

# STANOVENÍ DISPERZNÍ KŘIVKY ZE ZÁZNAMŮ SEISMICKÝCH POVRCHOVÝCH VLN PŘI HARMONICKÉM ZDROJI

R. Gaždová, J. Vilhelm

Universita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta

## Abstrakt

**Příspěvek se zabývá stanovením disperzní křivky povrchových vln z profilových seismických záznamů vlnění buzeného harmonickým zdrojem v přípovrchovém prostředí. Byl navržen a realizován skript MATLABu, který v grafickém uživatelském rozhraní umožňuje kontrolu kvality záznamů a interaktivní stanovení jednotlivých bodů disperzní křivky z časových posunů mezi seismickými stopami.**

## 1 Úvod

Příspěvek se zabývá využitím povrchových vln v mělkém seismickém průřezu. V seismickém průřezu přípovrchového prostředí se nejčastěji využívá metoda lomených vln, tj. metoda využívající objemových čelných P vln, které se šíří podél seismických rozhraní, na nichž dochází k lomu seismických paprsků. Tato metoda předpokládá, že prostředí je složeno z vrstev a rychlost seismických vln v hlubších vrstvách je vyšší, než v mělkých vrstvách. Hlavní předností této metodiky je to, že využívá vln, které registrujeme v prvním vstupu. Neumožňuje však spolehlivou interpretaci v případě inverze rychlosti.

Použití povrchových vln, i když interpretace vychází z nejjednoduššího jednorozměrného modelu prostředí, rozšiřuje interpretační možnosti i o případy poklesu rychlosti seismických vln s hloubkou (včetně existence dutiny). Interpretace může přinést informace o rychlosti příčných vln v prostředí, a tak i o příčném modulu pružnosti, který je důležitý z hlediska geotechniky.

Povrchové vlny vznikají, když v prostředí existuje alespoň jedno rozhraní, které odděluje dvě prostředí s rozdílnými elastickými vlastnosti. Takovým rozhraním je typicky i zemský povrch. Povrchové vlny se šíří podél volného povrchu a směrem do hloubky jejich intenzita rychle klesá. V seismice mají největší význam vlny Rayleighovy a Loveho. Výhodou použití povrchových vln je i fakt, že seismické zdroje umístěné na volném povrchu dodávají velkou část své energie právě povrchovým vlnám, a proto jsou tyto vlny často dominantní složkou seismického záznamu.

Při šíření Rayleighovy vlny se částice pohybují po eliptické dráze, ve vertikálních rovinách rovnoběžných se směrem šíření vlny [3]. Rychlost Rayleighových vln  $v_R$  je dána vztahem

$$\begin{aligned}v_R &= 0,875 \cdot v_S && \text{pro } \sigma = 0 \\v_R &= 0,919 \cdot v_S && \text{pro } \sigma = 0,25 \\v_R &= 0,955 \cdot v_S && \text{pro } \sigma = 0,5\end{aligned} \tag{1}$$

kde  $v_S$  je rychlost příčné vlny ve stejném prostředí a  $\sigma$  je Poissonovo číslo [2]. Rayleighova vlna se může šířit různými způsoby. Každý způsob šíření vlny je označován jako mód. Na jedné frekvenci může existovat několik módů s různými rychlostmi šíření i různými způsoby pohybu částic [5]. Existence módů je důsledkem konečných rozměrů vrstvy [6]. Tato vlastnost může ztížit interpretaci a proto je nutné analyzovat záznamy před vlastní interpretací a vyloučit ty, u kterých je dominantní složkou jiný než fundamentální mód.

Loveho vlna může vznikat jen tehdy, když pod tenkou vrstvou I, charakterizovanou rychlostí  $v_{S1}$  příčné vlny, je vrstva II o rychlosti  $v_{S2}$ . Loveho vlna vyvolává kmitání částic prostředí v horizontální rovině ve směru kolmém na směr šíření vlny. Rychlost Loveho vlny  $v_L$  je podle [3] v mezích

$$v_{S1} < v_L < v_{S2} \tag{2}$$

Interpretace povrchových vln se liší od klasického zpracování objemových vln. Nezajímáme se tolik o čas příchodu vlny, ale zjišťujeme disperzi rychlosti. Disperze je závislost fázové rychlosti vlny

na její frekvenci. Každá frekvenční komponenta povrchové vlny může mít odlišnou rychlost šíření (nazývanou fázová rychlost). Povrchové vlny o vyšších frekvencích se šíří při povrchu, pronikají do malé hloubky. Povrchové vlny o nižší frekvenci se šíří vrstvou o větší mocnosti a zasáhnou prostředí od povrchu až do určité větší hloubky. Disperze se objevuje jako důsledek omezení prostoru, jímž se vlny šíří. Disperzní křivka (grafické znázornění závislosti rychlosti na frekvenci) se používá k určení rychlosti příčných vln  $v_S$  v závislosti na hloubce.

Díky znalosti rychlosti příčných vln  $v_S$  můžeme ocenit geotechnické parametry prostředí, jako např. příčný modul pružnosti či tuhost podloží (near-surface stiffness) [5].

Pro generaci povrchové vlny jsme používali malý přenosný elektromagnetický harmonický vibrátor, který přináší možnost volby frekvence vlnění ve zdroji v intervalu frekvencí od 20 do 1100 Hz. To je ve srovnání s obvyklým úderovým zdrojem typu kladiva výrazně širší interval, hlavně v oblasti vysokých frekvencí. Časová funkce silového působení harmonického vibrátoru na prostředí je dána jako  $\sin(\omega t)$ , kde  $t$  je čas a  $\omega$  je kruhová frekvence.

Registrace seismického vlnění se provádí pomocí řady geofonů na profilu, měření se zahajuje až po určité době od zapnutí vibrátoru, aby byl zaručen stabilní harmonický průběh kmitů zdroje. Délka intervalu registrace je volena tak, aby bylo zaznamenáno nejméně několik period signálu. Registrované vlnění je interferencí všech vln, které se prostředím šíří od zdroje k povrchu. Za předpokladu, že je na daném úseku profilu amplitudově dominantní povrchová vlna, bude fázová rychlost výsledného vlnění odpovídat rychlosti povrchové vlny. Limitujícími parametry takového měření je frekvenční rozsah vibrátoru (schopnost harmonicky vibrovat na dané frekvenci), frekvenční rozsah měřicí aparatury – seismografu (schopnost nezkráteně zaznamenat vlnění na dané frekvenci) a výkon vibrátoru – tj. schopnost vzbudit seismickou vlnu takové amplitudy, aby na místě registrace byla povrchová vlna spolehlivě odlišitelná od šumu [1].

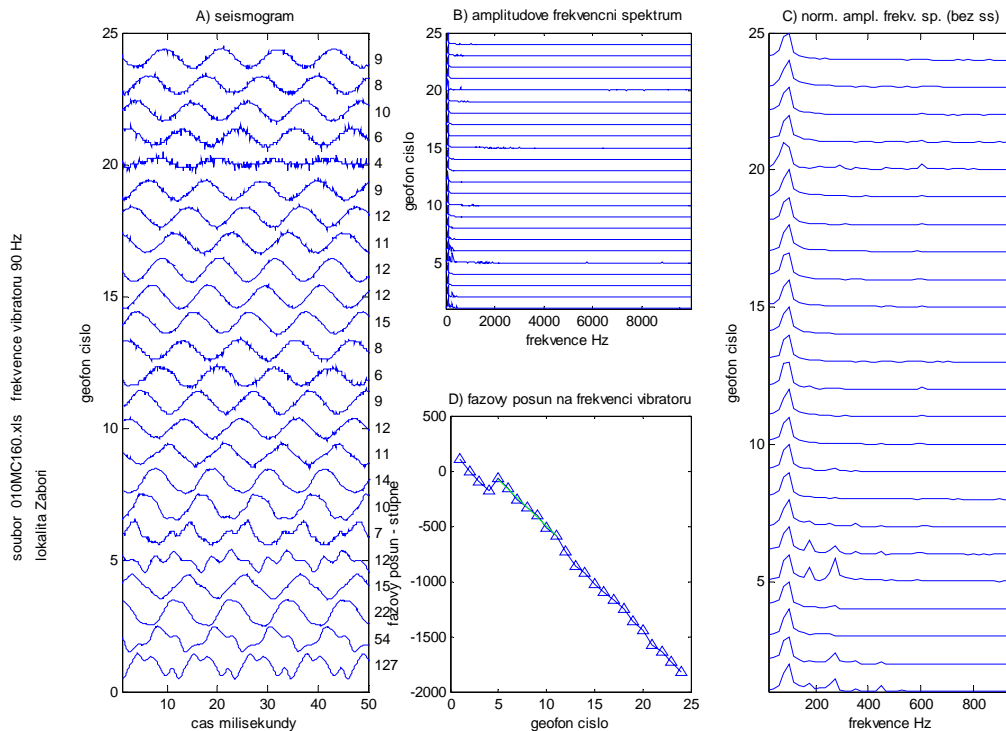
## 2 Stanovení disperzní křivky

Pro stanovení disperzní křivky byl připraven interaktivní program PHASE s grafickým uživatelským rozhraním v programovacím prostředí MATLABu. Konstrukce a interpretace disperzních křivek povrchových vln se obvykle využívá v seismologii. V tomto případě povrchové seismické vlny od vzdálených zemětřesení mají obvykle nízké frekvence (pod 1 Hz) a nejsou podstatně ovlivněny přípovrchovými nehomogenitami. V mělkém seismickém průzkumu se pohybujeme v relativně více heterogenním prostředí a využívá se vlnění o frekvenci v desítkách až stovkách Hz. V takovém případě se povrchová vlna může poměrně rychle měnit z místa na místo. Navíc v důsledku buzení seismické vlny pomocí harmonického vibrátoru pracujícího v ustáleném režimu, je registrovaná vlna složitou interferencí všech existujících vln v daném místě. Při využití tohoto zdroje k buzení povrchové vlny předpokládáme, že v daném úseku profilu je povrchová vlna amplitudově výrazně dominantní a výsledné interferenční vlnění je blízké skutečné povrchové vlně. Proto nelze zpracování provádět zcela automaticky, ale je nutná pečlivá analýza naměřených dat a kontrola jejich frekvenčního obsahu. Při návrhu realizace terénního měření je třeba vyloučit aliasing v prostorové oblasti, při interpretaci pak musíme brát v úvahu near offset effect a far offset effect [4], existenci modů a případnou možnost záměny povrchové vlny za jinou vlnu.

Program PHASE dovoluje zpracovat terénní seismické záznamy ve formátu seismických dat (např. SEG-2) nebo ve formátu MS Excelu.

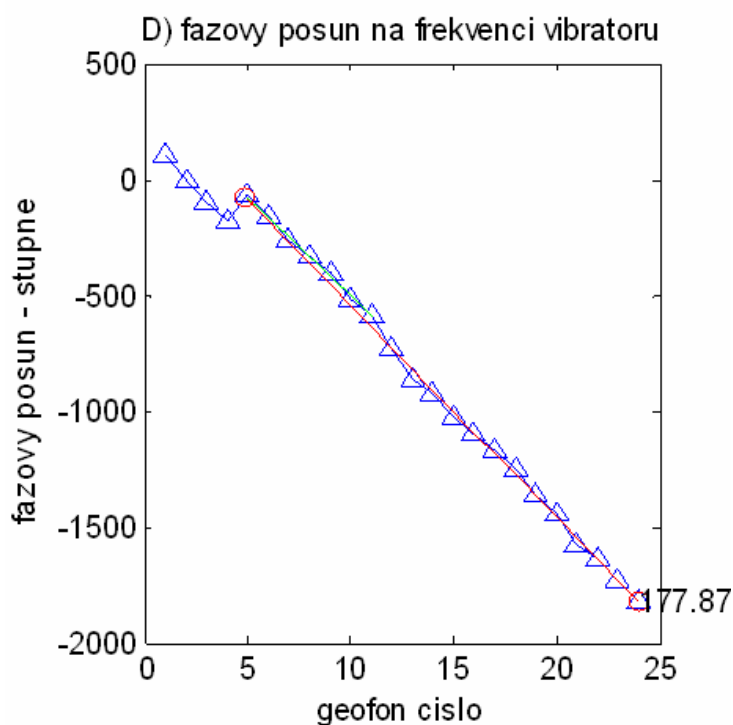
Pro každý seismický záznam (tzn. záznam naměřený při jedné frekvenci vibrátoru) vytvoří program okno se čtyřmi grafy (obr. 1). Graf A ukazuje zaznamenané seismogramy pro jednotlivé polohy geofonů. Časové měřítko určuje osa x, společná pro všechny stopy. Jednotlivé stopy jsou pro zlepšení čitelnosti při vykreslování normalizovány, tj. jejich maximální amplituda je při vykreslování upravena tak, aby přesně odpovídala šířce pásu v grafu pro danou stopu. Kvůli možnosti srovnání amplitud mezi stopami je vně grafu u každé stopy uvedeno číslo, které ukazuje hodnotu maximální amplitudy záznamu. Graf B představuje amplitudová frekvenční spektra v maximálním rozsahu frekvencí pro každou seismickou stopu. Spektra získáme fourierovou transformací naměřených dat. Využita je funkce  $fft()$ . I v tomto případě jsou průběhy spekter normalizovány kvůli lepší čitelnosti. Protože často je nejzajímavější část spektra v oboru nižších frekvencí, je dále uveden graf C – nízkofrekvenční část spekter seismických stop. Opět jde o normalizovaná spektra, přičemž normalizace je vztažena pouze k zobrazované části spekter. Navíc je vynechán první bod spekter

(frekvence 0 Hz), který odpovídá stejnosměrnému posunu záznamů. Vlastní interaktivní zpracování probíhá v grafu D, který zobrazuje fázový posun na frekvenci vibrátoru pro každý geofon. Svislá osa vyjadřuje fázový posun ve stupních, horizontální osu tvoří čísla geofonů. Protože geofony jsou od sebe vzdáleny o známý, předem daný interval, vyjadřuje nám tato osa i vzdálenost v metrech (konkrétně v daném případě byly geofony od sebe vzdáleny 0,5 m). Z fázového spektra je vybrán na každé stopě pouze jediný fázový posun, a to ten, který odpovídá frekvenci vibrátoru.



Obr. 1 – Pracovní okno programu PHASE s ukázkou terénních dat

Na obr. 2 je detail okna, ve kterém dochází k vlastnímu zpracování. Pro zobrazení fázových posunů jako jedné hladké křivky, ze které je následně určována fázová rychlost, je využita funkce *unwrap()*. Fázové posuny jsou touto funkcí korigovány přičtením celého násobku  $\pm 360^\circ$  tak, aby byly eliminovány skoky při posunu o celou periodu. V tomto grafu se vybírají lineární části kliknutím na první a poslední bod křivky fázového zpoždění kterým chceme proložit přímkou. Výběr bodů se uskuteční stisknutím levého tlačítka myši u bodu, který vybereme pomocí nitkového kříže. K tomuto je využita funkce *ginput()*. Ze vzájemných časových posunů program určí fázovou rychlost registrovaného interferenčního vlnění v  $\text{ms}^{-1}$ , která se zobrazí na místě posledního kliknutí (v našem případě je to hodnota 177,87).



Obr. 2 – Graf pro interaktivní odečítání fázové rychlosti

V homogenním prostředí a za předpokladu, že je povrchová vlna v celém úseku profilu amplitudově dominantní, by křivka na obr. 2 byla jediná přímka, jejíž sklon určuje fázovou rychlost vlnění na dané frekvenci vibrátoru. Praxe ukázala, že v případě existence nehomogenit a v závislosti na amplitudách jednotlivých interferujících složek v různých místech profilu, je často závislost složitější. Popsaným způsobem lze určovat fázovou rychlost jen v určitých částech profilu (homogenní úseky). Proto je tento interaktivní způsob vyhodnocování záznamů efektivnější, než automatické vyhodnocování vzájemných posunů mezi kanály například pomocí funkce vzájemné korelace.

Zpracování probíhá postupně pro celou řadu záznamů pořízených v daném místě s postupně se zvyšující frekvencí. Vlastní výsledek, tj. fázové rychlosti pro jednotlivé frekvence, je uložen do ASCII souboru, který může být využit jako vstupní soubor pro další zpracování.

Výslednou disperzní křivku spolu s naměřenými nebo odhadnutými hodnotami Poissonova čísla a hustot lze využít pro výpočet rychlosti střížných vln na profilu. K tomu se používá iterativní řešení inverzní úlohy. Využití metody nejmenších čtverců dovoluje automatizaci inverzního procesu [7]. Je nutné zadat iniciální hodnoty modelu prostředí, který se skládá z rychlostí (rychlosti P vln ( $v_P$ ) a S vln ( $v_S$ )), hustot a mocností vrstev. Mezi těmito čtyřmi parametry má rychlost příčných vln  $v_s$  nejvýznamnější efekt na spolehlivou konvergenci algoritmu [4].

### 3 Závěr

Byl vytvořen jednoduchý nástroj pro zpracování naměřených vibračních záznamů, který umožňuje interaktivně stanovit disperzní křivku povrchové vlny. Výhodou interaktivního odečítání je možnost předejít chybám v interpretaci vyplývajícím ze složitého interferenčního charakteru měřeného vlnového pole od harmonického zdroje.

## References

- [1] J. Bárta, V. Beneš, D. Dostál, K. Drozd, J. Kněz, P. Nakládal, J. Skopec, J. Vilhelm. *Využití geofyzikálních metod pro ověřování železničních tratí Českých drah. Číslo projektu 803/130/122. Závěrečná zpráva za roky 2001 až 2003.* Archiv Ministerstva Dopravy. Vydal G Impuls Praha spol. s r.o., Praha, 2003.
- [2] F. Glingeaud, J. L. Mari, J. L. Lacoume, J. Mars, M. Nardin. *Dispersive seismic waves in geophysics.* European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 3, page 265-306, 1999.
- [3] S. Mareš, J. Gruntorád, S. Hrách, M. Karous, F. Marek, M. Matolín, J. Skopec. *Úvod do užité geofyziky.* SNTL, Praha, 1990.
- [4] C. B. Park, R. D. Miller, J. Xia. *Multichannel analysis of surface waves.* Geophysics, Vol.64, No.3, page 800-808, 1999.
- [5] L. V. Socco, C. Strobina. *Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial.* Near Surface Geophysics, 2, page 165-185, 2004.
- [6] A. Udias. *Principles of Seismology.* Cambridge University Press, 1999.
- [7] J. Xia, R. D. Miller, C. B. Park. *Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves.* Geophysics, Vol.64, No.3, page 691-700, 1999.

---

Mgr. Renata Gaždová

Universita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Oddělení užité geofyziky, Albertov 6, 128 43, Praha 2  
e-mail: gazdova.renata@tiscali.cz

Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

Universita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Oddělení užité geofyziky, Albertov 6, 128 43, Praha 2  
e-mail: vilhelm@natur.cuni.cz