

**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Oskar Vaško**

Instalace seismografu a komplexní analýza naměřených dat  
Seismograph installation and complex analysis of recorded data

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Tomáš Fischer, Ph.D.  
Konzultant bakalářské práce: Mgr. Josef Vlček

Praha, 2013

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 5. 8. 2013

Oskar Vaško

## Abstrakt

Tato práce se zabývá sestavením školního seismografu a všeobecnou analýzou naměřených dat. V první části práce byl sestaven seismometr typu „garden gate“. Jedná se o kyvadlový setrvačný seismometr umožňující zaznamenat horizontální složku seismického signálu. Hlavní náplní analýzy zachyceného signálu je zpracování seismického neklidu budovy Geologické sekce v Praze-Albertově, čímž je umožněno rozeznat některé vlastní frekvence, jež dokumentují náchylnost budovy podléhat seismickým vlivům. Doplňkově jsou též identifikována zachycená zemětřesení. Během analýzy seismického šumu byla objevena souvislost rozeznávaných vlastních frekvencí s venkovní teplotou, kdy je s rostoucí průměrnou denní teplotou pozorováno zvýšení vlastních frekvencí.

## **Abstract**

This thesis deals with assembly of a school seismograph and a common analysis of recorded data. A garden-gate type seismometer was assembled within the first part of my thesis. The pendulum construction of the seismometer enables recording of a horizontal component of seismic signal. The data analysis involves mainly processing of seismic noise in the building of Geologic Section of Faculty of Science in Prague - Albertov. Several eigenfrequencies of the building, which indicate the liability of the construction to be affected by ground motions, were found. As a supplement few recorded earthquakes were identified. The seismic noise analysis led to a finding of a relation between eigenfrequency variation and outdoor temperature in the form of a positive correlation between daily temperature average and eigenfrequency.

# Obsah

<b>1. Úvod</b> .....	6
1.1 SEP Seismometer System .....	6
1.2 Náplň a cíle práce.....	6
<b>2. Seismologie jako vědní obor</b> .....	7
<b>3. SEP Seismometr: konstrukce a záznam signálu</b> .....	7
3.1 Tlumený harmonický oscilátor.....	7
3.2 SEP Seismometr jako kyvadlo typu „garden gate“.....	10
3.3 Tlumení systému.....	12
3.4 Záznam seismického signálu.....	13
3.4.1 Vzorkování.....	14
3.4.2 Digitální konverze .....	16
<b>4. Zpracování seismického signálu</b> .....	18
4.1 Identifikace zemětřesení .....	18
4.1.1 Seismické vlny.....	18
4.1.2 Analýza vybraných zemětřesení .....	20
4.2 Časově-frekvenční analýza seismického šumu v budově .....	21
4.2.1 Seismický šum.....	21
4.2.2 Fourierova analýza.....	22
4.2.3 Spektrální analýza .....	26
4.2.4 Vyhodnocení a výsledky.....	27
<b>5. Závěr</b> .....	35
<b>Seznam použité literatury</b> .....	36
<b>Přílohy</b> .....	38

# 1. Úvod

## 1.1 SEP Seismometer System

V říjnu roku 2012 byl Oddělením užití geofyziky Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze zakoupen seismograf SEP Seismometer System. Ač se jedná o poměrně jednoduchý přístroj, navržený více pro demonstrační účely než pro precizní měření, při správné instalaci a vhodných podmínkách je možno zaznamenat a blíže analyzovat řadu vzdálených seismických projevů.

V roce 1967 byla Davidem Sansburym založena nadace Gatsby, která v současné době působí v širokém spektru odvětví lidské činnosti. Jedním ze vzdělávacích projektů je Science Enhancement Programme (SEP), vytvořený v roce 1998 za účelem vývoje inovativních, cenově dostupných prostředků pro obohacení vědeckého vzdělání (<http://www.gatsby.org.uk/>).

SEP Seismometer System (Příloha č. 1) je elektromagnetický setrvačný seismometr, vyvinutý v rámci vzdělávacího projektu Science Enhancement Programme, ve spolupráci s organizacemi British Geological Survey (BGS) a Middlesex University Teaching Resources (MUTR). Na návrhu a vývoji se podíleli Paul Denton, Stuart Bullen, Chris Chapman, John Cave a Joseph Birks v rámci projektu Innovations in Practical Work, vedeném Richardem Boohanem (Denton, 2007).

## 1.2 Náplň a cíle práce

Seismometr byl nainstalován v prostorách nově zrekonstruovaného geofyzikálního oddělení v Praze-Albertově. Na úvod je třeba konstatovat, že improvizovaná seismická stanice Albertov je stále ve vývoji. Vzhledem k demonstračním účelům byl seismograf umístěn na částečně veřejném místě, čemuž bylo přizpůsobeno mnoho atributů, které se zdaleka neslučují s požadavky pro maximálně přesný chod přístroje.

Vedlejší, avšak podstatnou částí bakalářské práce je tedy údržba stanice, doprovázená popularizací seismologie, při snaze zachovat co nejideálnější podmínky pro korektní měření.

Hlavní náplní bakalářské práce je bližší popis seismometru, zpracování a vyhodnocení příchozího seismického signálu. Jedná se především o časově-frekvenční analýzu okolního seismického šumu, doplnkově jsou též identifikována některá zachycená význačná zemětřesení. Veškerému zpracování dat předchází jak mechanické sestavení a instalace přístroje, tak konfigurace a správa prostřednictvím softwaru AmaSeis.

## 2. Seismologie jako vědní obor

Seismologie je geofyzikální vědní obor, jehož náplní je studium vzniku a šíření seismických vln. Ačkoliv je seismologie základním nástrojem pro vyšetřování strukturních vlastností Země, pro výzkum vzniku seismických vln je často označována za vědu zabývající se studiem zemětřesení (Stein a Wysession, 2003).

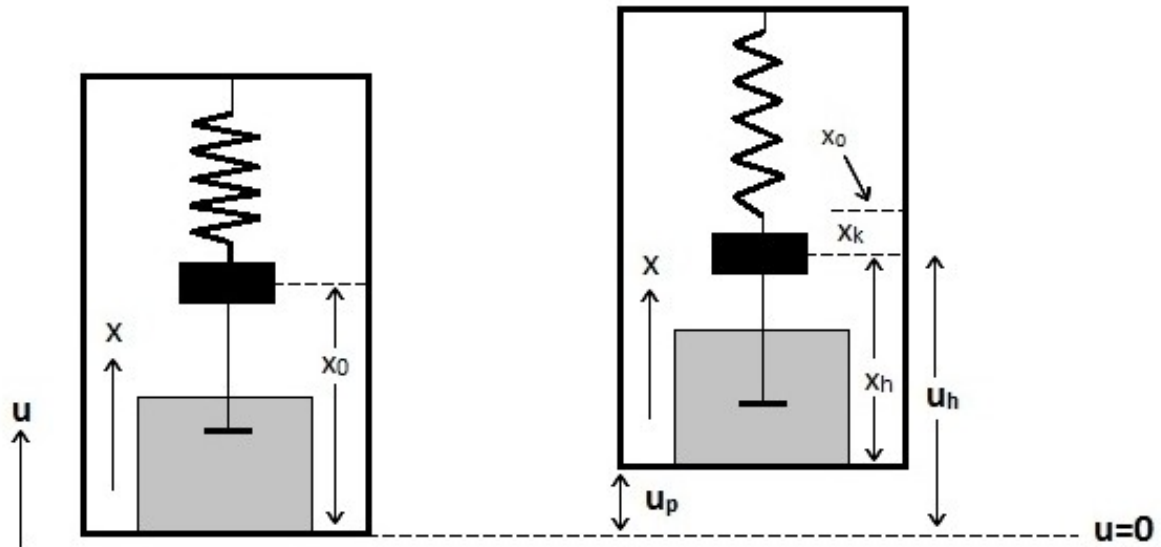
Dle současných poznatků dochází v zemské kůře a v oblasti svrchního pláště k rozsáhlým pohybům horninových celků, vyvolaných působením různých druhů sil a dynamických procesů, kterými mohou být gravitace, izostatické síly, konvekční proudy a mnoho dalších. Pokud jsou horniny dlouhodobě vystaveny působení těchto sil, dostávají se složitých napěťových stavů, které mohou v případě překonání meze pevnosti horninového materiálu vést k uvolnění mechanické energie, což se projeví jevem zemětřesení (Mareš, 1996). Dle Zahradníka (2005) jsou zemětřesení a příbuzné jevy souhrnně zapříčiněny vším, co budí seismické vlny a způsobuje kmitavé pohyby. Může tak jít též o meteorologické jevy, nárazy těles, exploze, důlní otřesy a řadu jiných jevů.

Uvolněná mechanická energie se v podobě seismických vln šíří prostředím v závislosti na řadě parametrů. Seismické vlny, o kterých blíže pojednává kapitola 4.1.1, tak nesou informaci o fyzikálních vlastnostech podloží a s nimi spjatých tektonických procesech, parametry zemětřesení vypovídají o napěťovém poli a pohybech litosférických desek. Proto nám seismické vlny výrazně umožňují nahlédnout do neprůhledného zemského nitra, ať už v rámci globálního, regionálního či lokálního měřítka (Zahradník, 2005).

## 3. SEP Seismometr: konstrukce a záznam signálu

### 3.1 Tlumený harmonický oscilátor

Abychom porozuměli, jak je seismický signál zaznamenán a modifikován prostřednictvím seismometru a pro pochopení závislosti výstupního signálu na pohybu půdy, zavádíme pohybovou rovnici, k jejímuž odvození poslouží jednoduchý model tlumeného vertikálního oscilátoru, znázorněného na obr. 1 (Scherbaum, 2001). Kostru tohoto oscilátoru tvoří tři základní části: setrvačná hmota, pružina a tlumicí prvek. Setrvačná hmota je pomocí pružiny spjata se základovým rámem, který je společně s tlumicím prvkem připevněn k podložní půdě. Časovou závislost polohy setrvačné hmoty vzhledem k základovému rámu označíme  $x_k(t)$ . Analogicky lze  $\dot{x}_k(t)$  a  $\ddot{x}_k(t)$  označit jako rychlost a zrychlení setrvačné hmoty vzhledem k rámu, zatímco  $u_h(t)$  představuje její polohu vzhledem k inerciální soustavě.



Obr. 1: Model tlumeného vertikálního oscilátoru podle Scherbauma (2001).

Dle principu superpozice je výsledná síla působící na těleso vektorovým součtem všech dílčích sil působících na toto těleso. Pohyb setrvačné hmoty je tak řízen součtem následujících sil (Scherbaum, 2001):

- **Setrvačná síla** – Velikost setrvačné síly dle druhého Newtonova zákona přímo úměrně závisí na zrychlení setrvačné hmoty o hmotnosti  $m$ . Ta má při pohybu půdy směrem vzhůru tendenci setrvat na svém původním místě, je tak zřejmé, že je směr této síly opačný vzhledem k pohybu rámu.

$$f_s = -m\ddot{u}_h(t)$$

- **Síla pružiny** – Síla vyvolaná pružinou, jestliže je setrvačná hmota vychýlena z klidové polohy  $x_0$ . Její velikost je přímo úměrná vzdálenosti od klidové polohy  $x_k = x_h - x_0$ . Této síle přísluší též záporné znaménko, jelikož je opačná vzhledem k posunutí  $x_k$ .

$$F_{pr} = -kx_k(t),$$

kde konstantu  $k$  nazveme tuhostí pružiny (Halliday, Resnick a Walker, 1997).



- **Třecí síla** – Poslední síla působící na setrvačnou hmotu. Je přímo úměrná rychlosti  $\dot{x}_h(t)$ , kterou se setrvačná hmota pohybuje vzhledem k tlumicímu prvku. Třecí síla je zodpovědná za brždění setrvačné hmoty, směřuje tak opačným směrem než směr rychlosti. Konstantu  $D$  označíme jako koeficient tření.

$$F_t = -D\dot{x}_h(t).$$

Ve stavu rovnováhy na těleso nepůsobí žádná vnější síla, součet všech působících sil tak musí být nulový. Takto můžeme dle Scherbauma (2001) položit základy a následně odvodit pohybovou rovnici seismometru:

$$-m\ddot{u}_h(t) - D\dot{x}_h(t) - kx_k(t) = 0.$$

Jestliže  $u_h(t) = u_p(t) + x_h(t)$ , rozšíříme rovnici do tvaru

$$-m(\ddot{u}_p(t) + \ddot{x}_h(t)) - D\dot{x}_h(t) - kx_k(t) = 0.$$

Při rovnosti  $\dot{x}_h(t) = \dot{x}_k(t)$  a  $\ddot{x}_h(t) = \ddot{x}_k(t)$  můžeme předchozí vztah přepsat do podoby

$$m\ddot{x}_k(t) + D\dot{x}_k(t) + kx_k(t) = -m\ddot{u}_p(t),$$

po vydělení konstantou  $m$  již získáváme pohybovou rovnici seismometru

$$\ddot{x}_k(t) + \frac{D}{m}\dot{x}_k(t) + \frac{k}{m}x_k(t) = -\ddot{u}_p(t).$$

Při užití vztahů  $\omega_0^2 = \frac{k}{m}$  a  $2\varepsilon = \frac{D}{m}$  přepíšeme tuto rovnici do následující podoby:

$$\ddot{x}_k(t) + 2\varepsilon\dot{x}_k(t) + \omega_0^2x_k(t) = -\ddot{u}_p(t), \quad (1)$$

kde  $\omega_0$  představuje přirozenou frekvenci seismometru,  $h = \frac{\varepsilon}{\omega_0}$  nazveme konstantou útlumu.

Z pohybové rovnice lze odvodit dvě důležité charakteristiky seismometru (Scherbaum, 2001):

- 1) V případě rychlých pohybů setrvačné hmoty bude zrychlení dominantní vzhledem k rychlosti a posunutí. Můžeme se tak omezit na vztah

$$\ddot{x}_k(t) \approx -\ddot{u}_p(t),$$

ze kterého zpětnou integrací docílíme závěru, že seismometr měří posunutí půdy.

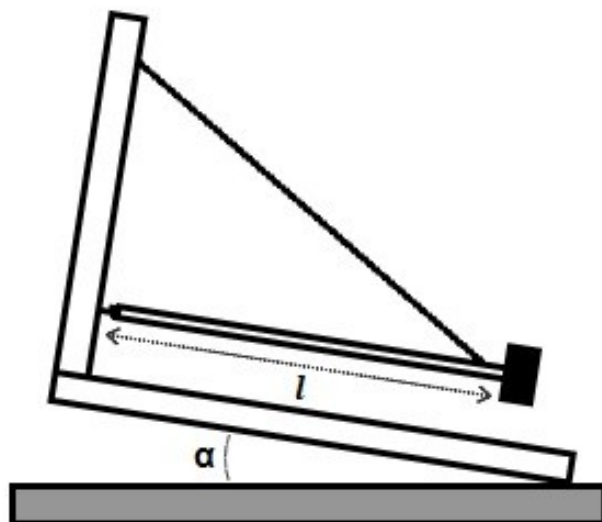
- 2) Při pomalých pohybech setrvačné hmoty se hodnoty zrychlení  $\ddot{x}_k$  a rychlosti  $\dot{x}_k$  stávají zanedbatelnými,  $x_k$  tak dominuje levé straně pohybové rovnice a seismometr měří zrychlení půdy  $\ddot{u}_p$ :

$$x_k(t) \approx -\ddot{u}_p(t).$$

### 3.2 SEP Seismometr jako kyvadlo typu „garden gate“

Soustava setrvačná hmota – pružina vhodně posloužila matematickému popisu seismometru, dle Bormanna (2002) však zdaleka takto nevyhovuje praktickému užití. Pokud uvažujeme jednosložkový seismický senzor, zavěšení musí potlačit pět ze šesti stupňů volnosti setrvačné hmoty (tři translační a tři rotační) při maximálním zachování volného pohybu hmoty v požadovaném směru. Řada starších přístrojů umožňovala pohyb jedné setrvačné hmoty ve třech směrech, měřený pomocí třísložkového senzoru (Bormann, 2002). Již z označení hmoty jako setrvačné však vyplývá, že naším zájmem je zachovat její polohu vzhledem k inerciální soustavě neměnnou. Jestliže pružina navrací setrvačnou hmotu do své původní polohy vzhledem k základovému rámu, hovoříme o vratné síle pružiny (Scherbaum, 2001). V případě třísložkového senzoru je však obtížné minimalizovat vratnou sílu a potlačit nežádoucí rotace setrvačné hmoty. Proto jsou moderní třísložkové seismometry navrženy s oddělenými mechanickými senzory, pro každou osu pohybu zvlášť. Zároveň je u většiny současných seismometrů upřednostněno zavěšení kyvadlového typu, kdy je přímočarý pohyb setrvačné hmoty nahrazen pohybem kolem rotační osy. Nejjednodušším příkladem takového kyvadla je soustava hmoty zavěšené na lanku, nazývaná též Foucaultovo kyvadlo (Bormann, 2002).

V případě SEP Seismometru je z praktických důvodů využito odlišného způsobu zavěšení. Jedná se o tzv. „garden gate“ systém (obr. 2).



**Obr. 2:** „Garden gate“ systém. Velikost úhlu  $\alpha$  lze v případě SEP seismometru měnit pomocí aretačního šroubu.

Tato konstrukce umožňuje pohyb mosazné setrvačné hmoty ze strany na stranu prostřednictvím závěsného ramena, volně spjatého se základovým hliníkovým rámem. Hlavní výhodou tohoto řešení je umožnění dlouhé vlastní frekvence kyvadla při zachování přijatelných rozměrů. V Dentonově instruktážním manuálu (2007) je přehledně srovnáno, že jednoduchému (Foucaultovu) kyvadlu délky  $l$  odpovídá vlastní perioda

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}, \quad (2)$$

kde  $g$  je gravitační zrychlení, zatímco systém „garden gate“ charakterizuje vztah

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g \sin \alpha}}. \quad (3)$$

Přirozenou vlastností oscilátorů je citlivost na signály v okolí jejich přirozených frekvencí. Typické hodnoty frekvence povrchových vln se pohybují v oblasti 0.05–0.1 Hz, čemuž odpovídá perioda 10–20 sekund. Ze vztahu (2) vyplývá, že pro dosažení vlastní periody 20 sekund jednoduchým kyvadlem je potřeba délka závěsu přibližně 100 metrů. Při rozměrech SEP seismometru (zhruba 0.5 m) je dosažení stejné vlastní periody dle vztahu (3) umožněno pouhým nastavením úhlu  $\alpha$  na přibližnou hodnotu 0.3 stupně (Denton, 2007).

Výslednou podobu zachyceného signálu však může negativně ovlivnit několik faktorů. Nevýhodou SEP seismometru je vysoká citlivost na vzdušné proudy. Pro eliminaci takto vzniklého šumu je nutné zařízení vhodně izolovat od okolního prostředí. Pro zachování viditelnosti přístroje byl zvolen kryt v podobě skleněného akvária, od podložní desky oddělen pryžovou páskou. Setrvačná hmota má též při pohybu půdy tendenci následovat pohyb rámu, což se projevuje jako vznik nežádoucích oscilací v seismickém záznamu. Pro řešení tohoto problému musí být každý setrvačný seismometr vhodně zatlumen.

### 3.3 Tlumení systému

Stav zatlumení harmonického oscilátoru můžeme popsat řešením pohybové rovnice (1). Při známém vychýlení setrvačné hmoty z klidové polohy a předpokladu, že je posunutí, analogicky i zrychlení půdy  $\ddot{u}_p(t)$  rovné nule, získáváme homogenní diferenciální rovnici druhého řádu

$$\ddot{x}_k(t) + 2\varepsilon\dot{x}_k(t) + \omega_0^2 x_k(t) = 0, \quad (4)$$

jejíž řešení nabývá různých podob v závislosti na hodnotách  $\varepsilon$  a  $\omega_0$  (Scherbaum, 2001):

**1) Podtlumený stav, kdy  $\omega_0 > \varepsilon$  :**

$$x_k(t) = \frac{x_{k0}}{\cos \phi} e^{-\varepsilon t} \cos(\omega t - \phi),$$

kde  $x_{k0} = x_k(0)$  symbolizuje počáteční vychýlení setrvačné hmoty vzhledem k základovému rámu,  $\phi = \arcsin\left(\frac{\varepsilon}{\omega_0}\right)$  a  $\omega = \sqrt{\omega_0^2 - \varepsilon^2}$ . V tomto případě seismometr osciluje s periodou

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{2\pi}{\omega_0 \sqrt{1 - \varepsilon^2/\omega_0^2}} = \frac{T_0}{\sqrt{1 - h^2}},$$

která je při hodnotě konstanty útlumu  $h < 1$  vždy vyšší než netlumená přirozená perioda  $T_0$ .

**2) Kriticky tlumený stav, kdy  $\omega_0 = \varepsilon$  :**

$$x_k(t) = x_{k0}(\varepsilon t + 1)e^{-\varepsilon t}$$

Klesající exponenciální funkce dokládá, že se setrvačná hmota po vychýlení vrátí do své rovnovážné polohy bez překmitu. Jedná se o minimální intenzitu tlumení, při které setrvačná hmota nebude oscilovat.

**3) Přetlumený stav, kdy  $\omega_0 < \varepsilon$  :**

$$x_k(t) = A_1 e^{-(\varepsilon - \sqrt{\varepsilon^2 - \omega_0^2})t} + A_2 e^{-(\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 - \omega_0^2})t}$$

V tomto případě řešení rovnice (4) získalo podobu  $x_k(t) = A_1 e^{-c_1 t} + A_2 e^{-c_2 t}$  s reálnými kladnými koeficienty  $c_1$  a  $c_2$ . Jedná se též o klesající exponenciální funkci, periodický pohyb oscilátoru bude potlačen.

Tlumení je v případě SEP seismometru realizováno pomocí hliníkové destičky připojené k pohyblivému závěsu, která se pohybuje v magnetické kleci spojené s rámem seismometru. Takto uvnitř destičky vznikají vířivé proudy, které generují sekundární magnetické pole s opačnou polaritou vzhledem k poli primárnímu. Korekce intenzity tlumení je umožněna změnou polohy magnetické klece podél základového rámu.

### 3.4 Záznam seismického signálu

Instalace samostatného seismometru by byla bez příslušného záznamového zařízení bezpředmětná. Moderní seismograf se skládá ze seismometru s patřičnými elektronickými obvody a z analogového či digitálního záznamového zařízení. Záznam seismografu se nazývá seismogram (Plešinger, 2008).

Zatímco analogový seismogram je záznam v podobě souvislé stopy, např. na papírovém pásu (Plešinger, 2008), moderním digitálním seismogramem rozumíme sekvenci čísel, kterou zpravidla obdržíme z kontinuálního výstupního napětí produkovaného seismickým senzorem. Příchozí signál proto musíme nechat projít procesem zvaným vzorkování a konverzí z analogové do digitální oblasti (Scherbaum, 2001).

### 3.4.1 Vzorkování

Pro přeměnu pohybu  $x(t)$  na kontinuální elektrický signál se v nejjednodušších případech používá elektrodynamický měnič v podobě cívky pohybující se uvnitř pólů permanentního magnetu. Výstupní napětí je úměrné rychlosti relativního pohybu mezi cívkou a magnetem (Plešinger, 2008):

$$e(t) = -G\dot{x}(t),$$

kde konstantu úměrnosti  $G$  nazýváme elektrodynamickou konstantou.

SEP seismometr umožňuje dva ekvivalentní způsoby sestavení:

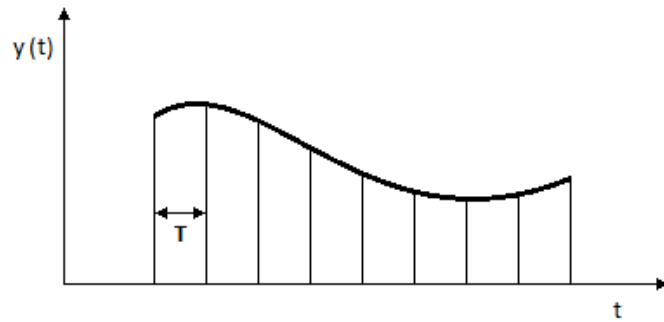
- 1) Cívka je pevně spjatá se základovým rámem a kopíruje pohyb půdy, zatímco je magnetická klec společně se setrvačnou hmotou připevněna k závěsnému ramenu.
- 2) Opačné sestavení, kdy je se závěsným ramenem spjata cívka a magnetická klec následuje pohyb půdy.

V případě stanice Albertov preferujeme první způsob zapojení, kdy se připevnění z cívky vystupujícího kabelu k bázi seismometru jeví mnohem praktičtěji.

Proces vzorkování, schematicky znázorněn na obr. 3, představuje sběr diskrétních vzorků z kontinuálních výstupních dat seismického senzoru. Vertikální šipky znázorňují jednotlivé časy odběrů diskrétních vzorků, intervaly  $T$  mezi jednotlivými odběry zůstávají konstantní. Hovoříme tak o ekvidistanční diskretizaci, kdy

$$f_s = \frac{1}{T}$$

nazveme vzorkovací frekvencí (Scherbaum, 2001).



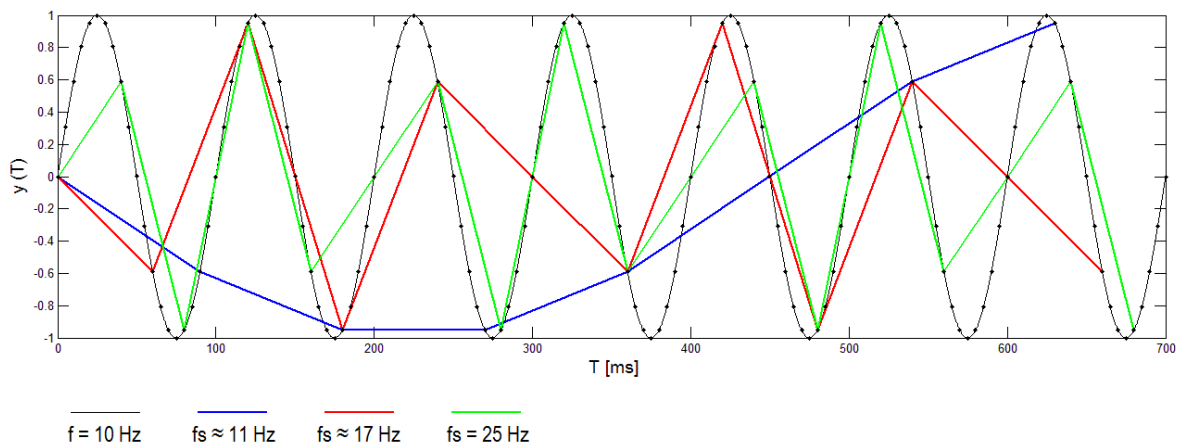
**Obr. 3:** Proces vzorkování:  $T$ -periodický odběr diskrétních vzorků kontinuálního časového signálu.

Vhodné zvolení vzorkovací frekvence je základním požadavkem pro správnou interpretaci příchozího signálu. Scherbaum (2001) tuto hodnotu popisuje prostřednictvím vzorkovacího teorému:

- *Kontinuální časový signál nesmí při zvolené vzorkovací frekvenci  $f_s$  obsahovat energie s frekvencí rovnou nebo přesahující  $f_s/2$ . Hodnotu  $f_s/2$  nazýváme **Nyquistova frekvence**. Složky signálu nad Nyquistovou frekvencí budou zobrazeny jako falešné, tzv. **alias frekvence**. Tento nežádoucí efekt nazýváme **alias efekt**.*

Abychom předešli vzniku těchto nechtěných frekvencí, využíváme tzv. *anti-alias filtr*, který jako filtr typu dolní propust odebere všechny frekvence nad Nyquistovou frekvencí.

Hodnota vzorkovací frekvence digitálního převodníku dodávaného jako součást SEP seismometru je 20 Hz. Přístroj tak umožňuje korektně zaznamenat signál o frekvenci maximálně 10 Hz. Pro primární účel, záznam dlouhoperiodických povrchových seismických vln, je však tato frekvence plně dostačující.

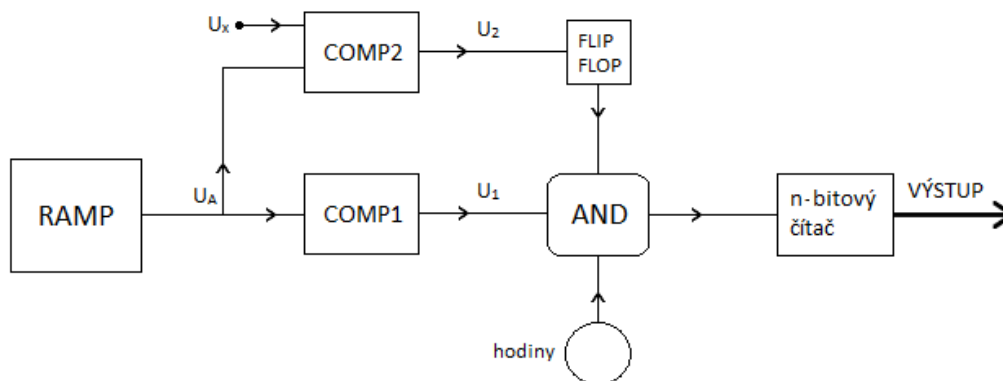


**Obr. 4:** Příklad vzniku alias frekvence. Dle vzorkovacího teorému je pro správnou interpretaci vstupní frekvence 10 Hz třeba vzorkovací frekvence vyšší než 20 Hz. Frekvence znázorněné modrou a červenou křivkou proto viditelně mapují původní signál falešně.

### 3.4.2 Digitální konverze

Zatímco vzorkovací proces rozloží spojitý signál na sekvenci amplitud v jednotlivých vzorkovacích časech, po procesu digitální konverze se tyto „analogové amplitudy“ stávají sekvencí čísel. Tento proces je zprostředkován elektronickým převodníkem, nazývaným *analogově-digitální převodník* (A/D převodník, v angličtině též ADC).

Základní komponenty A/D převodníku jsou zobrazeny na schematicém obrázku 5. Naším cílem je přeměna vstupního napětí  $U_x$  do podoby diskrétní, digitální hodnoty. Předpokládáme, že napětí  $U_x$  během času potřebného pro konverzi zůstává konstantní. Ta začíná sepnutím analogového ramp generátoru, který začne produkovat lineárně rostoucí napětí  $U_A$ . Myšlenkou celého procesu je určení času, který potřebuje ramp generátor, aby vyprodukoval napětí rovné vstupnímu napětí  $U_x$ . Tento čas je reprezentován počtem impulzů propuštěných logickým elementem AND. K propuštění impulzu dochází pouze tehdy, pokud jsou hodnoty bistabilního „FLIP FLOP“ oscilátoru, hodin a napětí  $U_1$  rovné „1“. Jakmile napětí  $U_A$  dosáhne hodnoty 0 V, comparator COMP1 nastaví hodnotu napětí  $U_1$  na „1“. Jestliže počáteční hodnota FLIP FLOP elementu je „1“ a hodiny tuto hodnotu nastavují v pravidelných časových jednotkách, logický element AND může právě v těchto intervalech vysílat impulzy, vedené směrem k čítači impulzů (COUNTER). Comparator COMP2 kontinuálně porovnává napětí  $U_A$  se vstupním napětím  $U_x$ . Jakmile napětí  $U_A$  dosáhne či překročí hodnotu napětí  $U_x$ , COMP 2 nastaví hodnotu  $U_2$  na „1“, což přepne hodnotu FLIP FLOP elementu na „0“. Logický element tak přestane vysílat impulzy čítači a proces konverze končí (Scherbaum, 2001).



**Obr. 5:** Schematické znázornění principu A/D převodníku.

Čítač impulzů využívá binárního kódování, kdy každý z konečného počtu bitů nabývá hodnot  $d_i$  1 nebo 0:



$$x_{(2)} = \sum_{i=0}^n d_i^{(2)} \cdot 2^i,$$

kde první člen sumace  $d_i^{(2)} \cdot 2^0$  nazveme nejméně význačným bitem LSB (least significant bit), zatímco poslední člen  $d_i^{(2)} \cdot 2^n$  označíme jako nejvýznačnější bit MSB (most significant bit).

Vstupní kontinuální napětí je tedy v rámci celého rozsahu napětí A/D převodníku rozděleno na diskrétní hodnoty mezi 0 a  $2^n$ . Nejmenší možnou změnu napětí, která odpovídá změně nejméně význačného bitu čítače a tedy i způsobí změnu výstupní hodnoty A/D převodníku, nazveme *LSB hodnotou*. Tato hodnota určuje rozlišení převodníku a je dána vztahem (Scherbaum, 2001)

$$LSB \text{ hodnota} = \frac{\text{celkový rozsah napětí}}{2^n}.$$

Pro ilustraci, tříbitový A/D převodník s celkovým rozsahem vstupního napětí 10 V by mohl zaznamenat maximální hodnotu  $1 \cdot 2^0 + 1 \cdot 2^1 + 1 \cdot 2^2 = 2^3 - 1 = 7$ . Analogicky, n-bitový čítač umožňuje zaznamenat celočíselné hodnoty mezi 0 a  $2^n - 1$ , jinými slovy  $2^n$  výstupních hodnot. Hodnoty nejméně a nejvíce význačného bitu by tedy v tomto případě byly 1, resp.  $2^n - 1$ , LSB hodnotě by odpovídalo  $10 / (2^n - 1)$  V.

Vedle LSB hodnoty je dalším ukazatelem kvality A/D převodníku jeho *dynamický rozsah* (Scherbaum, 2001). Ten je určen jako podíl mezi nejvyšší a nejnižší amplitudou, která může být přístrojem změřena. Dynamický rozsah je běžně vyjádřen v decibelech:

$$D = 20 \log_{10} \left( \frac{A_{max}}{A_{min}} \right).$$

Uvažujeme-li, že n-bitový převodník je schopen vstupní napětí reprezentovat maximální hodnotou  $2^n - 1$ , můžeme dynamický rozsah vyjádřit vztahem

$$D = 20 \log_{10}(2^n - 1) \approx n \cdot 20 \log_{10}(2) \approx n \cdot 6,$$

kde hodnotě 1 bitu odpovídá přibližně 6 dB.

K SEP seismometru je dodáván 16bitový A/D převodník, jež je schopen zaznamenat  $2^{16}$  hodnot.

## 4. Zpracování seismického signálu

### 4.1 Identifikace zemětřesení

#### 4.1.1 Seismické vlny

Pomineme-li stojaté seismické vlny, představující volné oscilace Země, rozlišujeme dle prostorové distribuce energie seismické vlny *objemové* a *povrchové*.

Objemové vlny se mohou šířit uvnitř daného prostředí, příkladem mohou být akustické vlny ve vzduchu či elektromagnetické vlny ve vakuu. Dle teorie elasticity rozlišujeme dva základní druhy objemových seismických vln (Novotný, 1999):

- 1) *Podélné vlny*, v seismologii nazývané též P-vlny (primary waves), jelikož se vzhledem k jejich rychlosti šíření jedná o první příchozí vlnu na seismické stanici. Po průchodu vlny dochází k postupnému zhušťování a zředování materiálu ve směru šíření podélné vlny.
- 2) *Příčné vlny*, které v důsledku nižší rychlosti šíření registrujeme až po příchodu vln podélných, nazýváme je proto S-vlny (secondary waves). Způsobují střížné a rotační pohyby materiálu, nedochází však k objemovým změnám. Pohyb jednotlivých částic prostředí je kolmý na směr šíření příčné vlny.

Uvažujeme-li homogenní izotropní prostředí, teoretickou rychlost podélných ( $v_p$ ) a příčných vln ( $v_s$ ) vyjádříme vztahem

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (5)$$

resp.

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (6)$$

kde  $\lambda$  a střížný modul  $\mu$  představují Lamého koeficienty,  $\rho$  značí hustotu.

Jestliže v mnoha elastických materiálech platí Poissonův vztah  $\lambda = \mu$ , můžeme vyjádřit v seismologii často užívaný vztah mezi rychlostmi P a S-vln (Novotný, 1999):

$$v_P = v_S \sqrt{3} .$$

Dle Havskova a Ottemölera (2010) se teoretický podíl mezi rychlostmi podélných a příčných vln  $\sqrt{3} \approx 1.73$  v praxi více blíží hodnotě 1.78. Typické hodnoty rychlosti objemových vln v hloubce do 15 km jsou 6 km/s u P-vln, S-vlnám odpovídá 3.5 km/s. Při hodnotě střižného modulu pro kapaliny a plyny  $\mu = 0$  je při dosazení do vztahů (5) a (6) zřejmé, že se příčné vlny na rozdíl od vln podélných šíří pouze pevným prostředím (Novotný, 1999).

Šíření povrchových vln je na rozdíl od vln objemových vázáno na ohraničené médium, tzv. poloprostor. Povrchové vlny se tak vyskytují zejména na povrchu Země, který můžeme chápat jako svrchní část zemské kůry, shora ohraničenou atmosférou. Existují dva typy povrchových seismických vln (Novotný, 1999):

- 1) *Rayleighovy vlny*, které jsou elipticky polarizované v rovině tvořené normálou k povrchu a směrem šíření elastické vlny. Částice se v blízkosti povrchu poloprostoru pohybují v retrográdních elipsách vzhledem ke směru šíření.
- 2) *Loveovy vlny*, jejichž částice se pohybují kolmo na směr šíření v rovině paralelní s povrchem. Na rozdíl od vln Rayleighových se však nešíří v homogenním prostředí, jejich přítomnost je vázána na heterogenní poloprostor, ve kterém rychlost S-vln narůstá se vzdáleností od povrchu.

Za vznik povrchových vln jsou v praxi zodpovědná zemětřesení poblíž povrchu. Hlubší zemětřesení produkují povrchové vlny s nižšími amplitudami, několik stovek kilometrů hluboká zemětřesení již povrchové vlny neprodukuje (Havskov a Ottemöler, 2010).

Rychlost povrchových vln nelze jednoznačně určit, jelikož v některých prostředích závisí na jejich frekvenci. Setkáváme se tak s fenoménem zvaným disperze, kdy se vlny s nízkou frekvencí šíří rychleji než vysokofrekvenční vlny (Novotný, 1999). Rychlost Rayleighových vln v homogenním izotropním prostředí, ve kterém tyto vlny nepodléhají disperzi, odpovídá přibližně 0.9 rychlosti vln příčných (Havskov a Ottemöler, 2010).

Výše zmíněné základní druhy seismických vln jsou základem pro nesčetné množství seismických fází, jež vznikají v závislosti na průchodu vln různým prostředím zemského nitra, složitých lomech, odrazech a řadě dalších procesů. Nejzákladnější pravidla pro pojmenování seismických fází zobrazuje Tab. 1 (Havskov a Ottemöler, 2010).

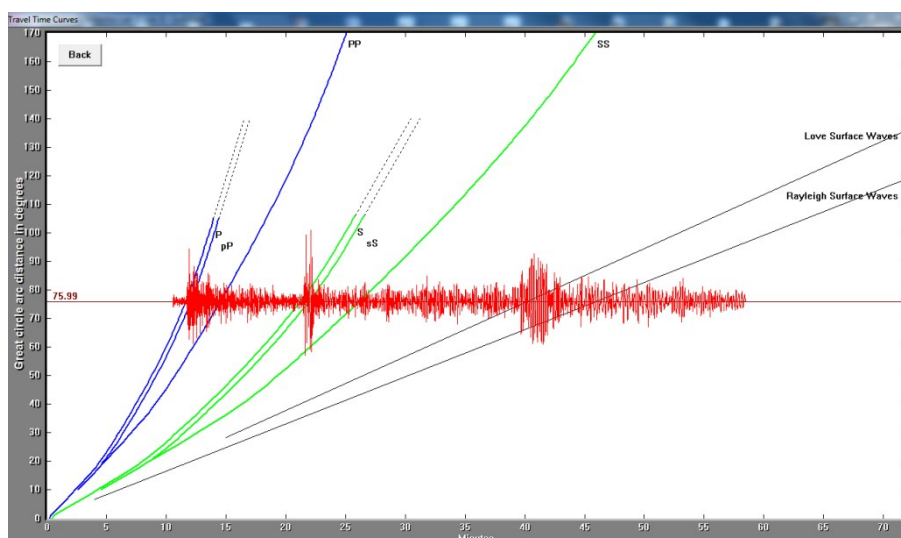
**Tab. 1:** Pravidla nejzákladnějšího systematického pojmenování seismických fází (Havskov a Ottemöler, 2010).

<b>P</b>	Podélná vlna
<b>S</b>	Příčná vlna
<b>K</b>	P-vlna průchozí vnějším jádrem
<b>I</b>	P-vlna průchozí vnitřním jádrem
<b>PP, SS</b>	P nebo S-vlna jednou odražená od povrchu
<b>PPP</b>	P-vlna dvakrát odražená od povrchu
<b>SP, PS</b>	S (P)-vlna přeměněná na P (S)-vlnu během odrazu od povrchu
<b>pP, pS, sS, sP</b>	P nebo S-vlna šířící se směrem vzhůru od ohniska a odražená či přeměněná na povrchu
<b>c</b>	Značí odražení na rozhraní jádra a pláště (ScS, pPcP aj.)
<b>Pdif</b>	Ohnutá P-vlna podél rozhraní jádra a pláště

#### 4.1.2 Analýza vybraných zemětřesení

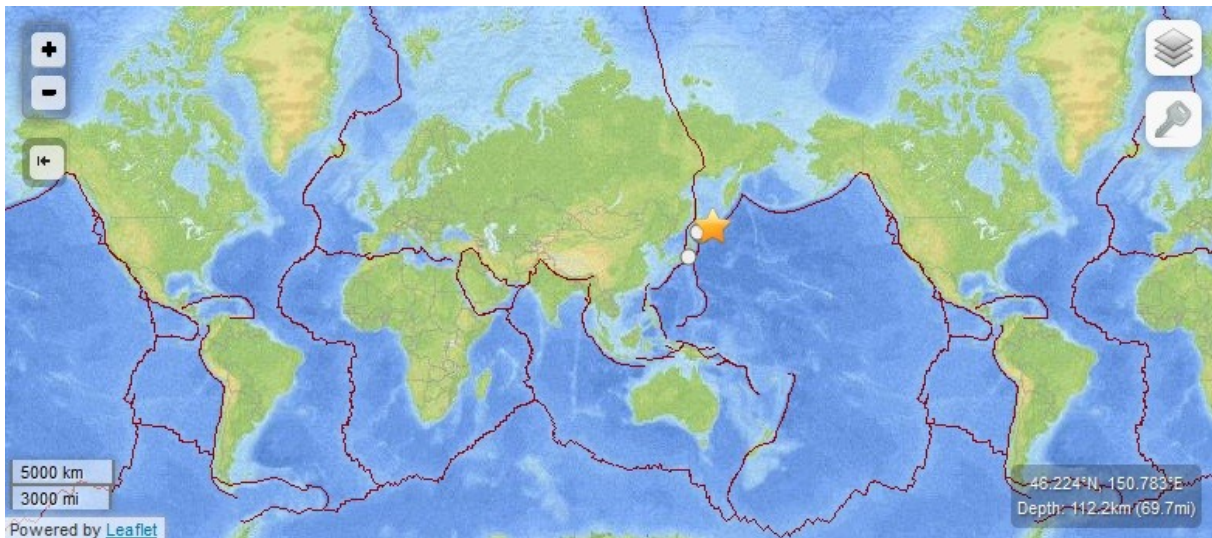
Program AmaSeis, software určený pro komunikaci se SEP Seismometrem, umožňuje kromě sběru dat i několik užitečných funkcí pro jejich zpracování. Vedle základních filtrů a Fourierovy transformace nabízí také určení vzdálenosti místa vzniku zemětřesení. Je zřejmé, že pro určení přesné polohy jsou potřebné údaje minimálně ze tří stanic, znalost vzdálenosti však umožní s pomocí rešerše databáze seismických událostí zachycené zemětřesení správně identifikovat.

Vzdálenost zemětřesení je funkcí rozestupů jednotlivých seismických fází, jejichž hodochrony mají předdefinovaný tvar v závislosti na hloubce zemětřesení. Pokud v seismogramu rozeznáme alespoň dvě seismické fáze (P, S, Loveho a Rayleighova vlna, popř. pP, PP, sS, SS), můžeme tuto časovou řadu zasadit do systému hodochron zmíněných seismických fází a na vertikální ose odečíst vzdálenost v úhlových stupních (obr. 6).



**Obr. 6:** Určení vzdálenosti zemětřesení pomocí hodochron seismických fází v softwaru AmaSeis.

Odpovídá-li jednomu úhlovému stupni přibližně 111.3 km, zemětřesení na obr. 6 je vzdáleno 75.99 úhlových stupňů, čili zhruba 8458 km. Z porovnání této vzdálenosti a doby výskytu s databází zemětřesení (<http://earthquake.usgs.gov/>) jasně vyplývá, že se jedná o událost ze dne 19. 4. 2013 v blízkosti Kurilských ostrovů, poblíž tektonického konvergentního rozhraní Pacifické a Severoamerické desky (obr. 7). Odchylka od skutečné vzdálenosti 8504 km činí 46 km (<https://maps.google.cz/>). Některá další identifikovaná zemětřesení obsahuje příloha č. 2.



**Obr. 7:** Zemětřesení poblíž Kurilských ostrovů (označeno hvězdičkou) ze dne 19. 4. 2013 v oblasti subdukční zóny mezi Pacifickou a Severoamerickou deskou (<http://earthquake.usgs.gov/>).

## 4.2 Časově-frekvenční analýza seismického šumu v budově

I nežádoucí znečištění seismického záznamu způsobené umístěním seismometru v přízemí budovy v blízkosti značně frekventovaných chodeb může být objektem bližšího studia. Předmětem následujících odstavců je harmonická analýza seismického signálu pomocí Fourierovy transformace a kvantitativní vyjádření odpovědi budovy na antropogenní a teplotní vlivy.

### 4.2.1 Seismický šum

Ač pojem zemětřesení v užším slova smyslu chápeme jako náhlé uvolnění energie intenzivnějšího charakteru, vázané především na rozhraní tektonických desek, ve skutečnosti se zemská půda třese nepřetržitě. Můžeme proto konstatovat, že citlivý seismograf zaznamená pohyb půdy i při absenci zemětřesení. Seismický šum je všeobecně považován za nežádoucí složku seismického záznamu, která znesnadňuje pozorování malých či vzdálených zemětřesení, v mnohých případech se však stává předmětem bližšího zájmu (Shearer, 2009). Nejedná se pouze o rozbor původu a intenzity, seismický šum též může hrát významnou roli při zpracování seismických dat. Jelikož je seismický šum pro

většinu stanic stabilní a v čase neměnný, analýza šumového spektra indikuje připravenost a schopnost seismické stanice správně zaznamenávat příchozí signál (Havskov a Ottemöler, 2010).

Všeobecně užívaným termínem „šum“ rozumíme okolní vibrace zemské půdy, způsobené například přílivem a odlivem, interakcí vody s pobřežím, změnami v atmosféře, působením větru na stromy a budovy nebo vibrace způsobené člověkem, ať už přímo či nepřímo prostřednictvím přístrojové techniky. Detailně a jednoznačně klasifikovat veškeré zdroje seismického šumu není jednoduchou záležitostí, avšak po analýze dat seismických stanic z celého světa lze seismický šum dle frekvence hrubě klasifikovat do tří kategorií (Bonney-Claudet, Cotton a Bard, 2006):

- $f < 1$  Hz – Přírodní zdroje (oceán, meteorologické podmínky).
- $1 < f < 5$  Hz – Přírodní zdroje (lokální meteorologické podmínky) i aktivita člověka.
- $5$  Hz  $< f$  – Převážně antropogenní činnost.

#### 4.2.2 Fourierova analýza

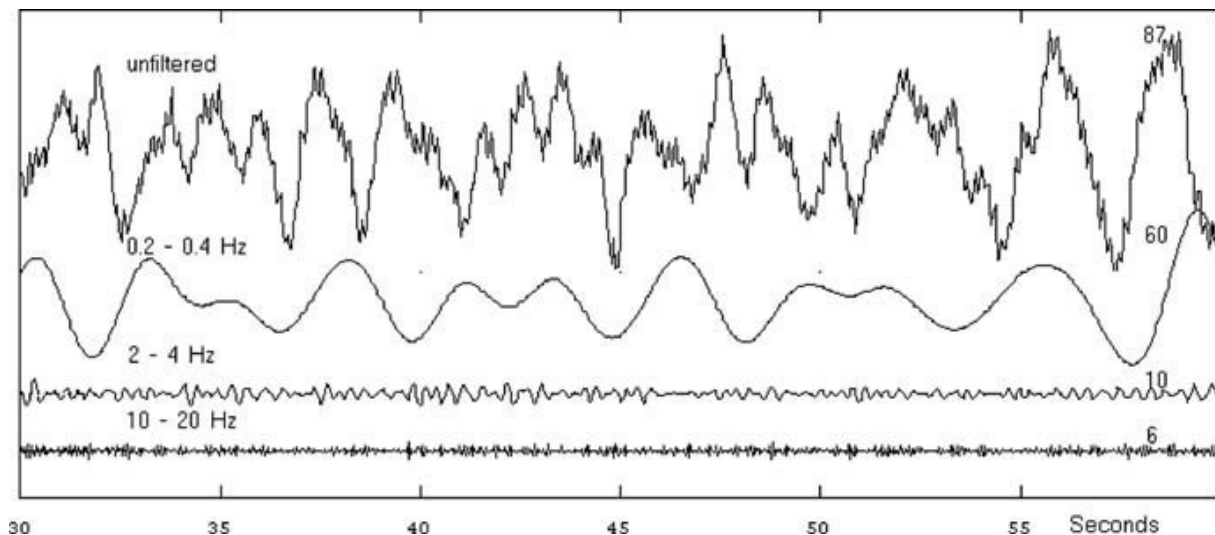
Veškeré konstrukce rezonují s odlišnými periodami, jejichž velikost závisí na geometrii a použitých stavebních materiálech (Stein a Wysession, 2003). Hovoříme tak o *vlastních frekvencích* a příslušných *vlastních tvarech kmitů*. V případě budov se může jednat o prohyby stropních desek, sloupů, posun či rotace celé budovy v různých směrech a řadu dalších složitých tvarů kmitání (Makovička a Makovička, 2009). Budovy podléhají oscilacím, pokud se frekvence pohybu půdy nachází právě v blízkosti jejich rezonančních frekvencí. Dlouhodobé vystavení takovýmto otřesům může způsobit závažná poškození, proto je analýza tohoto problému též důležitou součástí zemětřesného inženýrství (Stein a Wysession, 2003).

Pro vyšetření vlastních frekvencí budovy využijeme skutečnosti, že každou časovou řadu lze vyjádřit součtem harmonických vlnových funkcí různých frekvencí (obr. 8). K tomuto poslouží metoda zvaná *Fourierova analýza*.

Fourierovu řadu běžné časově závislé funkce  $f(t)$  definované na intervalu  $(-T/2, T/2)$  vyjádříme vztahem (Stein a Wysession, 2003)

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin\left(\frac{2n\pi t}{T}\right), \quad (7)$$

kde jednotlivé siny a cosiny představují periodické funkce s periodou  $T/n$ .



**Obr. 8:** Nefiltrovaný signál a jeho rozklad na složky v určitých frekvenčních intervalech dle Havskova a Ottemölera (2010). Na obrázku je viditelná dominance frekvenční složky  $\approx 0.3$  Hz, typicky generované stojatými oceánskými vlnami.

Pro výpočet koeficientů Fourierovy řady  $a_n$  a  $b_n$  součin předchozího výrazu (7) a příslušného cosinu, resp. sinu integrujeme na oblasti  $-T/2$  až  $T/2$ :

$$\int_{-T/2}^{T/2} \cos\left(\frac{2k\pi t}{T}\right) \left[ a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \sin\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) \right] dt .$$

V důsledku ortogonálních vztahů mezi sinovými a cosinovými výrazy je hodnota téměř všech dílčích vzájemných součinů uvnitř integrálu nulová (detailněji rozepsáno v Stein a Wyssession, 2003). Integrál se tak výrazně redukuje na výraz

$$a_n \int_{-T/2}^{T/2} \cos^2\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) dt ,$$

který je dle ortogonálního vztahu roven

$$\frac{T}{2} a_n (1 + \delta_{n0}) ,$$

kde  $\delta_{n0}$  představuje Kroneckerovo delta  $\delta_{ij}$  s koeficienty  $i = n$  a  $j = 0$ . Docházíme tak k rovnosti

$$\int_{-T/2}^{T/2} \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt = \frac{T}{2} a_n (1 + \delta_{n0}),$$

ze které vyjádříme koeficient

$$a_n = \frac{2 - \delta_{n0}}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt.$$

Kroneckerovo delta  $\delta_{ij}$  při rovnosti  $i = j$  nabývá hodnoty 1, v opačném případě hodnoty 0. Výsledná podoba koeficientů Fourierovy řady  $a_0$ ,  $a_n$  a  $b_n$  tak bude

$$a_0 = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} f(t) dt,$$

$$a_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \cos\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt,$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} \sin\left(\frac{2n\pi t}{T}\right) f(t) dt.$$

Fourierovu řadu lze však jednodušeji vyjádřit v komplexním tvaru (Stein a Wysession, 2003). Zavedeme-li diskrétní úhlovou frekvenci  $\omega_n = 2n\pi/T$ , můžeme při užití Eulerova vztahu přepsat vztah (7) do podoby

$$f(t) = a_0 + \frac{1}{2} \sum_{n=1}^{\infty} [(a_n - ib_n)e^{i\omega_n t} + (a_n + ib_n)e^{-i\omega_n t}], \quad (8)$$

stejně tak koeficienty získají podobu



$$a_n - ib_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} e^{-i\omega_n t} f(t) dt, \quad (9)$$

$$a_n + ib_n = \frac{2}{T} \int_{-T/2}^{T/2} e^{i\omega_n t} f(t) dt. \quad (10)$$

Následnými úpravami lze Fourierovu řadu (8) převést na integrál:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega, \quad (11)$$

z úprav koeficientů (9, 10) získáváme vztah

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt, \quad (12)$$

který představuje *Fourierovu transformaci*. Funkci (11) nazveme *inverzní Fourierovou transformací* (Stein a Wysession, 2003).

V praxi je však funkce  $f(t)$   $N$ -krát vzorkována v časech s intervalem  $\Delta t$ , zároveň Fourierovou transformací rozumíme spojitou funkci, jejíž podobu získáme aproximací funkčních hodnot diskrétních frekvenčních bodů:

$$f(t) = f(n\Delta t),$$

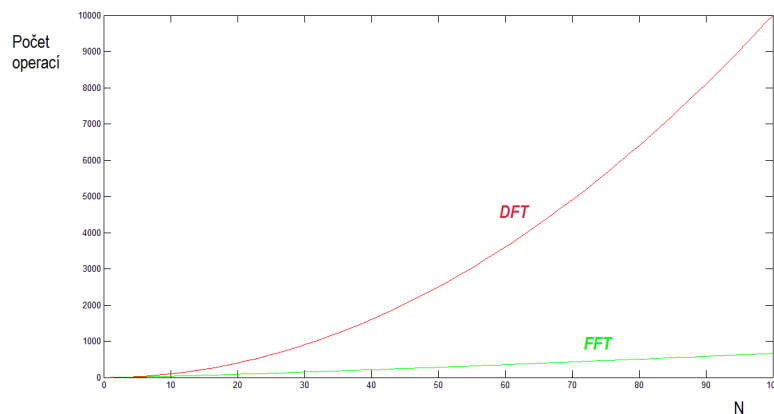
$$F(\omega) = F(k\Delta\omega),$$

kde  $n, k = 0, 1, \dots, N-1$ , jelikož zpracováváme signál o konečné podobě. Vztah (12) můžeme přepsat na sumu a získává tak podobu

$$F(k\Delta\omega) = \Delta t \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta t) e^{-ikn\frac{2\pi}{N}}.$$

Výsledkem je *diskrétní Fourierova transformace* (DFT), která převádí diskrétní signál z časové do frekvenční oblasti (Stein a Wysession, 2003). Nevýhodou této transformace je skutečnost, že pro její výpočet je třeba  $N^2$  komplexních součinů. Proces výpočtu DFT tak může být dosti zdlouhavý.

Pro reálný vstupní signál o sudém počtu prvků je však spektrum diskrétní Fourierovy transformace symetrické a komplexně sdružené kolem svého středu. Jedna polovina spektra tak bude identická s polovinou druhou, pouze s opačným znaménkem u imaginární složky. Původní DFT můžeme rozdělit na dvě DFT o polovičních délkách, počet komplexních součinů se tak sníží na polovinu. Při délce vstupní posloupnosti  $N = 2^M$  můžeme DFT půlit, dokud nezbyde  $N/2$  jednoduchých DFT o velikosti 2. Na tomto principu je založen algoritmus pro výpočet rychlé Fourierovy transformace (FFT), tzv. *Cooley-Tukey algoritmus*. Počet výpočtů za užití tohoto algoritmu se tak výrazně redukuje na  $N \log_2(N)$  (Mašláň, 2012). Pro výpočet Fourierovy transformace signálu o  $N = 1024$  je při užití DFT potřeba 1 048 576 operací, zatímco FFT by spotřebovala operací pouze 10 240, což je přibližně stokrát méně.



**Obr. 9:** Rozdíl ve složitosti výpočtu při aplikaci diskrétní a rychlé Fourierovy transformace.

### 4.2.3 Spektrální analýza

Fourierovu transformaci jsme využili pro převod signálu z časové do frekvenční oblasti. Analýzu signálu ve frekvenční oblasti můžeme označit jako spektrální analýzu.

Fourierovu transformaci vyjádřenou v komplexním tvaru (12) můžeme vyjádřit pomocí dvou funkcí reálných (Stein a Wysession, 2003):

$$F(\omega) = |F(\omega)|e^{i\phi(\omega)}.$$

Funkci  $F(\omega)$  též můžeme nazývat *komplexní spektrum*, funkce

$$|F(\omega)| = \sqrt{\operatorname{Re}^2(F(\omega)) + \operatorname{Im}^2(F(\omega))}$$

a

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{\operatorname{Im}(F(\omega))}{\operatorname{Re}(F(\omega))}$$

nazveme *amplitudové*, resp. *fázové spektrum*. Praktické je zavedení *výkonového spektra*

$$P(\omega) = |F(\omega)|^2,$$

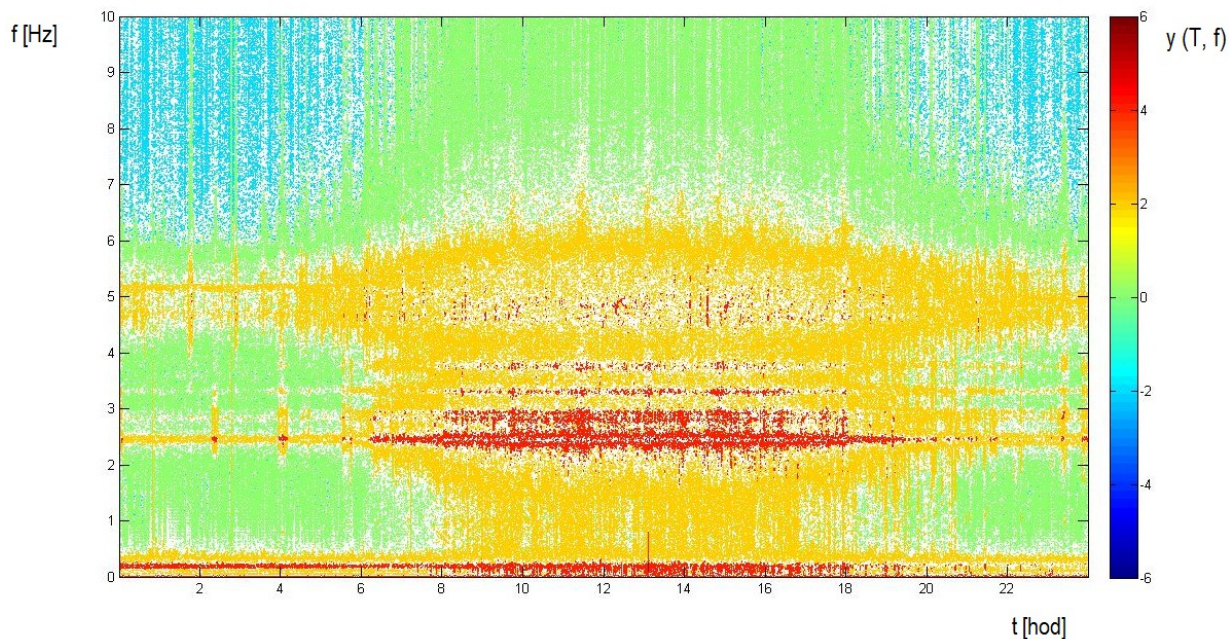
kteřé jako kvadrát spektra amplitudového zvýrazňuje vysoké a potlačuje nízké hodnoty spektrálních amplitud.

Spektrální analýze je podroben signál o konečné délce, tento signál však můžeme rozdělit na více časových intervalů a získat spektra pro každý interval zvlášť. Výsledné spektrální amplitudy se tak stávají funkcí nejen frekvence, ale i času. Takovouto kombinací jednotlivých dílčích spekter získáváme trojrozměrný graf, nazývaný *spektrogram*. Příklad amplitudového spektra a spektrogramu se nachází na obr. 11, resp. obr. 10.

#### 4.2.4 Vyhodnocení a výsledky

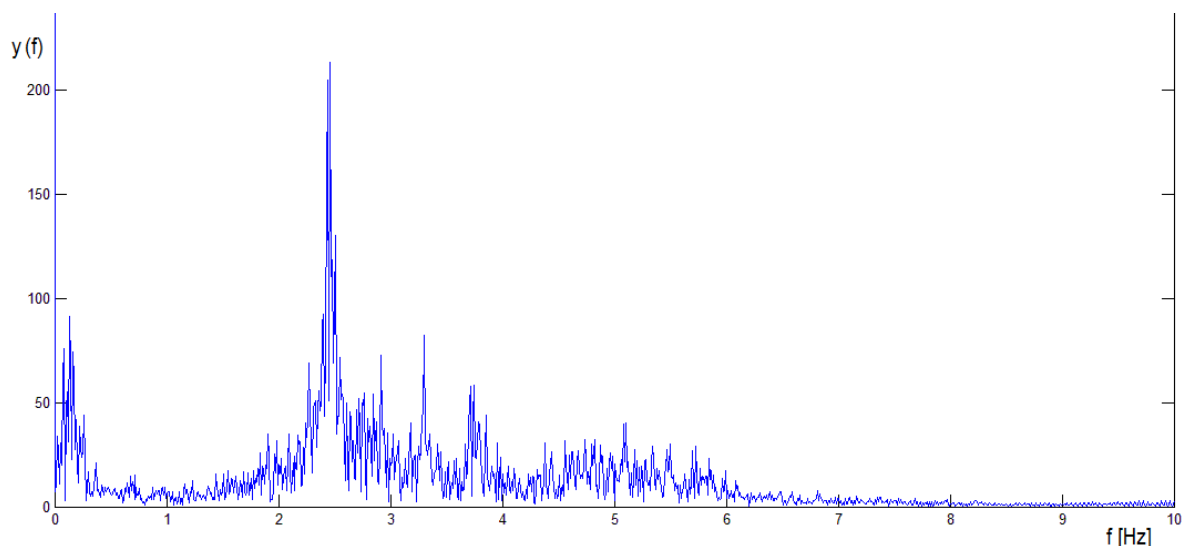
Prostřednictvím skriptu v prostředí Matlab (Příloha č. 3) vytvoříme spektrogram 24hodinové časové řady (12. 3. 2013, všední vyučovací den) složený z časových oken o délce 1 minuta, zobrazený na obr. 10. Za užití rychlé Fourierovy transformace tak zobrazíme časový průběh jednotlivých frekvenčních složek, avšak dle Nyquistova teorému se při vzorkovací frekvenci digitálního převodníku  $f_s = 20$  Hz jedná pouze o frekvence nižší než 10 Hz.

Ze spektrogramu je patrné, že výrazné hodnoty vzniklých amplitudových spekter vykazuje nejen celodenní přírodní šum v oblasti prvních desetín Hz, ale též frekvenční složky v oblasti 2–4 Hz. Nelze též přehlédnout, že se tyto hodnoty vyskytují v časové oblasti v rozmezí přibližně 6:00 a 20:00 hodin, ranním a pozdním večerním hodinám naopak přísluší relativní klid. Je tedy pravděpodobné, že se jedná o odpověď budovy na vnější, popř. vnitřní šum různorodého charakteru (přírodní jevy, doprava, stavební a další průmyslové činnosti, případně pohyb lidí uvnitř budovy).



**Obr. 10:** 24hodinový spektrogram ze dne 12. 3. 2013.

Nejvýraznější amplitudy přísluší frekvenci v oblasti přibližně 2.5 Hz (dále v textu pouze 2.5 Hz; obr. 11), proto se blíže zaměříme na časový průběh této spektrální amplitudy během dne. Skript v prostředí Matlab (Příloha č. 4) vykreslí spektrální hodnoty frekvence 2.5 Hz jednotlivých časových oken 24hodinového záznamu.

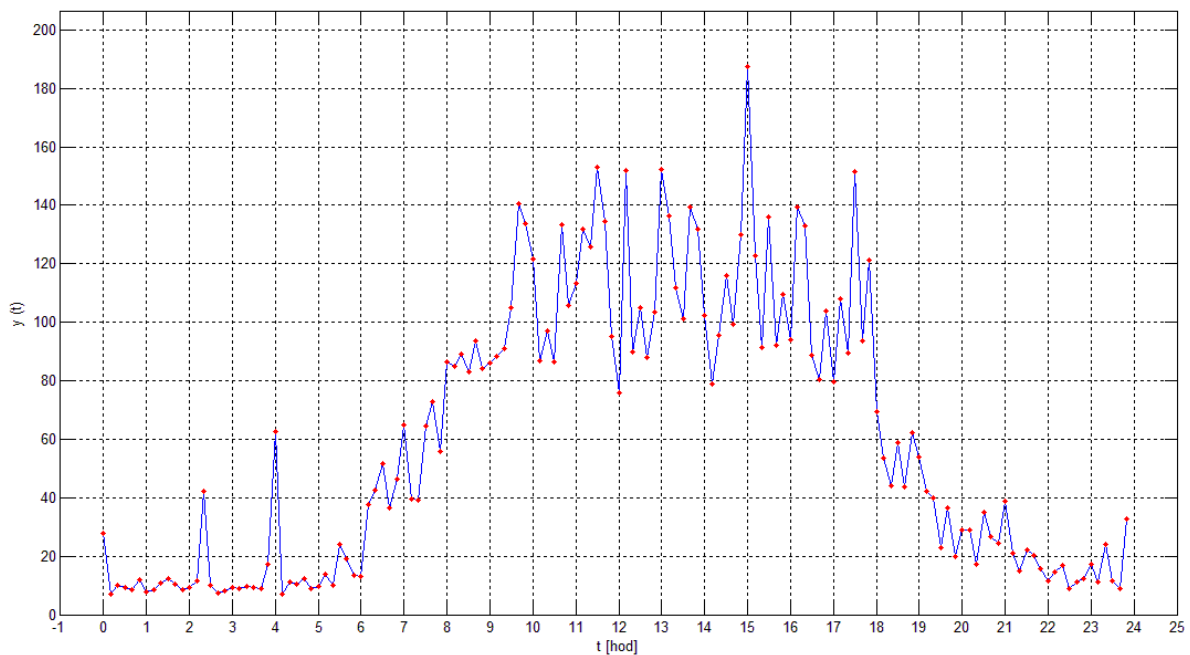


**Obr. 11:** Amplitudové spektrum vybraného časového okna. Časový průběh okolních významných frekvenčních složek ( $\approx 2.9$  Hz, 3.3 Hz, 3.7 Hz aj.) vykazuje podobný trend jako časový průběh frekvence 2.5 Hz.

Frekvenci maxima v oblasti kolem 2.5 Hz však nelze jednoznačně určit. Dle výše zmíněného, algoritmus FFT předpokládá délku signálu  $N = 2^M$ . Počet diskrétních vzorků ve zvoleném časovém okně ale zpravidla celočíselné hodnotě  $2^M$  neodpovídá. Proto je dle potřeby počet vzorků v časovém okně redukován, resp. rozšířen odpovídajícím počtem nul. Takto může vzniknout chyba, jež se může projevit drobným kolísáním hodnoty hledané frekvence. Mnohem závažnější vliv na kolísání této hodnoty má však okolní teplota, jejíž vliv je v textu diskutován později. Proto nevykreslujeme spektrální hodnoty konkrétní frekvence, avšak pro jednotlivá časová okna volíme frekvenci maxima v určitém frekvenčním intervalu. Tato frekvence v období měření (únor–květen r. 2013) kolísá v řádech prvních desetín Hz, zároveň bylo experimentálně vysledováno, že hodnota její amplitudy v měřeném období vždy převyšuje hodnoty okolních význačných frekvencí (obr. 11). Proto je ve výpočtech zvolen interval 2–3 Hz.

Obr. 12 již znázorňuje výslednou časovou závislost spektrální hodnoty frekvence 2.5 Hz ze dne 12. 3. 2013 se zvoleným časovým krokem 10 minut. Jednotlivé hodnoty přísluší počátkům jednotlivých časových oken (Hodnota v čase 9:40 představuje spektrální amplitudu frekvence 2.5 Hz získanou z FFT časového okna 9:40–9:50).

Pokud tuto závislost porovnáme s Tab. 2, zobrazující denní harmonogram vyučovacích hodin, můžeme předpokládat, že trend výsledné křivky není náhodný. Prudký vzestup amplitudy vykazuje období mezi šestou a osmou hodinou, spojené s příchodem zaměstnanců fakulty a začátkem výuky. Je též pravděpodobné, že výrazná maxima přísluší přestávkám, začátkům a koncům vyučovacích hodin, spojených s přesuny, resp. příchody a odchody studentů a zaměstnanců.

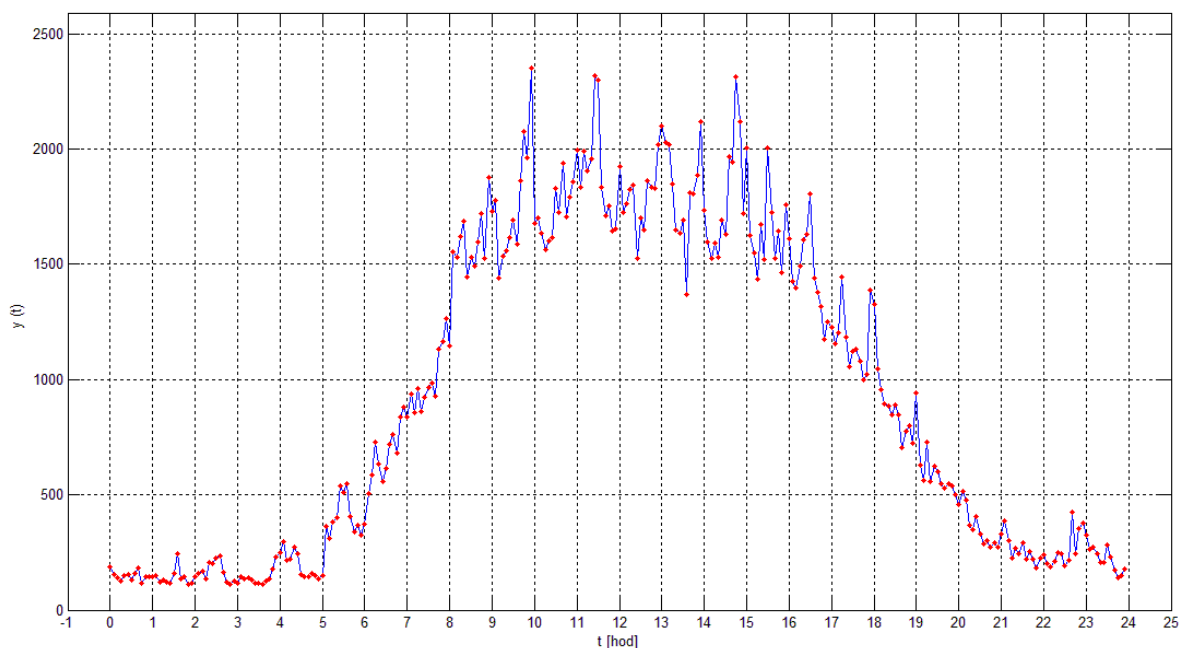


**Obr. 12:** Spektrální hodnoty frekvence 2.5 Hz desetiminutových časových oken 24hodinového záznamu ze dne 12. 3. 2013.

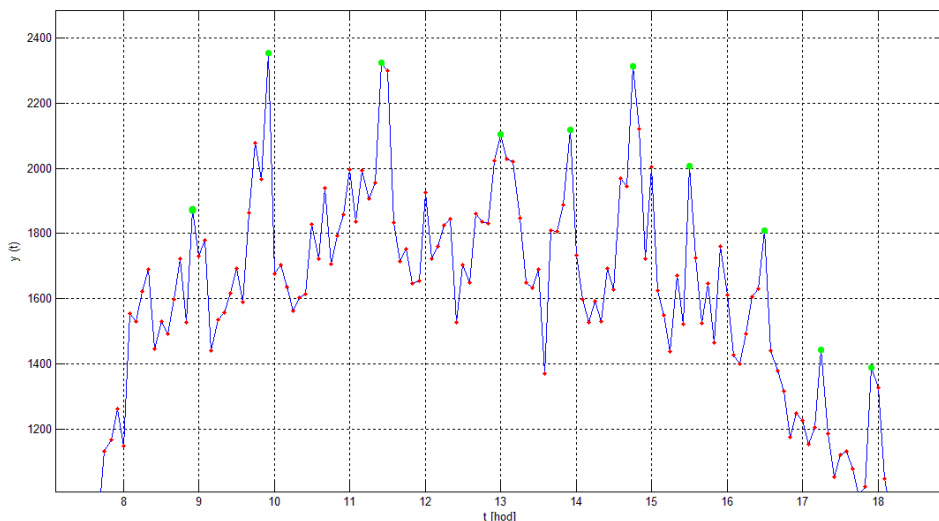
**Tab. 2:** Výukový harmonogram budovy Geologické sekce. Jednotlivé časy reprezentují začátky 45minutových vyučovacích hodin.

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
7:20	8:10	9:00	9:50	10:40	11:30	12:20
8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
13:10	14:00	14:50	15:40	16:30	17:20	18:10

Spektrum jednoho dne však není dostatečně reprezentativní, jelikož může být ovlivněno řadou náhodných faktorů. Využijeme proto metody sumace, kdy sečteme amplitudové hodnoty spekter více vyučovacích dní. Tato metoda zvýrazní předpokládaná maxima, zatímco náhodné oscilace se vyruší. Obr. 13 zobrazuje sumaci spektrálních hodnot frekvence 2.5 Hz s časovým krokem 5 minut náhodně vybraných deseti vyučovacích dnů. Detailnější zobrazení tohoto sumačního spektra s vyznačenými výraznými maximy znázorňuje obr. 14. Přehledné srovnání očekávaných a skutečných časů maxim poskytuje Tab. 3.



**Obr. 13:** Sumace spektrálních hodnot frekvence 2.5 Hz pětiminutových časových oken 24hodinového záznamu ze dnů 28. 2., 8. 3., 12. 3., 18. 3., 11. 4., 17. 4., 18. 4., 26. 4., 29. 4. a 30. 4. 2013.



**Obr. 14:** Výřez sumace spektrálních hodnot frekvence 2.5 Hz 24hodinového záznamu (obr. 13) se zeleně vyznačenými podezřelými maximy.

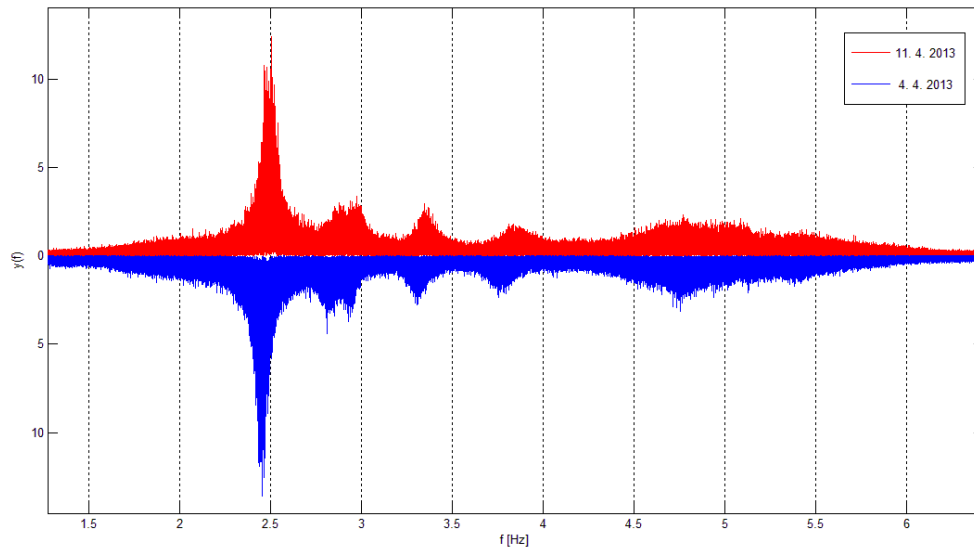
**Tab. 3:** Srovnání skutečných časů výskytu podezřelých maxim frekvence 2.5 Hz s předpokládanými časy dle výukového harmonogramu budovy Geologické sekce.

Očekávané časy	<b>8:55</b>	<b>9:45</b>	<b>10:35</b>	<b>11:25</b>	<b>12:15</b>	<b>13:05</b>
Skutečné časy	8:55	9:55	–	11:25	–	13:00
Odchylka	0	+10	–	0	–	-5
Očekávané časy	<b>13:55</b>	<b>14:45</b>	<b>15:35</b>	<b>16:25</b>	<b>17:15</b>	<b>18:05</b>
Skutečné časy	13:55	14:45	15:30	16:30	17:15	17:55
Odchylka	0	0	-5	+5	0	-10

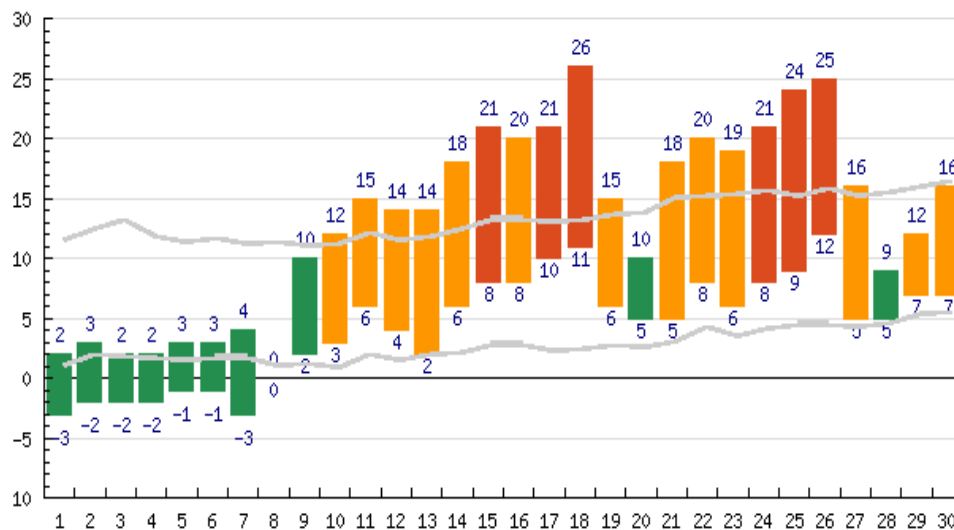
Tabulka ukazuje deset časových výskytů maxima frekvence 2.5 Hz. Maxima v časech 10:35 a 12:15 nejsou vzhledem k okolním hodnotám výrazná, proto do tohoto srovnání zahrnuta nebyla. Časy výskytů naměřených maxim se od očekávaných údajů liší nejvýše o deset minut, převládají však nulové či pětiminutové odchylky.

Délka přednáškových bloků zpravidla nabývá dvou a více hodin, zmíněná nevýrazná maxima mohou být vysvětlena zvýšeným množstvím vícehodinových přednáškových bloků v odpovídajícím období. Zároveň pohyby studentů a pedagogů nesouvisí pouze s přemístěním mezi vyučovacími hodinami, proto nemůžeme maxima striktně očekávat v období přestávek. Výsledná data tak přesvědčivě dokumentují, že frekvence 2.5 Hz představuje jednu z vlastních frekvencí budovy.

Jak již bylo výše uvedeno, hodnota zjištěné vlastní frekvence 2.5 Hz není v čase konstantní. Na obr. 15 jsou vykreslena amplitudová spektra 24hodinových záznamů ze dnů 4. 4. a 11. 4. 2013. Lze pozorovat, že jednotlivá lokální maxima spektra ze dne 11. 4. jsou vzhledem ke dni 4. 4. nápadně posunuta směrem k vyšším frekvencím. Sledování obdobného fenoménu u více dní napovědělo, že tento posun může souviset se změnou venkovní teploty. Vzestup teploty mezi dny 4. 4. a 11. 4. je viditelný na obr. 16.



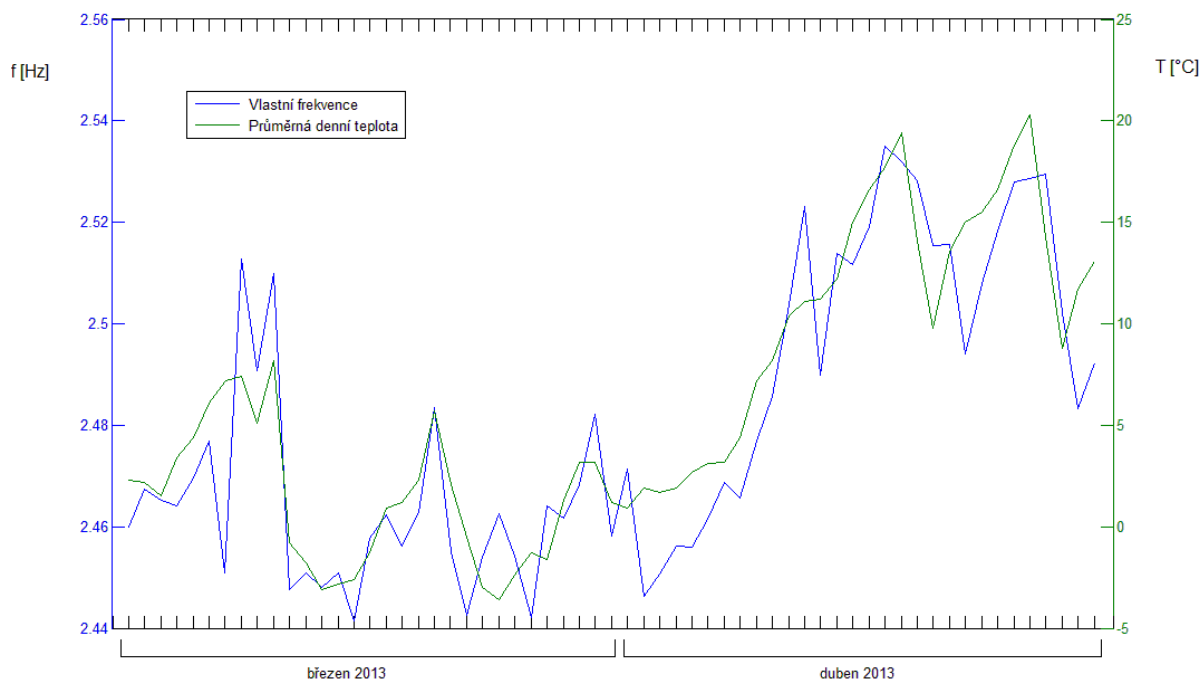
**Obr. 15:** Srovnání spekter 24hodinových záznamů ze dnů 4. 4. a 11. 4. 2013.



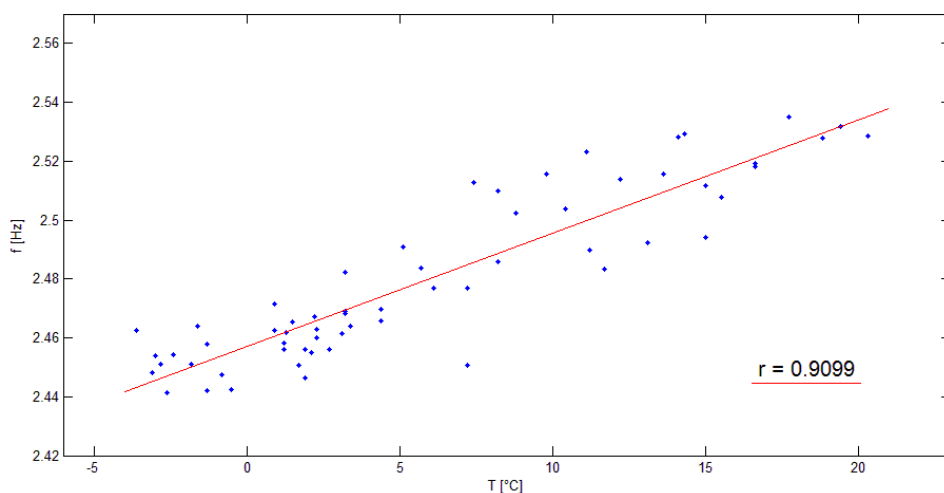
**Obr. 16:** Klimagram nejvyšších a nejnižších denních teplot v průběhu měsíce dubna r. 2013. Graf převzat z <http://www.in-pocasi.cz/>.



Pro ověření této hypotézy byl analyzován průběh vlastní frekvence a venkovní teploty během měsíců března a dubna r. 2013. Průběh vlastní frekvence v okolí 2.5 Hz a průměrných denních teplot naměřených v blízkém okolí budovy v období 1. 3 – 30. 4. 2013 je vykreslen na obr. 17. Graf závislosti vlastní frekvence na průměrné denní teplotě je znázorněn na obr. 18.



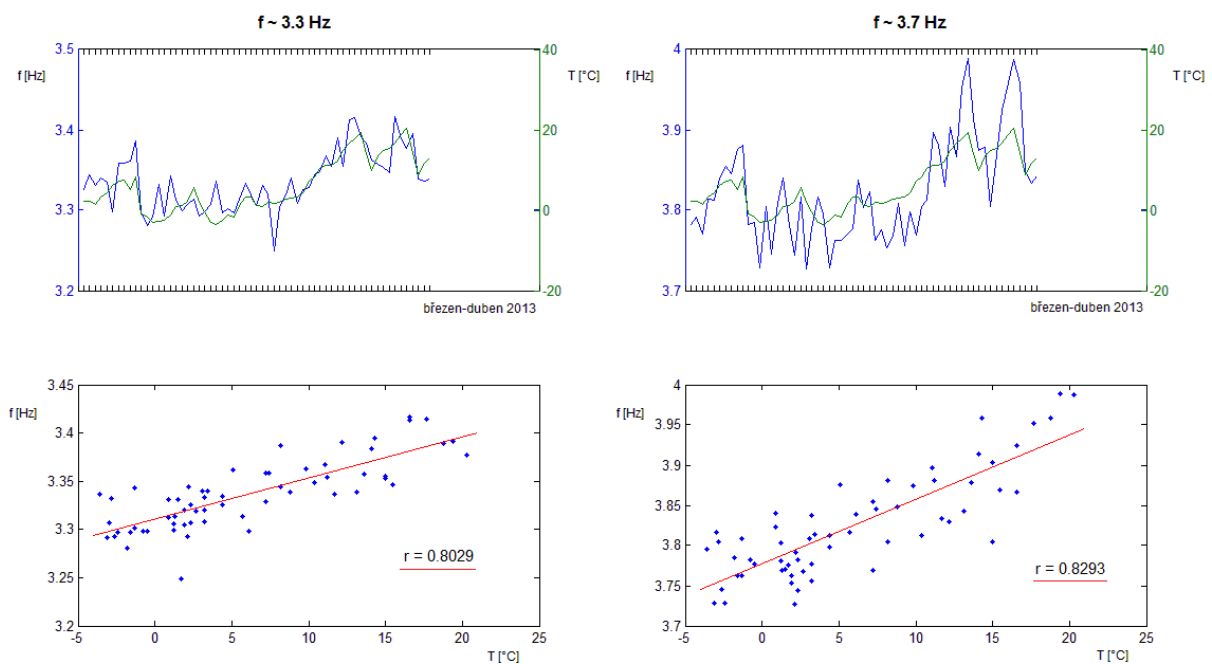
**Obr. 17:** Srovnání průběhu vlastní frekvence a průměrné denní teploty v období 1. 3. – 30. 4. 2013. Hodnoty průměrných denních teplot z nedaleké stanice Karlov převzaty z <http://geodata.us/weather/>.



**Obr. 18:** Graf závislosti vlastní frekvence na průměrné denní teplotě s hodnotou Pearsonova korelačního koeficientu 0.9099 a směrnici regresní přímky 0.0039.

Viditelný společný trend průměrné denní teploty a vlastní frekvence potvrzuje koeficient lineární korelace 0.9099. Nárůstu teploty o 1 °C odpovídá zvýšení vlastní frekvence přibližně o 0.004 Hz.

Z obr. 15 je též patrné, že obdobnou závislost na denní teplotě vykazují i vedlejší význačné frekvence, avšak v čase stabilní a spolehlivě analyzovatelná maxima se objevují pouze u frekvencí v oblasti 3.3 a 3.7 Hz. Jejich závislost na průměrných denních teplotách je zobrazena na obr. 19.



**Obr. 19:** Závislost vlastních frekvencí v oblasti 3.3 Hz (vlevo) a 3.7 Hz (vpravo) na průměrné denní teplotě. Frekvenci 3.3 Hz přísluší Pearsonův korelační koeficient 0.8029 a směrnice regresní přímky 0.0043, frekvenci 3.7 náleží hodnoty 0.8293, resp. 0.008.

Frekvence 3.3 a 3.7 Hz, které vykazují podobný trend jako frekvence 2.5 Hz, můžeme tedy spolehlivě označit za frekvence vlastní. Tato skutečnost byla potvrzena závislostí jejich amplitudy na antropogenním neklidu uvnitř budovy, jež byla následně pozorována obdobně jako u frekvence 2.5 Hz. Hodnota frekvence v oblasti 3.3 Hz se při zvýšení teploty o 1 °C zvyšuje zhruba o 0.004 Hz, v případě vlastní frekvence v oblasti 3.7 Hz však nárůstu teploty o 1 °C odpovídá zvýšení frekvence přibližně o 0.008 Hz, což je zhruba dvojnásobná hodnota než u frekvencí předchozích. Velmi pravděpodobnou příčinou tohoto rozdílu je výrazná odlišnost příslušného vlastního tvaru kmitu. Někteří autoři (Herel, 2008) dokonce pozorují inverzní závislost, kdy s rostoucí teplotou vlastní frekvence klesají.

## 5. Závěr

Mechanické sestavení přístroje SEP Seismometer System proběhlo bez potíží, nutné je však opatření vhodného krytu a redukce pro český typ zásuvky elektrického rozvodu. Současné počítače též potřebují USB redukci pro sériový port RS232. Software AmaSeis spolupracuje s operačními systémy Windows 98 i Windows 7 spolehlivě. Problematická je však extrakce naměřených dat, kdy je třeba manuálně označit a následně uložit zvolenou časovou stopu seismogramu. Pro potřebu separace jednodenních dat je tento způsob příliš zdlouhavý.

Schopnost zaznamenat zemětřesení je významně poznamenána umístěním seismografu. Šum antropogenního původu výrazně znehodnocuje podobu seismogramu, při užití frekvenčních filtrů se i silnější zemětřesení v záznamu ztrácí. Proto se zachycená zemětřesení omezují pouze na nejintenzivnější seismické události, případně relativně blízká zemětřesení či otřesy a princip jejich identifikace je popsán pouze stručně. Vzdálenosti zemětřesení určené pomocí softwaru AmaSeis se v analyzovaných případech mohly lišit až o několik stovek kilometrů, tato odchylka však může být zapříčiněna nedokonalou identifikací seismických fází.

Byly rozeznány některé vlastní frekvence čtyřpodlažní podsklepené budovy Geologické sekce v Praze-Albertově, konkrétně se jedná o vlastní frekvence v oblasti 2.5, 3.3 a 3.7 Hz. Určení možných vlastních frekvencí v oblasti nad 10 Hz bylo znemožněno nízkou vzorkovací frekvencí A/D převodníku. Rozeznána byla závislost spektrální amplitudy vlastní frekvence 2.5 Hz na denní době, především byla zaznamenána zvýšená antropogenní aktivita v období přestávek mezi vyučovacími hodinami, odrážející se v nárůstu této amplitudy. Významným objevem bylo zjištění závislosti vlastních frekvencí na průměrné denní teplotě. Následná rešerše literatury ukázala, že někteří autoři sledují podobnou závislost u různých typů konstrukcí, avšak kvantitativní vyjádření závislosti se často může výrazně lišit. U vlastních frekvencí v oblasti 2.5 a 3.3 Hz je při zvýšení teploty o 1 °C pozorován nárůst vlastních frekvencí o přibližně 0.004 Hz, zvýšení vlastní frekvence v oblasti 3.7 při stejném nárůstu teploty odpovídá zhruba 0.008 Hz. Některé konstrukce však mohou vykazovat inverzní závislost, projevující se zvýšením vlastních frekvencí při poklesu teploty. Pro pochopení a interpretaci matematicky vyjádřené závislosti vlastních frekvencí na průměrné denní teplotě schází znalost příslušných vlastních tvarů kmitů. Pro určení vlastních tvarů kmitání jsou potřebná současně naměřená data z různých částí budovy, nedostatek měřicích zařízení a vhodných prostor pro jejich umístění však nemůže tento požadavek splnit. Výsledná podoba závislosti zjištěných vlastních frekvencí na průměrné denní teplotě mohla být poznamenána několika faktory. Schází průměrné denní teploty z těsné blízkosti budovy, také vnitřní teplota může být silně poznamenána vytápěním a dalšími antropogenními vlivy. Zároveň je měřené období 1. 3. – 30. 4. 2013 pro řádné matematické vyjádření závislosti příliš krátké. I přes možné nepřesnosti v kvantitativním vyjádření byly existence vlastních frekvencí, závislost jejich hodnot na průměrné denní teplotě a závislost jejich amplitudy na antropogenním šumu spolehlivě prokázány.

## Seznam použité literatury

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. Literární rešerše, Earth-Science Reviews 79 (2006), str. 205–227.

Bormann, P., 2002. New Manual of Seismological Observatory Practise. GeoForschungsZentrum Potsdam, 1273 str., ISBN 3-9808780-0-7.

Daily Climate Weather Data Statistics, <http://geodata.us/weather/>, 22. 7. 2013.

Denton, P., 2007. Instruction manual for SEP Seismometer System, <http://www.mindsetonline.co.uk/images/Seismometer.pdf>, 20. 11. 2012.

Gatsby Science Enhancement Programme, <http://www.gatsby.org.uk/>, 22. 4. 2013.

Google – Mapy, <https://maps.google.cz/>, 25. 4. 2013.

Halliday, D., Resnick, R., Walker, J., 1997. Fyzika – Vysokoškolská učebnice obecné fyziky. VUTIUM, 1198 str., ISBN 80-214-1869-9.

Havskov, J., Ottemöler, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Springer, 347 str., ISBN 978-90-481-8696-9.

Herel, J., 2008. Sledování teploty a vliv její změny na dynamickou odezvu segmentového komorového mostu. Článek pro konferenci doktorského studia JUNIORSTAV 2008, 6 str.

IN-POČASÍ, <http://www.in-pocasi.cz/>, 15. 7. 2013.

Makovička, D. a Makovička, D., 2009. Response analysis of building under seismic effects of railway transport. Článek pro konferenci Engineering Mechanics 2009, 11 str.

Mareš, S., Blecha, V., Dohnal, J., Gruntorád, J., Hrách, S., Jáně, Z., Marek, F., Matolín, M., Mazáč, O., Skopec, J., Zima, L., 1996. Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí. Ministerstvo životního prostředí ČR, 139 str., ISBN 80-7078-365-6.

Mašláň, S., 2010–2012. Rychlá Fourierova transformace (FFT) pro AVR, <http://elektronika.kvalitne.cz/ATMEL/necoteorie/transformation/AVRFFT/AVRFFT.html>, 17. 4. 2013.

Novotný, O., 1999. Seismic surface waves. Skripta pro postgraduální studium. <http://geo.mff.cuni.cz/vyuka/Novotny-SeismicSurfaceWaves.pdf>, 17. 4. 2013.

Plešinger, A., 2008. Jak fungují seismografy. Geofyzikální ústav Akademie věd ČR, <http://www.ig.cas.cz/popularizace/>, 31. 5. 2013.

Shearer, P., 2009. Introduction to Seismology. Cambridge University press, 396 str., ISBN-13 978-0-521-88210-1.

Scherbaum, F., 2001. Of Poles and Zeros. Kluwer Academic Publishers, 268 str., ISBN 0-7923-6834-7.

Stein, S., Wysession, M., 2003. An introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwell Publishing Ltd., 498 str., ISBN-13 978-0-86542-078-6.

U. S. Geological Survey – Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov/>, 25. 4. 2013.

Zahradník, J., 2005. Seismologie I. Doprovodná skripta ke stejnojmenné přednášce na KG MFF UK. <http://geo.mff.cuni.cz/vyuka/Novotny-SeismicSurfaceWaves.pdf>, 18. 4. 2013.

# Přílohy

## Příloha č. 1

Popisky SEP Seismometru, určené pro neobornou veřejnost v rámci popularizace seismologie.

### SEP SEISMOMETER SYSTEM

Seismograf umožňující detekovat povrchové seismické vlny



#### Setrvačná hmota

Horizontální vibrace zemského povrchu se projevují relativním pohybem základového rámu vzhledem k setrvačné hmotě, která zůstává v klidu.

#### Systém magnetů a cívky

Systém umožňující kvantifikaci příchozího seismického signálu. Pohyb vodivé cívky v magnetickém poli indukuje elektrický proud, který je prostřednictvím elektronického převodníku transformován do digitální podoby a následně vykreslen na zobrazovacím zařízení.

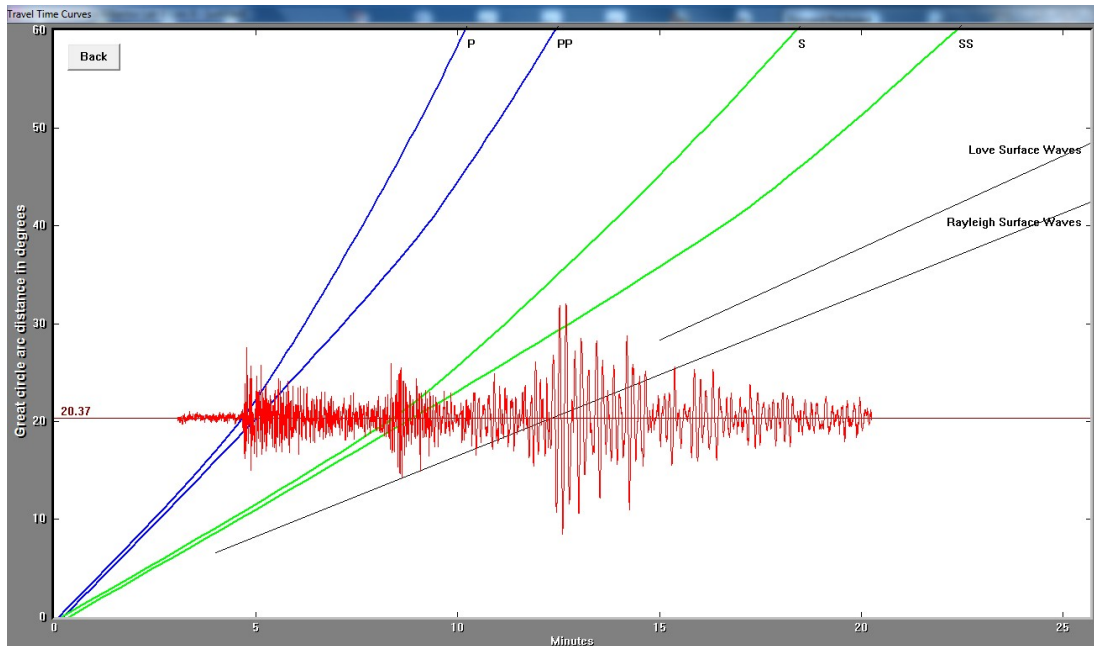
#### Tlumení

K tlumení vlastních oscilací soustavy setrvačná hmota - závěs je využito vířivých proudů v hliníkové destičce umístěné v magnetické kleci, které generují sekundární magnetické pole s opačnou polaritou vzhledem k poli primárnímu. Korekce intenzity tlumení je umožněna změnou polohy magnetické klece podél základového rámu.

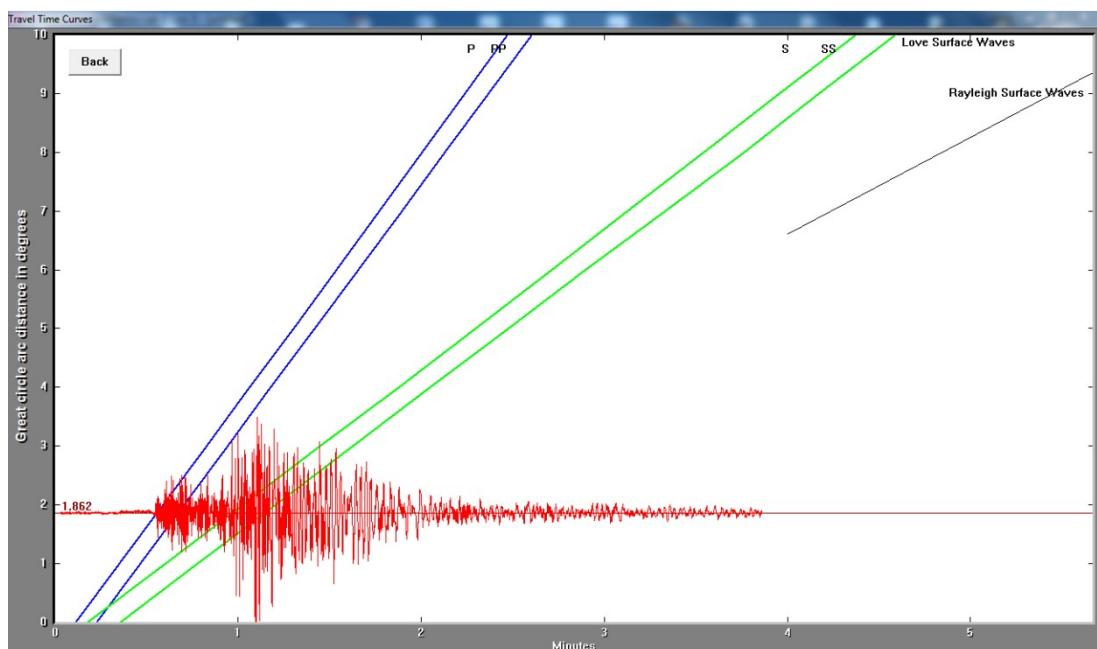


## Příloha č. 2

Zemětřesení v Řecku (15. 6. 2013, hloubka 10 km, M 6.2, skutečná vzdálenost přibližně 1934 km) a  
důlní otřes v Polsku (19. 3. 2013, hloubka 1 km, M 4.7, skutečná vzdálenost přibližně 195 km).



*Zemětřesení v Řecku*



*Důlní otřes v Polsku*

### Příloha č. 3

```
function spektrogram(minint)
%spektrogram(1) ... velikost casoveho okna 1 minuta

close all

sp=textread('psn20130312.txt'); % vstupni data

sz=size(sp);
pocet=sz(1);
modulo=mod(pocet,24*60/minint);
ztrata=modulo/20 % pocet ztracenych sekund z 24 hod. zaznamu
zaokr=pocet-modulo;
rada=sp(1:zaokr);
data=reshape(rada,zaokr/(24*60/minint),24*60/minint);
L=zaokr/(24*60/minint); % pocet vstupnich dat pro jednotlivé FFT
Fs=20; % vzorkovaci frekvence seismografu

for i=1:24*60/minint

yy=data(:,i);
y=transp(yy);

NFFT = 2^nextpow2(L);
Y = fft(y,NFFT)/L;
f = Fs/2*linspace(0,1,NFFT/2+1);
ampl(:,i)=2*abs(Y(1:NFFT/2+1));

end

T=minint/2/60:minint/60:24-minint/2/60;
[TT,ff]=meshgrid(T,f);
contour(TT,ff,log(ampl))
```



## Příloha č. 4

```
function analyza_budovy(od,do,minint)
% analyza_budovy(2,3,10)

% od,do ... spodni a horni hranice hledane frekvence
%          (2 a 3 pro frekvenci 2,5 Hz)
% minint ... delka jednotlivych useku cas. rady ze kterych
%           je pocitana FFT

close all

sp=textread('psn20130312.txt'); % vstupni data

sz=size(sp);
pocet=sz(1);
modulo=mod(pocet,24*60/minint);
ztrata=modulo/20 % pocet ztracenych sekund z 24 hod. zaznamu
zaokr=pocet-modulo;
rada=sp(1:zaokr);

data=reshape(rada,zaokr/(24*60/minint),24*60/minint);
L=zaokr/(24*60/minint); % pocet vstupnich dat pro jednotlivu FFT
Fs=20; % vzorkovaci frekvence seismografu

for i=1:24*60/minint

yy=data(:,i);
y=transp(yy);

NFFT = 2^nextpow2(L);
Y = fft(y,NFFT)/L;
f = Fs/2*linspace(0,1,NFFT/2+1);
ampl=2*abs(Y(1:NFFT/2+1));

fr=find(and(f>od,f<do));
vyskyt=ampl(fr);
maximum(i)=max(vyskyt);

end

x=0:1/(60/minint):(24*(60/minint)-1)/(60/minint);
maxhodn=max(maximum)*1.1;

figure
plot(x,maximum)
hold on
plot(x,maximum,'r.')

xlabel('t[hod]')
ylabel('y(t)')
ylim([0,maxhodn])
xlim([-1,25])
grid on
```