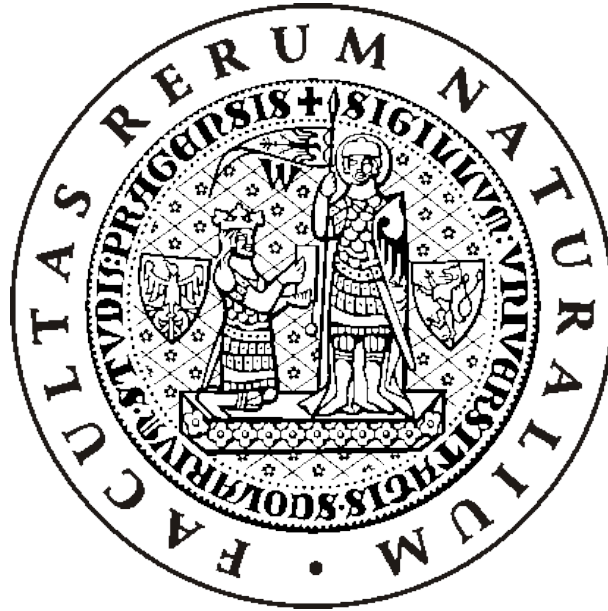


Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta

## DIPLOMOVÁ PRÁCE



Bc. Martin Mityska

**Rozložení zdrojů šumu zaznamenaných stanicemi  
sítě WEBNET a rychlostní model šíření S-vln ve  
svrchní kůře seismoaktivní oblasti západních Čech  
získaný na základě seismické interferometrie**

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Bohuslav Růžek, CSc.

2014

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

V Praze dne 5. 5. 2014

Bc. Martin Mityska

# Obsah

<b>1</b>	<b>Úvod</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Interferometrie mikroseismického šumu jako nástroj pro určení geologické stavby</b>	<b>6</b>
2.1	Teoretická východiska metody . . . . .	9
2.1.1	Vazba Greenovy funkce a korelační funkce ve frekvenční doméně	9
2.1.2	Greenova funkce jako korelace sumy rovinných vln od vzdálených zdrojů – 2D řešení . . . . .	13
2.2	Podmínky nasazení metody v reálném prostředí a její omezení . . . . .	16
<b>3</b>	<b>Geologie</b>	<b>18</b>
3.1	Seismoaktivní oblast západních Čech . . . . .	18
3.2	Vymezení studovaného území a jeho geologická stavba . . . . .	20
3.3	Fyzikální vlastnosti hornin . . . . .	21
<b>4</b>	<b>Lokální monitorovací síť WEBNET</b>	<b>24</b>
4.1	Historie a vývoj monitorovací sítě WEBNET . . . . .	24
4.2	Instrumentální vybavení sítě WEBNET . . . . .	25
<b>5</b>	<b>Interferometrie mikroseismického šumu na síti WEBNET</b>	<b>29</b>
5.1	Metodika zpracování dat . . . . .	31
5.1.1	Použité filtry . . . . .	34
5.2	Analýza povahy a zdrojů mikroseismického šumu . . . . .	37
5.3	Určení groupových rychlostí povrchových vln . . . . .	42
5.4	Měření disperze Rayleighových a Loveho vln . . . . .	48
<b>6</b>	<b>Výpočet 2D tomografie groupových rychlostí</b>	<b>49</b>
<b>7</b>	<b>Diskuze výsledků měření</b>	<b>52</b>
<b>8</b>	<b>Závěr</b>	<b>54</b>

Název práce: Rozložení zdrojů šumu zaznamenaných stanicemi sítě WEBNET a rychlostní model šíření S-vln ve svrchní kůře seismoaktivní oblasti západních Čech získaný na základě seismické interferometrie

Autor: Bc. Martin Mityška

Katedra (ústav): Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Bohuslav Růžek, CSc.

e-mail vedoucího práce: b.ruzek@ig.cas.cz

Abstrakt:

Diplomová práce sestává ze dvou částí. První částí je analýza azimutu – pomalosti pro periodu  $3s \leq T \leq 6s$ , jež byla zpracována za použití FK analýzy na 10 stanicích sítě WEBNET. Druhou část pak tvoří určení grupových rychlostí povrchových vln z korelace šumových záznamů vždy pro každou dvojici z těchto 10 stanic. Tato měření doplňuje stanovení disperze Loveho vln v rozsahu  $1s \leq T \leq 3s$  pro jednu dvojici stanic. Grupové rychlosti, svázané s okamžitou periodou, jsou v případě Loveho vln vizualizovány pomocí 2D tomografického výpočtu.

Klíčová slova: seismická interferometrie šumu, WEBNET, korelace, Loveho vlny, Rayleighovy vlny, 2D tomografie.

Title: Distribution of noise sources recorded by the WEBNET network and the uppermost crust S-wave velocity model in the West Bohemia seismoactive region based on seismic interferometry.

Author: Bc. Martin Mityška

Department: Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics

Supervisor: RNDr. Bohuslav Růžek, CSc.

Supervisor's e-mail address: b.ruzek@ig.cas.cz

Abstract:

The master's thesis consists of two parts. The first part contains the azimuth – slowness analysis for period  $3s \leq T \leq 6s$ , which was conducted by the FK analysis for 10 stations of the WEBNET network. In the second part there is the surface wave group velocity measurement for every station pair of 10 WEBNET stations. The interstation group velocity was obtained by the cross-correlation of microseismic noise records. Local group velocities are connected with the instantaneous period data. The Love wave group velocities are visualised by the 2D tomography calculation. The thesis also contains the additional Love waves dispersion analysis for just one station pair.

Keywords: microseismic noise interferometry, WEBNET, cross-correlation, Love wave, Rayleigh wave, 2D tomography.

Poděkování:

Děkuji RNDr. Bohuslavu Růžkovi, CSc. za podmětné připomínky při vedení práce, Ing. Josefu Horálkovi, CSc. a doc. RNDr. Tomáši Fischerovi, PhD. za laskavé poskytnutí seismogramů ze sítě WEBNET, RNDr. Milanu Štědrému, CSc. za konzultace v oblasti matematiky a doc. RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. za koordinaci při přípravě diplomové práce.

# Kapitola 1

## Úvod

V poslední dekádě došlo v seismologii k rozvoji nové techniky pro určení vlastností zemské kůry a svrchního pláště. Jde o interferometrii šumových záznamů. Má velký význam, že to, co bylo dříve považováno za bezcené a na obtíž, tj. seismický šum, může být použito k získání informací o vlastnostech prostředí, kterým se tento šum šířil.

Byť je tato metoda využívána primárně v seismologii regionální, má co říci i v případě nasazení v prostředí seismické sítě malého rozsahu.

V dalším textu použijeme metodu interferometrie mikroseismického šumu k určení grupových rychlostí Rayleighových a Loveho vln (mikroseismický šum tvoří převážně povrchové vlny) v oblasti chebska, v prostoru depozice lokální monitorovací sítě WEBNET. Zároveň budeme zkoumat podmínky nasazení metody interferometrie šumu, zejména se pokusíme prozkoumat vlastnosti a úhlovou distribuci zdrojů mikroseismického šumu, který tato seismická síť registruje. Pokusíme se také provést analýzu disperze povrchových vln tam, kde to budou vlastnosti studovaného signálu umožňovat.

Vlastní motivací pro provedení tohoto způsobu zpracování seismických záznamů z oblasti západních Čech pak bylo pomoci ověřit, a pokud možno upřesnit, nejvrchnější partii rychlostního modelu (pro hloubky 3 km a méně), používaného k lokaci hypocenter seismických rojů.

## Kapitola 2

# Interferometrie mikroseismického šumu jako nástroj pro určení geologické stavby

Za výchozí bod seismologie jako vědecké disciplíny zkoumající stavbu zemského tělesa můžeme považovat konstrukci prvního seismografu Johnem Milnem v roce 1880 (Kvasnička 1997). Od tohoto roku postupně dochází společně s rozvojem kvality instrumentální a záznamové techniky ke zpřesňování závěrů jak o geologické stavbě Země jako celku, tak i získání detailnějšího pohledu na geologii regionální a lokální. Ve 20. století pak nasazení seismologie a z ní vycházející užité prospekční seismiky přineslo například kvalitativní posun v lokalizaci a exploataci ložisek uhlovodíků, základního energetického zdroje 20. a počátku 21. století.

Přes masivní rozvoj oboru se za téměř 120 let takřka nezměnil primární způsob získání údajů o zemském nitru. Vždy se jednalo a jedná o vytěžení maxima informací z registrované seismické energie uvolněné buď zemětřesným jevem (v doméně seismologie), jevem uměle vybuzeným (seismické prospekce), či jejich kombinací. U obou přístupů však můžeme indentifikovat určité nevýhody.

V případě zemětřesení je prvním úskalím na Zemi nekontrolovatelné rozložení hypocenter, kdy zejména v seismicky klidných oblastech může snadno dojít k tomu, že prostorové pokrytí („prozáření“) zájmového území seismickou energií je nedostatečné. Tato vlastnost je často významná v případě studií snažících se zachytit laterální variace rychlostí seismických vln v litosféře technikami seismické tomografie. Druhým nedostatkem je fakt, že k přesnému určení pozice hypocentra zemětřesení je nutná znalost geologické stavby (zejména rychlostního modelu) území, kterým prošla v hypocentru uvolněná a následně registrovaná seismická energie. Nepřesnosti v určení hypocenter pak vedou zejména v případě výzkumů opírajících se o lokální a regionální seismicitu k hromadění chyb při stanovení hledaného rychlostního modelu. Již v době počátků rozvoje tomografických technik však byly vyvinuty metody, které tento problém minimalizují. Jde např. o současnou inverzi parametrů rychlostního modelu a relokace hypocenter lokální seismicity (Crosson 1976), dále kombinaci s daty z neseismických geofyzikálních měření, kombinace s umělými zdroji, či dosazení dat z teleseismických jevů viz např. (Aki et al. 1977). Přesto však zůstává v některých případech výpovědní

hodnota klasických technik zejména v případě snah o upřesnění svrchnokorové stavby nedostatečná. Dalším významným limitujícím faktorem studií opírajících se čistě o data ze zemětřesení je také omezená šířka pásma registrovaného signálu, které zejména u regionálních a teleseismických jevů útlum omezuje tak, že vyšší frekvence potřebné pro lepší rozlišení rychlostního modelu nejsou na záznamu přítomny.

Nasazení umělých zdrojů sice v mnoha ohledech řeší výše zmíněné obtíže, je však běžné spíše v doméně prospekční seismiky a na větších měřítkách je nepraktické a nákladné.

Rozvoj metod seismické interferometie, zejména interferometrie náhodného signálu (Johnson–Nyquistova šumu) z prvních let 21. století je z tohoto hlediska pro seismologii výrazným novým impulsem. Ač je někdy označována různě, často dle studovaného frekvenčního pásma (ambient noise seismology, microseismic noise interferometry), či souhrnně (cross-correlation techniques, empirical Green's function estimation), je podstata všech těchto metod podobná.

Byť se tak může jevit, není však v doméně seismického výzkumu zcela nová. Úspěšně se uplatňuje podobná metoda (autokorelace s harmonickým budícím signálem) v ropné prospekci. Nejznámějším zástupcem tohoto přístupu je pravděpodobně metoda Vibroseis vyvinutá v Continental Oil Company (CONOCO) začátkem 50. let (Dragoset 2005). Kromě toho spadají první úspěšné pokusy s využitím interferometrie šumových záznamů už do 50. a 60. let minulého století např. (Aki 1957).

Nasazení interferometrie v prostředí seismologického výzkumu však do nedávné doby naráželo na omezení dané záznamovou kapacitou a s tím spojenou nutností ukládat často jen nespojitě „triggerované“ seismogramy. Nové možnosti hledání slabých korelací na dlouhých časových řadách tak umožnilo až zavedení kontinuální registrace, která se na mnoha pracovištích stává běžnou po roce 2000.

Interferometrie šumových záznamů často překonává nedostatky tradiční, na diskrétních jevech závislé, observační seismologie. Avšak ani nasazení interferometrie není prosto omezení. Můžeme zmínit výraznou podmínku na azimutálně rovnoměrné rozložení zdrojů šumu vůči středu studované oblasti, přítomnost generátorů šumu na celém zájmovém frekvenčním pásmu, dostatečně malý útlum zájmového pásma v prostředí mezi stanicemi. Zpracování pak klade nároky na vyloučení, či dostatečné potlačení slabých zemětřesení na vstupních seismogramech, která mohou kontaminovat výsledné korelogramy a poškodit, či zastřít hledanou empirickou Greenovu funkci.

Naopak za velkou výhodu metody lze považovat značnou pružnost, kdy lze dopředu optimalizovat prostorové rozmístění seismických stanic s ohledem na požadované plošné i hloubkové pokrytí území a cílové rozlišení. Při srovnání s metodami spoléhajícími se na zemětřesení, vyniká, zejména v seismicky klidném území, i kratší nutná doba depozice seismické sítě (potřebná doba měření je funkce mezistaniční vzdálenosti a azimutálního rozložení zdrojů šumu vzhledem k lokalitě). Při splnění kritérií použitelnosti metody pak lze s relativně nízkými náklady postupně zmapovat i rozsáhlé oblasti.

Za výraznou přednost interferometrie šumových záznamů lze považovat schopnost monitorovat určité území dlouhodobě. Lze tak například v reálném čase měřit malé změny v rychlosti šíření seismických vln v okolí zlomů a z toho usuzovat na změny napětových poměrů ve zlomové zóně – viz např. (Brenguier et al. 2008). V současné

době probíhají studie za účelem zhodnocení přínosnosti zmíněného kontinuálního monitoringu pro zpřesnění predikce výskytu zemětřesení.

Z pohledu zpracování se interferometrie mikroseismického šumu opírá o izolaci a analýzu získané empirické Greenovy funkce, z pohledu interpretace pak často o metody z domény studia povrchových vln (mikroseismický šum se šíří zejména v povrchové vrstvě zemské kůry jako Loveho a Rayleighovy vlny). Avšak interferometrie jako taková je používána i mimo oblast povrchových vln (viz. např. interferometrie odražených a rozptýlených P a S – vln v rámci průzkumu na uhlovodíky při detailním zobrazování struktury v okolí solných diapirů – viz např. využití násobných reflexů (multiples), VSP (tj. pole vln S, P naměřené uvnitř tělesa), SSP (tj. pole vln S, P naměřené na povrchu tělesa) interferometrie (Vasconcelos et. al 2008)).

Významnou úlohu hraje též seismická interferometrie v helioseismologii (Nolet 2008), kde umožňuje na základě měření Dopplerova posuvu a korelací jednotlivých časových průběhů tohoto posuvu při sledování pohybu plazmatu ve fotosféře odhalit rychlosti akustického vlnění i v hlubších partiích fotosféry.



## 2.1 Teoretická východiska metody

Seismická interferometrie využívá operaci korelace šumových záznamů, tedy korelaci funkcí posunutí  $u(t, \vec{r}_A)$  a  $u(t, \vec{r}_B)$ , naměřených dvěma stanicemi A a B, k nalezení empirické Greenovy funkce  $G$  pro prostředí mezi stanicemi.

Základní myšlenka spočívá ve faktu, že naměřené pole posunutí  $u(t, \vec{r})$  představuje superpozici vlnového pole od všech zdrojů šumu  $f(t, \vec{r})$  v prostředí. V případě zdrojů rovnoměrně rozmístěných v prostředí pak vždy existuje takové vlnové pole, které propague ve směru spojnice stanic A a B (a to po spojnici v obou směrech). Pomocí operace korelace pak chceme izolovat z celého superponovaného pole posunutí  $u(t, \vec{r})$  právě tuto složku.

Byť v reálných podmínkách není pole zdrojů šumu zdaleka homogenní (myšleno ve frekvenčním rozsahu zajímavém pro seismologický výzkum), vychází se při praktickém nasazení metody z faktu, že při měření pole posunutí na dlouhém časovém intervalu dochází jednak k homogenizaci pole zdrojů, jednak k randomizaci vlnového pole vlivem násobných odrazů a rozptylu v geologickém prostředí. Odvození pro případ náhodných zdrojů homogenně rozmístěných v prostředí je uvedeno např. v článku (Gouédard et al. 2008).

### 2.1.1 Vazba Greenovy funkce a korelační funkce ve frekvenční doméně

Při odvození vztahu mezi korelační a Greenovou funkcí můžeme vyjít z Helmholtzovy vlnové rovnice. Odvození vazby Greenovy a korelační funkce ve frekvenční doméně je uvedeno např. v (Schuster 2009). V následujícím textu kapitoly je čerpáno z tohoto zdroje. Obecnější odvození i pro jiný než akustický případ je možné najít v (Wapenaar – Fokkema 2006).

Posunutí  $u(\vec{r})$  generované obecnou funkcí zdroje  $f(\vec{r})$  je ve frekvenční doméně řešením Helmholtzovy vlnové rovnice:

$$\Delta u(\vec{r}) + k^2 u(\vec{r}) = -f(\vec{r}) \quad (2.1.1)$$

Pro bodové zdroje ( $\delta$  impulzy) je řešením rovnice (2.1.1) Greenova funkce ve frekvenční doméně  $\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s)$ :

$$\Delta \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s) + k^2 \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s) = (\Delta + k^2) \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s) = -\delta(\vec{r} - \vec{r}_s) \quad (2.1.2)$$

Pro body A a B v prostředí můžeme za použití principu reciprocity a lineárního chování Helmholtzovy rovnice psát (pruh značí funkci komplexně sdruženou):

$$(\Delta + k^2) \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) = -\delta(\vec{r} - \vec{r}_A) \quad (2.1.3)$$

$$(\Delta + k^2) \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} = -\delta(\vec{r} - \vec{r}_B) \quad (2.1.4)$$

Výsledné vlnové pole od obou zdrojů bychom v časové oblasti získali konvolucí pravé strany ( $\delta$  impulzu) a příslušné Greenovy funkce, čemuž ve frekvenční doméně

odpovídá násobení spekter. Vztah pro vazbu Greenových funkcí  $\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A)$  a  $\overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)}$  tak získáme vynásobením každé rovnice Greenovou funkcí z rovnice druhé a odečtením druhé rovnice od první, tj. získáme:

$$\overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} \Delta \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) - \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) \Delta \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} = \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) \delta(\vec{r} - \vec{r}_B) - \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} \delta(\vec{r} - \vec{r}_A) \quad (2.1.5)$$

Provedeme nyní integraci přes celý objem omezený uzavřenou plochou  $S$  a aplikací 2. Greenovy identity získáme tzv. **reciproční rovnici korelačního typu**:

$$G(\vec{r}_B, \vec{r}_A) - \overline{G(\vec{r}_A, \vec{r}_B)} = \oint_S \overline{G(\vec{r}, \vec{r}_B)} \frac{\partial G(\vec{r}, \vec{r}_A)}{\partial n} - G(\vec{r}, \vec{r}_A) \frac{\partial \overline{G(\vec{r}, \vec{r}_B)}}{\partial n} dS, \quad (2.1.6)$$

kde  $n$  je kladná vnější normála na uzavřenou plochu  $S$ .

Vzhledem k tomu, že oba členy v integrálu představují součin spektra se spektrem komplexně sdruženým, přejde poslední rovnice po převedení do časové domény inverzní Fourierovou transformací na funkci korelační (Schuster 2009).

Poznámka: 2. Greenova identita

Pro dvě spojitě a diferencovatelné funkce  $\psi$  a  $\phi$  na prostoru  $V \subset R^3$  platí identita (Rektorys 2000):

$$\int_V [\psi \Delta \phi - \phi \Delta \psi] dV = \oint_{\partial V} (\psi \frac{\partial \phi}{\partial n} - \phi \frac{\partial \psi}{\partial n}) dS, \quad (2.1.7)$$

kde druhý integrál je proveden přes plochu uzavírající objem  $V$  a  $n$  je vnější normála vzhledem k ploše  $S$ .

Platí tedy:

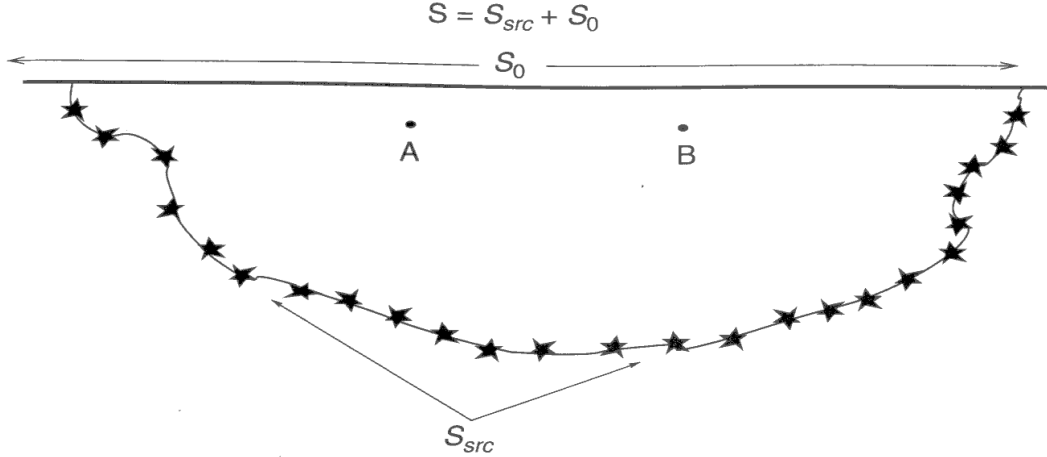
$$\frac{\partial \phi}{\partial n} = \nabla \phi \cdot \vec{n} \quad (2.1.8)$$

## Greenova funkce a korelační funkce ve spektrální doméně - řešení pro v čase náhodné zdroje rozložené náhodně na hranici studované oblasti

Předpokládejme nyní případ studované oblasti ohraničené volným povrchem Země, na kterém se seismické zdroje nevyskytují (označme část volného povrchu Země jako plochu  $S_0$ ), a určitou hraniční plochou  $S_{Src}$  uvnitř Země, takovou, že na ploše  $S_{Src}$  se nacházejí zdroje, které mají v čase a prostoru (ve smyslu výskytu na hraniční ploše  $S_{Src}$ ) náhodnou povahu. Celková uzavřená hraniční plocha  $S$  námi studovaného objemu je pak definována jako  $S = S_{Src} + S_0$ .

Předpokládejme také, že prostředí se chová jako prostředí akustické, tj. střížný modul  $\mu = 0$ .

Nyní uvažujme, že zdroje na ploše  $S_{Src}$  mají v čase a prostoru náhodnou povahu, nekorelují se mezi sebou a mohou být popsány statisticky. Spektrum šumu, označené jako  $N(\vec{r})$ , od každého zdroje v bodě  $\vec{r}$ , ležícím na hraniční ploše  $S_{Src}$  se tedy nekoreluje



Obrázek 2.1: Model integračních mezí pro výpočet vazby korelační a Greenovy funkce pro případ náhodných zdrojů rozmístěných na ploše  $S_{src}$ . Plocha  $S_0$  je plocha povrchu Země, která v tomto případě neobsahuje zdroje seismické energie (Schuster 2009).

se spektrem šumu od jiného zdroje seismické energie, tedy od zdroje nacházejícím se v jiném bodě  $\vec{r}'$  na hraniční ploše  $S_{src}$ . Ve frekvenční doméně tak pro spektra platí vztah:

$$\langle \overline{N(\vec{r})}N(\vec{r}') \rangle = \delta(\vec{r} - \vec{r}')S(\omega), \quad (2.1.9)$$

kde  $\langle \rangle$  značí střední hodnotu na vzorku měření (ensemble average) a  $S(\omega)$  je výkonové spektrum šumu.

---

Poznámka: fyzikální význam střední hodnoty vlnového pole šumu

Důležitou vlastností studovaného vlnového pole od zdrojů náhodně rozmístěných v čase a prostoru je statistické chování tohoto pole. Pokud tedy z celkového superponovaného vlnového pole, tedy funkce posunutí  $u(t, \vec{r})$ , chceme izolovat tu složku posunutí, jež je způsobena vlnou procházející po spojnici mezi fixovanými stanicemi A a B, musíme měřit dostatečně dlouho, tak dlouho, aby se v celkovém vlnovém poli od náhodných zdrojů objevily takové zdroje, kdy vlny těchto zdrojů postupují v námi žádaném směru. Tato podmínka platí i pro reálné měření v případě zdrojů nacházejících mimo studovanou oblast. Proto je při praktické aplikaci metody vždy žádoucí operovat s co nejdelší časovou řadou.

---

Spektrum náhodného zdroje můžeme vyjádřit jako spektrum bílého šumu:

$$N(\vec{r}) = \sqrt{S(\omega)}e^{i\phi(\omega)} \quad (2.1.10)$$

Toto vyjádření odpovídá spektru bílého šumu s nulovou střední hodnotou šumu v časové doméně. Fázové spektrum  $\phi(\omega)$  je funkce, jež se chová jako náhodná proměnná (fáze je zde nahodilá veličina).

Pro spektrální seismickou odezvu  $P(\vec{r}_B)$ , registrovanou v bodě B uvnitř studované oblasti, vyvolanou náhodným vlnovým polem (šumem) od náhodných zdrojů na hraniční ploše  $S_{src}$  můžeme psát:

$$P(\vec{r}_B) = \int_{S_{src}} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) N(\vec{r}) dS_{src}, \quad (2.1.11)$$

tj. odezvu je možné vyjádřit jako integrál přes všechny zdroje na ploše  $S_{src}$ . Funkce  $\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r})$  je tedy akustická Greenova funkce pro prostředí mezi bodem registrace  $\vec{r}_B$  a polohou zdroje na ploše  $S_{src}$ . Celkové spektrum registrované v bodě B, tedy  $P(\vec{r}_B)$ , je pak výsledkem sumace příspěvků všech zdrojů lokalizovaných na hraniční ploše  $S_{src}$ .

Nyní můžeme rovnici (2.1.11) násobit komplexně sdruženou Greenovou funkcí prostředí registrovanou v bodě A a předpokládáme opět zvážení a průměrování přes mnoho měření (abychom respektovali statistické chování náhodného šumového pole). Dostaneme tak:

$$\begin{aligned} k \langle \overline{P(\vec{r}_A)} P(\vec{r}_B) \rangle &= k \langle \int_{S_{src}} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) N(\vec{r}) dS_{src} \cdot \int_{S_{src}} \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}') N(\vec{r}')} dS_{src} \rangle \\ &= k \int_{S_{src}} \int_{S_{src}} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}')} \cdot \langle \overline{N(\vec{r}') N(\vec{r})} \rangle dS_{src} dS_{src}, \end{aligned} \quad (2.1.12)$$

nyní můžeme za součin spekter šumu  $N(\vec{r})$  a  $\overline{N(\vec{r}')}$  dosadit tvar pro delta impulzy z rovnice (2.1.9). Tím získáme:

$$\begin{aligned} k \langle \overline{P(\vec{r}_A)} P(\vec{r}_B) \rangle &= k S(\omega) \int_{S_{src}} \int_{S_{src}} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}')} \cdot \delta(\vec{r} - \vec{r}') dS_{src} dS_{src} \end{aligned} \quad (2.1.13)$$

Protože zdroje se mezi sebou nekorelují, můžeme předchozí rovnici přepsat do tvaru:

$$k \langle \overline{P(\vec{r}_A)} P(\vec{r}_B) \rangle = k S(\omega) \int_{S_{src}} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r})} dS_{src}, \quad (2.1.14)$$

proměnná  $k$  je vlnové číslo. Pokud  $S(\omega) = 1$  (čímž předpokládáme širokopásmový zdroj) a předpokládáme, že se nacházíme ve vzdálené zóně zdroje, tedy členy s parciální derivací podle normály v reciproční rovnici korelačního typu přejdou pro vzdálenou zónu zdrojů na tvar

$$\frac{\partial G(\vec{r}, \vec{r}_B)}{\partial n} = ik G(\vec{r}, \vec{r}_B), \quad (2.1.15)$$

můžeme reciproční rovnici korelačního typu (2.1.6) pak aproximovat jako:

$$\begin{aligned} 2i \text{Im}[\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A)] &\sim 2 \oint_S \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A)} \frac{\partial \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)}{n} dS \\ &\sim 2ik \oint_S \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A)} \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B) dS. \end{aligned} \quad (2.1.16)$$

Rovnici (2.1.14) pak můžeme přepsat na tvar:

$$\text{Im}[\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)] = k < \overline{P(\vec{r}_A)} P(\vec{r}_B) > \quad (2.1.17)$$

$$= k \int_{S_{Src}} \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r})} \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}) dS_{Src} \quad (2.1.18)$$

Poznámka: Im značí imaginární část. V členu  $k < \overline{P(\vec{r}_A)} P(\vec{r}_B) >$  se vyskytuje součin spektra a komplexně sdruženého spektra, což je definice korelační funkce ve spektrální doméně (Shearer 2009).

## 2.1.2 Greenova funkce jako korelace sumy rovinných vln od vzdálených zdrojů – 2D řešení

Podmínka přítomnosti zdrojů ve všech bodech prostředí, či ve všech bodech hraniční oblasti, je v případě praktického měření v seismologii těžko splnitelná. Blíže reálnému nasazení pro měření šumu šířícím se primárně jako povrchové vlny, má řešení s podmínkou vzdálených zdrojů, jež jsou rozmístěny rovnoměrně kolem studované oblasti. Ke konstrukci empirické Greenovy funkce lze pak použít korelogram měření polí posunutí  $u(t, \vec{r}_A)$  a  $u(t, \vec{r}_B)$  registrovaných na stanicích A a B, jenž je výsledkem superpozice rovinných vln, přicházejících do zájmové oblasti od vzdálených zdrojů. Vzdálený zdroj můžeme definovat tím způsobem, že rozestup stanic  $D_{AB} \ll R_{AS}$  ( $R_{AS}$  = vzdálenost registrační stanice A a vzdáleného zdroje S) a to takový, že křivost fronty vlny od vzdáleného zdroje můžeme v oblasti pozorování aproximovat křivostí nulovou.

Takové řešení je pro plošný případ uvedeno např v (Nowack 2010). Další text této sekce respektuje tento zdroj. Řešení předpokládá akustické prostředí (homogenní, izotropní, nulový střižný modul).

Na dvourozměrné oblasti můžeme Greenovu funkci ve frekvenční doméně  $\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s)$  vyjádřit formou Besselových funkcí jako

$$\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s) = \frac{i}{4} H_0^{(1)}(k|\vec{r} - \vec{r}_s|), \quad (2.1.19)$$

kde  $H_0^1(k|\vec{r} - \vec{r}_s|)$  je Hankelova funkce,  $k$  je vlnové číslo.

---

Poznámka: Hankelovu funkci můžeme konstruovat pomocí Besselových funkcí:

$$H_0^1(z) = J_0(z) + iN_0(z), \quad (2.1.20)$$

kde  $J_\nu(z)$  je obecně Besselova (tj. cylindrická) funkce prvního druhu, jež je definována jako (Rektorys 2000):

$$J_\nu(z) = \left(\frac{z}{2}\right)^\nu \sum_{k=0}^{\infty} \frac{(-1)^k}{k! \Gamma(\nu + k + 1)} \left(\frac{z}{2}\right)^{2k}, \quad (2.1.21)$$

kde  $\nu \in R$ ,  $\Gamma$  je funkce gamma.  $N_n(z)$  je obecně Neumannova funkce pro celočíselné  $n$  a je definována (Rektorys 2000):

$$N_n(z) = \lim_{\nu \rightarrow n} \frac{J_\nu(z) \cos(\nu\pi) - J_{-\nu}(z)}{\sin(\nu\pi)} \quad (2.1.22)$$

Ve vzdálené zóně zdroje můžeme  $\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s)$  aproximovat jako:

$$\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_s) = \sqrt{\frac{1}{8\pi kr}} \exp(i(k|\vec{r} - \vec{r}_s| + \pi/4)) \quad (2.1.23)$$

V reciproční rovnici korelačního typu (2.1.6). přejdou pro případ vzdálené zóny zdroje členy popisující vlnové pole na hraniční uzavřené ploše integrálu (členy s parciální derivací podle vnější normály na plochu):

$$\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A) - \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)} = \oint_S \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} \frac{\partial \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A)}{\partial n} - \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) \frac{\partial \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)}}{\partial n} dS \quad (2.1.24)$$

na tvar popisující rovinné vlny, tj:  $\partial \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) / \partial n = ik \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A)$ , kde  $k = \omega/v$  ( $\omega$  je úhlová frekvence,  $v$  rychlost vlny v prostředí). Upravenou reciproční rovnici korelačního typu můžeme zapsat jako:

$$2i \operatorname{Im}(\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A)) = \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A) - \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)} = 2ik \oint_S \overline{\hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_B)} \hat{G}(\vec{r}, \vec{r}_A) dS \quad (2.1.25)$$

Nyní můžeme vložit vztah pro Greenovu funkci ve vzdálené zóně (2.1.23) do reciproční rovnice korelačního typu upravené pro případ ekvivalentních zdrojů rovinných vln ležících na povrchu hraniční plochy S (2.1.25), čímž obdržíme:

$$2i \operatorname{Im}(\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A)) = \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A) - \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)} = \frac{i}{4\pi} \oint_S \sqrt{\frac{1}{d_{Ar_s} d_{Br_s}}} \exp(ik(d_{Ar_s} - d_{Br_s})) dS, \quad (2.1.26)$$

kde  $d_{Ar_s}$  je vzdálenost bodu A od bodu  $r_s$  polohy zdroje v prostředí. Pokud je rozestup stanic  $D_{AB} \ll R_{AS}$ , můžeme člen vzdálenosti stanic a vzdáleného zdroje, jenž se vyskytuje jako argument exponenciály v poslední rovnici, aproximovat jako  $d_{Ar_s} - d_{Br_s} \sim L \cos \phi$ , kde  $\phi$  je úhel dopadu rovinné vlny od vzdáleného zdroje na spojnici stanic A a B. Pro člen ve jmenovateli pak předpokládáme aproximaci  $d_{Ar_s} \sim d_{Br_s} \sim R_{AS}$ .

Pokud je tvar hraniční oblasti kruhový, platí pro obloukový úsek na hranici  $dS \sim R_{AS} d\phi$ . Poté můžeme psát:

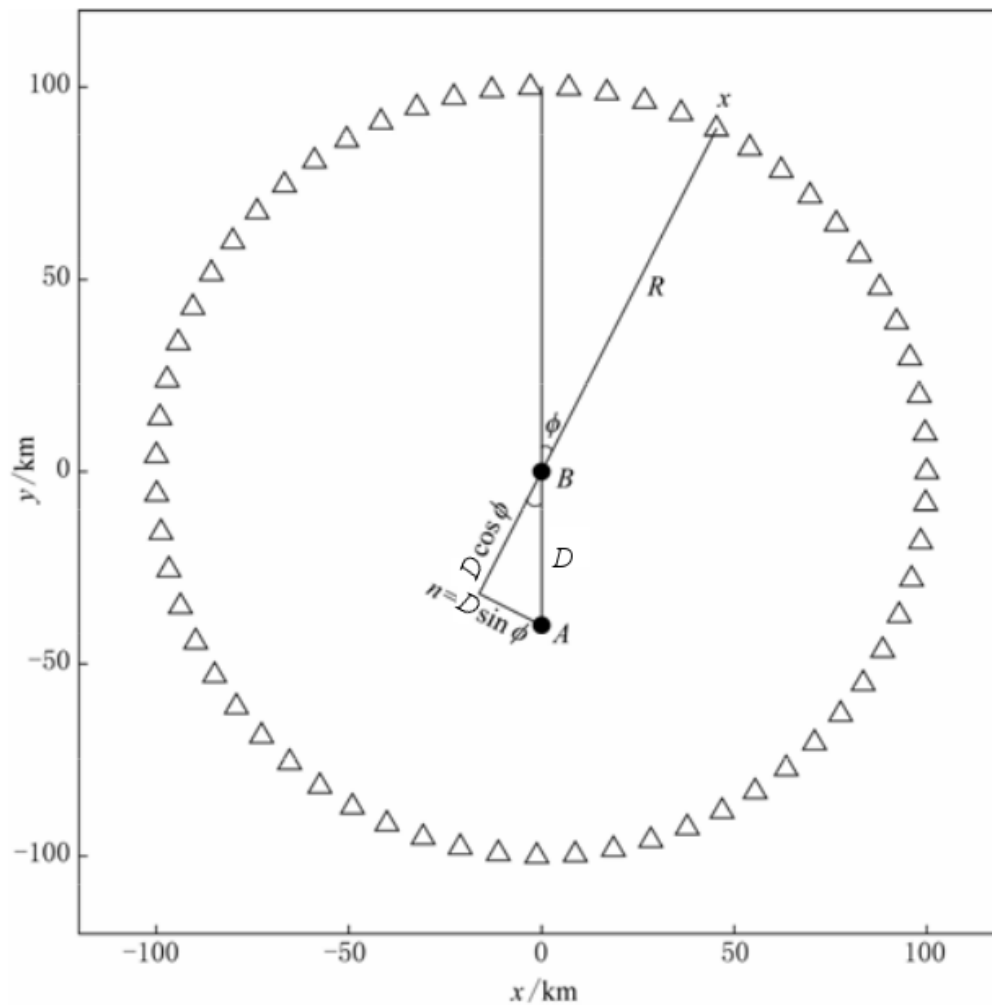
$$2i \operatorname{Im}(\hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A)) = \hat{G}(\vec{r}_B, \vec{r}_A) - \overline{\hat{G}(\vec{r}_A, \vec{r}_B)} = \frac{i}{4\pi} \int \exp(ikD_{AB} \cos \phi) d\phi \quad (2.1.27)$$

Výsledná korelační funkce je tedy superpozicí příspěvků jednotlivých rovinných vln dopadajících pod všemi úhly  $\phi$  do prostoru spojnici stanic A a B.

Vztah korelační funkce a Greenovy funkce ve frekvenční doméně za těchto podmínek můžeme zapsat jako:

$$\frac{i}{2\pi} \int \exp(ikD_{AB} \cos \phi) d\phi = J_0(kD_{AB}) = \frac{1}{2} [H_0^1(kD_{AB}) - H_0^1(-kD_{AB})] \quad (2.1.28)$$

Korelační funkce ve frekvenční doméně ve 2D případě se zdroji rovnoměrně rozmístěnými na hranici kruhové oblasti je vyjádřena Besselovou funkcí a v korelaci vystupují příspěvky rovinných vln dopadající pod všemi úhly  $\phi$  do prostoru spojnice stanic A a B.



Obrázek 2.2: Geometrie pro vztah korelační a Greenovy funkce ve 2D případě. Zdroje rovinných vln jsou rovnoměrně rozmístěny na obvodu kruhové zóny ve vzdálenosti  $R$  od detektorů A a B. Převzato z (Nowack 2010), upraveno.

## 2.2 Podmínky nasazení metody v reálném prostředí a její omezení

Korelogram má tedy význam empirické Greenovy funkce pro prostředí, kterým prošla energie náhodného vlnového pole mezi stanicemi A a B. Jedna větev korelogramu se chová jako Greenova funkce, jež popisuje odezvu prostředí na  $\delta$  impulz uskutečněný na stanici A a registrovaný na stanici B. Druhá větev korelogramu pak vykazuje stejné chování pro případ  $\delta$  impulzu uvolněného na stanici B a zaznamenaného stanicí A (Gouédard et al. 2008). V tomto kontextu pak mluvíme o dvojici virtuální zdroj – přijímač.

Požadavek na náhodný charakter korelovaného vlnového pole pak může být splněn jak přímo náhodnou povahou zdrojů (jak ve smyslu prostorové, tak časové distribuce), tak randomizací vlnového pole těch zdrojů, jež nejsou zcela náhodné povahy. Významným příspěvkem randomizace je vícenásobný odraz a rozptyl v heterogenním prostředí (Lobkis – Weaver 2001).

V případě praktického nasazení metody, zejména v případě seismických sítí malého rozsahu, je pak stěžejní provést měření distribuce šumových zdrojů v zájmovém frekvenčním pásmu. V případě existence silných zdrojů vázaných na určitý azimut vzhledem ke středu seismické sítě je důležité při interpretaci výsledných korelogramů vzít v úvahu tyto dominantní směry vstupu seismické energie do studované zóny. Maxima v korelogramu pak budou mít pro určitou geometrii chování zdánlivé rychlosti, kdy výsledná rychlost bude záviset na dráze projekce paprsku příchozího dominantního vlnění (rovinné vlny) na spojnici stanic A a B o délce  $D$ . Projektovaná dráha pak bude  $D_{\text{apparent}} = D \cos \phi$ , kde  $\phi$  je vrcholový úhel vektoru spojnice stanic a vektoru paprsku příchozí rovinné vlny - viz obrázek (2.2).

Je více možností jak se vypořádat s výše popsaným poškozením korelační funkce. V případě dlouhé časové řady a v čase proměnné povahy silných rušivých zdrojů, můžeme, pokud máme k dispozici analýzu azimutu-pomalosti zdrojů šumu, selektovat jen ty dny, kdy na určitý azimut vázané silné zdroje nedominují.

Další možností je snaha o takovou identifikaci maxim korelační funkce, kdy evidentně chybná, fyzikálně nereálná, měření nebereme v potaz. Zde je na místě opět strážlivý přístup zejména v situaci nízkého poměru signálu/šumu u sekundárních maxim. Vodítkem nám může být požadavek na časovou symetrii maxim v kladné i záporné větvi korelační funkce a odhad rychlosti šíření seismických vln získaný nezávislým měřením (je-li to možné).

Faktorem, který ovlivňuje validitu naměřených, dat je také chyba v určení grupové rychlosti. Zde narážíme na problém při zkracování mezistaniční, tj. epicentrální vzdálenosti  $s$ . Zde při konstantní chybě v určení času  $\Delta t$  se tato chyba do určení rychlosti přenáší nelineárně, neb ze zákona šíření chyb (Borradaile 2003) můžeme chybu měření  $R$  vyjádřit pomocí vztahu:

$$\Delta R^2 = \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \Delta x_i^2, \quad (2.2.1)$$

kde  $\Delta R$  je celková nejistota v určení funkce  $f(x_1, x_2, \dots, x_n)$  a  $\Delta x_i$  je chyba určení



parametru  $x_i$ .

Při aplikaci výše uvedeného na vztah určení rychlosti  $v = s/t$  platí:

$$\Delta R = \sqrt{\frac{1}{t^2} \Delta s^2 + \frac{s^2}{t^4} \Delta t^2}, \quad (2.2.2)$$

kde  $v$  je odečtená rychlost,  $\Delta R$  je chyba v určení rychlosti,  $s$  určená vzdálenost,  $t$  určený čas,  $\Delta s$  je chyba v určení polohy a  $\Delta t$  chyba v určení času.

Druhý faktor, jenž je ovlivněn mezistaniční vzdáleností  $s$  je minimální vzdálenost pro navzorkování prošlé rovinné vlny. Tento faktor závisí na vlnové délce vlny  $\lambda$  a obvykle se za minimum pro úspěšné vzorkování požaduje rozestup stanic nejméně  $2\lambda$  (Bensen et al. 2007).

# Kapitola 3

## Geologie

### 3.1 Seismoaktivní oblast západních Čech

Jako seismoaktivní oblast západních Čech označujeme západní část českého masivu vykazující recentní endogenní aktivitu, jež se projevuje výrony fluid a seismickou činností.

Geograficky se jedná o elipticky protáhlé území s hlavní osou ve směru SSZ–JJV, jež kopíruje epicentra místních zemětřesení, a která po celé délce sleduje strukturu chebsko–domažlického příkopu. V severozápadní části pokračuje na německé území (Vogtland) a vyznívá v okolí měst Plauen a Gera (Pešek et al. 2010).

Geologický vývoj zde silně formovala přítomnost dvou výrazných tektonických pásem a to zlomů SV–JZ směru náležejících k systému oherského riftu, jež protíná SSZ–JJV struktura domažlického příkopu. Na křížení těchto linií docházelo v terciéru opakovaně k pohybům s dominancí subsidence, kdy do následně vzniklé deprese sedimentoval materiál postupně formující chebskou pánev (Chlupáč et al. 2011).

Na křížení těchto tektonických systémů byla navázána vulkanická aktivita, jejíž poslední výrazné projevy lze položit do období před 0.3 – 0.5 Ma (Gogen a Wagner 2000). Kromě současné geodynamické aktivity, dokládají existenci dřívějšího vulkanického centra i další faktory. Jde zejména o ztenčení zemské kůry na, v oblasti českého masivu neobvyklých, 26 – 30 km (Pešek et al. 2010), lokální rozostření reflexů na Mohorovičičově diskontinuitě (Geissler et al. 2000) a anomálie vyššího tepelného toku (60 – 80 mW.m<sup>-2</sup>) (Pešek et al. 2010).

Charakteristickým rysem této oblasti je výskyt intradeskové seismicity, jež není přímo svázána s aktivním vulkanismem, a jež se projevuje ve formě tzv. seismických rojů, kdy v období klidu nahromaděná seismická energie je uvolněna postupně v množství menších na sebe navazujících otřesů, jejichž intenzita obvykle nepřevyšuje  $M_L = 3.5$  (Fischer 2010).

Prvním v historických pramenech vysledovatelným zemětřesením na chebsku je událost z roku 1552 (Procházková 2010). Mezi již dobře dokumentované patří silný otřes z 6. března 1872, s intenzitou odhadovanou zpětně na základě makroseismických projevů na  $M_L = 5$ , a pak výjimečně silné roje z přelomu 19. a 20. stol. – události z let 1896/1897, 1903, následované mezidobím slabší aktivity s opětovným maximem v letech 1908/1909 (poslední roj již zaznamenán instrumentálně, jeden otřes  $\sim 5 M_L$ ) (Fischer 2010). Další roje s událostmi makroskopického účinku byly pozorovány v letech 1914, 1929, 1962

a 1973. Seismická činnost v této oblasti vyvrcholila během roje 1985/1986, kdy dvě zemětřesné události dosáhly intenzity 4.6  $M_L$ , respektive 4.2  $M_L$  (Fischer 2010).

Následovaly slabší roje z let 1997 a 2000. Období seismického neklidu opět započalo roku 2004 a vyvrcholilo v roce 2008 rojem s šesti makroskopicky pozorovanými otřesy o  $M_L \geq 3.5$ , tedy rojem od událostí 1985/86 nejsilnějším (Fischer 2010). Následující roje z let 2011 a 2013 nedosahovaly takové intenzity.

V současné době se více než 90% ohnisek registrovaných zemětřesení koncentruje do severo–jižní zóny mezi Vackovem a Počátkami, jež protíná mariánskolázeňský zlom nedaleko obce Nový Kostel (Horálek et al. 2004).

Mezi další projevy endogenní aktivity se řadí též výrony plynů (zejména  $CO_2$ ), lokalizované SZ od Chebu v oblasti přírodní rezervace SOOS a přilehlém okolí. Na výrony  $CO_2$  je vázána též geneze kyselých termálních vod, jejíž vývěry daly vznik léčebného střediska Františkovy Lázně. Na základě studia poměru izotopů He v unikajících plynech lze soudit, že zdrojový materiál těchto plynů leží až v zemském plášti (Weinlich et al. 1999).

S výrony fluid úzce souvisí i zemětřesná aktivita. Podle nedávných poznatků (Novotný et al. 2013) byly na kombinovaném reflexně - refrakčním tomografickém profilu, procházejícím epicentrální zónou Nového Kostela i sekundární epicentrální zónou nedaleko obce Lazy identifikována hluboce položená tělesa anomálních rychlostí P-vln, jež byla v kombinaci s gravimetrickým měřením interpretována jako dvě mafické intruze variského stáří, jejichž současná pozice byla ovlivněna subdukcí saskodurynské kry, jež zapadá jiho–východním směrem pod blok teplesko–barrandovské oblasti.

Tyto mafické intruze pravděpodobně svou kompaktní stavbou brání průniku magmatických fluid vzhůru, což dokládá též nápadně nižší míra vývěrů fluid v epicentrální zóně Nový Kostel a Lazy v porovnání s okolím.

Postupný nárůst tlaku pak vede k progresivní mikrofrakturaci hornin. Obvyklá relokace hypocenter v průběhu roje do mělčích partií je pak vysvětlována posuvem zóny suprakritických tlaků a rozvojem fraktur vzhůru společně s pohybem fluid (Novotný et al. 2013).

Na tomografických profilech jsou též patrné oblasti vysokých rychlostí šíření P-vln nad  $7000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  v hloubce  $\sim 19 \text{ km}$ , jež jsou společně s nejhluběji položenou oblastí o  $v_p \sim 6500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (cca 35 km) interpretovány jako korové bloky, kdy druhý je již zatažen do zemského pláště. Tavení korových bloků saxothuringika subsidovaných do prostoru pláště je zřejmě zdrojem magmatického materiálu v této oblasti (Novotný et al. 2013).

Z regionálně-geologického hlediska tvoří podloží oblasti především fylity, svory a pararuly sasko-durynské zóny.

V severní a jižní části území vystupují intruzivní granitoidy variského stáří, jež zastupují dvojslídne granity a turmalínické granity náležející k smrčinskému (na SZ) a žandovskému plutonu (při JV okraji chebské pánve).

Dominantní sedimentární strukturu v centrální části studované oblasti představuje těleso chebské pánve, tvořené různě konsolidovanými pliocénními až středně miocénními štěrky, písky a jíly.

Minoritní je pak zastoupení intruzí terciérních vulkanitů (bazaltů a bazanitů) a od nich odvozených pyroklastik, vyskytujících se zejména v JZ části studovaného území.

## 3.2 Vymezení studovaného území a jeho geologická stavba

Rozsah studovaného území byl primárně omezen rozmístěním stanic monitorovací sítě WEBNET, sekundárně pak počtem stanic provozovaných v období červen 2011 – červen 2012 v režimu kontinuálního záznamu. Z tohoto důvodu bylo do výzkumu zařazeno pouze 10 následujících stanic: Počátky – POC, Kraslice – KRC, Luby – LBC, Studenec – STC, Vackov – VAC, Nový Kostel – NKC, Květná – KVC, Skalná – SKC, Kačerov – KAC a Zelená hora – ZHC. Studované území má tvar čtyřúhelníku, jehož vrcholy tvoří stanice: Počátky (SZ), Kraslice (SV), Kačerov (JV) a Zelená hora (JZ).

Z hlediska fyzikálních vlastností hornin je ve studovaném území významná přítomnost tělesa chebské pánve, jejíž málo konsolidované klastické sedimenty vykazují nižší rychlosti šíření P-vln i S-vln ve srovnání s krystalickým podložím.

Chebská pánev je vrásově zlomová pánev o rozsahu asi 270 km<sup>2</sup> protažená JJV-SSZ směrem. Vyplňuje území mezi městy a obcemi Cheb, Františkovy Lázně, Velký Luh, Plesná, Vackov, Nový Kostel, Kynšperk nad Ohří, Milíkov, Doubrava, Nový Hrozňatov a Slapany. Na východě je ohraničena morfologicky patrným svahem mariánskolázeňského zlomu. V jeho J pokračování vystoupil krystalinický hřbet Chlum sv. Máří, který dnes odděluje tuto pánev od pánve sokolovské. Z ostatních stran je omezení chebské pánve většinou morfologicky nezřetelné, erozní. Největší mocnosti (až 300 m) dosahuje její výplň na V při mariánskolázeňském zlomu. Mocnost siliciklastik se k Z ztenčuje. Směrem k JZ se na území SRN vyskytuje řada terciérních reliktních, které svědčí o původně větším rozsahu pánve a jejím protažení ve směru ZJZ-VSV (Pešek et al. 2010).

Vyplňování chebské pánve lze rozdělit do dvou hlavních období. První fáze sedimentace probíhala od eocénu, zejména však v oligocénu a spodním miocénu během několika pulzů tektonicko-vulkanické aktivity, převážně v kruhových depresích a tektonicky založených příkopech směru Z-V. Druhá fáze sedimentace, oddělená od předešlé diskordancí, probíhala od středního pliocénu do pleistocénu, místy pokračuje až do recentu. Je řízena příčnými zlomy směru SSZ-JJV. V pleistocénu se ukládaly jílovité proluviální štěrky a písky o mocnosti více než 10 m, terasovité štěrky Ohře mocné 2 – 10 m a svahové a sprašové hlíny o mocnosti až 5 m. Místy se vyskytují pleistocénní tufy, strusky, nefelinit a holocénní slatiny a diatomity.

Vulkanosedimentární výplň chebské pánve leží na hluboce zvětralých svorech s vložkami metakvarcitů, metabazitů a krystalických vápenců saskodurynské zóny, které jsou prostoupeny variskými granity smrčinského (v severní) a žandovského plutonu (v jižní části pánve) (Pešek et al. 2010).

Severovýchodně od mariánskolázeňského zlomu vystupují k povrchu krystalické horniny saskodurynské zóny. Jde o původně pelitické horniny, jež během variské orogeneze prodělaly metamorfózu, jejíž stupeň se pohybuje od facie zelených břidlic až po facii amfibolitovou. Litologicky se jedná zejména o „chebské fylity“ (slabě metamorfované jílovito chloriticko-sericitické břidlice hojně prokřemenělé) a svory. Tyto horniny se vyskytují i v podloží jižní části chebské pánve (Irovská 2000). Dále v oblasti vystupují i tělesa pararul, která tvoří společně se svory podloží nejsevernější části chebské pánve.

Do části studovaného území, zejména však do části podloží chebské pánve zasahují

dvojslídne granity smrčinského (na severu) a žandovského plutonu (na jihu). Na základě gravimetrického výzkumu byla hloubka báze granitové intruze v této oblasti odhadnuta na cca 10 km (Blecha 2009).

### 3.3 Fyzikální vlastnosti hornin

Pro studium geofyzikálních vlastností podloží a sedimentární výplně chebské pánve existuje poměrně velké množství podkladů. V kontextu seismologického výzkumu jsou zajímavá zejména data z akustické karotáže a údaje o hustotě viz tabulka 3.1.

Chebská pánev se po 2. světové válce stala předmětem průzkumu v několika směrech. V 50. letech se pozornost geologů zaměřovala na výzkum jílu a minerálních vod. Zároveň se v tomto období rozbíhá studie s cílem posouzení zásob a kvality uhlí, v jejímž rámci došlo k nasazení geoelektrických a karotážních metod. Výsledky analýz z tohoto období, společně se závěry detailního hydrogeologického průzkumu Ústředního ústavu geologického z let 1955 – 1961 byly zahrnuty do výpočtu zásob uhlí (Šantrůček et al. 1962) a (Kolářová 1965). Stanovení zásob uhlí bylo později přepracováno a doplněno o nové vrtné práce (Václ et al. 1977). V této době byl rozšířen i původní hydrogeologický výzkum zejména s ohledem na vliv případné povrchové těžby hnědého uhlí na vydatnost a kvalitu pramenů uhličitých vod ve Františkových Lázních (Pazdera et al. 1978).

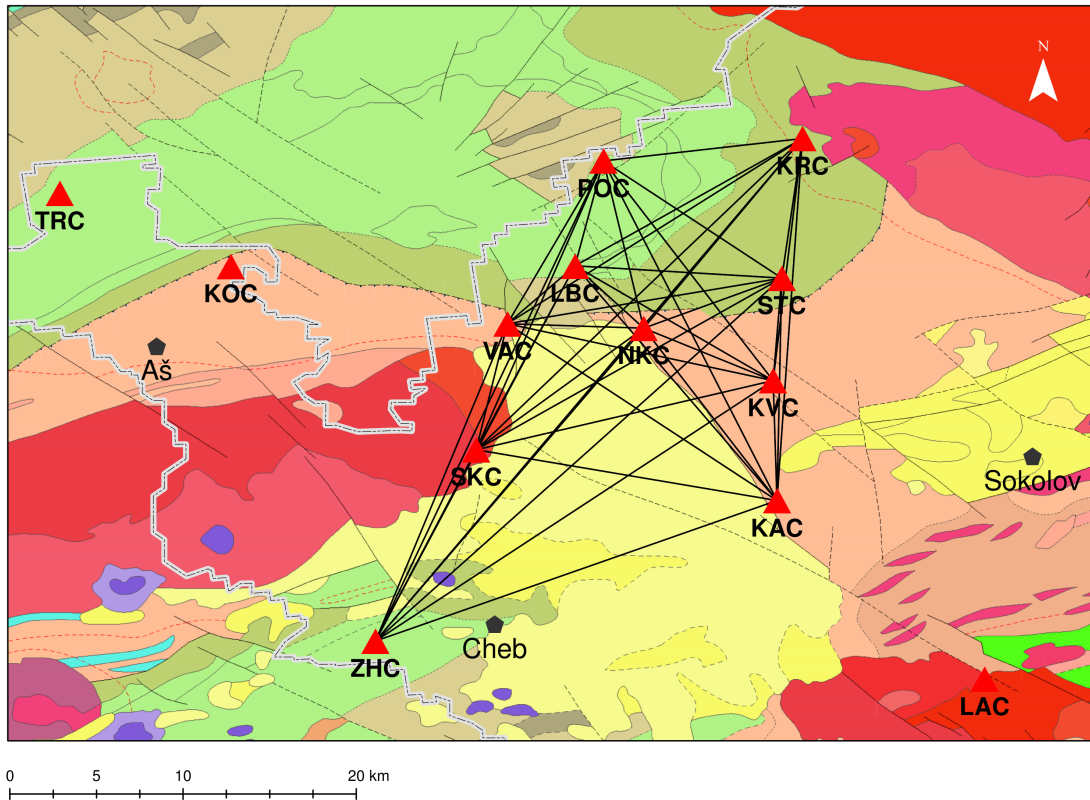
V rámci geofyzikálního průzkumu byly v 50. letech zjištěny čtyři uranové anomálie vázané na sedimenty při kontaktu s granity smrčinského a žandovského plutonu. Tyto oblasti (okolí Plesné, Velkého Luhu a Vonšova) pak byly předmětem rozsáhlého vrtného ověřování, které prováděl Geologický průzkum uranového průzkumu v letech 1957 – 1959 a 1966 – 1967 (Obr 1977).

Přehled geologických výzkumů v pánvi je převzat z (Pešek et al. 2010) (zkráceno).

—— litotyp ——	—— stáří ——	Rap	DENA	PORNE	GR	MS	$v_p$
		$\Omega m$	$g \cdot cm^{-3}$	%	$nGy \cdot hod^{-1}$	$n \cdot 10^{-3} SI$	$m \cdot s^{-1}$
štěrka, štěrkopísek, štěrk jílovitý	kvartér	789,00	2,145	36,60	60,00	9,43	1704
hlína jíln. bez příměsí	kvartér	–	1,824	37,90	99,90	–	–
jíly, jílovce bez rozlišení příměsí	terciér	15,80	1,850	58,80	105,10	0,13	1738
písek, pískovec bez rozlišení	terciér	101,80	2,149	46,70	72,10	5,64	1877
prachovec bez rozlišení příměsí	terciér	244,80	2,258	51,40	116,40	–	1971
sideritizované horniny (prachovec, pískovec, jílovec)	terciér	16,80	1,752	55,90	87,80	0,26	1878
pískovec sulfidizovaný	terciér	16,80	1,752	55,90	87,80	0,26	1579
uhlí	terciér	13,80	1,353	63,60	30,40	0,08	1676
fyilit (pevný, zvětralý, jílovitý)	proterozoikum	46,80	2,172	43,50	117,30	–	1836

Tabulka 3.1: Parametry hornin chebské pánve průměřované z karotáže (Alexejeva 1991). Rap – zdánlivý měrný odpor, DENA – zdánlivá (elektronová) hustota, PORNE – pórovitost z NNK, GR – přirozená radioaktivita, MS – magnetická susceptibilita,  $v_p$  – rychlost šíření P-vln z akustické karotáže.

Interferometrie na záznamech mikroseismického šumu ze sítě WEBNET - geologická situace



Obrázek 3.1: Geologická mapa (Cháb et al. 2007) zájmového území a rozmístění stanic sítě WEBNET. Schematické propojení stanic zahrnutých do výzkumu ilustruje kombinace křížových korelací. Ve střední části dominuje světle žlutá oblast různě konsolidovaných pliocenních štěrků, písků a jílu, která spolu s obdobnými horninami z období střední – spodní miocén (tmavší žlutá), představuje těleso chebské pánve. Chebská pánev nasedá na krystalické podloží, jež tvoří zejména metamorfované horniny sasko-durynské zóny (především fylity a svory) – velké plochy světlé a „khaki“ zelené v severovýchodní části mapy. K této jednotce náleží i svory a pararuly, znázorněné světlou růžovou. V oblasti se též vyskytují horniny zastupující variská intruziva – dvojslídne granity – tmavá růžová a turmalínické granity (jasná červeně v SV části a poblíž stanice LAC). V oblasti se též vyskytují stopy terciárního vulkanismu – jde především o intruze alkalických hornin typu bazaltů a bazanitů – (tmavá fialová) a od nich odvozených pyroklastik – (světlá fialová).

Poznámka: obrázek byl vyhotoven v prostředí ESRI ArcGIS.

# Kapitola 4

## Lokální monitorovací síť WEBNET

### 4.1 Historie a vývoj monitorovací sítě WEBNET

Monitorovací seismická síť WEBNET, provozovaná v součinnosti Geofyzikálním ústavem a Ústavem struktury a mechaniky hornin AV ČR v současné době sestává z 13 permanentních a 9 dočasných stanic a pokrývá území cca 900 km<sup>2</sup>. Síť byla v prostoru západních Čech budována postupně od poloviny 80. let 20. století. O jejím zřízení bylo rozhodnuto po zkušenosti se značně intenzivním seismickým rojem z let 1985/1986, kdy dva otřesy dosáhly stupně 4,2M<sub>L</sub>, respektive 4,6 M<sub>L</sub> a způsobily škody na budovách.

Instrumentální měření v oblasti západních Čech bylo zahájeno již v roce 1908. Jako konsekvence silných seismických rojů z let 1896/97, 1903 a 1908 byl v prostoru suterénu chebského gymnázia instalován seismograf, sestávající z dvojice horizontálních sensorů (osy S-J a Z-V) typu Belar-Zlatorog, jenž byl roku 1914 vyměněn za Mainkův horizontální seismograf. Tyto přístroje se však ukázaly jako nevhodné pro registraci slabých otřesů s hlavní částí energie koncentrované na frekvence 1 - 10 Hz, jež jsou typické pro oblast západních Čech. Záznamy trpěly nedostatečnou citlivostí a nevhodnou frekvenční charakteristikou přístrojů s maximálním ziskem pro periodu 10s. (Horálek et al. 2000). V roce 1955 byl proto na stanici Cheb nainstalován navíc citlivější krátko-periodický přístroj typu Wood-Anderson s jednou horizontální složkou orientovanou ve směru S-J. I přes tuto změnu se však nedařilo zaznamenat ze seismických rojů více než několik nejsilnějších zemětřesení (např. jen 13 z celého roje 1962) (Horálek et al. 2000). Zároveň se v šedesátých letech projevovala nevhodnost umístění seismografů v prostoru urbanistického celku, a proto byla z důvodu stále rostoucího šumu roku 1965 stanice Cheb bez náhrady zrušena (Horálek et al. 2000).

Až do založení sítě WEBNET byla místní seismicita monitorována jen německou sítí VOGTLAND, uvedenou do provozu roku 1962, jež sestávala ze 4 analogových krátko-periodických stanic (Horálek et al. 2000).

První stanice sítě WEBNET byla spuštěna roku 1986 nedaleko obce Nový Kostel, v epicentrální zóně roje z let 1986/87. Tento digitální seismograf pak byl o tři roky později doplněn analogovou stanicí v obci Skalná. Postupně pak byla síť rozšiřována do současné podoby.

Přehled stanic sítě WEBNET do 30. 6. 2012 viz tabulka 4.1.



—— název ——	kód	z. šířka	z. délka	výška	seismometr/akviziciční přístroj	podstát	spuštěna
		[°N]	[°E]	[m.n.m.]			[rok]

permanentní stanice							
Nový Kostel	NKC	50,2331	12,4479	564	SM-3/5800 PCM	L	1986
					Güralp 40-T/Janus-Trident	N	2001
Kopaniny	KOC	50,2652	12,2336	575	SM-3/5800 PCM	L	1994
Kraslice	KRC	50,3316	12,5304	760	SM-3/Janus-Trident	N	1994
Lazy	LAC	50,0508	12,6250	838	SM-3/5800 PCM	L	1995
Skalná	SKC	50,1698	12,3611	455	SM-3/Janus-Trident	N	1994
Trojmezí	TRC	50,3032	12,1448	566	LE-3D/Gaia		1994
Studeneč	STC	50,2591	12,5197	666	SM-3/Janus-Trident	N	1997
Luby	LBC	50,2655	12,4123	638	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Váček	VAC	50,2354	12,3772	530	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Květná	KVC	50,2049	12,5113	621	SM-3/5800 PCM	L	2001
Kačerov	KAC	50,1440	12,5180	502	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Počátky	POC	50,3220	12,4270	795	SM-3/Janus-Trident	N	2004
Zelená Hora	ZHC	50,0706	12,3088	631	Güralp-40T/Janus-Trident	N	2005

dočasné stanice							
Bublava	BUBD	50,383	12,514	700	LE-3D/Gaia		
Horní Paseky	HOPD	50,225	12,266	685	LE-3D/Gaia		
Hrádek	HRAD	50,194	12,537	530	LE-3D/Gaia		
Hřebeny	HRED	50,215	12,566	543	LE-3D/Gaia		
Kopanina	KOPD	50,204	12,475	490	LE-3D/Gaia		
Loučná	LOUD	50,278	12,575	646	LE-3D/Gaia		
Plesná	PLED	50,208	12,338	575	LE-3D/Gaia		
Polná	POLD	50,156	12,236	510	LE-3D/Gaia		
Sněžná	SNED	50,311	12,501	713	LE-3D/Gaia		

Tabulka 4.1: Permanentní i dočasné stanice sítě WEBNET, stav v letech 2011, 2012 (Fischer 2010).

## 4.2 Instrumentální vybavení sítě WEBNET

V rámci sítě WEBNET jsou nasazeny tři typy seismických snímačů, jež všechny poskytují 3 složkové seismogramy (osy orientovány: vertikálně, S–J, V–Z). Na většině stanic jde o krátkoperiodické přístroje typu SM-3 o vlastní periodě ~2s. Dalším typem seismometru je přístroj LE-3D s vlastní periodou 1s, jenž je instalován na stanici TRC a stanicích dočasné sítě. Na stanicích Nový Kostel a Zelená Hora jsou v provozu širokopásmové seismografy Güralp-40T.

Permanentní stanice jsou umístěny na betonové podložce v chráněných suchých studních obvykle v hloubce cca 5 m. Stanice Skalná je situována v přirozené dutině skalního výchozu v intravilánu obce. Lokace všech permanentních stanic byla z důvodu omezení intenzity povrchových vln volena tak, aby snímače spočívaly na krystalickém

podloží, nikoliv na sedimentech chebské pánve.

Dočasné stanice jsou podobně jako v případě těch permanentních instalovány na betonových podložkách v suchých studních v hloubce cca 2 m.

Sít je podle akvizičního vybavení organizována ve dvou podsítích (podsít L je vybavena starším digitalizačním systémem 5800 PCM, digitalizaci dat z podsítě N zajišťuje systém Janus–Trident).

V rámci podsítě L je amplitudová charakteristika získaných seismogramů proporciální rychlosti podloží v rozsahu 0.5 – 60 Hz. Podsít N poskytuje záznamy amplitudově proporciální rychlosti pohybu podloží v pásmu 0,5 – 80 Hz. Amplitudová charakteristika přístrojů Güralp–40T je plochá v rozsahu 0.033 – 80 Hz. Přístroje LE–3D poskytují údaje proporciální rychlosti podloží na intervalu 1 – 80 Hz (Fischer 2010).

Záznamy jsou ve všech případech vzorkovány frekvencí 250 Hz.

Jednotlivé stanice podsítí L a N jsou bezdrátově propojeny s řídicím a záznamovým střediskem umístěným v prostoru televizního vysílače na Zelené Hoře, odkud jsou záznamy prostřednictvím internetu odesílány do centrálního úložiště na Geofyzikálním ústavu AV.

Stanice Trojmezí operuje v autonomním režimu z důvodu potíží s udržením telemetrického spojení se střediskem na Zelené Hoře a proto není do struktury podsítí zařazena.

Přístroje poskytují záznamy lokálních seismických jevů v rozsahu magnitud  $-0.5 \leq M_L \leq 5.0$  (dynamický rozsah seismogramů je 120 dB) (Fischer 2010).

Lokální magnitudo  $M_L$  je počítáno pomocí formule (Horálek et al. 2000):

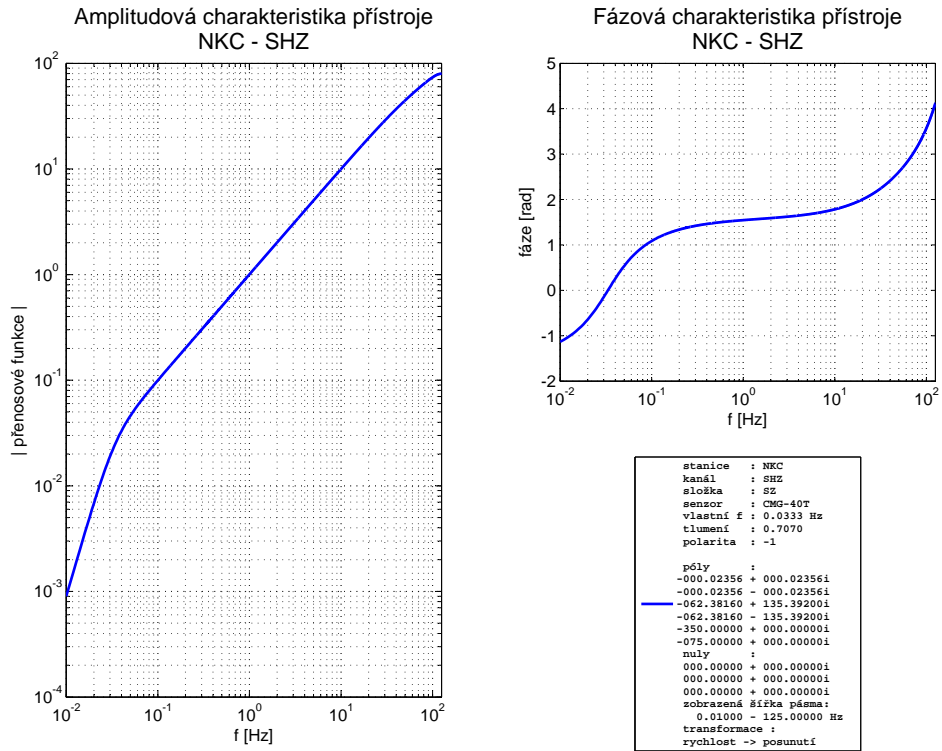
$$M_L = \log_{10} A_{S_{MAX}} - 2\pi + 2.1 \log_{10} R + C - 1.7, \quad (4.2.1)$$

kde  $A_{S_{MAX}}$  je maximální výchylka registrované S–vlny v  $\mu\text{m/s}$ ,  $R$  je hypocentrální vzdálenost v km,  $C$  staniční konstanta. Tabulka konstant  $C$  pro některé stanice je uvedena např. v (Horálek et al. 2000). Jednotka lokální magnituda je vztažena vůči lokálnímu magnitudu na stanici PRU regionální seismické sítě ČR (Fischer 2010).

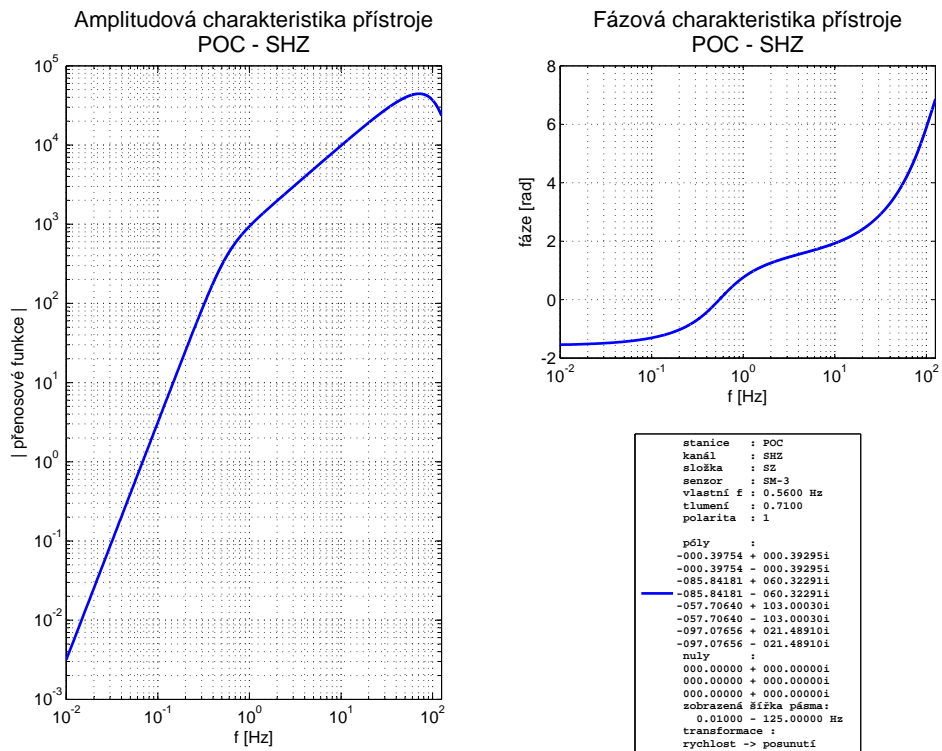
Způsob registrace měření z jednotlivých stanic se v průběhu provozu měnil. Původně byly stanice vybaveny vyrovnávací pamětí na které probíhal výpočet poměru Short Time Average / Long Time Average, kdy po překročení kritéria triggeru byl pak příslušný segment seismogramu se záznamem otřesu odeslán do registračního střediska, případně zapsán na lokální úložiště.

Od roku 2007 jsou stanice migrovány do režimu kontinuálního záznamu. V roce 2011 a 2012 byly do tohoto režimu převedeny všechny permanentní stanice s výjimkou zařízení Trojmezí, Kopaniny a Lazy.

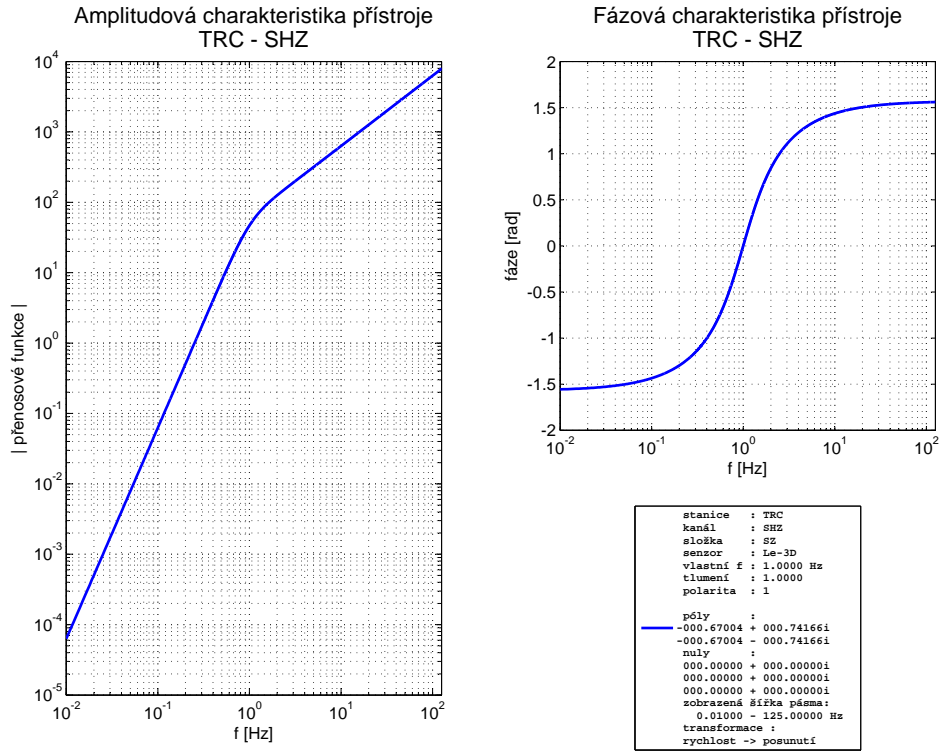
Obrázky 4.1, 4.2, 4.3 přibližují amplitudovou a fázovou charakteristiku snímačů v pásmu 0.01 – 125 Hz.



Obrázek 4.1: Amplitudová a fázová charakteristika snímače Güralp-40T



Obrázek 4.2: Amplitudová a fázová charakteristika snímače SM-3



Obrázek 4.3: Amplitudová a fázová charakteristika snímače LE-3D.

Komplexní přenosová funkce  $H(f)$  je počítána pomocí vztahu:

$$H(f) = const. \frac{-\prod_{z=1}^{n_z}(if - Z_z)}{\prod_{p=1}^{n_p}(if - P_p)}, \quad (4.2.2)$$

kde  $f$  je frekvence v Hz,  $n_z$  je počet nul,  $n_p$  počet pólů,  $Z_z$  je  $z$ -tá nula,  $P_p$   $p$ -tý pól,  $const$  představuje normalizační konstantu. Pokud byly hodnoty nul a pólů uvedeny pro kruhovou frekvenci  $\omega$  byly vyděleny konstantou  $2\pi$  (hodnoty pólů a nul přenosové funkce v diagramech jsou takto upraveny a platí pro dosažení frekvence v Hz). Pro kombinaci nul a pólů uvedenou v diagramech transformuje přenosová funkce vstupní data o průběhu měřené rychlosti na posunutí podloží. Na zobrazenou přenosovou funkci byla aplikována i normalizační konstanta. Amplitudová charakteristika  $A(f)$  je počítána jako:

$$A(f) = |H(f)|, \quad (4.2.3)$$

fázová charakteristika  $P(f)$  je získána za pomoci vztahu:

$$P(f) = \arctan\left(\frac{\text{imag}(H(f))}{\text{real}(H(f))}\right) \quad (4.2.4)$$

# Kapitola 5

## Interferometrie mikroseismického šumu na síti WEBNET

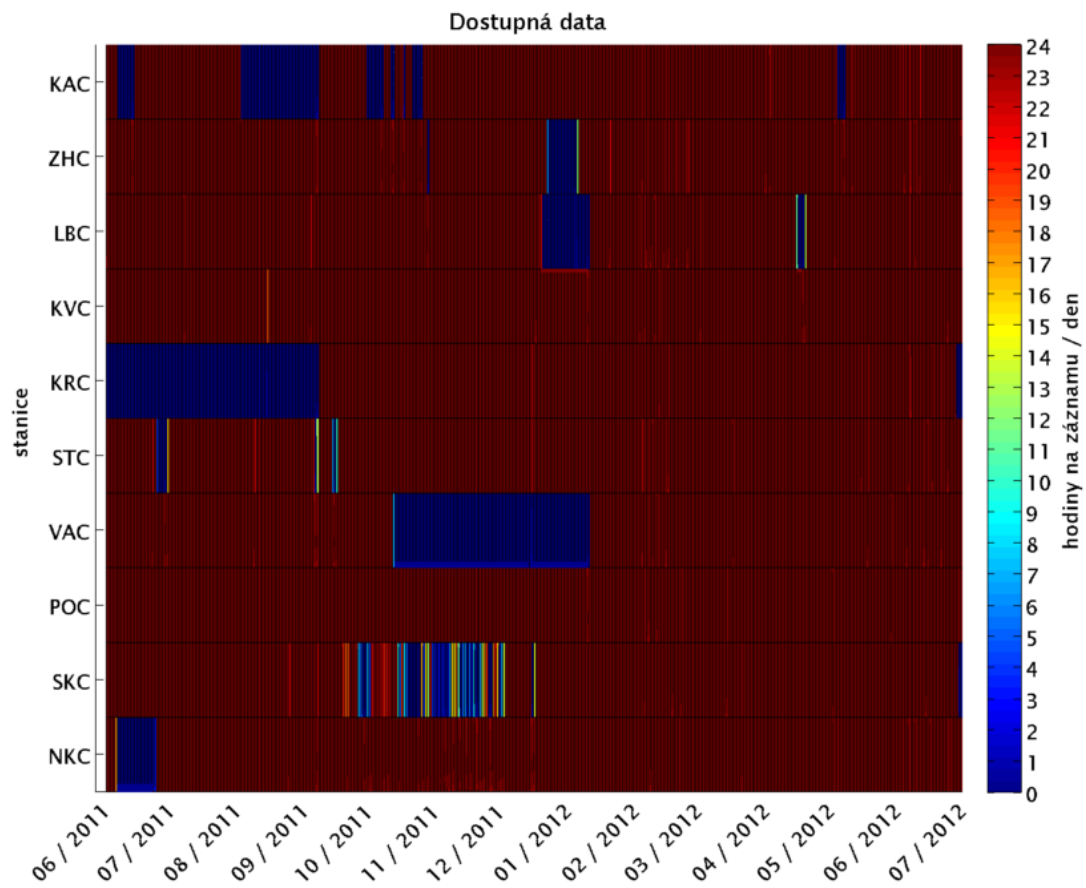
Jako vstupní data sloužily pro analýzu kontinuální seismogramy z deseti permanentních stanic lokální monitorovací sítě WEBNET (viz tabulka (5.1)). Seismické záznamy byly laskavě poskytnuty Geofyzikálním ústavem AV ČR. Hodinové seismogramy byly uloženy ve formátu GSE2 (kompresi CM6). Vzorkovací frekvence surových seismogramů je 250 Hz.

——— název ———	kód	z. šířka	z. délka	výška	seismometr/akviziční přístroj	pod síť	spuštěna
		[°N]	[°E]	[m.n.m.]			[rok]

Nový Kostel	NKC	50,2331	12,4479	564	Güralp 40-T/Janus-Trident	N	2001
Kraslice	KRC	50,3316	12,5304	760	SM-3/Janus-Trident	N	1994
Skalná	SKC	50,1698	12,3611	455	SM-3/Janus-Trident	N	1994
Studeneč	STC	50,2591	12,5197	666	SM-3/Janus-Trident	N	1997
Luby	LBC	50,2655	12,4123	638	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Vackov	VAC	50,2354	12,3772	530	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Květná	KVC	50,2049	12,5113	621	SM-3/5800 PCM	L	2001
Kačerov	KAC	50,1440	12,5180	502	SM-3/Janus-Trident	N	2001
Počátky	POC	50,3220	12,4270	795	SM-3/Janus-Trident	N	2004
Zelená Hora	ZHC	50,0706	12,3088	631	Güralp-40T/Janus-Trident	N	2005

Tabulka 5.1: Přehled stanic, jejichž záznamy vstupovaly do analýzy.

Časový rozsah měření činil 13 měsíců (období červen 2011 – červen 2012). Vzhledem k tomu, že byl v této době zaváděn na síti WEBNET kontinuální registrační režim, byla data zejména v druhém pololetí roku 2011 postižena značnými výpadky (viz obrázek 5.1).



Obrázek 5.1: Přehled dostupných seismických záznamů pro analýzu.

## 5.1 Metodika zpracování dat

Úloha byla vypracována ve výpočetním prostředí MATLAB. Některé dílčí algoritmy (např. FK analýza) byly převzaty ze seismologické knihovny ObsPy (Beyreuther et al. 2010) a migrovány do MATLABu.

Vlastní zpracování dat můžeme rozdělit na dvě části. Jednak hledání empirických Greenových funkcí vždy pro daný pár stanic. Zpracování dat této části úlohy popisuje tato kapitola.

Druhou částí je pak interferometrie na celé síti za účelem nalezení polohy a charakteru registrovaného šumu. Zpracování dat této části úlohy je věnována kapitola Analýza povahy a zdrojů mikroseismického šumu.

Zpracování dat pro nalezení empirické Greenovy funkce z korelace záznamů mikroseismického šumu je rozděleno do několika kroků. Při zpracování bylo přihlíženo k metodice popsaná v (Bensen et al. 2007).

Zpracování můžeme rozdělit do dílčích kroků

- izolace poruch a seismických událostí na seismogramech a selekce souvislých úseků seismogramů pro daný pár stanic, jež neobsahují poruchy ani seismické události
- příprava vybraných dat pro vstup do korelační funkce
- výpočet korelační funkce a následná sumace korelogramů (stack).
- odečtení časů pro výpočet grupové rychlosti, analýza disperze

**Izolace poruch a seismických událostí na seismogramech a selekce souvislých úseků seismogramů pro daný pár stanic, jež neobsahují poruchy ani seismické události**

Volba kritéria přípustnosti dat je důležitá, neboť zde proti sobě stojí dva požadavky. Jednak by měl být stack korelogramů dostatečně dlouhý, aby bylo v korelogramech dosaženo co nejvyššího poměru signál/šum. Zároveň je však třeba odstranit maximum poruch a slabých jevů, které by mohly zastříť hledaný slabý signál v korelogramech. Toto se ukázalo jako poměrně obtížné v prostředí západních Čech, které je bohaté na slabou seismicitu.

Jako přijatelné kritérium bylo zvoleno porovnání průměrné hodnoty výkonového spektra na celém hodinovém seismogramu, jež bylo srovnáváno s maximum výkonového spektra na okně 5 minut, spočítaným pomocí STFT (Short Time Fourier Transform). Pro každou maximální hodnotu výkonového spektra na 5 minutovém okně  $P_{max5min}$  musela být splněna podmínka:

$$P_{max5min} - P_{mean1h} \leq 7dB, \quad (5.1.1)$$

kde  $P_{max5min}$  je maximální hodnota výkonového spektra na STFT okně,  $P_{mean1h}$  je průměrná hodnota výkonového spektra na celém hodinovém seismogramu. Samotná hodnota kritéria (tj. 7dB) byla stanovena experimentálně.

Hodnota decibel [dB] je zde určena na základě formule:

$$P[dB] = 20 \log_{10} \frac{A_1}{A_2} \quad (5.1.2)$$

Byly vybírány souvislé šestihodinové úseky, které vždy pro daný pár stanic na celém šestihodinovém úseku splňovaly podmínku zmíněnou výše.

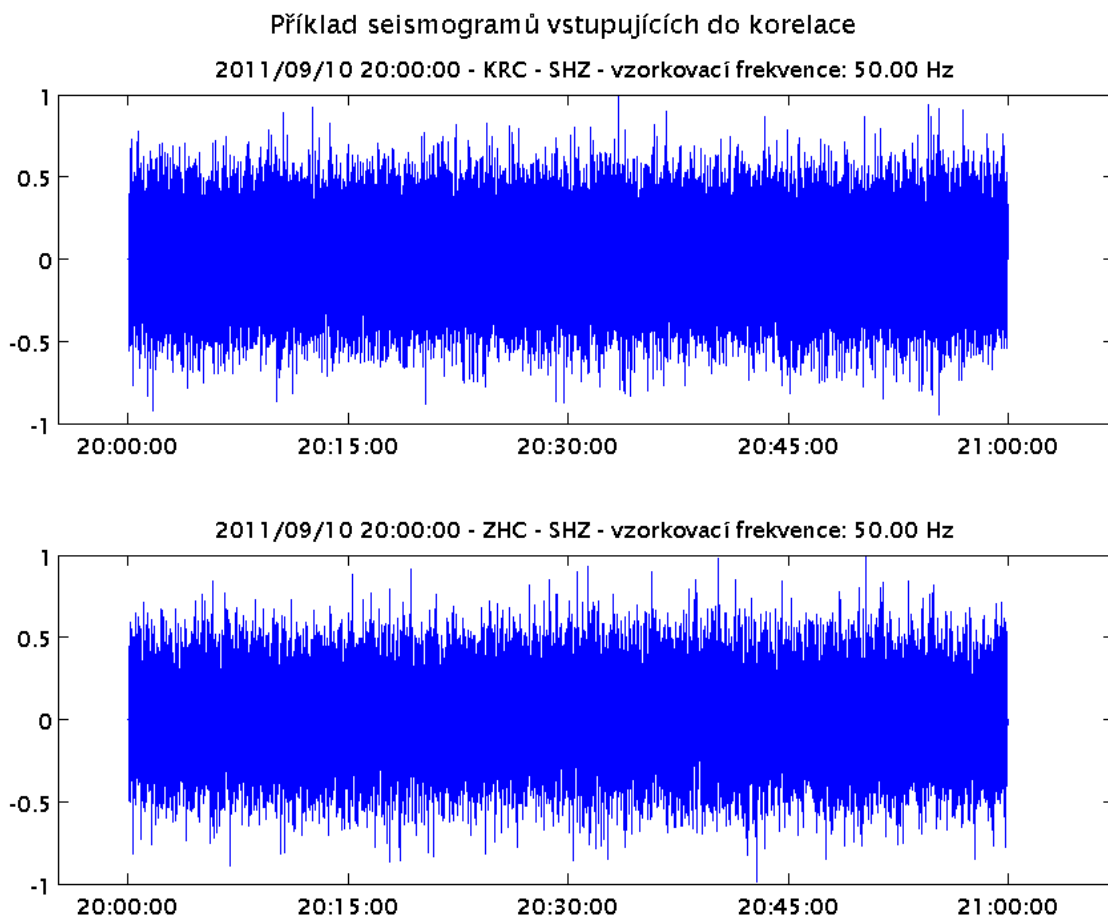
Souvislé šestihodinové úseky splňující kritéria byly hledány cyklem v klouzajícím okně (neboť hledáme korelaci signálu, je tedy irelevantní, pokud se stopy vstupující do korelace časově překrývají).

### **Příprava vybraných dat pro vstup do korelační funkce**

Před vstupem do korelační funkce byly surové seismogramy zpracovány následujícím způsobem:

- odečtení střední hodnoty
- odečtení lineárního trendu
- pásmová filtrace 0.1 Hz – 5 Hz (použitý filtr zde nese označení jako pásmová propust 1. typu).
- Aplikace amplitudové a fázové korekce na přístroj
- V případě cílení na Loveho vlny rotace horizontálních složek seismogramů do transverzálního směru vzhledem k azimutu spojnice vybraných stanic.
- decimace na výslednou vzorkovací frekvenci 50 Hz
- normalizace a spektrální vyvážení pomocí IAGC (Instantaneous Automatic Gain Control) s oknem 1s





Obrázek 5.2: Ukázka šumových záznamů ze stanic Kraslice a Zelená Hora. Jedná se o hodinový záznam vertikální komponenty z 10. 9. 2011. Seismogramy prošly zpracováním zmíněným výše. Takovéto seismogramy (po přidání dalších 5 hodinových úseků) následně vystupovaly do korelační funkce.

### Výpočet korelační funkce a následná sumace korelogramů (stack)

Výpočet korelace stop funkcí `xcorr` v MATLABu. Funkce `xcorr` je definována jako:

$$R_{xy} = \begin{cases} \sum_{n=0}^{N-m-1} x_{n+m} \overline{y_n} & m \geq 0 \\ R_{yx}(-m) & m < 0 \end{cases} \quad (5.1.3)$$

pruh představuje číslo komplexně sdružené.

Následně byl proveden součet (stack) korelogramů ze všech šestihodinových úseků na celém zájmovém období.

### Dodatečná filtrace korelogramů

Výsledné korelogramy jsou dodatečně pásmově filtrovány (pásmovou propustí 2. typu). Parametry tohoto filtru se volí pro daný korelogram individuálně s cílem nalézt

takovou podobu korelogramu, která umožní odečíst grupovou rychlost z pozice času maxima kvadrátů obálek korelogramu tak, aby byla věrohodná, tedy aby odpovídala fyzikálně možným grupovým rychlostem v prostředí, a aby byla pozice maxim na obou větvích času zpoždění (lag time) co možná nejvíce v čase symetrická.

### Odečtení časů pro výpočet grupové rychlosti, analýza disperze

Odečtení grupové rychlosti bylo provedeno z pozice času maxima kvadrátu obálky korelogramu. Kvadrát obálky korelogramu je počítán z absolutní hodnoty analytického signálu:

$$|A(\tau)|^2 = y(\tau)^2 + H(y(\tau))^2, \quad (5.1.4)$$

kde  $H$  je Hilbertova transformace,  $\tau$  je časové zpoždění (lag time).

Odečtená grupová rychlost z pozice času maxima kvadrátu obálky korelogramu byla svázána s okamžitou periodou signálu v korelogramu.

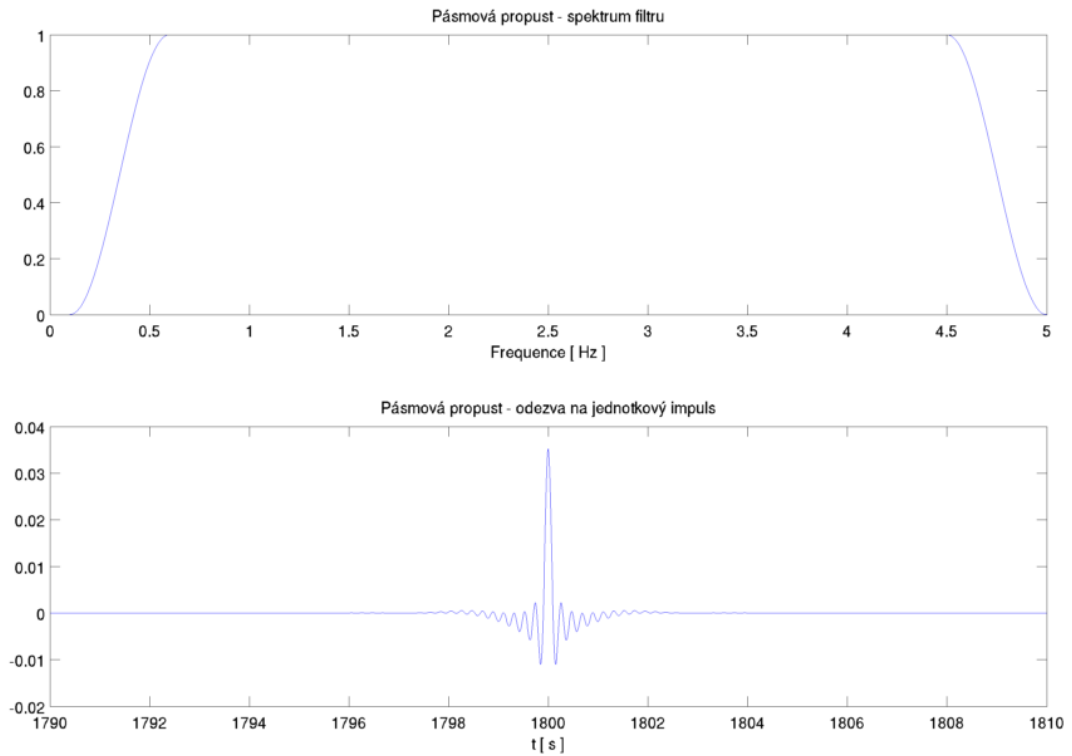
Okamžitá perioda byla počítána metodou Osculating circle method (Hsu et al. 2011), která minimalizuje výskyt nefyzikálních záporných period.

Vzhledem k úzkému studovanému pásmu  $1s \leq T \leq 3s$  byla namísto pásmové propusti během hledání průběhu disperze nasazena propust' horní.

#### 5.1.1 Použité filtry

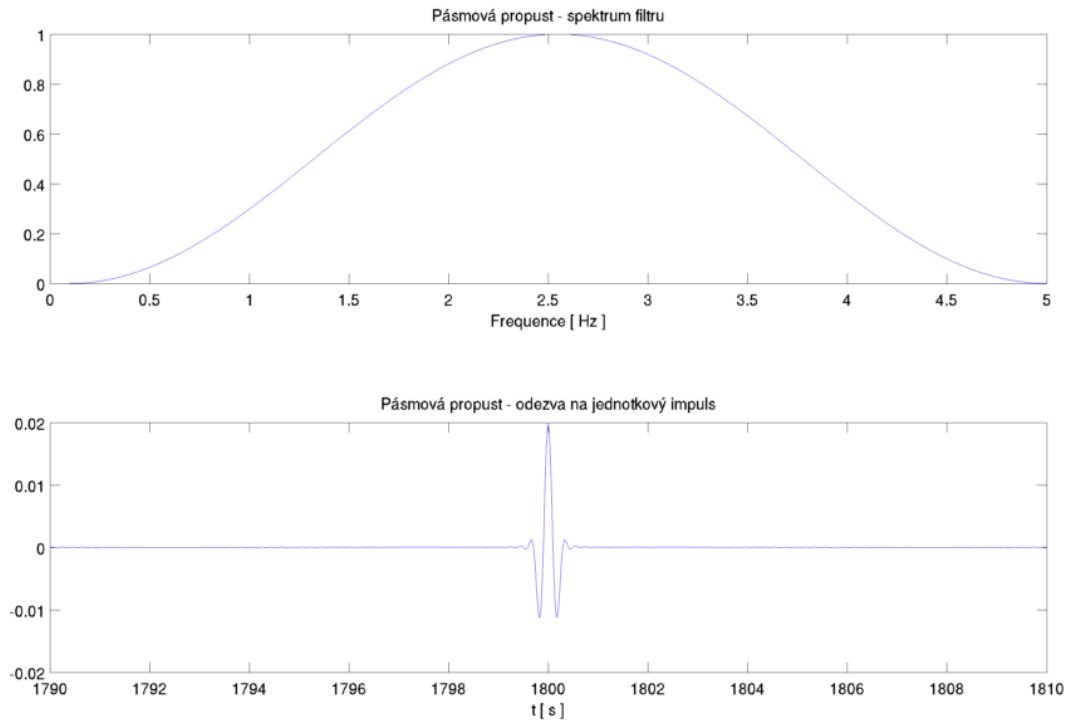
Všechny nasazené filtry jsou nekauzální, typu FIR (Finite Impulse Response). Všechny filtry jsou v nulové fázi.

Spektrum pásmové propusti pro interval 0.1 Hz - 5 Hz a odezva na jednotkový impuls na čase 1800 s; sf = 250 Hz

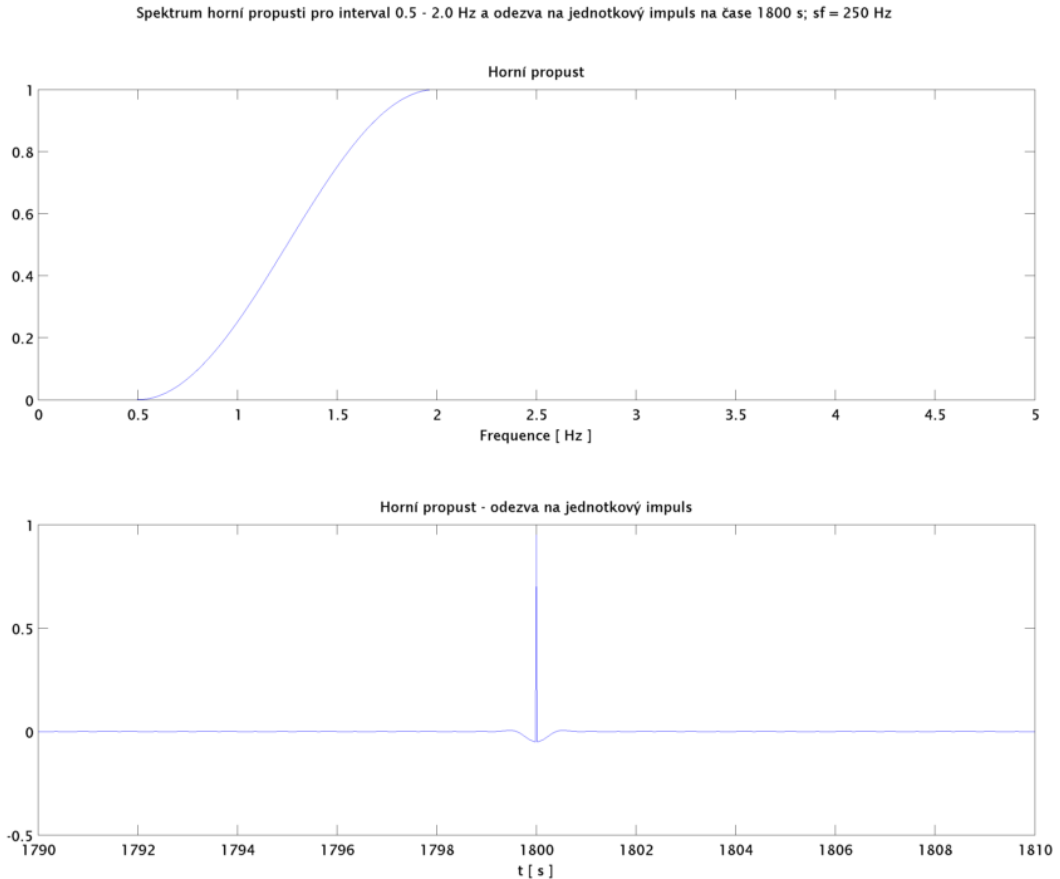


Obrázek 5.3: Pásmová propust 1. typu. Pásmová propust použitá při přípravě surových seismogramů. Takto filtrovaná data jsou následně opravena na přenosovou funkci přístroje (převodena na posunutí).

Spektrum pásmové propusti pro interval 0.1 Hz - 5 Hz a odezva na jednotkový impulz na čase 1800 s;  $sf = 250$  Hz



Obrázek 5.4: Pásmová propust 2. typu. Pásmová propust použitá při při filtraci korelogramů. Tato propust je používána pro izolaci jednotlivých frekvenčních složek z korelogramů při odečítání grupové rychlosti.



Obrázek 5.5: Horní propust použitá při při filtraci korelogramů a při hledání průběhu disperze.

## 5.2 Analýza povahy a zdrojů mikroseismického šumu

Vzhledem k značné závislosti použití metody interference mikroseismického šumu na povaze zdrojů šumu v zájmovém pásmu byla v rámci úlohy provedena analýza spektrální povahy šumu a analýza jeho azimutálního rozložení vzhledem ke geometrickému středu deseti seismických stanic, jejichž data vstupovala do úlohy.

### Spektrální povaha šumu v oblasti mikroseismů

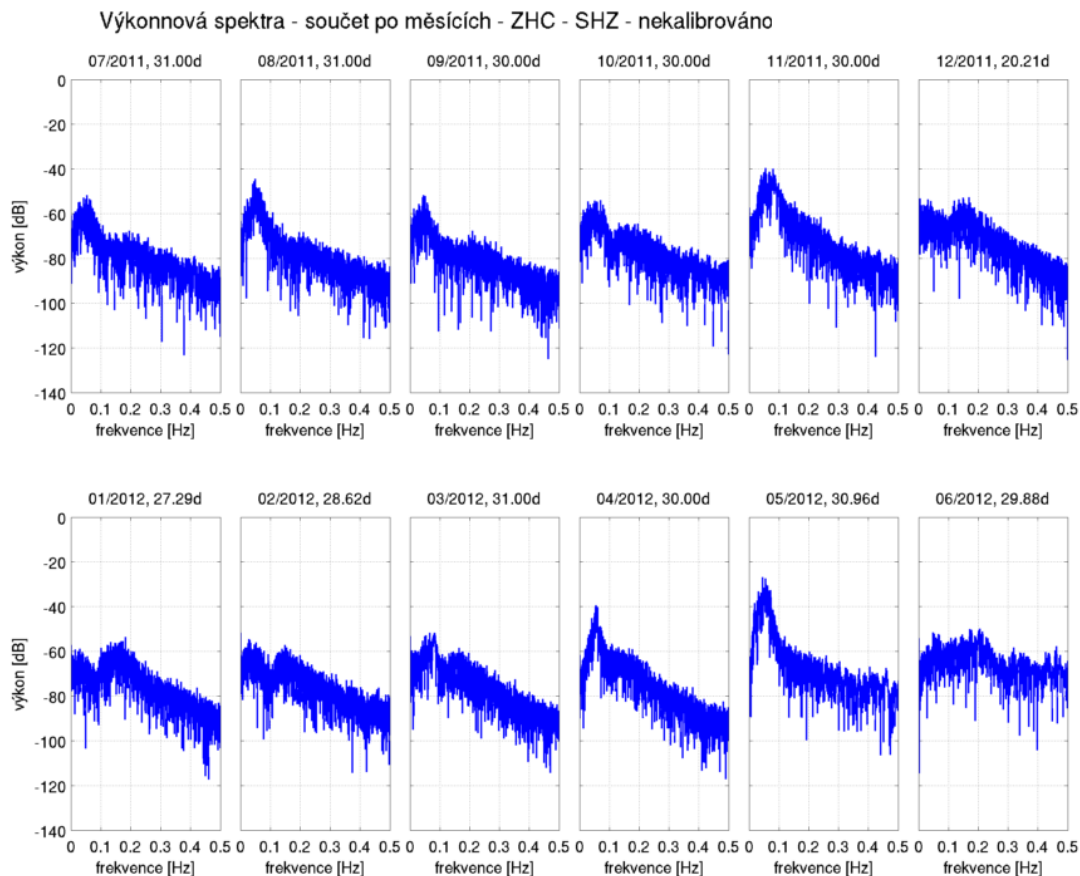
Analýza spektrálních charakteristik šumu byla provedena na datech stanice Zelená Hora (ZHC), na které je instalován širokopásmový přístroj CMG-40T, zároveň lze lokalitu stanice (televizní vysílač daleko od antropogenního ruchu) považovat za lokalitu klidnou.

Byla provedena suma (stack) spektrogramů ze stanice ZHC vždy po jednom měsíci.

Na stackovaných spektrogramech se vyskytují v zájmovém pásmu  $< 1\text{Hz}$  dvě maxima. První leží na  $T$  cca 20s. Tato špička představuje maximum mikroseismického

šumu v primárním pásmu mikroseismů. Zdrojem tohoto šumu je aktivita mořských vln vázaných na příbřežní oblast (Chevrot 2007).

Druhé maximum, jenž je položeno na  $T$  cca 5s je pravděpodobně generováno kmitáním vodního sloupce v oblasti tlakových níží nad moři a oceány. Vítr zde žene vlny do středu níže, kde se vlny sčítají a vzniklé stojaté vlnění je původcem seismického signálu v této oblasti (Chevrot 2007). Obě maxima vykazují sezónní chod. Špička na pozici  $T$  cca 5s je intenzivnější v zimním období roku.



Obrázek 5.6: Diagram výkonových spekter sumovaných za jednotlivé měsíce ze stanice Zelená Hora (ZHC).

Při pohledu na spektrogram zaujme špička na cca 0.05 Hz ( $T \sim 20$  s), která pravděpodobně patří k nižší složce primárního pásma mikroseismů (10 s – 20 s). Druhá špička leží na  $T$  cca 6 s, která spadá do pásma sekundárních mikroseismů (5 s – 10 s). Obě maxima vykazují sezónní variabilitu, špička na pozici  $T$  cca 5s je intenzivnější v zimním období roku.

## Analýza azimutálního rozložení zdrojů šumu

Za účelem zjištění azimutálního rozložení zdrojů šumu bylo všech deset stanic vstupujících do úlohy považováno za jednu antenu, na které byla počítána FK analýza. FK analýza byla z důvodu časté neúplnosti dat v druhém pololetí 2011 počítána jen pro období leden 2012 – červen 2012.

K realizaci výpočtu byl použit modul „array\_processing“ (beamforming) z balíku ObsPy (Beyreuther et al. 2010) (modul byl z ObsPy migrován do prostředí MATLAB).

Jako vstup sloužily seismogramy vertikální komponenty z deseti stanic sítě WEB-NET.

Vlastní algoritmus hledá polohu maxima energie vstupující do seismické sítě v matici pomalosti (úloha je tedy počítána pro každou hodnotu pomalosti v matici pomalosti metodou mřížkového prohledávání (grid search) – je určena pozice maxima energie v této matici). Energii registrovanou seismickou sítí pro danou hodnotu v matici pomalosti  $E(\vec{p})$  můžeme vyjádřit pomocí spektrální hustoty  $|S(\omega)|^2$  a funkce odezvy sítě  $|A(\vec{p}, \vec{r}_n, \omega)|^2$ .

Funkce odezvy seismické sítě (array response function) je kontrolována rozmístěním seismických stanic v prostoru a je definována:

$$|A(\vec{p}, \vec{r}_n, \omega)|^2 = \left| \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \exp(-i\omega \vec{p} \vec{r}_n) \right|^2 \quad (5.2.1)$$

Energii registrovanou seismickou sítí pak můžeme hledat pro různé hodnoty v matici pomalosti jako:

$$E(\vec{p}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 |A(\vec{p}, \vec{r}_n, \omega)|^2 d\omega, \quad (5.2.2)$$

kde  $\omega$  je úhlová frekvence v rad,  $\vec{p}$  je vektor pomalosti v s/km (reprezentuje pozici v matici pomalosti),  $\vec{r}_n$  je polohový vektor n-té stanice vůči geometrickému středu seismické sítě.

Předchozí vztahy můžeme vyjádřit i pomocí vektoru vlnového čísla  $\vec{k}$ , které představuje pozici v matici vlnových čísel:

$$\vec{k} = (k_x, k_y) = \omega \cdot \vec{p} = \frac{\omega}{v_0} (\cos\theta, \sin\theta), \quad (5.2.3)$$

kde  $\theta$  je azimut (back azimuth) a  $v_0$  je rychlost seismické vlny. Rovnice (5.2.2) pak může být zapsána jako:

$$E(\vec{k} - \vec{k}_0) = \int_{-\infty}^{\infty} u^2(t) dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} |S(\omega)|^2 |A(\vec{k} - \vec{k}_0)|^2 d\omega, \quad (5.2.4)$$

první integrál je uveden pro posunutí v časové doméně (energii získáme integrací kvadrátů amplitud), druhý představuje inverzní Fourierovou transformaci členů definovaných v doméně frekvenční. Funkci odezvy sítě pak můžeme přepsat:

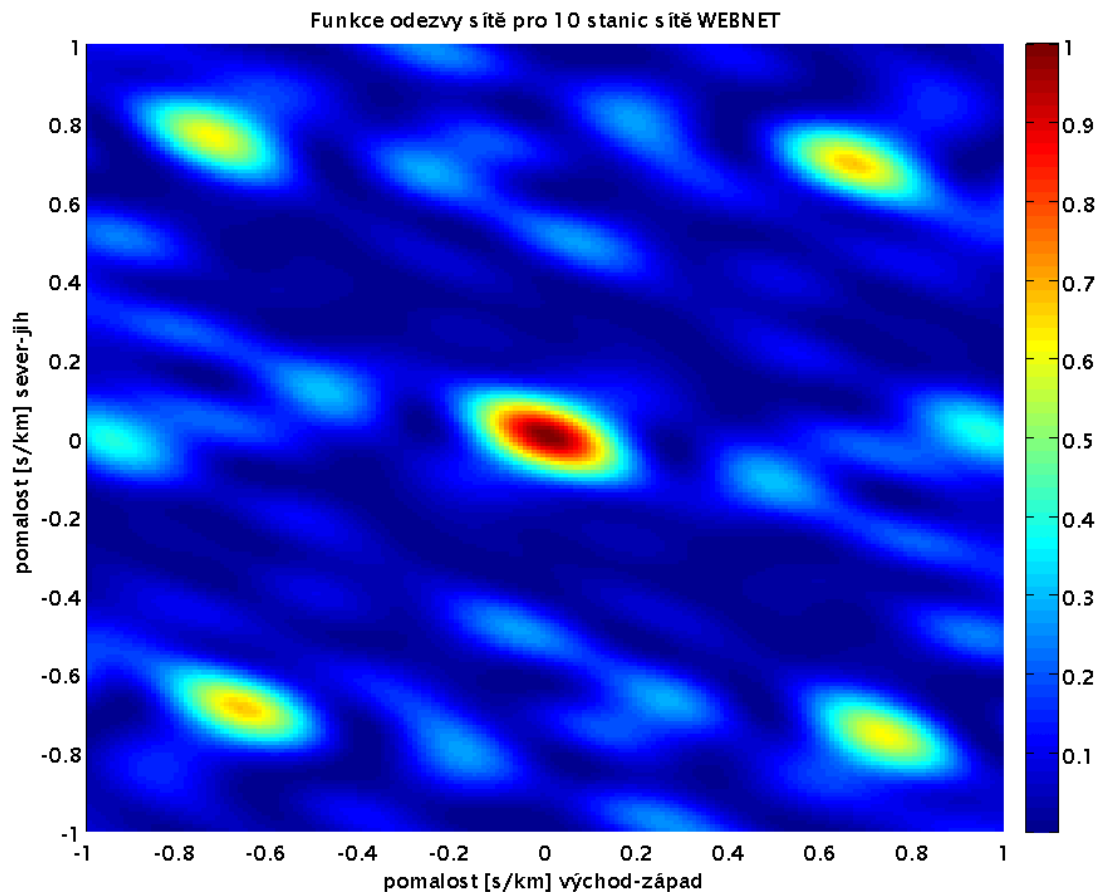
$$|A(\vec{k} - \vec{k}_0)|^2 = \left| \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \exp(2\pi i (\vec{k} - \vec{k}_0) \vec{r}_n) \right|^2 \quad (5.2.5)$$

$\vec{k}_0$  je vektor vlnového čísla odpovídající pomalosti  $\vec{p}_0$ .

Předchozí vztahy byly převzaty z (Chevrot 2007) a (Rost – Thomas 2002).

Parametry výpočtu byly stanoveny tak, aby byl omezen vliv aliasingu v FK doméně (parametry byly stanoveny experimentálně, vizuální kontrolou matice odezvy sítě)

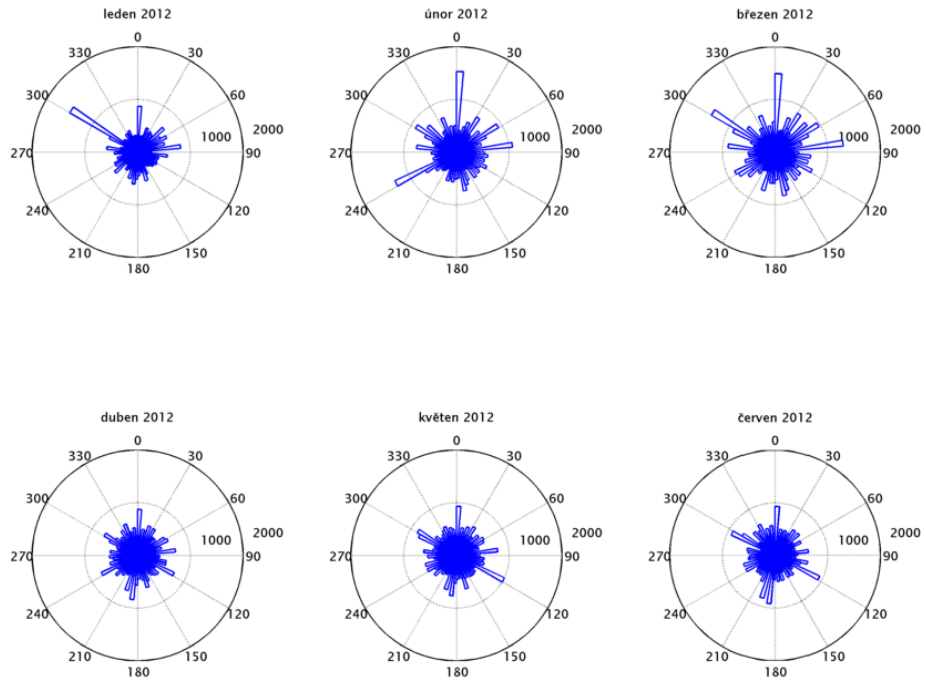
Z matice pomalosti se odečítá maximum energie. Do výpočtu vstupuje vždy okno na všech  $n$  stopách. Délka okna byla stanovena na 5 minut. Výsledná hodnota azimutu-pomalosti tedy odpovídá nejsilnějšímu zdroji pro dané okno. Výpočet FK analýzy byl omezen na vlny o pomalosti  $\leq 1$  s/km. Krok v oblasti pomalosti byl stanoven na 0.01 s/km. FK analýza byla počítána pro pásmo  $3s \leq T \leq 6s$ . Všechny příchozí vlny byly vzhledem k rozměrům seismické sítě považovány za rovinné.



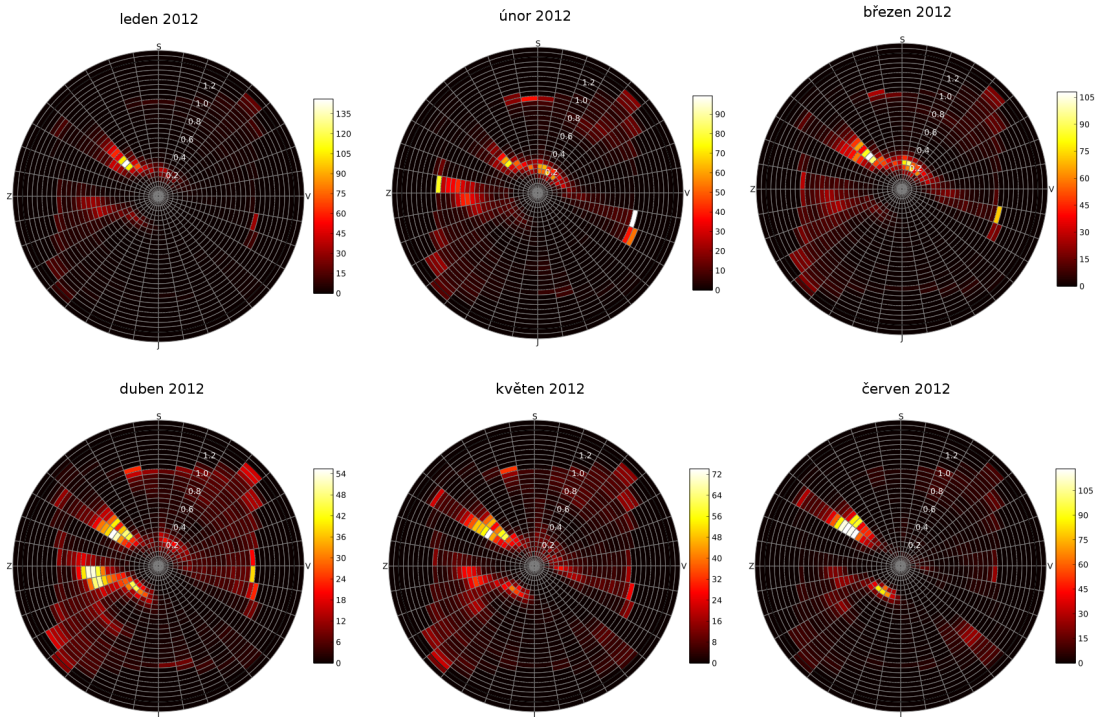
Obrázek 5.7: Funkce odezvy seismické sítě pro  $T$  5s. Funkce představuje míru jistoty v určení zdroje, tedy energie vlny, jež vstupuje do sítě. Elongace maxima ve směru SZ – JV odráží horší úhlové pokrytí z tohoto směru, neboť síť vykazuje protažení ve směru SV – JZ, vlnový balík z tohoto směru je registrován na delší dráze a azimut jeho zdroje může být určen přesněji. Parazitní maxima znemožňují určit rozložení zdrojů šumu pro  $T < 4s$ .



Histogram úhlové pozice zdrojů šumu vůči středu sítě WEBNET - Rayleighovy vlny -  $v > 1.0$  km/s - pásmo 0.1 Hz - 0.25 Hz - velikost binu 5°



Histogramy azimutu - pomalosti - krok azimutu: 5°, krok pomalosti: 0.05 s/km



Obrázek 5.8: Analýza pomalosti a úhlové pozice zdrojů šumu.

Při pohledu na výsledky můžeme v jinak poměrně homogenním poli zdrojů identifikovat dvě výrazná maxima. Velmi často, zejména v zimní a jarní části roku 2012 bylo nejintenzivnější vlnové pole přicházející do seismické sítě cca z azimutu 300°. Tento azimut odpovídá pravděpodobně směru severního Atlantiku. Druhé maximum, ležící na azimutu cca 0°, je pravděpodobně generováno vlnovou aktivitou v prostoru Baltského moře.

### 5.3 Určení groupových rychlostí povrchových vln

V rámci analýzy bylo provedeno měření groupových rychlostí povrchových vln na výsledných korelogramech.

Korelogramy interpretované jako seismogramy Rayleighových vln byly počítány korelací vertikální složky seismogramů (SZ). Korelogramy považované za seismogramy Loveho vln vznikly korelací transverzální komponenty horizontálních složek (SN, SE) rotovaných do azimutu spojnice dvou stanic.

Šestihodinové korelogramy byly počítány a stackovány vždy po měsíčních intervalech. Maximálně bylo získáno 13 korelogramů. Groupová rychlost byla odečítána jako pozice (pozice času posuvu - lag time) maxima kvadrátu obálky (absolutní hodnota komplexní stopy) každého příslušného měsíčního korelogramu. V případě asymetrie korelogramu na záporné a kladné větvi času zpoždění (lag time) byl za směrodatný brán vyšší čas. Z výsledných hodnot času byla počítána směrodatná odchylka dle vztahu (Borradaile 2003):

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - x_{mean})^2}{n - 1}} \quad (5.3.1)$$

Směrodatná odchylka byla brána jako podklad pro stanovení intervalu spolehlivosti pro dané měření grupové rychlosti.

Určení groupových rychlostí bylo ztíženo přítomností dominantních zdrojů šumu ze severozápadního (cca azimut 300°) a severního (cca azimut 0°) směru. Přítomnost těchto zdrojů se v korelaci projevovala maximy na nižších časech než by odpovídalo hledané rychlosti povrchové vlny (viz kapitola Greenova funkce jako korelace sumy rovinných vln od vzdálených zdrojů – 2D řešení).

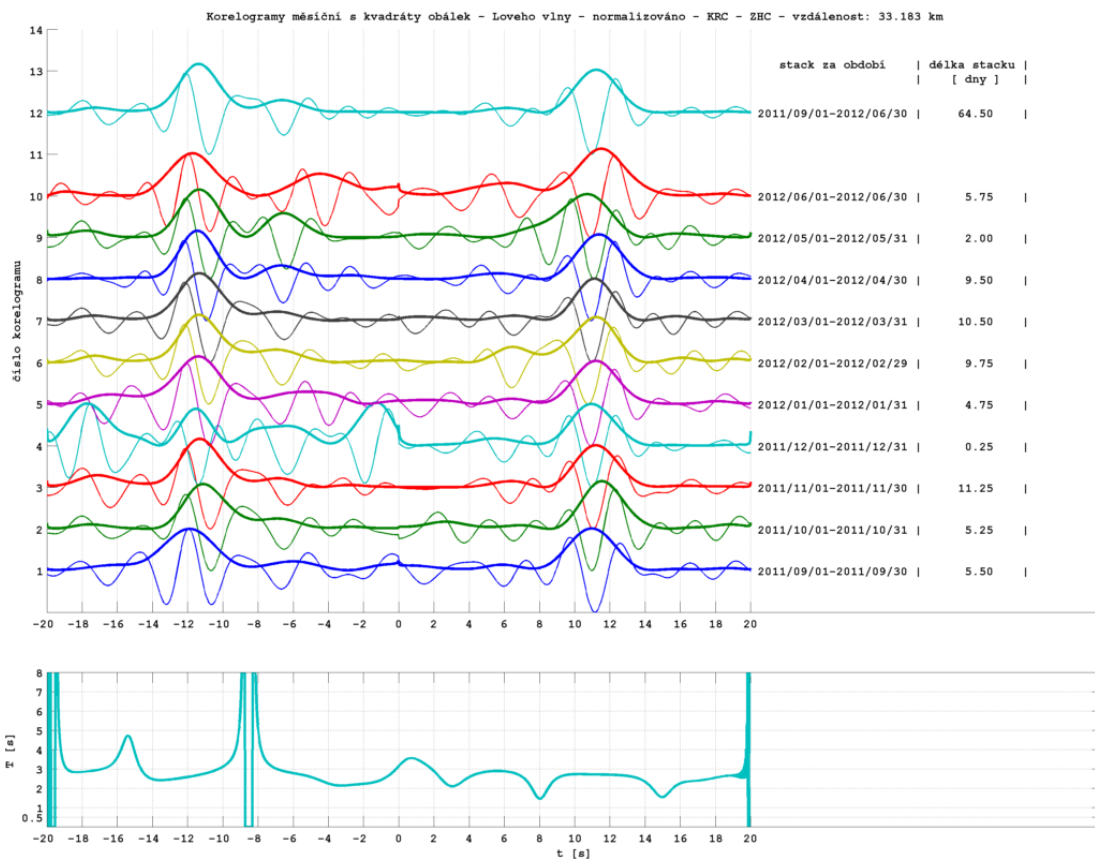
Pro potřeby odečtu byly korelogramy dodatečně filtrovány takovým způsobem, aby bylo možné odečíst hodnotu pro nejdelší možnou periodu signálu T. Všechny odečtené hodnoty jsou svázány s hodnotou okamžité periody T, jež byla počítána na celkovém stackovaném korelogramu za celé období (za max 13 měsíců).

Vlastní odečet byl limitován jak geometrií sítě stanic (mezistaniční vzdáleností), kdy za minimální vzdálenost pro úspěšné vzorkování je považována vzdálenost 2 vlnové délky  $\lambda$  (Bensen et al. 2007), tak vlastnostmi snímačů SM-3, jejichž vlastní frekvence je cca 2s. Maximální perioda spolehlivě registrovatelná snímači SM-3 byla experimentálně stanovena na 3s.

Vzhledem k potížím při provedení odečtů grupové rychlosti nejsou údaje z následujících tabulek svázány s jednou okamžitou periodou. K získání směrodatných údajů bylo

třeba s klesající mezistaniční vzdáleností posouvat filtrované pásmo do vyšších frekvencí. Odečty tedy představují bodovou informaci o chování povrchových vln v pásmu  $1s \leq T \leq 3s$ .

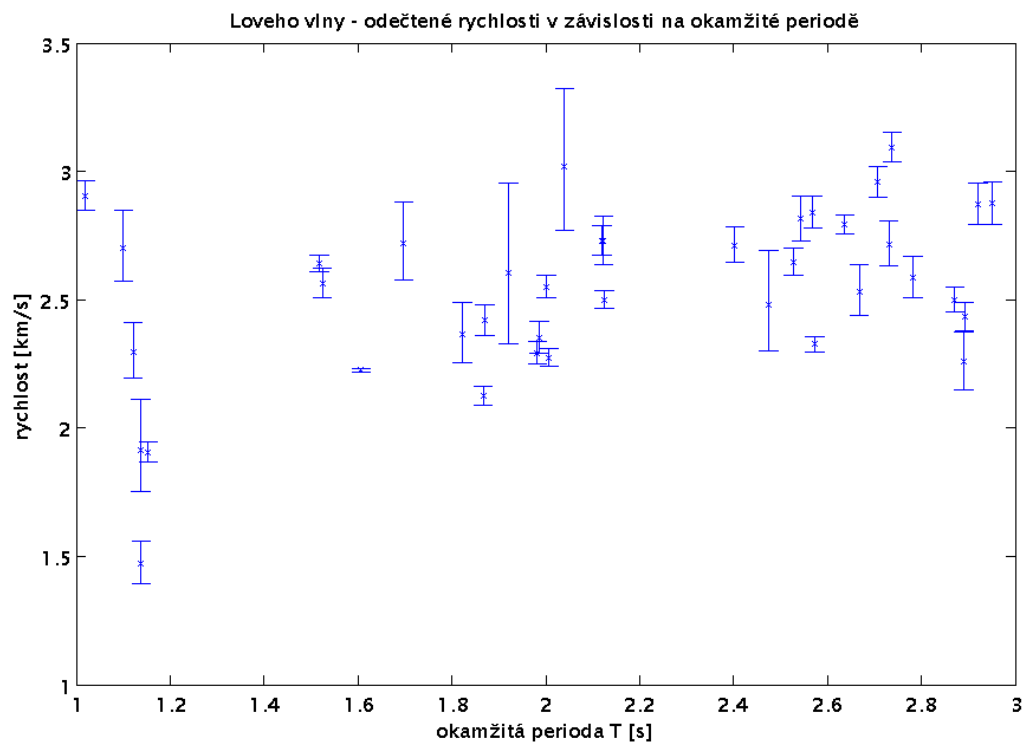
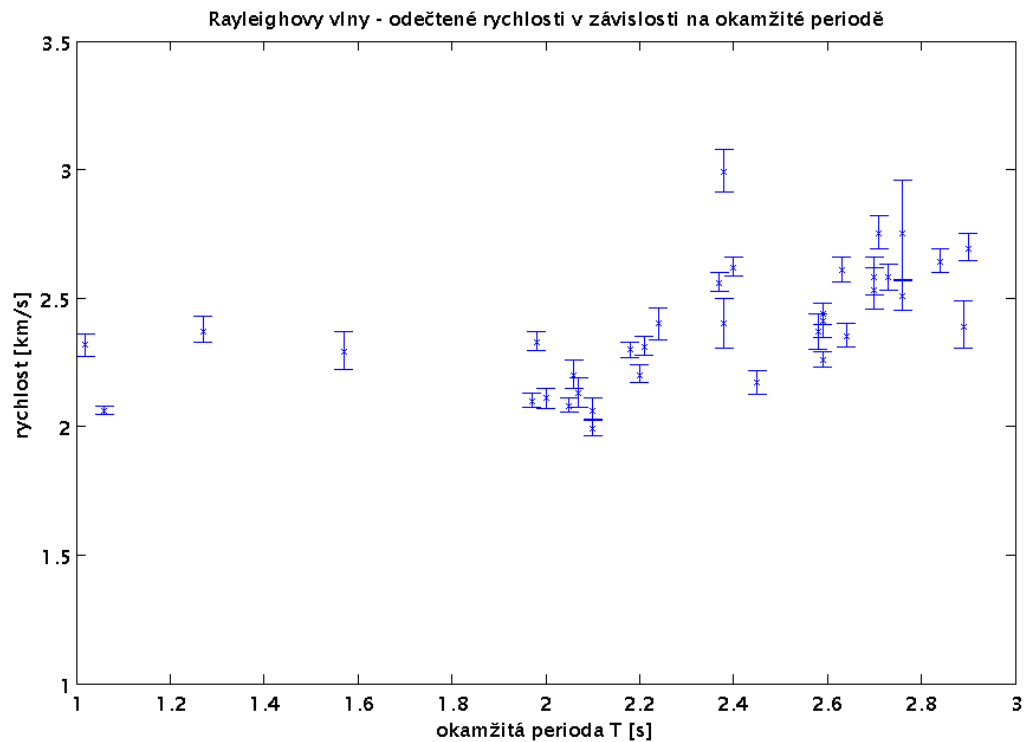
Za hloubkový dosah pro Rayleighovu vlnu je stanovena hloubka, kde amplituda vlny dosáhne úrovně  $1/e A_{max} \sim 36\% A_{max}$ . Tato hodnota je pro Rayleighovu vlnu na homogenním izotropním poloprostoru dosažena v hloubce cca  $0.4\lambda$  délky vlny (Shearer 2009). Citlivostní jádro (sensitivity kernel) nebylo pro Rayleighovy ani Loveho vlny počítáno.



Obrázek 5.9: Zobrazené roční korelogramy, ze kterých byl proveden odečet pozice maxima kvadrátu filtrované obálky korelační funkce. Zároveň je zobrazen diagram okamžité periody, ke které je odečtený čas maxima kvadrátu filtrované obálky korelogramu stanoven. Z takovýchto diagramů byly odečteny všechny hodnoty v tabulkách grupových rychlostí povrchových vln. Při odečtu bylo vybráno vždy takové maximum obálky korelační funkce, které leží na vyšším čase. Odečet pak byl proveden z časů maxim obálky zvlášť pro všechny měsíce, z těchto hodnot byla stanovena průměrná grupová rychlost a byla spočtena směrodatná odchylka. Směrodatná odchylka byla počítána podle vztahu pro konečný vzorek na základě vztahu:  $\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - x_{mean})^2}{n-1}}$  (Borradaile 2003), kde  $x_{mean}$  je průměrná hodnota na vzorku měření.

virtuální		vzdálen.	stack	azimut	okamžitá	t max	stdev t	vRayleigh	vMin	vMax	vlnová
zdroj	přijímač	[km]	[dny]	[°]	perioda [s]	obálky [s]	obálky [s]	[km/s]	[km/s]	[km/s]	délka [km]
ZHC	KRC	33,183	64,500	28,453	<b>2,906</b>	12,294	0,244	<b>2,699</b>	2,647	2,754	7,844
ZHC	POC	29,055	122,750	17,895	<b>2,376</b>	11,338	0,173	<b>2,563</b>	2,524	2,602	6,090
ZHC	STC	25,894	154,500	35,580	<b>2,637</b>	9,901	0,198	<b>2,615</b>	2,564	2,669	6,895
ZHC	LBC	25,894	128,250	18,748	<b>2,388</b>	8,650	0,244	<b>2,994</b>	2,911	3,080	7,148
SKC	KRC	21,757	90,750	33,720	<b>2,403</b>	8,287	0,126	<b>2,625</b>	2,586	2,666	6,310
ZHC	KVC	21,133	173,750	44,284	<b>2,842</b>	7,993	0,141	<b>2,644</b>	2,598	2,691	7,515
KAC	KRC	21,038	141,500	2,566	<b>2,731</b>	8,143	0,161	<b>2,584</b>	2,533	2,636	7,057
ZHC	NKC	20,662	72,250	28,716	<b>2,706</b>	8,145	0,262	<b>2,537</b>	2,458	2,621	6,865
KAC	POC	20,460	174,500	343,294	<b>2,767</b>	7,440	0,533	<b>2,750</b>	2,566	2,962	7,609
ZHC	VAC	19,008	120,250	14,859	<b>2,706</b>	7,353	0,216	<b>2,585</b>	2,511	2,663	6,995
SKC	POC	17,370	124,000	17,425	<b>2,890</b>	7,255	0,286	<b>2,394</b>	2,303	2,492	6,919
ZHC	KAC	17,000	153,000	61,387	<b>2,713</b>	6,163	0,153	<b>2,758</b>	2,692	2,829	7,484
KAC	LBC	15,530	169,500	331,195	<b>2,598</b>	6,429	0,189	<b>2,416</b>	2,347	2,489	6,276
VAC	KRC	15,373	77,250	45,441	<b>2,586</b>	6,480	0,199	<b>2,372</b>	2,302	2,448	6,135
SKC	STC	15,105	180,500	48,595	<b>2,762</b>	6,015	0,141	<b>2,511</b>	2,454	2,572	6,936
VAC	KAC	14,303	750,000	135,630	<b>2,593</b>	6,324	0,091	<b>2,262</b>	2,230	2,295	5,865
POC	KVC	14,241	195,250	155,568	<b>2,647</b>	6,050	0,117	<b>2,354</b>	2,309	2,400	6,231
KRC	KVC	14,134	147,500	184,487	<b>1,278</b>	5,940	0,133	<b>2,379</b>	2,327	2,434	3,041
STC	KAC	12,879	259,250	0,793	<b>2,596</b>	5,278	0,092	<b>2,440</b>	2,398	2,483	6,335
NKC	KRC	12,523	50,000	28,124	<b>2,382</b>	5,217	0,216	<b>2,400</b>	2,305	2,504	5,718
SKC	KVC	11,744	186,000	69,769	<b>2,457</b>	5,401	0,125	<b>2,174</b>	2,125	2,226	5,342
SKC	KAC	11,553	165,500	104,620	<b>2,215</b>	4,984	0,086	<b>2,318</b>	2,279	2,359	5,134
ZHC	SKC	11,515	103,750	18,661	<b>2,248</b>	4,798	0,124	<b>2,400</b>	2,339	2,464	5,395
SKC	LBC	11,256	125,250	18,878	<b>2,209</b>	5,100	0,083	<b>2,207</b>	2,172	2,244	4,875
LBC	KRC	11,250	108,000	48,730	<b>2,188</b>	4,886	0,074	<b>2,302</b>	2,268	2,338	5,038
NKC	KAC	11,166	102,750	153,603	<b>2,003</b>	5,293	0,101	<b>2,110</b>	2,070	2,151	4,225
VAC	STC	10,557	146,000	75,367	<b>2,058</b>	5,058	0,072	<b>2,087</b>	2,058	2,117	4,295
VAC	KVC	10,422	161,500	108,388	<b>1,976</b>	4,958	0,070	<b>2,102</b>	2,073	2,132	4,153
VAC	POC	10,082	115,000	23,594	<b>2,102</b>	4,874	0,109	<b>2,069</b>	2,023	2,116	4,348
KVC	LBC	9,921	194,500	312,208	<b>1,575</b>	4,322	0,138	<b>2,295</b>	2,224	2,371	3,615
NKC	POC	9,831	90,500	354,374	<b>2,106</b>	4,920	0,081	<b>1,998</b>	1,966	2,032	4,208
POC	STC	9,479	188,000	137,880	<b>2,076</b>	4,445	0,125	<b>2,133</b>	2,074	2,194	4,427
NKC	SKC	9,384	61,500	221,308	<b>1,982</b>	4,018	0,071	<b>2,335</b>	2,295	2,378	4,630
KRC	STC	8,178	142,000								
STC	LBC	7,723	195,500	275,367	<b>1,060</b>	3,735	0,036	<b>2,068</b>	2,048	2,088	2,192
POC	KRC	7,559	105,000	78,592	<b>2,060</b>	3,428	0,086	<b>2,205</b>	2,151	2,262	4,542
SKC	VAC	7,383	127,500	8,922	<b>1,020</b>	3,182	0,064	<b>2,320</b>	2,274	2,368	2,367
KAC	KVC	6,942	357,750								
POC	LBC	6,174	162,500								
STC	KVC	5,953	280,250								
STC	NKC	5,934	112,500								
KVC	NKC	5,710	109,250								
NKC	VAC	5,068	53,750								
NKC	LBC	4,423	324,922								
VAC	LBC	4,193	134,750								

virtuální		vzdálen.	stack	azimut	okamžitá	t max	stdev t	vLove	vMin	vMax	vlnová
zdroj	přijímač	[km]	[dny]	[°]	perioda [s]	obálky [s]	obálky [s]	[km/s]	[km/s]	[km/s]	délka [km]
ZHC	KRC	33,183	64,500	28,453	<b>2,707</b>	11,214	0,225	<b>2,959</b>	2,901	3,020	8,010
ZHC	POC	29,055	122,750	17,895	<b>2,544</b>	10,320	0,319	<b>2,815</b>	2,731	2,905	7,162
STC	ZHC	25,894	154,500	215,742	<b>2,637</b>	9,268	0,121	<b>2,794</b>	2,758	2,831	7,366
LBC	ZHC	25,894	128,250	198,828	<b>2,738</b>	8,368	0,153	<b>3,094</b>	3,039	3,152	8,472
SKC	KRC	21,757	90,750	33,720	<b>2,403</b>	8,024	0,206	<b>2,711</b>	2,644	2,783	6,516
ZHC	KVC	21,133	173,750	44,284	<b>2,668</b>	8,343	0,322	<b>2,533</b>	2,439	2,635	6,758
KAC	KRC	21,038	141,500	2,566	<b>2,731</b>	7,750	0,249	<b>2,715</b>	2,630	2,805	7,414
NKC	ZHC	20,662	72,250	208,822	<b>2,782</b>	7,987	0,248	<b>2,587</b>	2,509	2,670	7,197
KAC	POC	20,460	174,500	343,294	<b>2,528</b>	7,733	0,152	<b>2,646</b>	2,595	2,699	6,689
VAC	ZHC	19,008	120,250	194,911	<b>2,952</b>	6,611	0,192	<b>2,875</b>	2,794	2,961	8,488
SKC	POC	17,370	124,000	17,425	<b>2,921</b>	6,050	0,174	<b>2,871</b>	2,791	2,956	8,387
ZHC	KAC	17,000	153,000								
LBC	KAC	15,530	169,500	151,114	<b>2,573</b>	6,675	0,090	<b>2,327</b>	2,296	2,358	5,986
VAC	KRC	15,373	77,250								
STC	SKC	15,105	180,500	228,717	<b>2,871</b>	6,046	0,116	<b>2,498</b>	2,451	2,547	7,173
VAC	KAC	14,303	750,000								
POC	KVC	14,241	195,250	155,568	<b>2,892</b>	5,854	0,137	<b>2,433</b>	2,377	2,491	7,036
KRC	KVC	14,134	147,500	184,487	<b>1,524</b>	5,513	0,123	<b>2,564</b>	2,508	2,622	3,907
STC	KAC	12,879	259,250	0,793	<b>2,569</b>	4,535	0,098	<b>2,840</b>	2,780	2,903	7,295
NKC	KRC	12,523	50,000	28,124	<b>1,518</b>	4,740	0,058	<b>2,642</b>	2,610	2,675	4,011
SKC	KVC	11,744	186,000								
SKC	KAC	11,553	165,500	104,620	<b>2,475</b>	4,655	0,363	<b>2,482</b>	2,302	2,692	6,143
SKC	ZHC	11,515	103,750	198,701	<b>2,120</b>	4,218	0,089	<b>2,730</b>	2,674	2,789	5,788
LBC	SKC	11,256	125,250	198,918	<b>2,007</b>	4,952	0,074	<b>2,273</b>	2,240	2,308	4,562
LBC	KRC	11,250	108,000	48,730	<b>2,001</b>	4,410	0,073	<b>2,551</b>	2,509	2,594	5,105
NKC	KAC	11,166	102,750	153,603	<b>2,890</b>	4,947	0,247	<b>2,257</b>	2,150	2,376	6,523
VAC	STC	10,557	146,000	75,367	<b>2,125</b>	4,222	0,061	<b>2,500</b>	2,465	2,537	5,312
VAC	KVC	10,422	161,500	108,388	<b>1,867</b>	4,902	0,086	<b>2,126</b>	2,089	2,164	3,969
VAC	POC	10,082	115,000	23,594	<b>1,921</b>	3,873	0,460	<b>2,603</b>	2,327	2,954	5,001
KVC	LBC	9,921	194,500	132,129	<b>1,607</b>	4,458	0,011	<b>2,225</b>	2,220	2,231	3,576
NKC	POC	9,831	90,500	354,374	<b>1,986</b>	4,180	0,111	<b>2,352</b>	2,291	2,416	4,672
POC	STC	9,479	188,000								
NKC	SKC	9,384	61,500	221,308	<b>1,982</b>	4,093	0,079	<b>2,293</b>	2,249	2,338	4,545
STC	KRC	8,178	142,000	185,390	<b>1,121</b>	3,560	0,169	<b>2,297</b>	2,193	2,412	2,575
LBC	STC	7,723	195,500	95,284	<b>1,870</b>	3,192	0,077	<b>2,419</b>	2,362	2,479	4,524
POC	KRC	7,559	105,000	78,592	<b>2,123</b>	2,772	0,096	<b>2,727</b>	2,636	2,825	5,789
SKC	VAC	7,383	127,500	8,922	<b>1,020</b>	2,542	0,050	<b>2,904</b>	2,848	2,963	2,962
KAC	KVC	6,942	357,750	358,707	<b>1,153</b>	3,645	0,075	<b>1,905</b>	1,866	1,945	2,196
POC	LBC	6,174	162,500	194,841	<b>1,822</b>	2,611	0,129	<b>2,365</b>	2,253	2,488	4,309
STC	KVC	5,953	280,250	183,242	<b>1,697</b>	2,188	0,123	<b>2,721</b>	2,576	2,883	4,617
STC	NKC	5,934	112,500	240,507	<b>2,040</b>	1,964	0,177	<b>3,021</b>	2,772	3,321	6,164
KVC	NKC	5,710	109,250	302,286	<b>1,100</b>	2,113	0,109	<b>2,702</b>	2,570	2,849	2,973
NKC	VAC	5,068	53,750	272,939	<b>1,137</b>	2,646	0,247	<b>1,915</b>	1,752	2,113	2,178
LBC	NKC	4,423	86,000	144,894	<b>1,138</b>	3,002	0,169	<b>1,473</b>	1,395	1,561	1,677
VAC	LBC	4,193	134,750								

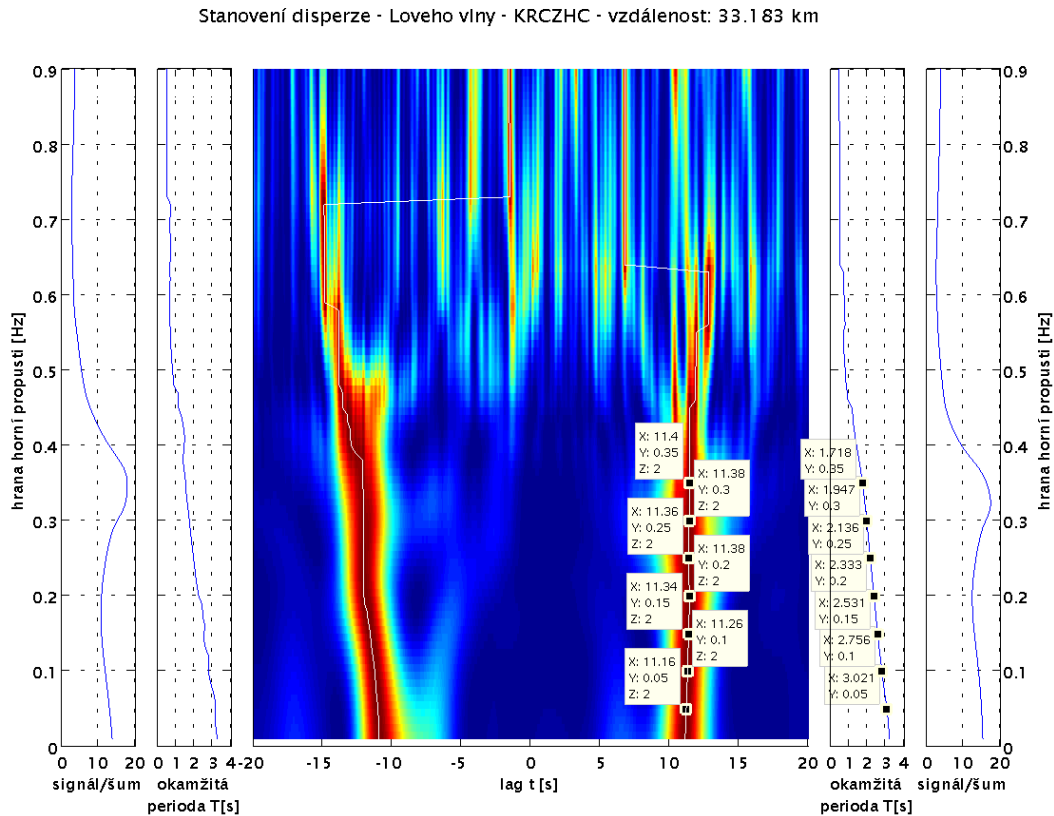


Obrázek 5.10: Pohled na odečtené grupové rychlosti Rayleighových a Loveho vln. Hodnoty rychlosti jsou vyneseny proti okamžité periodě signálu na pozici odečteného maxima korelační funkce.

## 5.4 Měření disperze Rayleighových a Loveho vln

Byl proveden pokus o měření disperze na výsledných korelogramech. Vzhledem k úzkému frekvenčnímu pásmu  $1s \leq T \leq 3s$  je obtížné nasazení pásmové propusti. Po nasazení pásmové propusti užší než pracovní frekvenční pásmo se hledání průběhu disperze chová jako úloha špatně podmíněná.

Kromě nasazení pásmové propusti bylo testováno nasazení propusti horní, jejíž použití bylo odůvodněno generelním trendem poklesu energie signálu s nárůstem frekvence. Avšak ani nasazení horní propusti společně s výpočtem okamžité periody nezajišťují dostatečně validní výsledky. Z těchto důvodů je uveden výsledek analýzy disperze jen pro jeden pár stanic a to KRC–ZHC, kde vlastnosti signálu umožnily věrohodně stanovit průběh disperze v rozsahu period  $1s \leq T \leq 3s$ .



Obrázek 5.11: Ukázkový příklad analýzy disperze Loveho vln pro kombinaci stanic KRC–ZHC. V zobrazené matici představuje každý řádek kvadrát obálky stopy korelogramu, jež byla filtrována horní propustí. Hrana horní propusti je postupně posouvána do vyšších frekvencí. Každá stopa je samostatně normalizována. Bílá linie indikuje maximum kvadrátu obálky filtrovaných stop. Okamžitá perioda a diagram poměru signál/šum jsou vztaženy k maximum indikovanému bílou linií. Poměr signál k šumu je počítán jako amplituda trasy v maximum / RMS hodnota v okně šumu. Okno šumu leží v korelogramu na záporné větvi lagu na pozici 9 - 10 minut. Diagramy na levé, respektive pravé straně od zobrazené matice jsou vztaženy k levé, respektive pravé větvi korelogramu.



## Kapitola 6

# Výpočet 2D tomografie groupových rychlostí

Limitem pro výpočet tomografie je počet uskutečněných měření, čili počet dvojic stanic, jež vstupují do úlohy. Do vlastního měření vstupovalo 10 stanic sítě WEBNET. Teoretický maximální počet kombinací je  $(n) \cdot (n-1)$ , tj. 90 měření. Polovina z nich je však redundantní, maximální možný počet dvojic virtuální zdroj – přijímač je tedy 45. Tohoto počtu však nebylo dosaženo ani v případě měření rychlosti Rayleighových vln ani Loveho vln. Z měření Rayleighových vln se podařilo provést 36 měření. Úspěšně odečtených hodnot grupové rychlosti rychlosti pro měření Loveho vln bylo 39.

Z 39 naměřených hodnot grupové rychlosti Loveho vln byl pomocí softwaru Fast Marching Surface Tomography (Rawlinson – Sambridge 2005) počítán 2D tomografický model.

Model je pro potřeby FMST programu parametrizován v geografických souřadnicích (tj zeměpisné šířce a délce). Úloha je prováděna na části povrchu referenčního elipsoidu WGS-1984. Plošný rozsah tomografické úlohy je omezen souřadnicemi  $49.987^\circ - 50.400^\circ$  severní šířky a  $12.200^\circ - 12.613^\circ$  východní délky. Toto území je rozděleno na 31 buněk v severojižním a 31 buněk v západovýchodním směru. Velikost buňky je 1.6 km ve západovýchodním a 1 km v severojižním směru.

Vstupem programu je pozice 10 stanic sítě WEBNET, které slouží zároveň jako virtuální zdroje a přijímače. Do úlohy jsou pak dosazeny údaje z tabulky (5.3), tedy časy pozice maxima kvadrátu obálky korelační funkce, interpretované jako grupové rychlosti Loveho vln a jistota v určení času odečtu, jež představuje směrodatná odchylka z naměřených časů. Tato směrodatná odchylka je v rámci algoritmu použita ke stanovení váhy daného měření v rámci výpočtu.

Úloha je v rámci algoritmu Fast Marching Method počítána v několika krocích, kdy výpočet přímé úlohy a inverze v rámci jednoho kroku předpokládá lineární vazbu mezi modelem a časy příchodu, avšak iterační povaha výpočtu (zpětná vazba) je vzhledem k rychlostnímu modelu a časům příchodu operace nelineární.

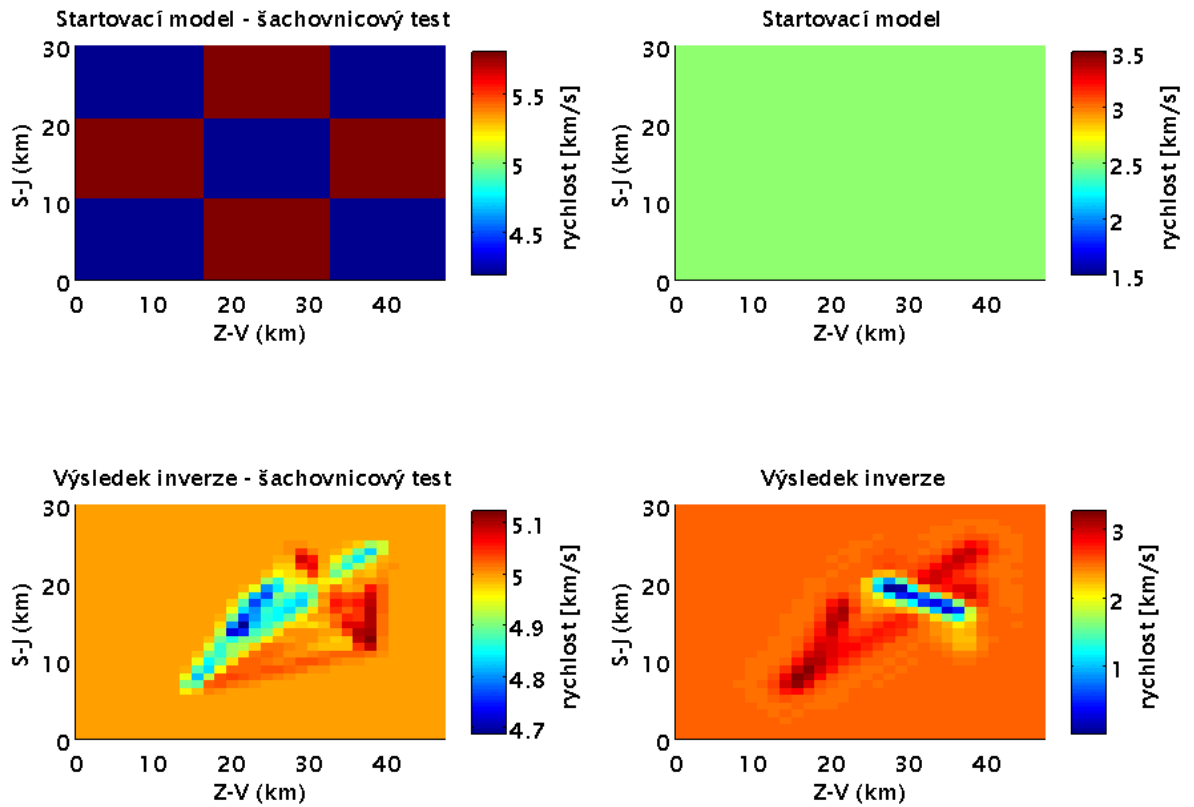
V rámci výpočtu tomografie byl proveden šachovnicový test z  $3 \times 3$  bloků o diskrétní rychlosti 4.5 a 5.5 km/s.

Za startovací model vlastního výpočtu tomografie bylo zvoleno konstantní pole grupových rychlostí 2,5 km/s.

Výstup tomografie po šesti iteracích přímé a obrácené úlohy je vyobrazen na diagramu (6.1). Na výsledné tomografické mapě lze identifikovat rozsáhlé minimum grupových rychlostí ve směru cca SZ–JV, které do značné míry kopíruje průběh maximálního zahloubení chebské pánve v prostoru mariánskolázeňského zlomu. Při hodnocení výstupu tomografie je však třeba vzít v úvahu fakt, že hodnoty časů příchodu odpovídající grupovým rychlostem Loveho vln nebyly v tabulce (5.3) odečítány pro konstantní periodu povrchové vlny, ale zahrnují interval  $1s \leq T \leq 3s$ . Zde je třeba zdůraznit, že do výstupu tomografie se projevuje i disperze rychlostí na zmíněném pásmu, kdy zejména v případě malých mezistaničních vzdáleností v okolí stanice Nový Kostel byly odečítány hodnoty grupových rychlostí pro periodu cca 1s, zatímco v případě větších mezistaničních vzdáleností se perioda signálu v korelogramu spíše blížila hranici 3s. Z výše zmíněných důvodů je třeba brát výstup tomografické úlohy jen jako orientační pohled na odečtená data grupových rychlostí Loveho vln.

Tomografie grupových rychlostí Rayleighových vln nebyla počítána z důvodu nedostatku vstupních dat (zejména z důvodu nemožnosti odečtu grupové rychlosti ve střední části sítě v oblasti Nového Kostela).

## Tomografie grupové rychlosti Loveho vln



Obrázek 6.1: 2D tomografie grupových rychlostí Loveho vln. Vlevo šachovnicový test rozlišení tomografické úlohy. Vpravo vlastní výpočet tomografie z naměřených časů maxima kvadrátu obálky korelační funkce. Za vstupní model bylo zvoleno konstantní pole grupových rychlostí Loveho vln o hodnotě 2,5 km/s. Minimum rychlostí ve výstupu modelu se kryje s oblastí maximální mocnosti sedimentů chebské pánve v prostoru mariánskolázeňského zlomu. Mocnost sedimentů zde dosahuje cca 300 m (Pešek et al. 2010). Jižně od mariánskolázeňského zlomu jsou mocnosti sedimentů chebské pánve výrazně menší (do 200 m). Sedimenty pánve nejsou proto povrchovými vlnami o periodách  $2s \leq T \leq 3s$ , které byly v této oblasti odečteny, registrovány a v tomografii se neprojevují (vlnové délky těchto vln se pohybují okolo 7km (+-1km)).

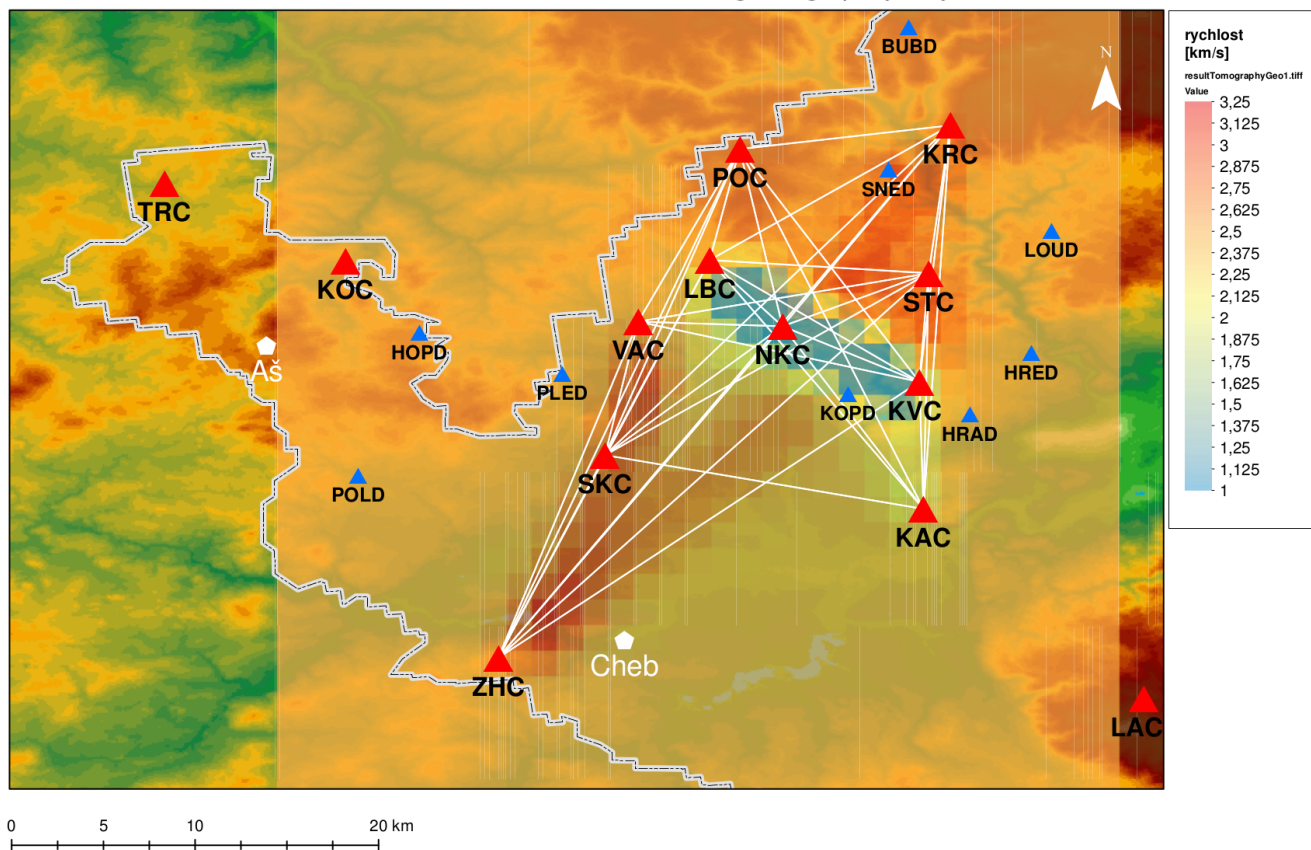
# Kapitola 7

## Diskuze výsledků měření

Interpretaci výsledné tomografie grupových rychlostí je možné provést pouze kvalitativně, neboť úloha tomografie trpí malým počtem seismických stanic v oblasti a velmi úzkým frekvenčním pásmem  $1s \leq T \leq 3s$  a tím pádem omezené možnosti studovat disperzi povrchových vln v korelogramech získaných korelací a několika měsíčním efektivním stackem záznamů mikroseismického šumu. Přesto můžeme ve výsledné mapě grupových rychlostí Loveho vln vysledovat zónu nízkých rychlostí, jež se přibližně kryje s průběhem mariánskolázeňského zlomu, tedy oblastí na jejíž jihozápadní části dosahují klastické sedimenty chebské pánve maximálního zahloubení. Při bližším pohledu na rychlostní mapu můžeme vypořadovat, že zóna nízkých rychlostí se s průběhem mariánskolázeňského zlomu nekryje zcela. Pravděpodobnou příčinou tohoto chování je posun frekvenčního pásma odečtení disperze pro kombinace stanic LBC, NKC, KVC spíše k hranici  $1s$ , kterážto perioda je vzhledem k hloubkovému dosahu citlivější pro mělce položený sedimentární materiál. Dalším důvodem je nedostatečné pokrytí oblasti stanicemi, kdy by doplnění seismických stanic v samotném prostoru chebské pánve pravděpodobně výrazně zlepšilo přesnost v určení pole grupových rychlostí v této oblasti.

Vyšší rychlosti indikované v prostoru chebské pánve mají pravděpodobně příčinu v nedostatečné citlivosti povrchových vln o periodě  $T > 2,5s$  vůči nepřilíš mocným sedimentům (do 200 m) (Pešek et al. 2010) v tomto prostoru.

Interferometrie mikroseismického šumu na síti WEBNET - tomografie grupových rychlostí Loveho vln



Obrázek 7.1: Výsledný rychlostní model grupových rychlostí Loveho vln vypočtený pomocí nástroje Fast Marching Surface Tomography zobrazený přes topografickou mapu oblasti Chebska. Zobrazené spojnice indikují kombinace virtuální zdroj – přijímač, které vstupovaly do tomografického výpočtu. Je třeba zdůraznit, že do výpočtu vstupovaly grupové rychlosti odečtené pro různou periodu, tedy  $T$  v rozsahu  $1s \leq T \leq 3s$ . Proto může být indikované minimum rychlostí v oblasti průběhu mariánskolázeňského zlomu způsobeno poklesem periody Loveho vlny k  $1s$ . Jinými slovy, výsledná hloubka průniku povrchových vln a tím pádem hloubková citlivost modelu není v tomografickém výpočtu sjednocena. Bohužel však nemohly být z důvodu porušení signálu vlivem interference od silných zdrojů šumu provedeny odečty všech korelogramů pro jednu konstantní periodu. Tomografie tak pouze představuje orientační pohled na data z tabulky odečtených grupových rychlostí Loveho vln.

Poznámka: obrázek byl vyhotoven v prostředí ESRI ArcGIS.

# Kapitola 8

## Závěr

V rámci výzkumu byl proveden odečet grupových rychlostí z pozice času maxima kvadrátu obálky korelogramů vzniklých korelací vertikální komponenty vždy pro pár stanic a obdobný odečet na korelogramech vzniklých korelací transverzální komponenty seismogramů horizontálních složek rotovaných do směru spojnice stanic. Korelogramy vertikální komponenty byly interpretovány jako virtuální seismogramy Rayleighových vln, korelogramy transverzální komponenty rotovaných horizontálních složek pak jako seismogramy Loveho vln.

Do výpočtu vstupovaly seismogramy z 10 stanic sítě WEBNET za období červen 2011 – červen 2012. Teoretické maximum počtu měření pro  $n$  stanic je  $(n(n-1))/2$ , tj. v tomto případě 45 měření. Pro případ měření interpretovaného jako seismogramy Rayleighových vln se podařilo uskutečnit 36 odečtů grupové rychlosti. Pro případ měření interpretovaného jako seismogramy Loveho vln bylo úspěšných 39 odečtů grupové rychlosti.

Pro kombinaci stanic ZHC (Zelená Hora) a KRC (Kraslice) byl stanoven průběh disperze Loveho vln na pásmu  $1s \leq T \leq 3s$ .

Pokud jde o splnění podmínek pro nasazení úlohy, můžeme z výsledků měření usoudit, že efektivní délka stacku v řádu několika měsíců je dostatečná k provedení měření vzhledem ke statistickému chování zdrojů. Zároveň byly v rámci analýzy zdrojů šumu za 1. pololetí roku 2012 indikovány, zvláště v zimním období přítomné, dominantní zdroje šumu na periodě  $T$  5s ( $\pm 2s$ ), které jsou vázány na azimuty cca  $300^\circ$  ( $\pm 5^\circ$ ) a  $0^\circ$  ( $\pm 5^\circ$ ). Vliv těchto zdrojů byl pozorován i v korelogramech získaných korelací zpracovaných seismogramů jednotlivých dvojic stanic, kde se projevoval jako maxima korelační funkce v té části korelogramu, jež reprezentuje korelaci vlnového pole příchozího z oblasti s dominantním zdrojem. V letním období roku je vlnové pole na zmíněném pásmu homogennější.

Pokud bychom chtěli učinit závěry z naměřených grupových rychlostí, narážíme na problém, že nebylo možné všechna měření grupové rychlosti povrchových vln odečíst pro stejnou konstantní periodu. Zejména s poklesem mezistaniční (tj. virtuální epicentrální) vzdálenosti dochází na korelogramech jednak k interferenci vlnového pole na určité azimuty vázaných silných zdrojů, zároveň již není pro periodu  $T$  2s a více splněna podmínka dostatečné vzdálenosti pro úspěšné navzorkování povrchové vlny  $2\lambda$  (Bensen et al. 2007). Naopak, pokud bychom chtěli měření sjednotit na kratší periodě (řekněme

$T \sim 1s$ ) narážíme na problém útlumu tohoto signálu v prostředí, kdy již není možné pro efektivní délku stacku v řádu několika měsíců takový slabý signál pro větší epicentrální vzdálenosti ( $D > 5km$ ) v korelogramech bezpečně identifikovat.

Minimum v poli grupových rychlostí, indikované na základě tomografického výpočtu v oblasti sledující mariánskolázeňský zlom, proto musíme interpretovat s ohledem na rozdílnou periodu měření v této oblasti ( $T \sim 1s$ ) oproti ostatním měřením ( $T > 2s$ ).

# Literatura

- Aki, K. (1957): *Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors*. Bull. Earthquake. Res. Inst., vol. 35, s. 415–456.
- Aki, K. – Christoffersson, A. – Husebye, E. S. (1977): *Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere*. J. Geophys. Res., vol. 82, s. 277–296.
- Alexejeva, I. (1991): *Závěrečná zpráva o výsledcích karotážních měření – úkol Pochlovice – lom*. MS Geofond. Praha. FZ 6439.
- Bensen, G. D. – Rotzwoller, M. H. – Barmin, M. P. – Levshin, A. L. – Lin, F. – Moschetti, M. P. – Shapiro, N. M. – Yang, Y. (2007): *Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements*. Geophys. J. Int., vol. 169, s. 1239–1260.
- Beyreuther, M. – Barsch, R. – Krischer, L. – Megies, T. – Behr, Y. – Wassermann, J.: (2010), *ObsPy: A Python Toolbox for Seismology.*, SRL, vol. 81, s. 530–533.
- Blecha, V. – Štemptok, M. – Fischer, T. (2009): *Geological interpretation of gravity profiles through the Karlovy Vary granite massif (Czech Republic)*. Stud. Geophys. Geod., vol. 53, s. 295–314.
- Borradaile, G. (2003): *Statistics of earth science data*. Springer–Verlag., s. 351.
- Brenguier, F. – Camplillo, M. – Hadziioannou, C. – Shapiro, N. M. – Nadeau, R. M. – Larose, E. (2008): *Postseismic Relaxation Along the San Andreas Fault at Parkfield from Continuous Seismological Observations*. Science., vol. 321, s. 1478–1481.
- Crosson, R. S. (1976): *Crustal structure modeling of earthquake data, 1, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters*. J. Geophys. Res., vol. 81, s. 3036–3046.
- Dragoset, B. (2005): *A historical reflection on reflections*. Leading Edge (SEG), vol. 24, s. 46–71.
- Fischer, T – Horálek, J. – Michálek, J. – Boušková, A. (2010) *The 2008 West Bohemia earthquake swarm in the light of the WEBNET network*. J. Seismol., vol. 14, s. 665–682.



- Geissler, W. – Plenefisch, T. – Kind, R. – Klinge, K. – Kämpf, H. – Boušková, A. – Nehybka, V. – Skácelová, Z. – Jacob, B. (2000): *The Moho structure in the western Eger Rift a receiver function experiment*. Stud. Geophys. Geod., vol. 44, s. 188–194.
- Gögen, K. – Wagner, G. A. (2000): *Alpha-recoil track dating of Quarternary volcanoes*. Chem. Geol., vol. 166, s. 127–137.
- Gouédard, P. – Stehly, L. – Brenguier, F. – Campillo, M. – Colin de Verdière, Y. – Larose, E. – Margerin, L. – Roux, P. – Sánchez-Sezma, F. J. – Shapiro, N. M. – Weaver, R. L. (2008): *Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications*. Geophys. prosp., vol. 56, s. 375–393.
- Horálek, J. – Fischer, T. – Boušková, A. – Jedlička, P. (2000): *The Western Bohemia/Vogtland region in the light of the WEBNET network*. Stud. Geophys. Geod., vol. 44, s. 107–125.
- Horálek, J. – Fischer, T. – Mrlina, J. – Boušková, A. (2004): *Západní Čechy – přírodní geodynamická laboratoř*. – Čs. Čas. Fyz., vol. 54, s. 258–263.
- Hsu, M. K. – Sheu, J. C. – Hsue, C. (2011): *Overcoming the negative frequencies – instantaneous frequency and amplitude estimation using osculating circle method*. Journal of Marine Science and Technology., vol. 19, s. 514–521.
- Cháb, J. – Stráník, Z. – Eliáš, M. (2007): *Geologická mapa ČR 1: 500 000*. Čes. geol. služba. Praha. . Dostupný z WWW: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>. Page updated 10-10-2013 [cit. 10. října 2013]
- Chevrot, S. – Sylvander, M. – Benahmed, S. – Ponsolles, C. – Lefèvre, J. M. – Paradis, D. (2007): *Source locations of secondary microseisms in western Europe: evidence for both costal and pelagic sources*. J. Geophys. Res., vol. 112., s. B11301–B11320.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2011): *Geologická minulost České republiky*. Academia Praha, s. 436.
- Irovská, J. (2000): *Přínos karotáže při výzkumu chebské pánve a okolí*. – MS Přírodov. fak. Univ. Karlovy v Praze.
- Kolářová, M. (1965): *Hydrogeologie chebské pánve*. – Sbor. geol. věd., Hydrogeol. inž. Geol., s. 7–101.
- Korn, M. – Funke, S. – Wendt, S. (2008): *Seismicity and seismotectonics of West Saxony, Germany – new insights from recent seismicity observed with the Saxonian seismic network*. Stud. Geophys. Geod., vol. 52, s. 479–492.
- Kvasnička, M. (1997): *4000 let seismologie (Hledání kořenů jedné vědecké disciplíny)*. Pokroky matematiky, fyziky a astronomie. vol. 42, s. 324–331.
- Lobkis, O. I. – Weaver, R. I. (2001): *On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse fields*. The Journal of the Acoustical Society of America., vol. 110, s. 3011–3017.

- Nolet, G. (2008): *A breviary of seismic tomography: imaging the interior of the Earth & Sun*. Cambridge University Press, 360 s.
- Novotný, M. – Špičák, A. – Weinlich, F. H. (2013): *Structural preconditions of West Bohemia earthquake swarms*. *Surv. Geophys.*, vol. 34, s. 491–519.
- Nowack, R. L. (2010): *Seismic interferometry and estimation of the Green's function using Gaussian beams*. *Earthq. Sci.*, vol. 23., s. 417–424.
- Obr, F. (1977): *Exogenní U-Fe Mineralizace v chebské pánvi*. *Čas. Mineral. Geol.*, vol. 22, s. 395–400.
- Pazdera, A. (1978): *Závěrečná zpráva chebská pánev – plynové poměry*. MS Geoin-dustria. Praha.
- Pešek, J. (2010): *Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky*. Česká geolo-gická služba, s. 438.
- Procházková, P. (2010): *Metodika zpracování makroseismických dat a její aplikace na západočeský seismický roj 2008*. – MS Mat. fyz. fak. Univ. Karlovy v Praze.
- Rawlinson, N. – Sambridge, M. (2005). *The fast marching method: An effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media.*, *Explor. Geophys.*, vol. 36., s. 341–350. Dostupný z WWW: <<http://rses.anu.edu.au/~nick>>. Page updated 04-04-2014 [cit. 12. dubna 2014]
- Rektorys, K. (2000): *Přehled užití matematiky I*, Prometheus., Praha., s. 720.
- Rost, S. – Thomas, Ch. (2002): *Array seismology: methods and applications. Reviews of Geophysics.*, vol. 40., s. 1008–1032.
- Růžek, B. – Hrubcová, P. – Novotný, M. – Špičák, A. – Karousová, O. (2007): *Inversion of travel times observed during active seismic refraction experiments CELEBRATION 2000, ALP 2002 and SUDETS 2003*. *Stud. Geophy. Geod.*, vol. 51, s. 141–164.
- Schuster, G. T. (2009): *Seismic interferometry*. Cambridge Press., s. 260.
- Shearer, P. M. (2009): *Introduction to seismology*. Cambridge Press., s. 396.
- Šantrůček, P. – Václ, J. – Zikmund, J. (1962): *Geologické podklady pro řešení ochranných pásem lázní Karlovy Vary*. – MS Ústř. Úst. geol. Praha.
- Václ, J. et al. (1977): *Závěrečná zpráva úkolů Františkolázeňská pánev, Oldřichovsko-pochlovická pánev*. – MS Geoin-dustria. Praha.
- Vasconcelos, I. – Snieder, R. – Hornby, B. (2008): *Imaging internal multiples from subsalt VSP data — Examples of target-oriented interferometry*. *Geophys.*, vol. 73., s. 157–167.

Wapenaar, K. – Fokkema, J. (2006): *Green's function representations for seismic interferometry*. Geophys., vol. 71., s. SI33–SI46.

Weinlich, F. H. – Bauer, K. – Kampf, H – Strauch, G. – Tesař, J. – Weise, S. (1999): *An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger Rift, Central Europe: gas flux, isotopic (He, C and N) and compositional fingerprints*. Geochim. Cosmochim. Acta., vol. 63, s. 3653–3671.