obě vlnové skupiny tak na všech složkách zřejmě představují skupinu Rayleighových. resp Loveových vln základního modu rozštěpenou na dvě podskupiny.



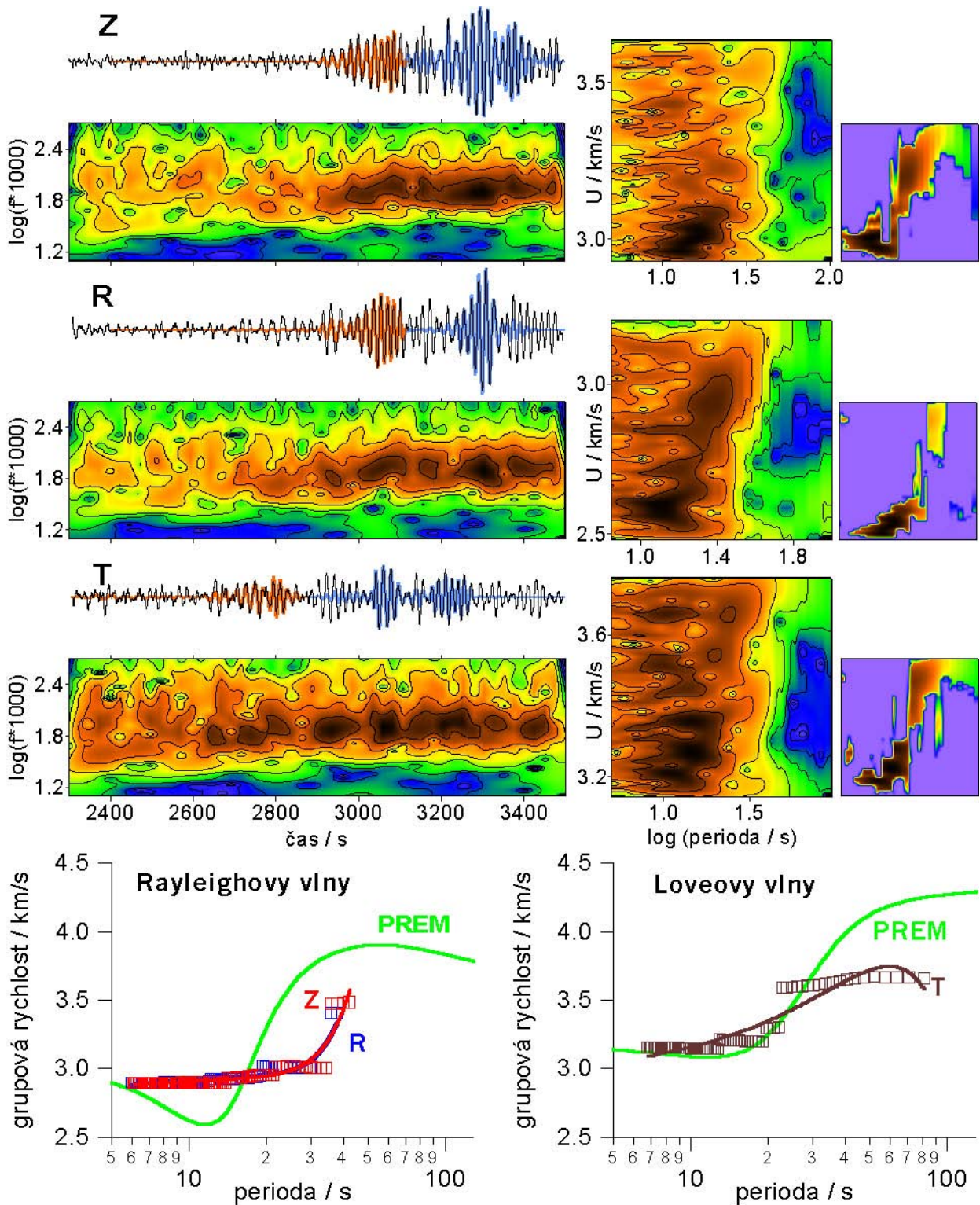


Obrázek 6.39: Záznam obsahuje výrazně oddělené skupiny Rayleighových vln na složkách Z a R a vln Loveových na složce T. Disperzi se podařilo pro všechny složky určit ve stejném oboru period. Grupové rychlosti Rayleighových vln souhlasí s modelovými, grupové rychlosti krátkých Loveových vln jsou výrazně nižší. To je dáno pravděpodobně nedostatečně přesným výběrem hřbetu spektrogramu, protože ten je v tomto oboru period komplikovaný a program SVAL vybral z jeho několika bočních hřbetů ten, kterému přísluší nejmenší grupové rychlosti. Disperze zobrazená pro Loveovy vlny kratší než 7 s tak nejspíše není dobře určena. Vykreslené body v tomto oboru přísluší vlnám o nejvýraznějších amplitudách, které však již možná spadají do coda. Coda je výrazná na všech třech složkách. Na složkách R a T je od vlastní povrchové skupiny oddělena vlnami s delšími periodami, než jaké tvoří závěr povrchových skupin.

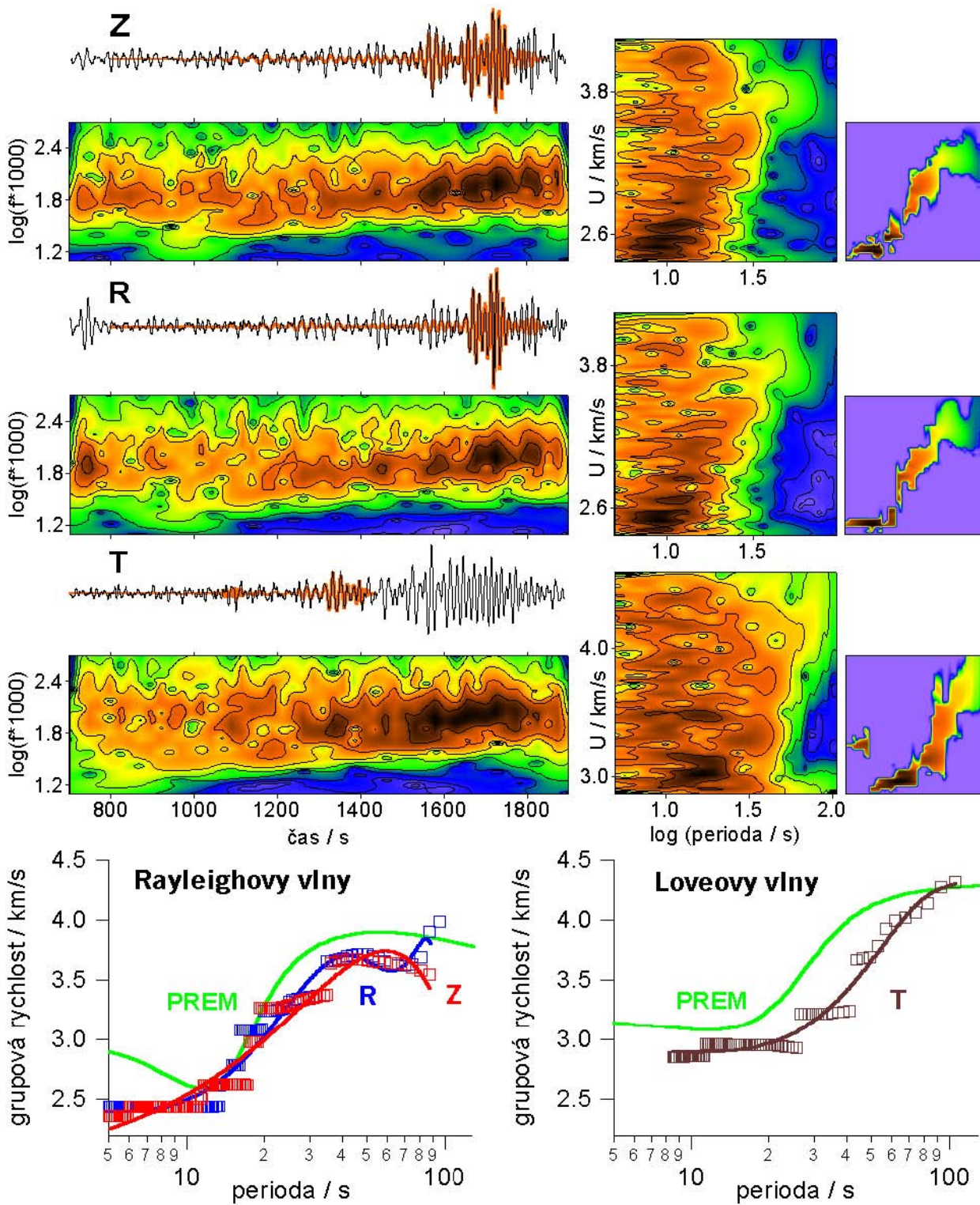


Obrázek 6.40: Vlny tohoto zemětřesení se částečně šířily oceánskou trasou přes Jihočínské moře. Záznam je zřetelně disperzivní. Na složkách Z a R se podařilo určit disperzi do periody 50 s resp. 80 s, která dobře vystihuje Airyho fázi předpokládanou modelem PREM. Na složce T se sice podařilo vykreslit disperzní křivku až do periody 100 s, ale její průběh se od modelové křivky liší. Spektrogramy jsou vykresleny pro rozsah od 2 s do 80 s.



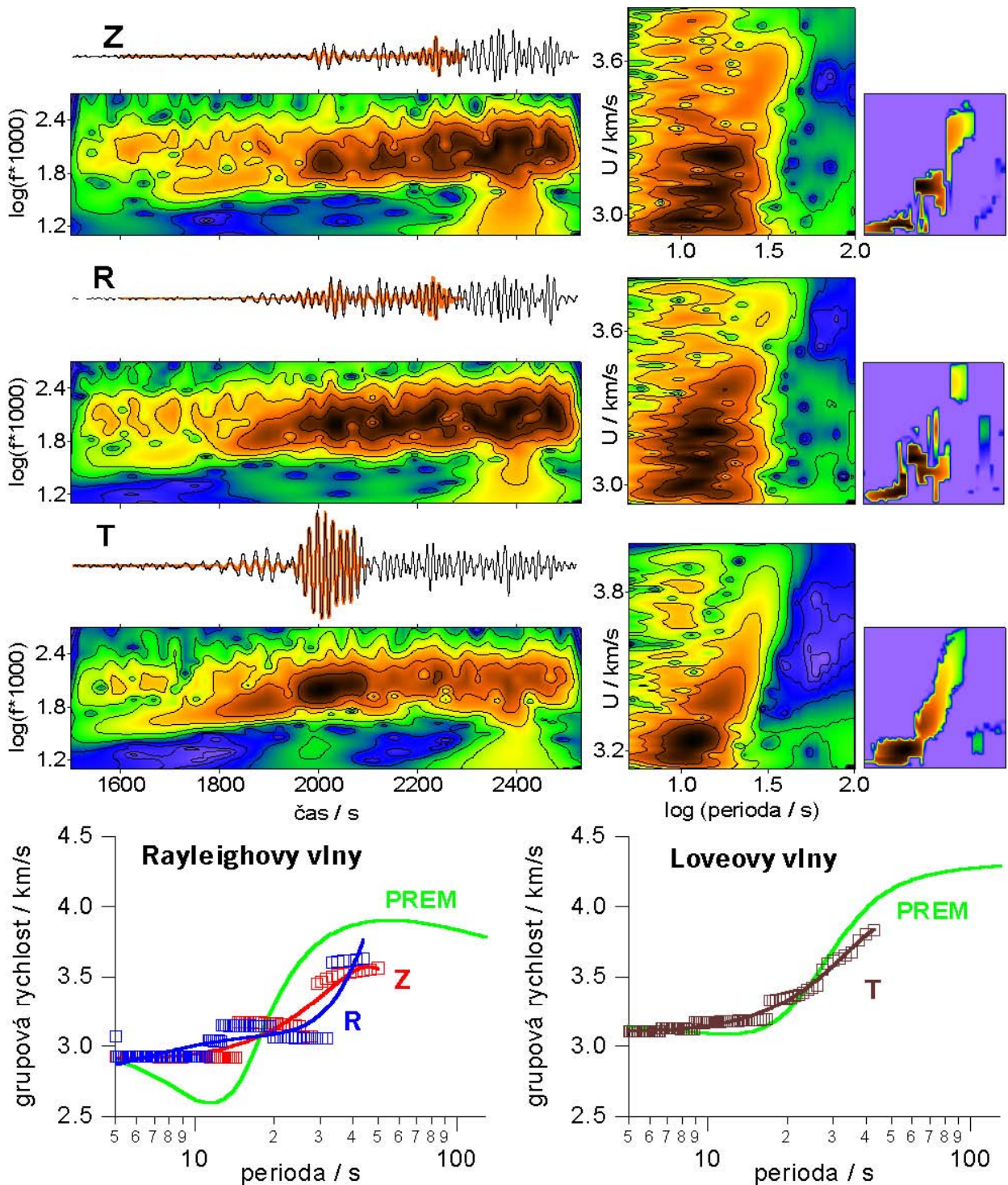


Obrázek 6.41: Záznam tohoto zemětřesení je také zbaven krátkoperiodického vlnění. Pro vykreslení spektrogramů tak byl, stejně jako v předchozím případě, použit rozsah period až od 2 s (do 80 s). Skupiny Rayleighových resp. Loveových vln jsou na seismogramu vyznačeny oranžovou barvou. Převrácené a filtrované převrácené spektrogramy uvedené vedle každé složky přísluší právě těmto vlnám. Světle modrá barva pak ukazuje skupinu vln, která již disperzivní není. Převrácené spektrogramy této skupiny na obrázku vykresleny nejsou. Přestože absolutní hodnoty grupových rychlostí odpovídají předpovědi podle modelu PREM, nepodařilo se vystihnout Airyho fázi Rayleighových vln. Odlišný tvar disperzních křivek je dán pravděpodobně šířením vln po částečně oceánské trase.

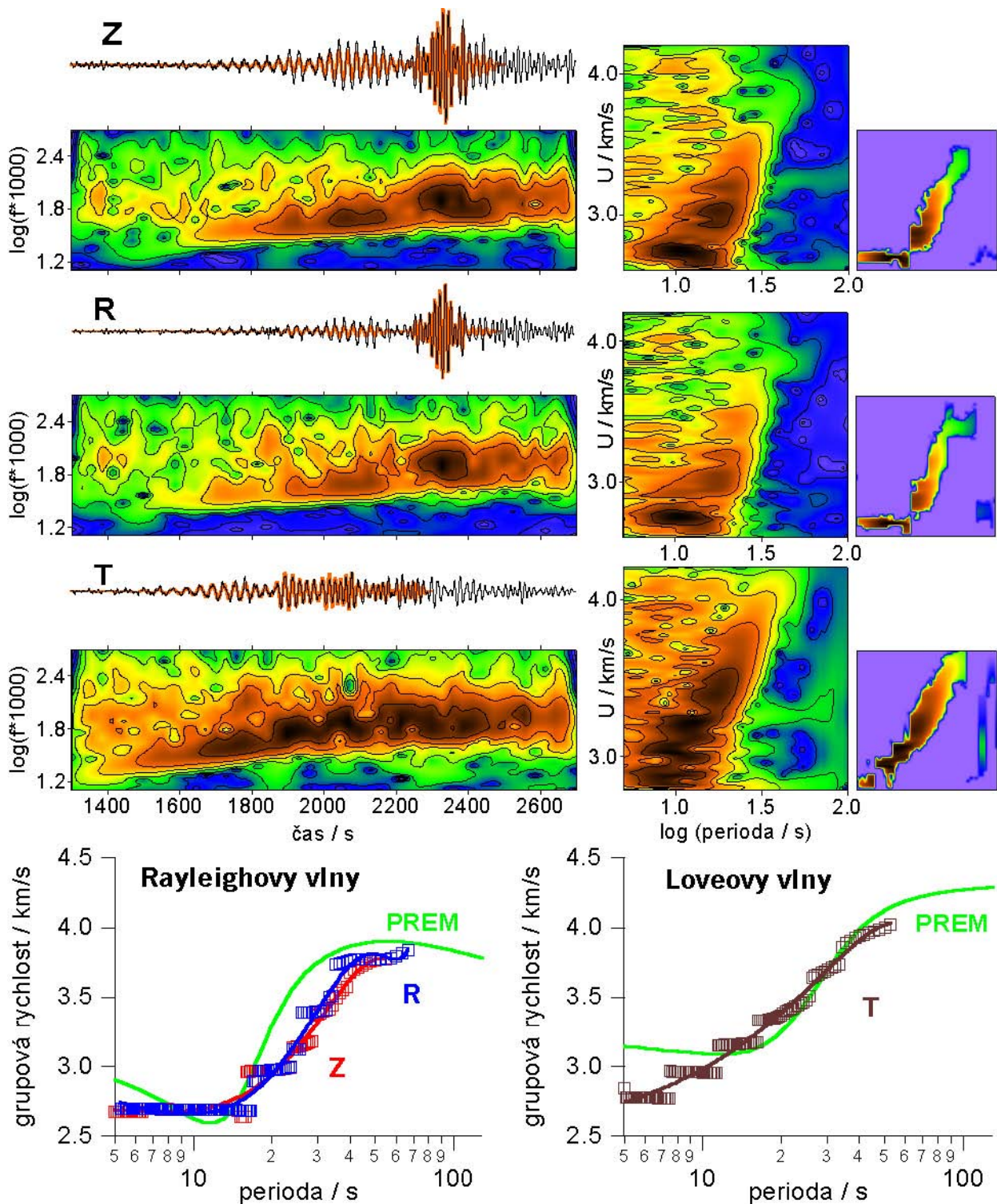


Obrázek 6.42: Skupiny ani Rayleighových ani Loveových vln nejsou na seismogramu zřetelně vidět a lokalizovat se je podařilo právě až díky určení disperze a následnému vykreslení příslušného filtrovaného seismogramu. Složka T obsahuje skupinu vln o mnohem vyšších amplitudách, než je skupina vln Loveových, ale na disperzní křivce složky T je vidět, že tato disperze skutečně zachycuje právě vlny Loveovy. Výrazná skupina na této složce má pak grupovou rychlost nižší, než by odpovídalo vlnám Loveovým. Rayleighovy vlny se nepodařilo lokalizovat zcela přesně, protože jak složka Z tak i složka R obsahují dvě po sobě jdoucí skupiny vln, které obě mohou být vlnami Rayleighovými. První z těchto skupin se ve svém příchodu shoduje s maximálními amplitudami vln na složce T. Protože grupová rychlost krátkých vln s periodami pod 10 s je pro složku Z i R nižší než modelová, lze usuzovat na to, že Rayleighovy vlny jsou opravdu první z výraznějších skupin na těchto složkách a jejich část je promítnuta i do složky T.



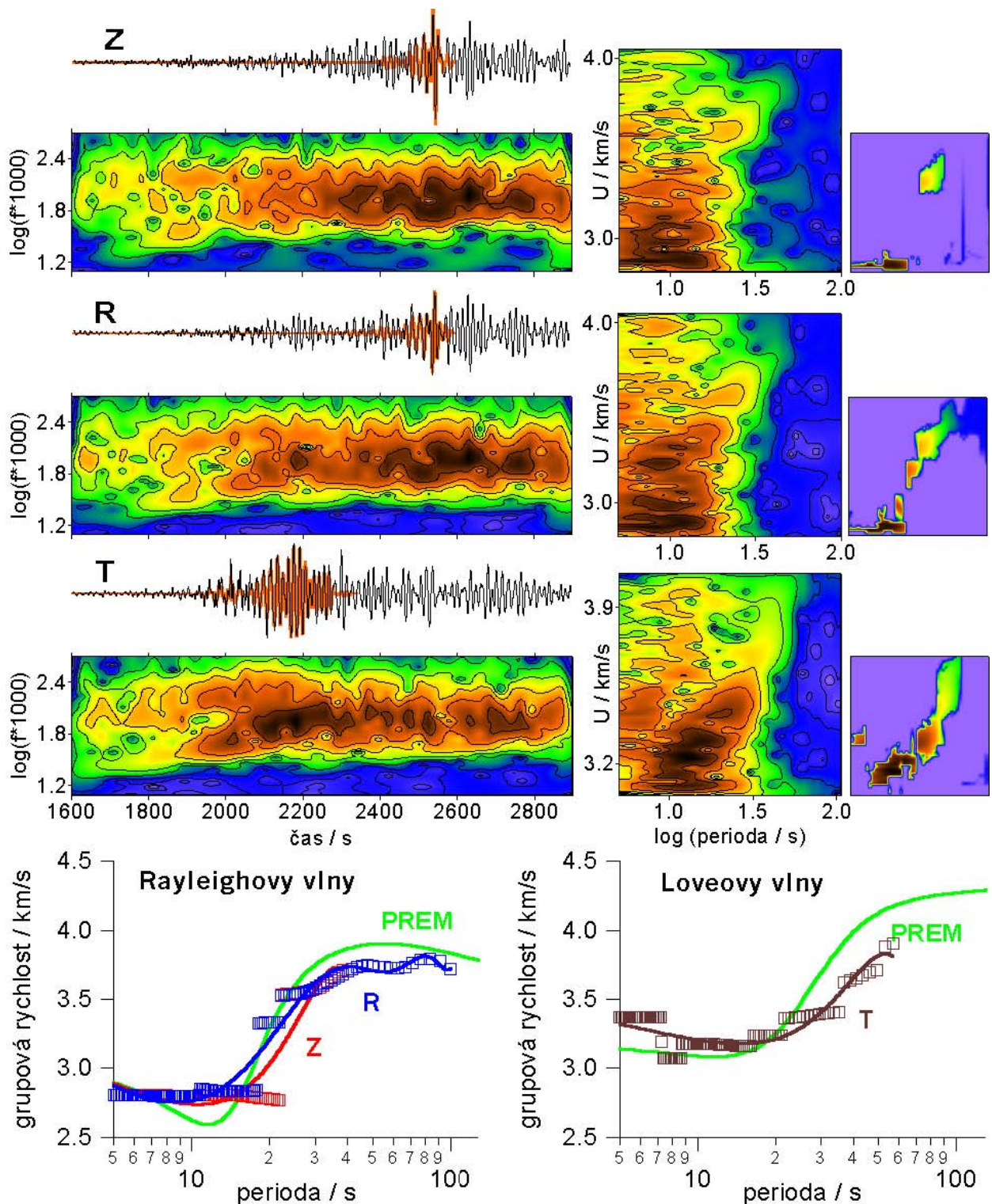


Obrázek 6.43: šíření po částečně oceánské trase se projevilo zejména na složce T, která neobsahuje krátké periody. Záznam je tak již přirozeně filtrovaný. Kromě vlivu šíření oceánskou kůrou se ale také jedná i vliv velké epicentrální vzdálenosti, kdy se krátké vlny utlumí i v kůře kontinentální. Složka T také jeví na první pohled viditelnou disperzi, kterou se podařilo určit v oboru od 5 s do 50 s a jejíž průběh i hodnoty grupové rychlosti odpovídají modelu PREM. Na složkách Z a R jsou kromě nevýrazné skupiny Rayleighových vln přítomny i vlny Loveovy. Disperze Rayleighových vln dává odpovídající hodnoty grupových rychlostí, ale její průběh zcela postrádá Airyho fázi. To je nejspíše dáno právě šířením po trase na přechodu mezi oceánskou a kontinentální kůrou, kde se vlny o blízkých periodách strmě rozdělí podle rychlosti.

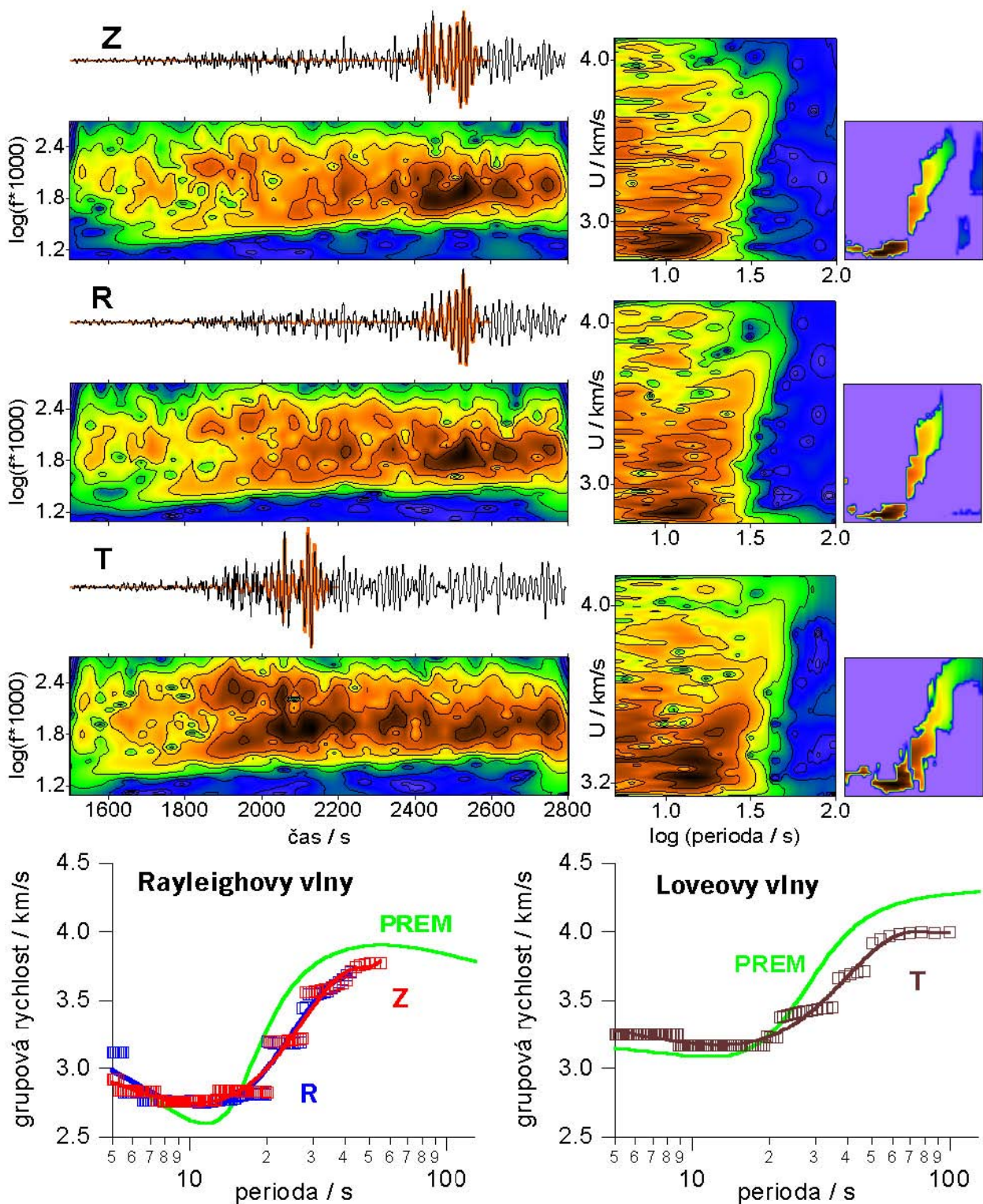


Obrázek 6.44: Podobně jako předchozí záznam se i zde jedná o zemětřesení, jehož vlny se ke stanici šířily po oceánské trase. Patrné je to na všech třech složkách, které jsou očištěné od krátkých period a mají harmonický průběh. Disperzi se podařilo určit pro široký obor period. Zejména složka T opět postrádá Airyho fázi a její disperzní křivka poukazuje na strmé rozdělení rychlostí v celém oboru period od 5 s do 52 s. Skupina Rayleighových vln na složkách Z a R je výraznější než skupina vln Loveových na složce T. Ovšem Loveovy vlny mají zase delší trvání. Dochází tak k tomu, že vlny o periodách kratších než 7 s příslušející Rayleighovým i Loveovým vlnám mají stejnou grupovou rychlost. Tuto skutečnost dobře zachycuje i filtrovaný seismogram, který zachytil končící skupinu Loveových vln až do chvíle, kdy přicházejí Rayleighovy vlny o největších amplitudách.





Obrázek 6.45: Zatímco Loveovy vlny na složce T jsou dobře patrné, skupina Rayleighových vln na složkách Z a R byla určena až podle filtrovaného seismogramu. Uvedený úsek záznamu trvá přes 21 minut. Epicentrální vzdálenost tohoto zemětřesení je srovnatelná se zemětřesením z Japonska a Kamčatky uvedenými výše. Ovšem šíření vln probíhalo v tomto případě po trase kontinentální. Je to vidět také na dobré shodě tvaru disperzní křivky i na hodnotách grupových rychlostí, které odpovídají modelu PREM. Na všech třech složkách se podařilo určit Airyho fázi.



Obrázek 6.46: Podobně jako předchozí záznam i tento jeví znaky typické pro šíření vln kontinentální trasou. Skupiny Rayleighových a Loveových vln jsou zde velmi zřetelně vyděleny, tvar disperzních křivek je téměř shodný s tvarem křivek výše uvedeného zemětřesení ze stejné oblasti a také dobře souhlasí s modelovými křivkami pro model PREM. Airyho fázi se opět podařilo vystihnout na všech třech složkách. Všechny složky také obsahují codu, která má ale nižší amplitudy než vlastní skupiny povrchových vln.



## 6.2 Shrnutí výsledků zpracování

Při obecnějším pohledu na vybraná zemětřesení je možno je rozdělit do tří kategorií:

1. Zemětřesení blízka, jejichž epicentrální vzdálenosti se pohybují v řádu stovek kilometrů. Sem patří zemětřesení z Polska, Rakouska, Německa a severní Itálie.
2. Zemětřesení středně vzdálená, jejichž epicentrální vzdálenosti jsou v rozmezí od 1300 km do 1900 km. Sem patří zemětřesení ze Sicílie, Balkánu a z Turecka.
3. Zemětřesení s epicentrálními vzdálenostmi většími než 4000 km. Sem patří zemětřesení z Íránu, Hindúkůše, Tibetu, Indie, Filipín, Japonska, Taiwanu a z Kamčatky.

Tyto tři skupiny lze charakterizovat na základě spektrálního složení záznamu a s tím spojenými problémy při určování disperzních křivek.

1. Tato kategorie zahrnuje záznamy, které obsahují vlny s výraznými amplitudami o periodách okolo 1 s. Spektrogramy jsem pro takovéto záznamy vykresloval již od 0,3 s, aby bylo možno rozpoznat hřbety spektrogramu již od těchto nejkratších period. Disperzní křivky pro tato zemětřesení se většinou podařilo vykreslit jen v úzkém rozsahu od 3 s do 10 s. Zásadním problémem v tomto případě je, že není možné od sebe dobře rozlišit doznívání prostorových vln a příchod skupiny vln povrchových, protože tyto dva jevy nejsou od sebe odděleny dostatečně dlouhým časem a navzájem se míchají. Při analýze pomocí programu SVAL je nutné zpracovávat vlastně celý záznam a dalšími kroky se podle vytvořených spektrogramů přibližovat ke skupině povrchových vln a teprve ji tak hledat. Její amplitudy nejsou oproti zbytku záznamu výrazně vydělené, spektrogram není dobře určený a křivky jsou dány jen malým počtem bodů.
2. Tyto záznamy mají již velmi dobře oddělené skupiny povrchových vln a není problém se při analýze zaměřit právě na ně. Na první pohled je na takovýchto záznamech vidět, kde se nacházejí Rayleighovy a kde Loveovy vlny a je tudíž možné rozlišovat i situace, kdy se například Loveovy vlny vyskytují i na složkách Z a R, nebo vlny Rayleighovy naopak na složce T. Disperzní křivky jsou mnohem lépe určené a také je lze vykreslit pro delší periody než pro záznamy v první skupině. Spektrogramy také není potřeba vykreslovat pro nízké periody, stačí začít od periody 1 s. Vlivem epicentrální vzdálenosti jsou krátké vlny utlumené.
3. Tato kategorie obsahuje různé záznamy, které se zejména liší svojí komplikovaností. Společné mají to, že v nich nejsou přítomné krátké vlny, spektrogramy je možné vykreslovat až od 2 s a i tyto periody mají velmi nízké amplitudy. Zejména záznamy ze Střední Asie mají složitou strukturu s mnoha skupinami s podobnými amplitudami. Jedná se pravděpodobně o různé části štěpených skupin Rayleighových a Loveových vln. Přesto je téměř vždy možné se zaměřit na vybranou povrchovou skupinu a tu analyzovat. Díky velmi rozdílným časům šíření jednotlivých skupin lze již jen podle grupových rychlostí odhadnout, o které vlny se jedná.

Na epicentrálních vzdálenostech v řádu tisíců kilometrů je také nejlépe vidět vliv šíření po oceánských trasách. Takové záznamy jsou téměř zbaveny period nižších než 5 s a jejich disperze neobsahuje Airyho fázi. Skupiny povrchových vln jsou výrazně delší než v případě šíření po trasách kontinentálních. Záznamy zemětřesení z blízkých oblastí vypadají téměř shodně. V rámci výsledků prezentovaných v této práci je to možné porovnat pouze na dvou záznamech zemětřesení z Taiwanu, ale takto podobné

si jsou i záznamy například z Hindúkúše, kterých jsem zpracovával několik. Je to dáno „průměrováním“ vlivu prostředí na dlouhé trase, kdy jsou lokální rozdíly v šíření po blízkých trasách setřeny.

Program SVAL se tak jeví jako vhodný nástroj pro zpracování zejména druhé a třetí kategorie záznamů. Pro analýzu blízkých zemětřesení by bylo potřeba ho ještě upravit tak, aby bylo možné vybírat i lokální hřbety spektrogramů a jejich postupnou analýzou lokalizovat povrchovou skupinu přesněji. Následně by bylo možné i lépe určit disperzi této skupiny.

# Závěr

Výsledkem této diplomové práce je analýza povrchových vln ze záznamů zemětřesení euroasijského kontinentu. Samotná práce sestávala z několika kroků.

1. V první řadě se jednalo o podrobné seznámení se s fenoménem povrchových vln popsaným v literatuře. Odrazem tohoto studia je úvodní kapitola, která nejprve pojednává obecně o povrchových vlnách a následně se zaměřuje na vysvětlení rozdílů mezi Rayleighovými a Loveovými vlnami. Na modelových příkladech vysvětluje také disperzi povrchových vln a popisuje vztah fázové a grupové rychlosti. Jsou zde zmíněny další související pojmy, resp. upřesněny pojmy používané v literatuře.
2. Obdobně bylo též nastudováno několik metod frekvenčně-časové analýzy. V této práci je uveden jejich přehled. Rozdělování metod podle různých kritérií je v této práci zavedeno nově. Důraz je kladen na vysvětlení podrobností týkajících se metody mnohokanálové filtrace. Jsou připojeny některé poznámky k interpretaci integrálů, pomocí nichž je zaváděn spektrogram.
3. Kapitola 2.4.2 je věnována propojení získaných poznatků z oblasti fyziky a matematiky a jejich převedení do praktické podoby pro použití při analýze záznamů zemětřesení.
4. Nejnáročnější částí práce bylo sestavení programu SVAL. Ten je založen na starších verzích programů na zpracování záznamů zemětřesení metodou mnohokanálové filtrace. Program byl podstatně upraven a přizpůsoben použití na současných strojích. Dovoluje zpracovávat záznamy o počtu vzorků  $2^{14}$  a lze jej snadno přizpůsobit pro zpracování počtu ještě vyššího. Pro zpracování uvedených záznamů však postačuje tato hodnota. Kromě odladění metody mnohokanálové filtrace byla do programu vložena i zcela nová procedura vybírající ze spektrogramu jen jeho hlavní hřbet. Tento filtrovaný spektrogram byl použit jako základ pro sestavování filtrovaných seismogramů. Obecně platí, že filtrovaný seismogram zobrazuje tu část původního seismogramu, která se zobrazila do vybrané části spektrogramu a to jak v časové, tak ve frekvenční oblasti.

V této práci bylo vyfiltrovaného seismogramu použito jako nástroje ukazujícího, které skupiny vln na záznamu jeví disperzi. Důraz byl kladen na hledání disperzivních skupin povrchových vln a teprve důsledkem tohoto hledání byl vznik filtrovaného seismogramu.

5. Před samotným zpracováním jsou také uvedeny další dílčí problémy, které je potřeba mít na zřeteli při analýze záznamů. V této práci je tak popsána aparatura používaná na seismické stanici Praha a uveden způsob, jakým jsou záznamy pořizovány. Je popsáno, jakým způsobem byly vyhledávány údaje o poloze epicenter a počátečních časech zemětřesení. Je popsán program na výpočet epicentrálních vzdáleností a azimutů a také program, pomocí něhož byly otáčeny horizontální složky záznamu. Zmíněny jsou také parametry grafických výstupů zpracování záznamů.

6. Na seismické stanici Praha bylo vybráno 89 záznamů zemětřesení, z nichž jich je v této práci prezentováno 27. Ve skutečnosti bylo ovšem zpracováno záznamů více a pro účely této práce vybrány jen některé. Prezentované analýzy poukazují na několik skutečností:

- demonstrují obecnou práci programu SVAL a funkce jednotlivých parametrů, jimiž se práce programu řídí,
- poukazují na obecné vlastnosti frekvenčně-časové analýzy a jejího použití při zpracování záznamů, konkrétně pak na vlastnosti metody mnohokanálové filtrace,
- dávají příklady různých jevů spojených se šířením povrchových vln, jako např. rozdíl mezi šířením po kontinentálních a oceánských trasách, výskyt Airyho fáze grupové rychlosti, štěpení skupin povrchových vln, anomální přítomnost Rayleighových vln na složce T a naopak přítomnost Loveových vln na složkách Z a R,
- zobrazují rozdíly mezi zpracováním různě vzdálených zemětřesení a výhody a nevýhody použití programu SVAL z tohoto hlediska.

7. Posledním krokem při analýze záznamů bylo porovnání získaných disperzních křivek s křivkami příslušejícími modelu PREM a modelu Českého masívu.

Tato práce tedy předkládá komplexní pohled na analýzu záznamů reálných zemětřesení a problémy s touto analýzou spojené. Ukazuje, že jedna ze standardních metod frekvenčně-časové analýzy, totiž metoda mnohokanálové filtrace, je hodnotným nástrojem pro zpracování záznamů zemětřesení. Do budoucna by bylo vhodné pokračovat jednak dopsáním některých dalších procedur programu SVAL (výběr vedlejších hřbetů spektrogramů) a jednak také interpretací získaných disperzních křivek a obrácenou úlohou se pokusit určit průměrnou stavbu prostředí mezi stanicí a epicentrem zemětřesení. Za tímto účelem by bylo vhodné zaměřit se postupně na jednotlivé geografické lokality, resp. na lokality, ze kterých přicházejí povrchové vlny na stanici pod navzájem blízkými zpětnými azimuty. Tím by bylo možné studovat jednotlivé takto určené profily zemské kůry a svrchního pláště.

Na závěr mi dovolu, abych citoval z knihy Quantitative Seismology pánů Akiho a Richardse a to z kapitoly popisující činnost seismografů:

This shows that the idea of generating electricity using seismograph motion due to traffic noise is not very practical.

# Literatura

- [1] Aki, K., Richards, P. G. (1980): Quantitative Seismology - Theory and Methods. Volume I, W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- [2] Buben, J. (1984): Geofyzikální přístroje. Fakulta matematicko-fyzikální, Universita Karlova, Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- [3] Burjánek, J. (2002): a Composite Source Model With Fractal Subevent Size Distribution (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [4] Čermák, F. (1990): Spektrální a spektrálně časové metody výpočtu disperze povrchových vln (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [5] Červený, V. (1983): Spektrální analýza v geofyzice I. (skripta). Univerzita Karlova v Praze, Fakulta Matematicko-fyzikální, Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- [6] Dobeš, K. (1974): Teorie a počítače v geofyzice. Sborník referátů ze IV. pracovního semináře konaného ve dnech 14. - 17. 1. 1974, Geofyzika, n. p., Brno.
- [7] Dobeš, K. (1981): Dynamic Spectral Analysis of Oscillatory Signals in Geophysics. *Geophysical Syntheses in Czechoslovakia*, Bratislava, 79–96.
- [8] Gallovič, F. (2002): High Frequency Strong Motion Synthesis for  $k^{-2}$  Rupture Models (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [9] ISC (2001): International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/Bull>, Internatl., Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.
- [10] Janský, J. (1996-2003): Poznámky k lokaci zemětřesení na seismické stanici Praha.
- [11] Kocaoglu, A. H., Long, L. T. (1993): a Review of Time-frequency Analysis Techniques For Estimation of Group Velocities. *Seismological Research Letters*, Volume 64, No. 2, April - June 1993, 157–167.
- [12] Krejčík, M. (1990): Polarizační analýza (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [13] Kristeková, M. (2001): Časovo-frekvenční analýza seizmických signálů (projekt dizertační práce). Geofyzikálny ústav, Slovenská akadémia vied, Bratislava.
- [14] Lay, T., Wallace, T.C. (1995): Modern Global Seismology. Academic Press, Inc. (International Geophysics Series), San Diego.
- [15] Levshin, A. (2000): Surface Wave Analysis and Phenomenology, Workshop on Three-Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation and their Propagation. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, September - October 2000.

- [16] Levshin, A. (2000): Surface Waves In Laterally Inhomogeneous Media, Workshop on Three-Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation and their Propagation. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, September - October 2000.
- [17] Levshin, A. (2002): Surface Wave Analysis and Phenomenology, 6<sup>th</sup> Workshop on Three-Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation and their Propagation. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, September - October 2002.
- [18] Levshin, A. (2002): Surface Waves In Laterally Inhomogeneous Media, 6<sup>th</sup> Workshop on Three-Dimensional Modelling of Seismic Waves Generation and their Propagation. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, September - October 2002.
- [19] Metcalf, M., Reid, J. (1998): Fortran 90/95 Explained. Oxford University Press, Oxford.
- [20] Novotný, O. (1973): Studium stavby zemské kůry pomocí disperse povrchových vln – Teoretický výzkum šíření elastických vln v zemské kůře. Dílčí zpráva č. 5, Praha.
- [21] Novotný, O. (1995): Dispersion of Rayleigh Waves Along the Prague-Warsaw Profile. *Studia geoph. et geod.* 39 (1995), 138-147.
- [22] Novotný, O., Grad, M., Lund, C.E., Urban, L. (1997): Verification of the Lithospheric Structure Along Profile Uppsala – Prague Using Surface Wave Dispersion. *Studia geoph. et geod.* 41 (1997), 15-28.
- [23] Novotný, O. (1999): Surface Waves, (skripta).
- [24] Novotný, O., Zahradník, J., Tselentis, G.A. (2001): Northwestern Turkey Earthquakes and the Crustal Structure Inferred from Surface Waves Observed in Western Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 4, 875-879.
- [25] Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J. (1998): Imaging Dispersion Curves of Surface Waves On Multi-channel Record. *SEG Expanded Abstracts*, Kansas Geological Survey.
- [26] Pěč, K., Determination of Group and Phase Velocities and Filtering of Dispersed Seismic Waves. Geophysical Institute, Charles University, Prague.
- [27] Press, H. W., Teukolsky, S., A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P. (1992): Numerical Recipes in Fortran, (World Wide Web Sample Pages From ...). Cambridge University Press.
- [28] Publikace, jejíž identitu se vzhledem k neúplnosti nepodařilo zjistit (viz též poznámka pod čarou na straně 18).
- [29] Rybička, J. (1999): L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X pro začátečníky, 2. vydání. Konvoj, Brno.
- [30] Savarensky, E. F. (1975): Seismic Waves. Mir Publishers, Moscow.
- [31] (1969): Seismometry typu SK-D: Techničeskoje opisanije i instrukcija po ekspluatácii. Osoboje konstruktorskoje bjuro Instituta fyziki Zemlji Akademiji nauk SSSR.
- [32] (1969): Seismografy obščevoje typu (sistemy SKD): Opisanije i instrukcija k rabotě. Institut fyziki Zemlji Akademiji nauk SSSR.
- [33] Sekereš, J. (1983): Frekvenčně-časová analýza (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.

- [34] Šolc, M., Zahradník, J. (1988): *Astronomie, astrofyzika a geofyzika I. - Země a sluneční soustava*. Univerzita Karlova v Praze, Fakulta Matematicko-fyzikální, Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- [35] Thomas, D., P. (1965): Geodesic Arc Length on the Reference Ellipsoid to Second-Order Terms in the Flattening. *J. Geophys. Res.*, Vol. 70, No. 14, 3331 - 3340.
- [36] Toman, P. (2002): *Viscoelastic Response of a Flat Layer in Cartesian Geometry* (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [37] USGS/NEIC (2003): United States Geological Survey / National Earthquake Information Centre (Earthquake Hazards Program), <http://neic.usgs.gov/neis/bulletin> (a další stránky).
- [38] Vančura, V. (1981): *Rozmarné léto*. Československý spisovatel, Praha.
- [39] Veselý, M. (1997): *Frekvenčně-časová analýza a její použití* (diplomová práce, KG MFF UK), Praha.
- [40] Zahradník, J. (1989): *Fyzika zemětřesení* (předběžná verze učebního textu). Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Katedra geofyziky a meteorologie, Praha.