

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE**



Lukáš Maloušek

**Reflexně seismický profil v Hornomoravském úvalu, interpretace dat a
zhodnocení vlivu geometrie měření
na kvalitu výsledných dat**

Bakalářská práce

Environmentální geologie

Prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Zuzana Lendáková, Ph.D.

Olomouc 2021

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracoval samostatně, pod odborným dohledem vedoucího práce a za použití uvedené literatury.

V Olomouci dne

.....

Lukáš Maloušek

Poděkování

Chtěl bych poděkovat vedoucí svojí práce, paní Mgr. Zuzaně Lendákové, Ph.D. za konzultace, cenné rady, poskytnutí literatury a vedení při psaní této bakalářské práce. Dále bych rád poděkoval panu Mgr. Danovi Šimíčkoví Ph.D. za pomoc při terénním měření a konzultaci a také Bc. Mateji Chovancovi za pomoc při terénním měření.

Bibliografická identifikace

Jméno: Lukáš Maloušek

Název práce: Reflexně seismický profil v Hornomoravském úvalu, interpretace dat a zhodnocení vlivu geometrie měření na kvalitu výsledných dat

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

Vedoucí práce: Mgr. Zuzana Lendáková, Ph.D.

Rok obhajoby: 2021

Abstrakt:

V rešeršní části práce byl geologicky a geomorfologicky vymezen prostor Hornomoravského úvalu. Byla popsána metoda seismiky, od jejího historického vzniku, přes jednotlivé typy seismických vln až po šum, který samotnou kvalitu signálu zhoršuje. Praktická část práce se zabývá detailním popisem metodiky měření a následné filtrace dat s použitím odlišných způsobů odstranění nežádoucího šumu. V práci byly použity dva způsoby stackingu dat – za konstantní rychlosti 1600 m/s a za použití 2D rychlostního modelu. Výsledný profil zobrazuje hlavní reflektor v hloubkách 160-250 m. Dále byly identifikovány dvě rychlostní seismické facie RSF1 a RSF2, které jsou korelovány s informacemi z vrtů a srovnány s dostupnými seismickými daty z prostředí HMU. Na základě těchto dat byl hlavní reflektor v profilu spojen s hranicí baden/pliocén. Zlom uváděný v geologické mapě nebyl v profilu Držovice zastížen.

Klíčová slova: Hornomoravský úval, seismologie, reflexe, tektonika, geometrie

Počet stran: 70

Jazyk: český

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Lukáš Maloušek

Title: Seismic reflection profile in the Upper Morava basin, interpretation of data and evaluation of the effect of measurement geometry on the quality of resulting data.

Type of thesis: bachelor

Institution: Palacký University Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: Mgr. Zuzana Lendáková, Ph.D.

The year of presentation: 2021

Abstract:

In the research part of this bachelor thesis, the area of the Upper Moravia basin was geologically and geomorphologically defined. The method of seismics has been described, from its historical origin, through individual types of seismic waves and noise, which deteriorates the quality of the signal itself. The practical part of the thesis deals with a detailed description of the methodology of measurement and subsequent data filtering using different methods of removing unwanted noise. Two methods of data stacking were used in the work - at a constant velocity of 1600 m/s and using a 2D velocity model. The resulting profile shows the main reflector at depths of 160-250 m. Moreover, two velocity seismic facies RSF1 and RSF2 were identified. The facies are correlated with information from drill holes and compared with available seismic data from the Upper Moravia basin. Based on these data, the main reflector in the profile was connected with the Baden/Pliocene boundary. Fault structure displayed in the geological map was not identified in the Držovice profile.

Keywords: Upper Morava Basin, seismics, reflection, tectonics, geometry

Number of pages: 70

Language: Czech

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Geomorfologie a geologie Hornomoravského úvalu	9
2.1. Geomorfologie	9
2.2. Geologická charakteristika Hornomoravského úvalu	12
2.2.1. Proterozoikum	13
2.2.2. Paleozoikum.....	14
2.2.3. Kenozoikum	16
3. Tektonická stavba.....	21
4. Seismologie	23
4.1. Historie seismologie	24
4.2. Seismické vlny	25
4.2.1. Typy vln.....	26
4.2.2. Rychlost šíření	29
4.3. Seismický šum	31
4.4. Propagace seismických vln	32
4.5. Reflexe a difrakce	34
4.6. NMO koncept.....	36
4.7. Common mid point (CMP)	39
5. Metodika	40
5.1. Měřící aparatura	40
5.2. Terénní měření a geometrie profilu.....	42
5.3. Zpracování dat	43
5.3.1. Nahrání a kontrola dat	43
5.3.2. Filtrace dat	45
6. Výsledky	54

6.1. Geometrie odpalů	54
6.2. Profily.....	55
7. Diskuze	59
7.1. Posouzení geometrie odpalů	59
7.2. Vliv filtračních kroků na kvalitu zobrazení dat.....	59
7.3. Geologická interpretace	61
8. Závěr	66
9. Zdroje	67

1. Úvod

Tématem bakalářské práce je reflexně seismické měření, zpracování a interpretace profilu situovaného v západní části Hornomoravského úvalu, konkrétně na rozmezí kosířsko-tršické elevace a lutínského příkopu. Hornomoravský úval se nachází na styku Českého masívu a Vnějších Západních Karpat. Jedná se o propadlinu vyplněnou neogenními a kvarténními sedimenty. Tyto sedimenty jsou uloženy na podkladu, který je tvořen proterozoickými a paleozoickými horninami. K měření je použita geofyzikální metoda seismologie, která využívá šíření elastických vln v geologickém prostředí. V této práci je aplikovaná metoda reflexní seismiky, která je v dnešní době využívána k vyhledávání nerostných surovin a k zjištění podpovrchové stavby. Reflexní seismika funguje na principu odražených vln, které se po odrazu od geologického rozhraní vrací k zemskému povrchu a jsou zaznamenávány seismografem.

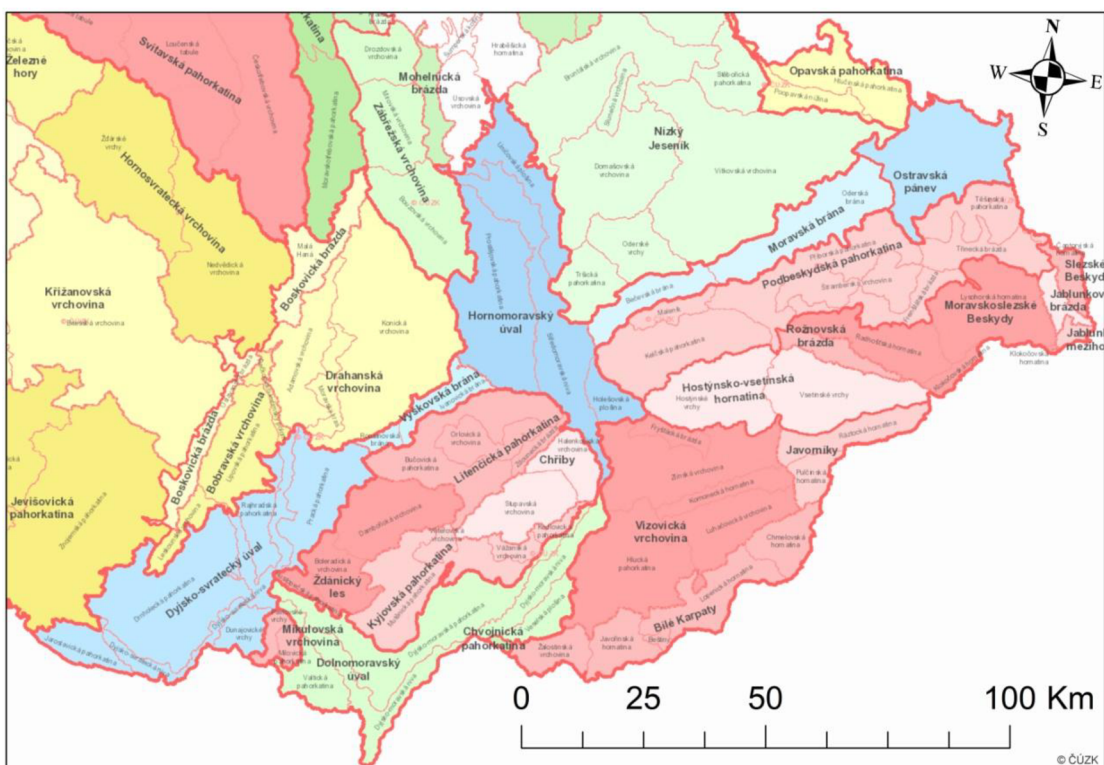
Cílem praktické části práce je provést sérii seismických měření u obce Držovice. Následně zpracovat naměřená data do reflexního seismického profilu, který bude dále porovnáván s vrty v okolí. Ze seismického profilu tak bude dále možné ověřit nebo vyvrátit výskyt zlomu a zjistit geologickou stavbu pod povrchem.

2. Geomorfologie a geologie Hornomoravského úvalu

2.1. Geomorfologie

Studovaná oblast se nachází v Hornomoravském úvalu, který dle geomorfologického členění České republiky spadá do jednotky Západních Vněkarpatských sníženin (ZVS), která je podřadnou soustavou Vněkarpatské sníženiny (Demek et al. 2006). Tato nadřazená jednotka je omezena na severu Krkonoško-jesenickou subprovincií, na západě Česko-moravskou subprovincií, na jihu Vídeňskou pánví a na východě Vnějšími Západními Karpaty. ZVS se dále člení na Moravskou bránu, Hornomoravský úval, Vyškovskou bránu a Dyjsko-svratecký úval (obr. 1). Celková rozloha území činí 3450 km² (Demek et al. 2006).

ZVS tvoří pruh, táhnoucí se na jihu od Rakouska a probíhá sv. směrem přes Brno, Vyškov, Přerov, až k Ostravě. Reliéf je tvořen akumuláčními rovinami a kotlinovými pahorkatinami (Ivan et al. 2000).



Obr. 1: Členění Západních Vněkarpatských sníženin na Moravskou bránu, Hornomoravský úval, Vyškovskou bránu a Dyjsko-svratecký úval. Zdroj podkladových map: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>.

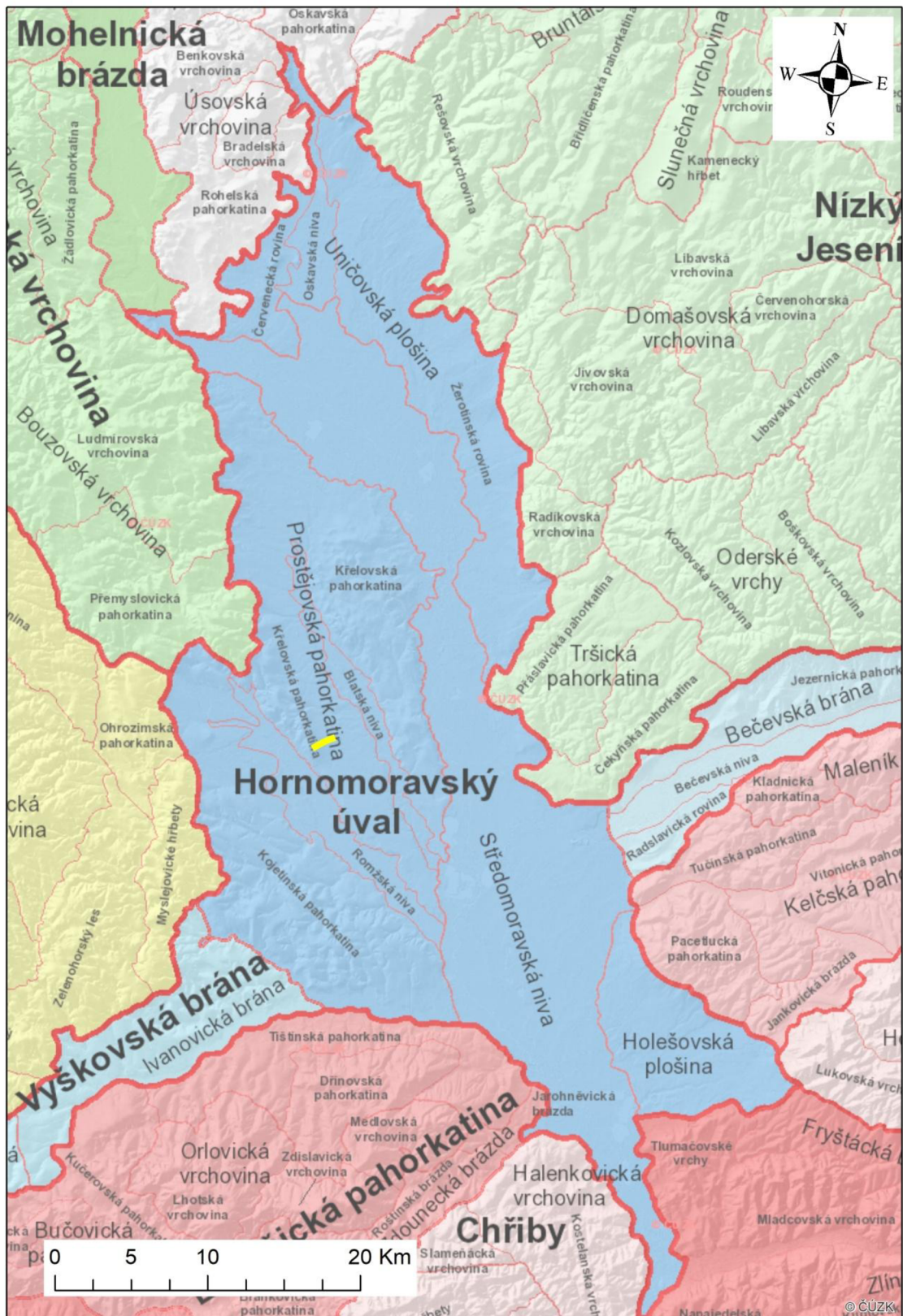
Hornomoravský úval

Hornomoravský úval zasahuje jak do České vysočiny, tak do Karpat (Demek et al. 1965). Rozloha tohoto úvalu je vymezena Nízkým Jeseníkem na severovýchodě, Drahanskou vrchovinou na západě, Litenčickou pahorkatinou na jihozápadě, Vizovickou vrchovinou na jihovýchodě a Podbeskydskou pahorkatinou na východě. Jedná se o protaženou sníženinu ve směru SSZ - JJV, která je vyplněna neogenními a kvartérními sedimenty, a kterou protéká řeka Morava v délce přibližně 100 km (Barth et al. 1971).

Jde o druhou největší oblast ZVS s celkovou rozlohou 1318,43 km². Nejvyšším vrcholem je Šumvaldská borka, která měří 331 m n. m.. Běžně úval pokrývají pole, v nivách to pak jsou lužní lesy a louky. Hornomoravský úval lze dále členit na menší podcelky (obr. 2). Mezi tyto podcelky patří Prostějovská pahorkatina, Uničovská plošina, Holešovská plošina a Středomoravská niva (Demek et al. 2006).

Prostějovská pahorkatina

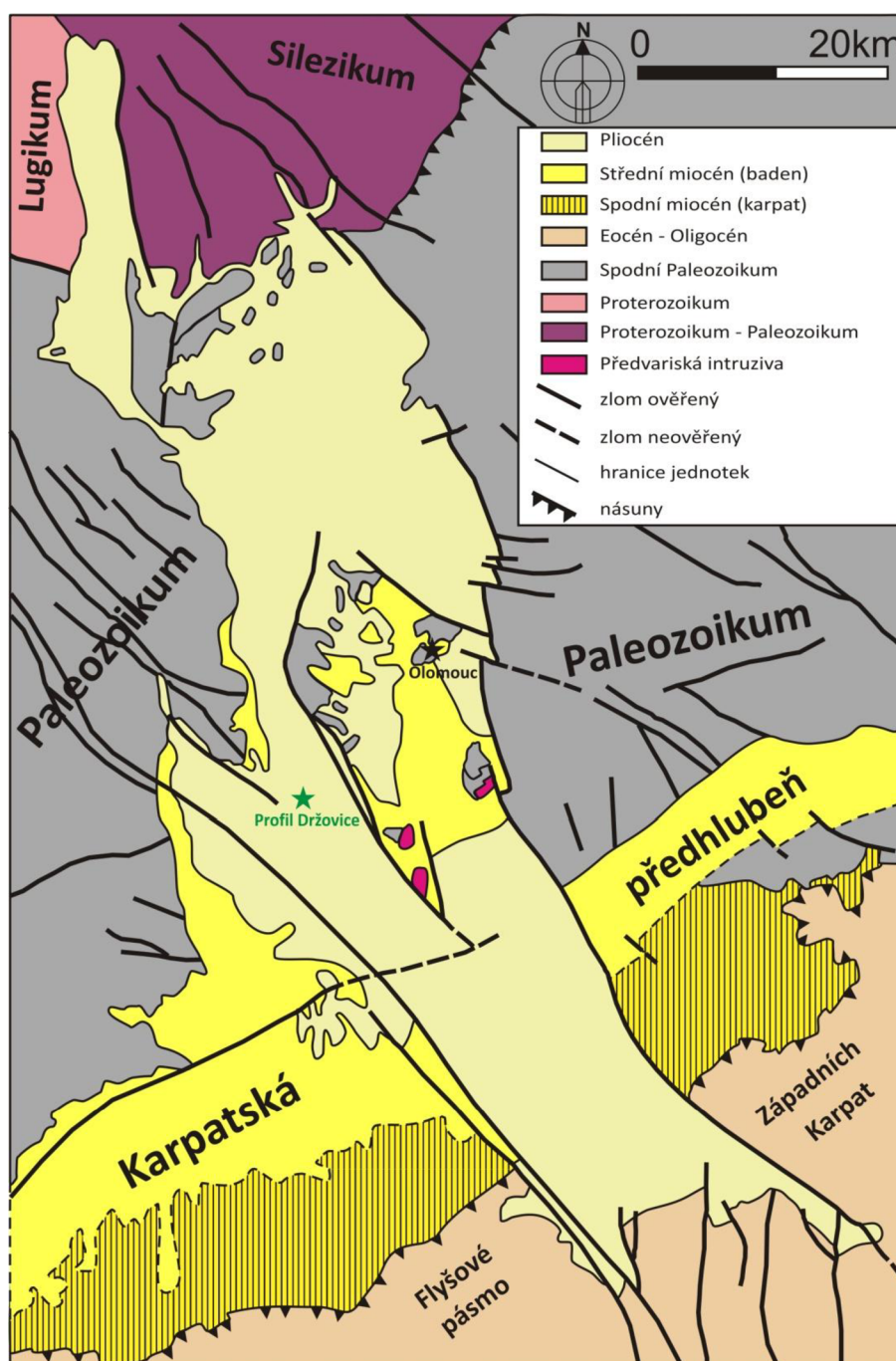
Studovaná oblast se nachází v západní části Hornomoravského úvalu, v podcelku Prostějovské pahorkatiny. Celková rozloha podcelku je 525,90 km². Nejvyšším bodem je Předina, která dosahuje výšky 312,6 m n. m.. Jedná se o nížinnou pahorkatinu s téměř rovinným profilem. Značná míra plochy Prostějovské pahorkatiny je tvořena zemědělskou půdou. Vyskytují se zde asymetrická údolí řeky Blaty, Valové a Brodečky (Demek et al. 2006). Naše lokalita se nachází na hranici Křelovské pahorkatiny a Blatské nivy. Nadmořská výška se zde pohybuje od 220 m n. m. do 272 m n. m.. Sklonitost svahu je v rozmezí od 1° do 7°. Svah je orientován na východ až severovýchod.



Obr. 2: Členění Hornomoravského úvalu s vyznačenou pozicí studované lokality. Zdroj podkladových map: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>.

2.2. Geologická charakteristika Hornomoravského úvalu

Geologické podloží studované oblasti je tvořeno jak horninami Českého masívu, tak horninami Západních Karpat (obr. 3). Hornomoravský úval má tvar protáhlé syndepoziční pánve (Bábek et al. 2018), která je vyplněna jak mořskými (baden), tak jezerními (pliocén) a říčními (kvartér) sedimenty (Barth et al. 1971). Ty jsou uloženy na podkladu tvořeném proterozoickými granitoidy a paleozoickými sedimentárními horninami (Novák et al. 2017).



Obr. 3: Geologická mapa Hornomoravského úvalu (<https://mapy.geology.cz/geocr500/>) - upraveno.

Během středního až pozdního miocénu byl Hornomoravský úval součástí Karpatské předhlubně, která vznikla nasunutím Vnějších Západních Karpat na Český masív v předpolí sunoucího se orogénu (Bábek et al. 2018). V miocénu docházelo k neustálým strukturním změnám pánví, u kterých se měnil tvar a velikost. Docházelo k ukládání jílu, písků a štěrků při střídání mořského a brakického prostředí (Nehyba a Šíkula 2007).

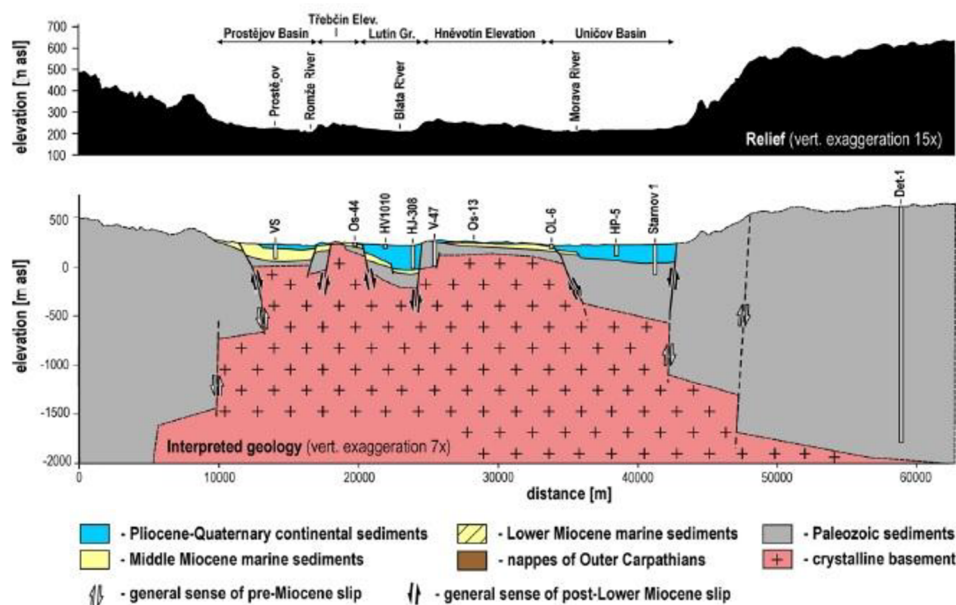
2.2.1. Proterozoikum

Brunovistulický terán

Brunovistulický terán představuje kadomskou jednotku umístěnou na východě Českého masívu. Terán vznikl během kadomského vrásnění. Západní část byla varijským vrásněním přičleněna k Českému masívu (Kalvoda et al. 2008) a na východě byl terán nasunutý příkrovy Vnějších Západních Karpat (Stráník et al. 1993).

Na povrch vystupují horniny brunovistulika a jejich ekvivalenty v Jesenících, v okolí Tišnova a několik izolovaných výchozů se nachází v rámci Hornomoravského úvalu u Olomouce (Kalvoda et al. 2008). V Hornomoravském úvalu vystupuje brunovistulikum na území, které je vymezeno obcemi Krčmaň, Drahlov, Hněvotín, Lípy, Kaple, Studenec, Svárov a Bolelouc (Barth et al. 1971). Z vrtů je však známá pozice brunovistulika (obr. 4) v podloží karpatské předhlubně jak na území České republiky, tak v Rakousku nebo v Polsku. Jak naznačuje kladná magnetická anomálie, celkový rozsah brunovistulika je mnohem větší než jeho povrchové rozšíření. Na jihu zasahuje pod Alpy a na severovýchodě pod příkrovy Vnějších Západních Karpat (Kalvoda et al. 2008).

Velký význam pro celé brunovistulikum hraje brněnský masív, který se dělí na dvě různé jednotky, které se od sebe odlišují stářím granitoidních hornin a také charakterem kůry (Kalvoda et al. 2008). Na severovýchodě je to Slavkovský terán, zatímco na jihovýchodě jde o Dyjský terán. Ve střední části tyto terány odděluje metabazitová zóna. Granitoidy Slavkovského teránu jsou petrograficky homogennější, převládá amfibolický až amfibolicko-biotitický granitoid typu I. Nejčastěji se jedná o diorit nebo granodiorit. Granitoidy Dyjského teránu jsou typu S a I. Jedná se o granity, granodiority a diority (Kalvoda et al. 2008).



Obr. 4: Podélný geologický řez Hornomoravským úvalem (Špaček et al. 2015).

2.2.2. Paleozoikum

Devon

Na východním okraji Českého masivu nasedají na horniny brunovistulika devonská bazální klastika, též označována jako "Old Red". Staří těchto sedimentů je buď přiřazováno devonu a to na základě podobnosti s devonskými horninami, či díky doloženým paleontologickým nálezům. V druhém případě je stáří přiřazováno ke kambriu, pro které existují ekvivalentní velmi mocné klastické sekvence na jv. Moravě, které jsou doloženy pouze z vrtů (Nehyba et al. 2001). Bazální klastika představují konglomeráty, křemenné pískovce a arkózy. Jejich mocnosti se pohybují od několika metrů do více než 1000 m (Picha et al. 2006).

V devonu byla oblast zaplavena mořem, což mělo za následek charakter devonských sedimentů, který byl určen prostředím vzniku (Barth et al. 1971). Vývoj devonských sledů můžeme rozdělit do čtyř faciálních skupin. Vývoj drahanský (pánevní), vývoj Moravského krasu (platformní), vývoj ludmírovský (přechodní) a vývoj tišnovský (okrajový) (Kalvoda et al. 2002).

Vývoj drahanský začíná sedimentací bazálních klastik. Jedná se o křemenné pískovce, šedohnědé pískovce, monomiktní a polymiktní konglomeráty s šedohnědou

základní hmotou. Vrstevní sled dále pokračuje stínavsko-chabičovským souvrstvím, jesenskými vápenci a je ukončen ponikevským souvrstvím. Pro ponikevské souvrství je typický radiolarit se vzácnými vápencovými vložkami. Pro pánevní vývoj je charakteristický podmořský vulkanismus (Kalvoda et al. 2008).

Vývoj Moravského krasu je charakteristický sedimentací karbonátových platform, vývoj lze rozdělit na podložní macošské a nadložní líšeňské souvrství (Picha et al. 2006). Nejnižší jednotkou macošského souvrství jsou čelechovické vápence, které mají velmi omezený výskyt. Lze v nich najít velké množství fosílií (Hladil a Kalvoda 1993; Chlupáč et al. 2002). Následují tmavě šedé josefovské vápence bohaté na brachiopody, lažánecké vápence, u kterých se často vyskytuje stromatoporoidová fauna. Macošské souvrství končí masivními, světle šedými vilémovskými vápenci (Picha et al. 2006). Celková tloušťka macošského souvrství je přibližně 400 m, místy může dosáhnout i 1000 m. V líšeňském souvrství rozlišujeme mikritové křtinské vápence, turbiditické, bituminózní hádsko-říčské vápence a oolitické dražovické vápence. Mocnost tohoto souvrství se pohybuje od 50 do 300 m (Picha et al. 2006).

Ve vývoji ludmírovském začíná sedimentace bazálních klastik křemennými konglomeráty, pískovci a arkózami. Pro ludmírovský vývoj je charakteristický faciální přechod mezi vývojem pánevním a platformním (Kalvoda et al. 2008). Tišnovský vývoj je omezen velmi malou plochou na okraji moravika. Sedimentace začíná bazálními klastiky (Kalvoda et al. 2008) a pokračuje mělkovodní karbonátovou sedimentací (Chlupáč et al. 2002).

Karbon

Sedimentace v karbonu pokračuje ze svrchního devonu ve vápencových nebo břidličnatých faciích. Nástup kulmské facie je charakterizován střídáním drob a břidlic (Barth et al. 1971).

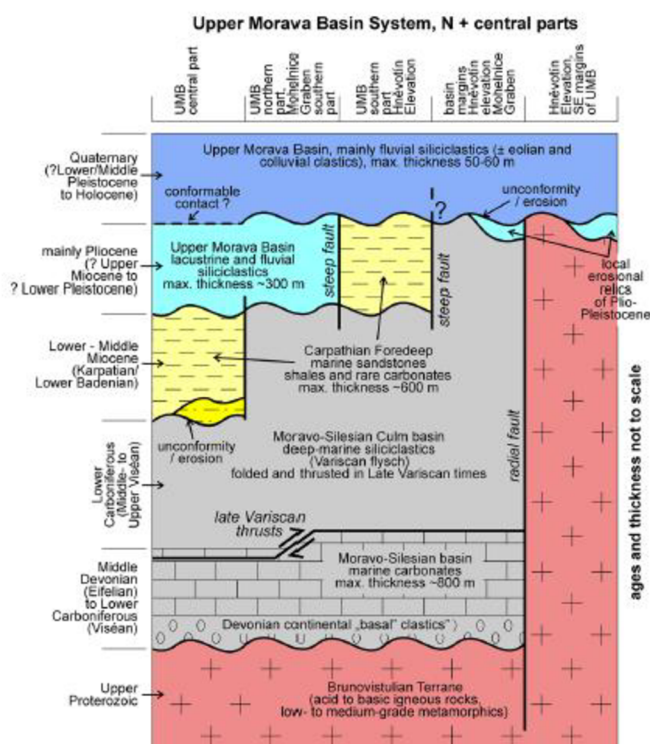
Kulmský flyš je rozdělený dvěma tektonickými jednotkami na alochtonní a paraautochtonní jednotku. Sedimenty alochtonní jednotky se usazovaly v prostředí Rheické/Rhenohercynské pánve a tvoří západní část kulmského flyšového pásma. Zde rozdělujeme andělskohorské a hornobenešovské souvrství, které řadíme do kulmu Nízkého Jeseníku. Protivanovské a částečně rozstáňské souvrství zase patří do kulmu

Drahanské vrchoviny. Sedimentace paraautochtonní jednotky probíhala ve variské předpolní pánvi a vyplňuje východní část kulmského flyšového pásma. To je rozděleno na moravické, hradecko-kyjovické, myslejovické a částečně rozstáňské souvrství (Kalvoda et al. 2008).

V Hornomoravském úvalu jsou odkryty horniny kulmského vývoje tzv. dómské a michalské kry olomouckého kulmského ostrova. Jsou zastoupeny tmavě zelenošedými drobnými a hnědými slepenci. Obě horniny se střídají v opakujících se cyklech s mocností kolem 1 až 1,5 m (Hrubeš et al. 2000). Další výskyty hornin kulmského vývoje jsou při západním okraji Hornomoravského úvalu na hranici Velkého Kosíře a Křelovské pahorkatiny.

2.2.3. Kenozoikum

Výplň Hornomoravského úvalu tvoří miocenní až holocenní mořské a kontinentální sedimenty. Na severu území leží na krystaliniku až horninách spodního karbonu. Na jihu jsou příkrovy Západních Karpat nasunuty na tyto sedimenty (Špaček et al. 2015). Obrázek 5 ukazuje stručné schéma hornin centrální části Hornomoravského úvalu.



Obr. 5: Geografická kolonka zachycující jednotlivé etapy sedimentace od proterozoika po kvartér (Špaček et al. 2015).

Miocén

Horniny miocenního stáří jsou zastoupeny sedimenty Karpatské předhlubně. Karpatská předhlubeň je součástí alpsko-karpatských periferních předpolních pánví. Vyvinula se v kolizní zóně mezi Českým masivem, Východními Alpami a Západními Karpaty. Miocenní výplň Karpatské předhlubně tvoří sedimenty egeru až badenu. Hornomoravský úval je považován za součást Karpatské předhlubně, kde samotná sedimentace začala až v karpatu a s větším plošným rozsahem v badenu (Nehyba a Šíkula 2007).

Nejstarší sedimentární výplň Hornomoravského úvalu reprezentují miocenní (karpats) brakické a mělkomořské uloženiny, částečně překryté příkrovy Vnějších Západních Karpat (Špaček et al. 2015). Sedimenty karpatu se v prostoru Hornomoravského úvalu ukládaly ve značně členitém reliéfu a batymetricky relativně mělkých podmínkách s poklesovými tendencemi, což mělo vliv na jejich faciální pestrost. Docházelo k ukládání bazálních klastik a brakických prachovců. Následovala sedimentace tzv. hnědých vrstev, které byly tvořeny tmavohnědými až černohnědými karbonatickými jílovci. V nejvyšší vrstvě se ukládaly marinní sedimenty s euhalinními společenstvy (Brzobohatý a Cicha 1993).

Sedimentace v prostoru HMU byla obnovena ve středním miocénu (baden), sedimenty reprezentují deltové, mělko- i hlubokomořské sedimenty (Nehyba a Šíkula 2007). Ve spodním badenu začala sedimentace suťovými brekciemi, které byly suchozemského i marinního původu. Následovalo ukládání polymiktních písků a štěrků. Tyto sedimenty již obsahovaly mikrofaunu spodního badenu (Brzobohatý a Cicha 1993). Výjimečně se vyskytují bryozové vápence (Doláková et al. 2008). Sedimenty spodního badenu lze najít na starších horninách prostějovského příkopu nebo v Rokytnici u Přerova (Zapletal 2005).

Maximální mocnost miocenních sedimentů je v jižní části Hornomoravského úvalu okolo 600 m a směrem k severu mocnost sedimentů rychle ubývá (Špaček et al. 2015).

Pliocén

V pliocénu se staly hlavním faktorem vývoje pohyby ker, díky kterým Hornomoravský úval začal nabývat dnešní podoby (Barth et al. 1971). Docházelo k poklesům podél zlomů ve směru SZ-JV, což mělo za následek vznik sladkovodních pánví.

Území lze rozdělit na dva různé komplexy. V severní části převažuje snos z Českého masívu a pestrá sedimentace, zatímco pro jižní část je charakteristická méně pestrá litologie se snosem z oblasti karpatských příkrovů. Pro horniny v jižní části je charakteristické zelenošedé až modravě šedé zbarvení (Růžička 1989).

Na základě velkého počtu vrtů, za posledních 30 let, lze pliocenní sedimenty Hornomoravského úvalu rozdělit do dvou souvrství. Ve spodním souvrství, které má mocnost 80-100 m dochází ke střídání pestře zbarvených (červenohnědých a rezavých) štěrků, písků, prachů, prachovitých jíílů a jíílů. Zbarvení způsobuje redepozice rudě zbarvených zvětralin podložních hornin. Ve svrchním souvrství, které má mocnost maximálně 100 m, se střídají písky, prachy, písčité a prachovité jíly, které mají šedou, zelenou až černohnědou barvu. Také jsou zde velmi časté polohy uhelných jílu a lignitu (Růžička 1989; Čtyroký 1995).

Při sedimentaci hrálo důležitou roli větší množství dešťových srážek, které tvořily zdroj vody při vzniku mělkých jezer. Od severu směrem k jihu klesá počet psefitických a psamitických sedimentů. Totéž platí směrem od okrajových sedimentačních oblastí ke středu pánve (Růžička 1989). Na některých částech kosířsko-tršické elevace vystupují sedimenty pliocenního stáří na horninách paleozoika (Zapletal 2005).

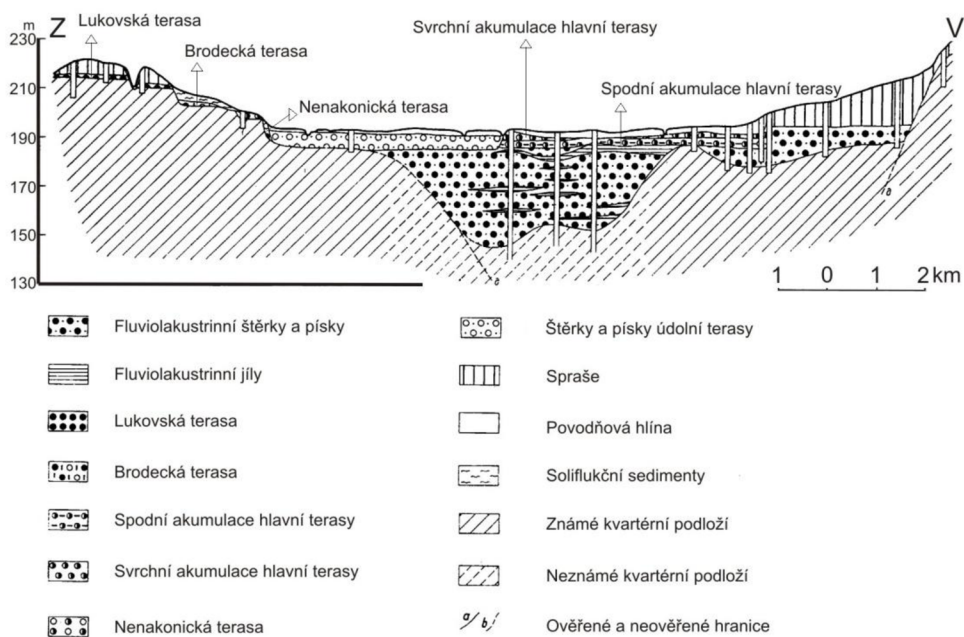
Kvartér

Sedimentace v kvartéru byla ovlivněna tektonickými pohyby a také klimatickými vlivy. Střídalo se suché, chladné klima glaciálů s teplým, vlhkým klimatem během interglaciálů (Musil 1993). Sedimenty kvartéru leží převážně na pliocenních a jezerních sedimentech, na badenských mořských uloženinách a případně i na starších horninách (Czudek 1997).

K nejstarším kvartérním sedimentům, které se nacházejí po celém Hornomoravském úvalu patří fluviolakustrinní souvrství písčitých jíílů a písků, jejichž počátek sedimentace je datován již do pliocénu a až následně docházelo k sedimentaci fluviálních uloženin (Musil 1993). Fluviolakustrinní sedimenty vystupují v odkryvu určické cihelny u Prostějova (Czudek 1997). Obdobné sedimenty jsou dokumentovány v Holicích u Olomouce, jejichž původ Zeman (1971) připisuje k jedné jezerní pánvi z období glaciálu.

Nejstaršími fluvialními akumulacemi jsou šterkopísky a kokorské slepence, které se vyskytují 35 m nad úrovní dnešní Moravy (Musil 1993). Jednotlivé terasy zachycuje (obr. 6), který představuje geologický řez Hornomoravským úvalem.

Nejstarší terasou je terasa lukovská, která je stratigraficky zařazena na hranici günz/mindel. Povrch této terasy se pohyboval 25-26 m nad řekou. Byla vytvořena řekou Olešnicí a tím se liší od mladších teras, které byly vytvořeny řekou Moravou. Následuje terasa brodecká, která se stratigraficky datuje do svrchního mindelu a jedná se o první akumulaci, jejíž stratigrafické zařazení lze pokládat za prokazatelné (Musil 1993). Nejrozsáhlejší plochu zaujímá „hlavní terasa“ také označovaná jako kralická terasa, která má povrch původního uložení ve výšce 10-12 m (Macoun a Růžička 1967). Je tvořena dvěma akumulacemi šterkopísků. Spodní akumulace spadá do období mindel/riss a svrchní akumulaci řadíme do spodního rissu (Macoun a Růžička 1967). Obě akumulace jsou od sebe odděleny fosilní půdou (Zeman 1971). Na některých místech však svrchní akumulace leží přímo na předkvarterním podloží (Macoun a Růžička 1967). Liší se jak složením šterků, tak i těžkými minerály. Mocnost spodní akumulace kolísá až do 5 m a mocnost svrchní akumulace je v rozmezí od 5 do 9 m (Musil 1993). V době kdy docházelo k akumulaci kralické terasy, tekla řeka Morava svým nynějším údolím i údolím řeky Blaty – lutínským příkopem (Macoun a Růžička 1967). Následuje terasa nenakonická, která je stratigraficky zařazována do svrchního rissu. Základ této terasy je 5-7 m pod úrovní Moravy. Nejmladší terasou je terasa údolní, která má svůj povrch 3-5 m nad řekou. Stratigraficky je zařazena do würmu (Musil 1993). S pomocí zařazení jednotlivých teras do stratigrafie bylo umožněno studium eolických sedimentů a fosilních půd (Macoun a Růžička 1967).



Obr. 6: Geologický řez Hornomoravského úvalu v okolí Chropyně (Macoun a Růžička 1967) - upraveno.

Deluviální a proluviální sedimenty mají rozsáhlý výskyt na jihozápadě Hornomoravského úvalu. Dochází ke střídání hlinité sutě s polohami svahových hlín a spraší. Deluviální sedimenty dosahují na některých místech mocnosti 20 m a proluviální sedimenty, které jsou často překryty právě svahovými, mocnosti okolo 50 m (Musil 1993).

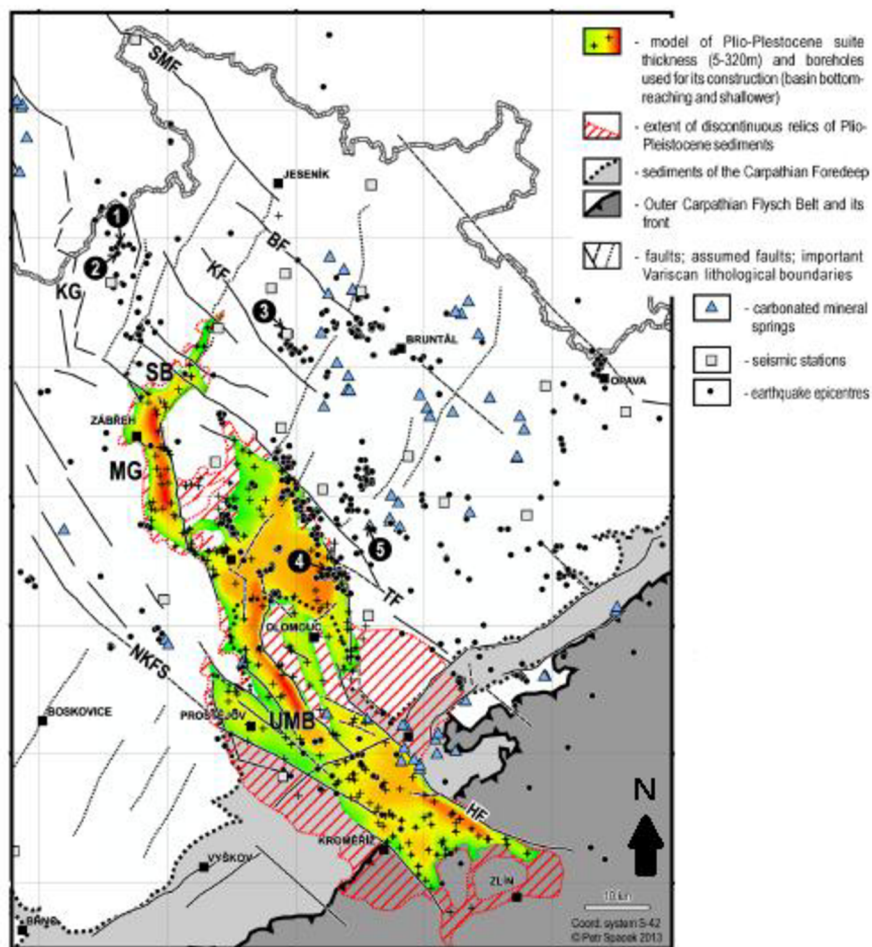
Spraše pokrývají značnou část Hornomoravského úvalu a dosahují mocnosti okolo 10 m. Překrývají jak říční terasy, tak i proluviální a svahové sedimenty. Jedny z nejstarších eolických sedimentů stratigraficky zařazujeme do staršího rissu (Macoun a Růžička 1967). Je možné zde také nalézt naváté písky. Např. u Grygova dosahují mocnosti až 3 m. Stáří těchto vátých písků je dnes řazeno k pozdnímu würmu/holocénu (Musil 1993).

3. Tektonická stavba

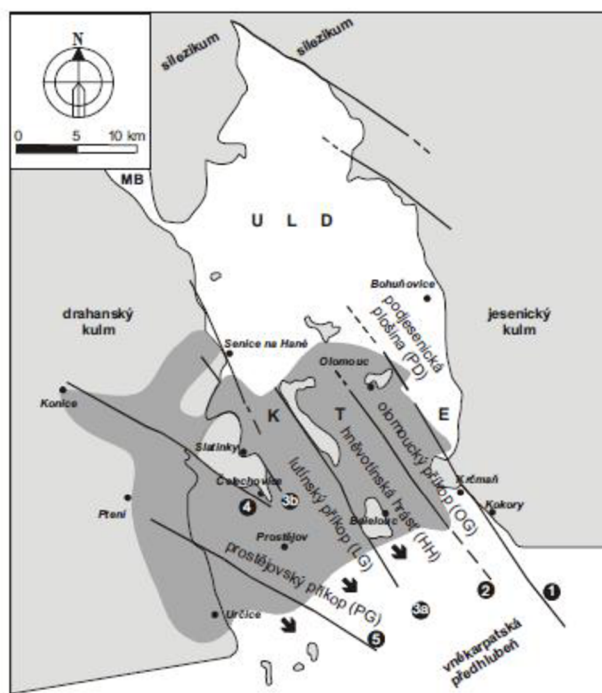
Hornomoravský úval je sedimentární pánev s kenozoickou výplní, která se nachází na kontaktu Českého masívu s Vnějšími Západními Karpaty. Má podlouhlý tvar ve směru SSZ - JJV. Tato pánev se řadí k tzv. typu pull-apart, která vykazuje romboedrickou geometrii. Ve střední části je morfologie Hornomoravského úvalu méně výrazná, jelikož zde dochází k protínání deprese Karpatské předhlubně (Špaček et al. 2015). Recentní Hornomoravský úval má podobu více než 80 km dlouhé a 11 - 25 km široké pánve s mnoha lokálními depocentry a vyvýšenými strukturami kontrolovanými rozdílnými znaky subsidence a upliftu. Nízký reliéf Hornomoravského úvalu je kontrolován subsidencí podél poruch zlomového pásma Haná (Špaček et al. 2015).

Kombinací subsidence, upliftu a klimatických faktorů došlo v prostoru Hornomoravského úvalu, mezi pozdním saalským a weichseilským zaledněním, ke změně toku řeky Moravy. Vlivem upliftu severní části hněvotínské hrásti opustil tok řeky Moravy lutínský příkop a pokračoval pouze v olomouckém příkopu, což je doloženo faciální změnou ve vrtech v Lutíně a v Hrdibořicích (Novák et al. 2017). Z vrtných dat bylo zjištěno, že podél zlomových struktur je mocnost plio-pleistocenních sedimentárních hornin větší (obr. 7). V současné době se jedná o území se slabou tektonickou aktivitou, u kterých se síla zemětřesení pohybuje od 0,6 M do 2,5 M (Špaček et al. 2015).

Zapletal (2005) rozděluje Hornomoravský úval (obr. 8) v příčném směru na uničkovsko-litovelskou depresi a kosířsko-tršickou elevaci, která na linii Určice - Kokory navazuje na hlavní okrajový svah spodnobadenské vněkarpatské předhlubně. Zlomy, které probíhají podélně ve směru SZ-JV rozdělují kosířsko-tršickou elevaci na prostějovský, lutínský a olomoucký příkop, hněvotínskou hrást' a podjesenickou plošinu. Podobu, kterou v dnešní době Hornomoravský úval má, získal v pliocénu, kdy došlo k poklesu severní části bradelsko-malenické kry.



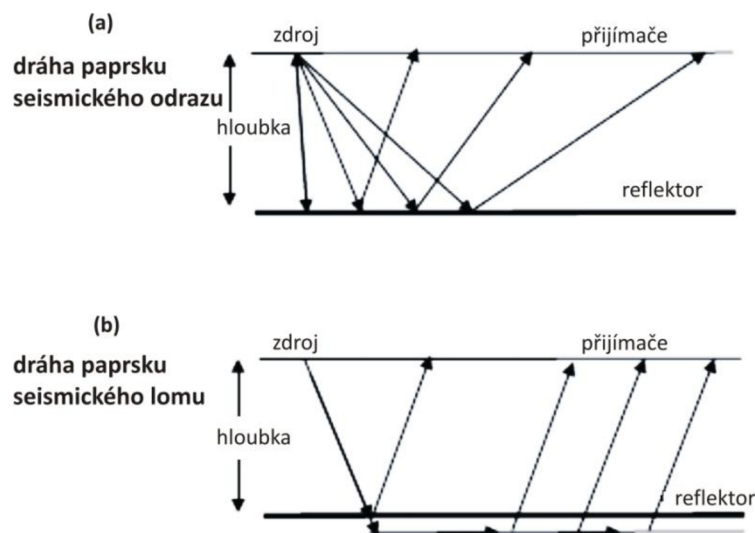
Obr. 7: Zjednodušená mapa ukazující tloušťku plio-pleistocenních sedimentů (Špaček et al. 2015).



Obr. 8: Geologické schéma severní části Hornomoravského úvalu s jednotlivými strukturálními prvky (Zapletal 2005).

4. Seismologie

Původ slova seismika pochází z antického Řecka, ze slova „seismós“, což v překladu do českého jazyka znamená otřes a obsahuje tak podstatu této vědy (www1). Navzdory tomu se seismologie jako věda primárně zabývá výzkumem struktury Země, zemětřesení se věnuje pouze subsidiárně (Mussett a Khan 2000). Základním principem seismologie je schopnost seismických vln šířit se Zemí. Seismické vlny se obecně nešíří v přímých liniích, ale před návratem na povrch jsou odkloněny. Při průchodu Zemí jsou před návratem na povrch seismické vlny odraženy nebo lomeny vrstvami, kterými procházejí. Podle toho, jakou rychlostí a za jaký čas se seismická vlna pohybuje, je následně možné zjišťovat podpovrchové struktury. Dle odrazu a lomu vln (obr. 9) se seismika dělí na reflexní seismiku, která využívá metod odražených vln a refrakční seismiku využívající lomených vln (Alsadi 2017). Dále lze podle rozsahu hloubky seismické metody rozdělit na mělké seismické metody, u kterých lze používat pro odpal pouhé kladivo a hloubkové seismické metody, při kterých je lepší využít např. padostroj. Seismika se mimo jiné zabývá výzkumem dopadů zemětřesení na životní prostředí. V neposlední řadě je v její kompetenci studie seismických zdrojů, jimiž jsou například vulkanické, tektonické, umělé a mnohé další procesy (Mussett a Khan 2000).



Obr. 9: Dva typy seismických technik, (a) reflexní seismika, (b) refrakční seismika (Alsadi 2017).

4.1. Historie seismologie

Pro své ekonomické výhody byla technologie seismického průzkumu rozvíjena jako specializovaná metoda používaná při průzkumu minerálů a ropy. Z tohoto hlediska můžeme vývoj seismického výzkumu rozdělit na tři historické fáze (Alsadi 2017):

- Historický vývoj pružnosti a seismické vlny
- Historický vývoj seismologie zemětřesení
- Historický vývoj průzkumné seismologie

Elasticita a seismické vlny

Prvním vědcem, zabývajícím se problematikou elasticity byl již v 17. století Galileo. Tento italský fyzik zkoumal elasticitu zatíženého trámu, který byl jedním koncem připevněný ke zdi. O dvě století později, konkrétně tedy v 19. století, přišel s novým objevem Francouz Siméon Denis Poisson. Zjistil, že dva typy vln mohou cestovat elastickým médiem s rychlostmi šíření, VP (rychlost primárních vln) a VS (rychlost sekundárních vln), kde poměr (VP/VS) je roven druhé odmocnině 3 ($\sqrt{3}$). Tento objev byl potvrzen Stokesem, který přišel s označením pro dva typy vln, a to sice s P pro podélné a S pro příčné. Stokes mimo jiné položil základy pro definování modulů, dnes známých jako moduly stlačitelnosti a tuhosti materiálů. Později, v roce 1887, byl v Anglii Lordem Rayleighem objeven typ elastických vln, které se na povrchu šíří s rychlostí označovanou VR, a která je nižší než rychlost VS (rychlost sekundárních vln) na stejném povrchu. Tento objev byl následován dalším objevem jiného typu vln, který si získal jméno podle svého objevitele Angličana A.E.H. Lova, vlny Loveovy (Alsadi 2017).

Seismologie zemětřesení

Jak může být již z názvu patrné, právě zemětřesení bylo klíčové pro další studie seismiky. Základní informace o seismických vlnách poskytl velký počet ničivých zemětřesení, která jsou doložena již z prehistorického období. V letech 1260-550 př. n. l. byla čtyři ničivá zemětřesení zaznamenána v tehdejší Mezopotámii. První seismograf se pokusil sestavit čínský filozof Chang Heng v roce 132 n. l. a podal tak první kroky pro instrumentální seismologii. K řádnému zaznamenávání a vědeckým

výzkumům zemětřesení však došlo až na konci 19. století, a to díky vynálezu detekčního přístroje. O první vědeckou seismografickou analýzu seismické vlny se pak zasloužili hned tři lidé a to Gray, Milne a Ewing (Alsadi 2017).

Průzkumná seismologie

Reflexní seismologie se stala velmi účinným nástrojem pro průzkum. Zásahu na tom má zejména práce Fessendena, který se rozhodl k výzkumu využít odrazu akustických vln. Od 30. let 20. století se užíval výzkum reflexní seismologie v širokém měřítku. Na počátku 50. let 20. století začíná nová éra ve vývoji, díky zavedení analogového záznamu a zpracování dat. Z počátku byly záznamy nahrávány na magnetické pásky, jejíž důležitým úkolem bylo ukládání, přehrávání a zpracování dat za účelem zesílení signálu. Později byly zavedeny digitální záznamy, které vystřídaly ty analogové (Telford et al. 1990; Alsadi 2017).

4.2. Seismické vlny

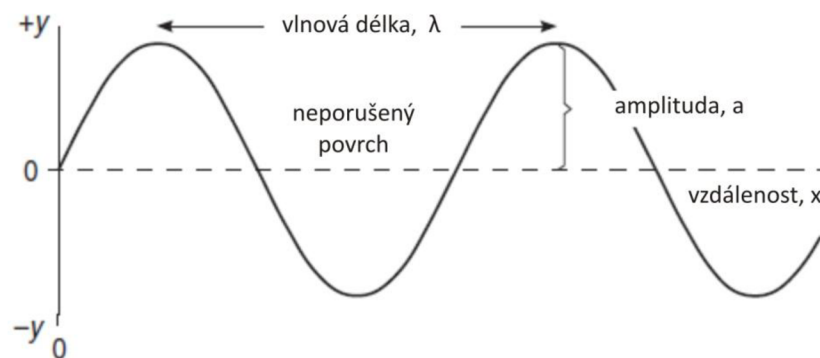
K seismickým vlnám, respektive k jejich vzniku, dochází jednoduše při deformaci daného prostředí působením vnějších sil. Díky těmto vnějším silám dochází k vytvoření vnitřních protilehlých sil, které dané deformaci mají zabránit. Deformace se nejčastěji projevují změnou objemu nebo tvaru. Po odeznění vnějších sil dochází k návratu do původního stavu. Vlastnost, při které nedochází ke změně objemu nebo tvaru, se nazývá pružnost (elasticita). V důsledku změn pružnosti prostředí (změny objemu a tvaru) dochází ke kmitání kolem neutrálních poloh a současně se vlny šíří mimo zdroj energie. Přenos energie se tímto způsobem označuje jako vlnový pohyb. Jestliže jsou změny malé, je horninové prostředí považováno za elasticky dokonalé (Alsadi 2017).

Vznik a šíření seismických vln je podmíněn zdrojem mechanické energie spontánního typu, který je iniciován v elastickém prostředí. Zdroj energie může být přirozený (nejčastěji zemětřesení) nebo umělý (seismické odpaly). V obou případech dochází ke vzniku a pohybu elastických vln, které mohou být zaznamenány příslušným detekčním přístrojem (seismograf). Takovéto vlny se označují jako seismické vlny (Alsadi 2017).

Seismickou vlnu lze popsat pomocí vlnové délky, amplitudy, frekvence a rychlosti šíření (obr. 10). Vlnová délka (λ) je charakterizovaná jako vzdálenost mezi

dvěma opakujícími se tvary, amplituda (a) je popsána jako maximální posun ze stacionární polohy. Frekvence (f) udává počet amplitud, které projdou určeným místem za jednotku času a rychlost (v) je charakterizována jako rychlost šíření seismické vlny prostředím. Vztah mezi rychlostí, frekvencí a vlnovou délkou lze popsat rovnicí [1] (Mussett a Khan 2000).

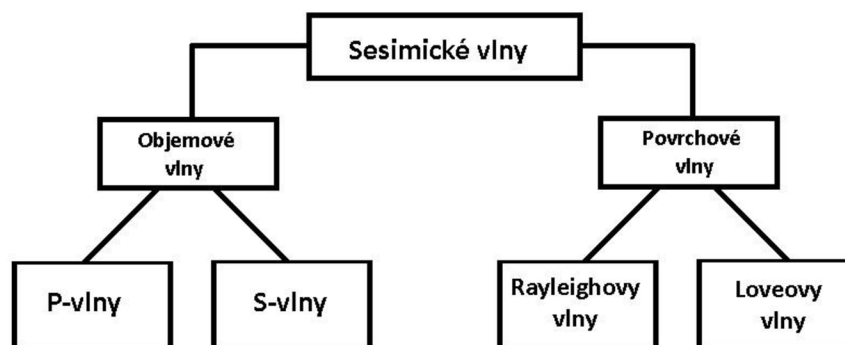
$$v = f * \lambda \quad [1]$$



Obr. 10: Obrázek znázorňující vlnovou délku a amplitudu (Mussett a Khan 2000).

4.2.1. Typy vln

Rozlišujeme několik typů seismických vln na základě různorodosti jejich pohybu (obr. 11). Za hlavní dva typy se považují vlny objemové a povrchové. Jak mohou názvy napovídat, objemové vlny se pohybují skrz vnitřní vrstvy Země, zatímco povrchové vlny postupují po povrchu planety (Milsom 2003; Alsadi 2017).

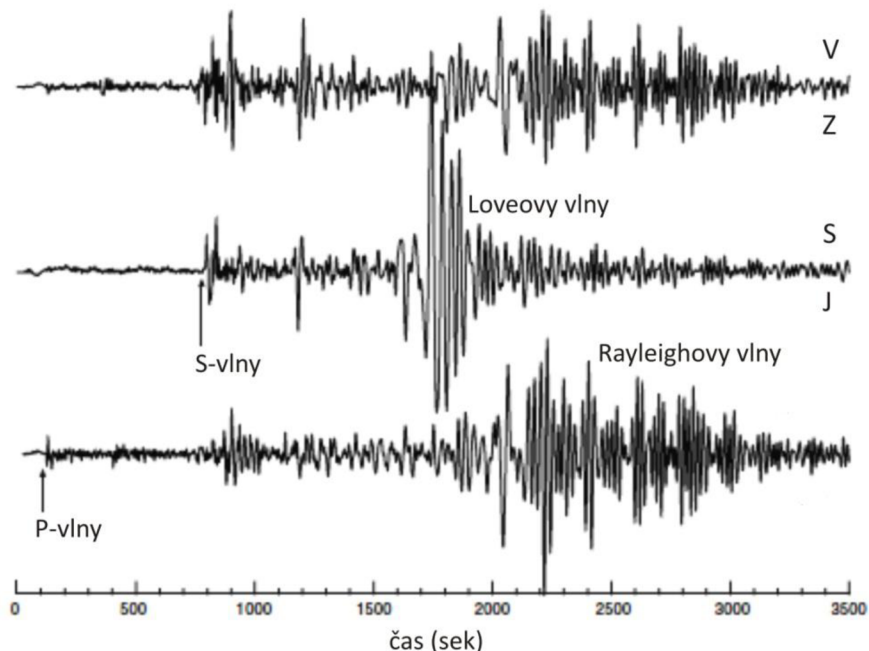


Obr. 11: Klasifikace základních seismických vln (Alsadi 2017) - upraveno.

Objemové vlny

Objemové vlny mohou procházet materiálem elastického média ve všech směrech. Během jejich pohybu dochází ke změnám energie a geometrie dráhy šíření v závislosti na fyzikálních vlastnostech prostředí, kterým prochází. Tyto vlny mají oproti povrchovým vlnám vyšší frekvenci a jsou také vysílány dříve. Objemové vlny dělíme na podélné vlny, označované také jako primární (P-vlny) a příčné vlny, označované jako sekundární (S-vlny)(Alsadi 2017).

Podélné vlny (P-vlny) jsou nejrychlejší druh seismických vln. V podstatě odpovídají zvukovým vlnám s tím rozdílem, že jejich frekvence jsou natolik nízké, aby byly zaznamenány lidským sluchem. Ve většině hornin prostupují rychleji a lépe než vzduchem a prostupují i kapalinami. Částice prostředím, jímž P-vlny prochází, kmitají ve směru šíření P-vln. Vzhledem k tomu, že jsou rychlejší, než sekundární vlny je jejich příchod do místa pozorování zaznamenán dříve (obr. 12). Rychlost šíření P-vln (v_p) závisí na hustotě prostředí (ρ) a jeho elastických vlastnostech. Jedná se o vlny, které jsou běžně využívány při seismickém reflexním i refrakčním průzkumu (Musseta a Khan 2000; Alsadi 2017).



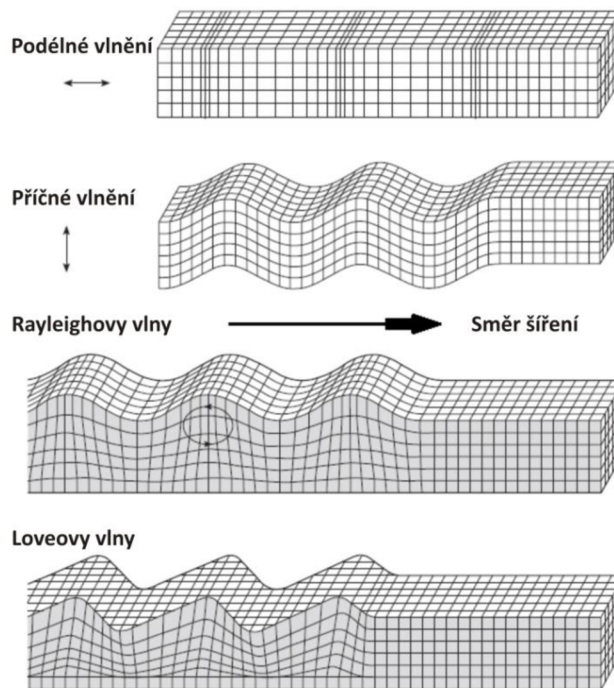
Obr. 12: Příchod jednotlivých vln na seismograf (Mussett a Khan 2000).

Příčné vlny (S-vlny) lze pocítit například při zemětřesení. Na seismograf dorazí až jako druhá vlna, proto jsou nazvány jako vlny sekundární. Jde o pomalejší vlnu, která se rovněž může pohybovat skrz horniny, přes kapalinu už ale ne, protože kapalina může mít jakýkoliv tvar, nemá tendenci se rovnat a nemá tuhost. Tento fakt vedl seismology k závěru, že vnější jádro Země je kapalné. Částice kmitají kolmo na směr šíření vlnění. Tyto vlny jsou pomalejší než P-vlny ale mají mnohem ničivější účinky (Musseta a Khan 2000; Alsadi 2017).

Povrchové vlny

Tyto vlny jsou na seismografu rozlišitelné od objemových díky nižší frekvenci. Ačkoliv jsou pomalejší, jsou z větší části odpovědné za škody na povrchu Země, např. při již zmiňovaném zemětřesení. Síla povrchových vln je menší při hlubších zemětřeseních (www2).

Nejrychlejší povrchové vlny jsou nazvány podle svého britského objevitele A.E.H. Lova jako **Loveovy vlny** (www2). Tyto vlny kmitají kolmo na směr šíření a zároveň po elipsách (Mussett a Khan 2000). Na obrázku 13 jsou styly šíření jednotlivých typů vln. V pořadí druhá povrchová vlna nese také jméno po svém objeviteli a nazývají se jako **Rayleighovy vlny**. John William Strutt neboli lord Rayleigh odhalil tuto vlnu již v 19. století. Tento typ vln se pohybuje jak v horninovém prostředí, tak v kapalinách (Mussett a Khan 2000). Amplituda se s rostoucí hloubkou snižuje (Alsadi 2017). Částice se při Rayleighovém vlnění pohybují po elipse, rovnoběžně se směrem šíření. Rychlost Rayleighových vln na povrchu pevného prostředí je 0,92 rychlosti S-vln, které se v tomto prostředí pohybují taktéž (Alsadi 2017). Jedná se o vlny, které se běžně vyskytují na záznamech odpalů a označují se jako "groundroll" (Mussett a Khan 2000). Většina zemětřesení je způsobena právě touto vlnou (www2).



Obr. 13: Deformace pomyslného sloupce hornin při prostupu jednotlivých typů seismických vln (Mussett a Khan 2000) - upraveno.

4.2.2. Rychlost šíření

Velmi důležitým faktorem jsou fyzikální vlastnosti hornin, které ovlivňují rychlost šíření seismických vln. Horninové prostředí má v různých hloubkách rozdílnou hustotu a poróznost, která ovlivňuje rychlost šíření. Rychlosti seismických vln v různých horninách a materiálech jsou uvedeny v tabulce 1. Čím méně je materiál porózní, tím má větší hustotu a vlna se v něm pohybuje rychleji. Naopak, když je materiál více porózní, je jeho hustota menší a vlna se pohybuje pomaleji. Rychlost je také ovlivněna hloubkou, kdy s rostoucím tlakem se směrem do hloubky zvyšuje i hustota materiálu a rychlost šíření vln (Sheriff a Geldart 1995; Mussett a Khan 2000; Alsadi 2017). Každá vlna se pohybuje různou rychlostí. P-vlny jsou 1,7 krát rychlejší než S-vlny a 1,9 krát rychlejší než Rayleighovy vlny ve stejném prostředí (Alsadi 2017).

Pro výpočet rychlosti šíření P-vln (v_p) [2] a S-vln (v_s) [3] lze využít rovnice, kde λ a μ jsou Laméovy koeficienty a ρ představuje hustotu prostředí, kde se vlna šíří (Alsadi 2017).

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad [2]$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [3]$$

Vzhledem k tomu, že povrchová část Země je nehomogenní, tak jsou k vyjádření rychlosti zapotřebí různé funkční rychlosti. Patří zde okamžitá rychlost, interval rychlosti, průměrná rychlost, kvadratická rychlost a skládání rychlosti (Alsadi 2017).

Tab. 1: Seismická rychlost v různých prostředích. Převzato od Mussett a Khan (2000).

Typ horniny nebo materiálů	Rychlost šíření v km/s
Jíl	1,0 - 2,5
Suchý písek	0,2 - 1,0
Mokrý písek	1,5 - 2,0
Anhydrit	6,0
Křída	2,1 - 4,5
Uhlí	1,7 - 3,4
Dolomit	4,0 - 7,0
Vápenec	3,9 - 6,2
Břidlice	2,0 - 5,5
Sůl	4,6
Pískovec	2,0 - 5,0
Bazalt	5,3 - 6,5
Granit	4,7 - 6,0
Gabro	6,5 - 7,0
Ultramafické horniny	7,5 - 8,5
Vzduch	0,3
Zemní plyn	0,43
Led	3,4
Voda	1,4 - 1,5
Olej	1,3 - 1,4

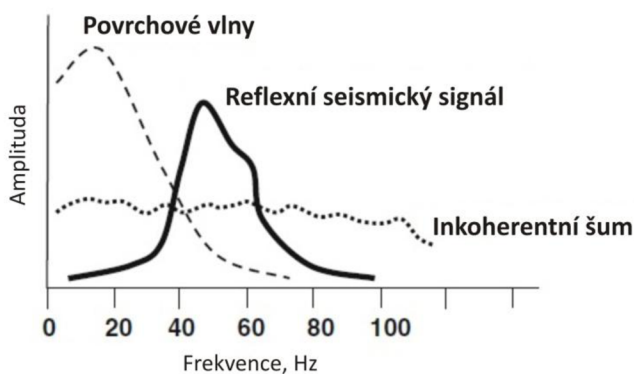
4.3. Seismický šum

Termín šum lze v seismologii použít pro všechny typy rušení, které jsou nežádoucí a interferují se zájmovým signálem. Obecně lze říct, že za rušivý šum se považují veškeré okolní ruchy, které jsou zapříčiněny např. jízdou aut po silnici (Milsom 2003; Alsadi 2017).

Jak již bylo zmíněno, seismický šum má nepříznivý účinek na seismické měření a jeho signál. Signál, který je zaznamenán s šumem je zkreslený, oslabený a výsledky jsou pak ovlivněny. V seismologickém výzkumu se šum dělí na dva hlavní typy a to na koherentní (souvislý) a inkoherentní (roztříštěný) šum (Milsom 2003; Alsadi 2017).

Koherentní šum je charakteristický zřetelně zdánlivou rychlostí a dobře definovaným počátkem. V reflexní seismice je koherentní šum generován zdrojem seismických odpalů. Tento typ šumu je zejména tvořen povrchovými (groundroll) a vzdušnými vlnami, které mají poměrně úzkou šířku pásma s nízkým rozsahem frekvencí. Frekvenční rozsah koherentního šumu je obvykle pod 20 Hz (Alsadi 2017).

Inkoherentní šum na rozdíl od koherentního šumu je charakteristický nepředvídatelnou amplitudou a počátkem, jde tedy o šum náhodné povahy tvořící pozadí seismického záznamu. V seismologii zemětřesení jsou takové šумы známé jako **mikroseismy** a v průzkumné seismologii je inkoherentní šum nazýván jako nekoherentní šum pozadí nebo okolní šum. Dále je pro tento šum charakteristické široké spektrum amplitud, které pokrývá širokou škálu frekvencí. Na obrázku 14 lze vidět koherentní a inkoherentní šum ve vztahu k seismickému signálu (Alsadi 2017).



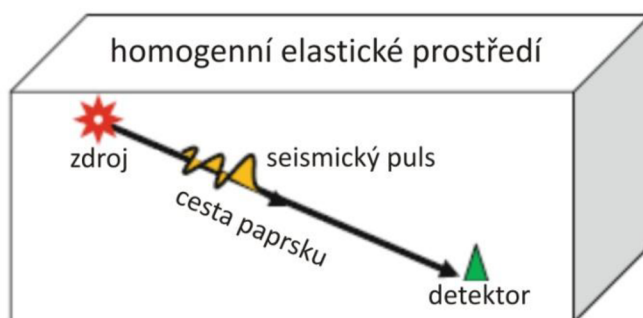
Obr. 14: Zjednodušený náčrt ukazující koherentní a inkoherentní šum ve vztahu na seismický signál (Alsadi 2017).

U tohoto typu šumu se lze setkat s pojmy "bílý šum", který označuje širokopásmový šum a "červený šum", který se používá pro nízkofrekvenční náhodný šum. Obecně platí, že jde o šum generovaný v důsledku vnějších zdrojů energie, jako jsou např. pohyby větru, nárazy mořských vln na pobřeží nebo činnosti způsobené člověkem (Alsadi 2017).

Díky seismickému šumu, který je zaznamenáván společně s žádoucím signálem, se poměr signálu a šumu (S/N) stal důležitým parametrem ve studiích detekce signálu. Poměr S/N se používá pro míru úrovně kvality signálu. Při sběru seismických dat, je tedy cíleno na čistotu signálu (zvýšení S/N poměru) pomocí vhodných opatření (Milsom 2003; Alsadi 2017).

4.4. Propagace seismických vln

Při náhle změně vnitřního napětí uvnitř elastického prostředí dochází ke generování seismických vln. Zdroj takového napětí může být přirozený nebo umělý, avšak v obou těchto případech se při náhlém tlakovém pulzu vytvoří seismické pole. Parametry, jimiž jsou například tvar vlny, rychlost a geometrie dráhy pohybu se během šíření vln mohou změnit. Velikost těchto změn je závislá na hostitelském prostředí. Vytvořená energie se pohybuje od zdroje ve formě vlnění, a to všemi možnými směry. Cesta paprsku, v konkrétním prostředí, je definována, jakmile je určeno umístění zdrojového i detektorového bodu (obr. 15)(Everett 2013; Alsadi 2017).

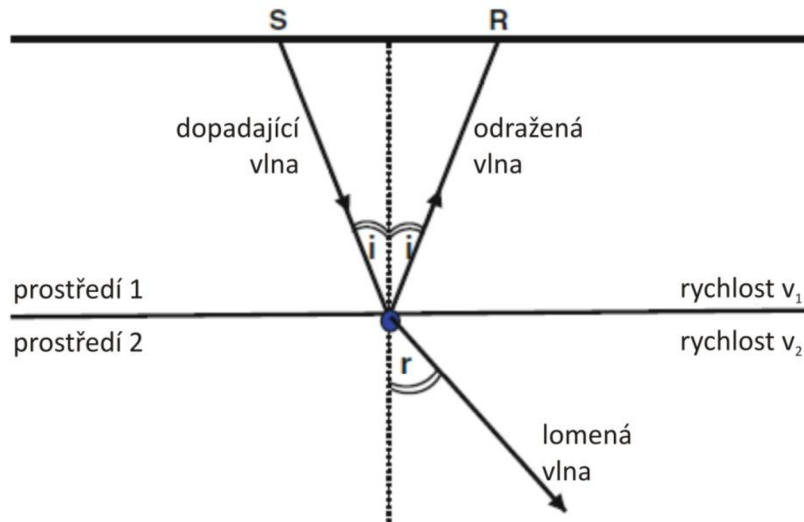


Obr. 15: Prvky seismického pole pro homogenní elastické prostředí (Alsadi 2017).

V případě ideálního a jednoduchého média, tedy takového, které je homogenní, izotropní a dokonale elastické se očekává, že šíření vln bude probíhat přímo po paprskových drahách konstantní rychlostí. Vlna se tímto idealizovaným médiem pohybuje bez toho, aby docházelo ke změnám ve směru dráhy paprsku nebo na křivce pohybujícího se seismického pulzu. Základními prvky seismického pole jsou zdroje mechanické energie, elastické prostředí a detektor (Alsadi 2017).

Změny směru šíření na rozhraních

Jak již bylo zmíněno, v ideálním homogenním a elastickém prostředí se seismická vlna šíří, aniž by docházelo ke změnám. V přírodě se však prostředí tomuto učebnicovému příkladu nepodobá. Kůra Země je tvořena různými horninami, které se liší svými fyzikálními vlastnostmi a vytváří tak nehomogenní prostředí. V takovém prostředí si pohybující seismická vlna projde řadou změn. Ke změně dojde, setká-li se s rozhraním, které má jiné vlastnosti. Pokud dojde ke změně směru šíření při přechodu z jednoho rozhraní do druhého, tak se přenášená vlna označuje jako lomená. Jestliže se však vlna odrazí od geologického rozhraní zpět k zemskému povrchu, tak se označuje jako vlna odražená. Směr odražené nebo lomené vlny lze určit pomocí úhlu odrazu a lomu. Stupeň ohybu paprsku závisí na rychlostním kontrastu prostředí na obou stranách rozhraní. Úhel odražené seismické vlny se podle zákona odrazu rovná úhlu dopadu. Úhel lomu se řídí Snellovým zákonem, který udává, že poměr sinusů úhlu dopadu (i) k sinusům úhlu lomu (r) se rovná poměru rychlostí v prvním prostředí, ve kterém vlna dopadá na povrch druhého prostředí, ve kterém se vlna láme (obr. 16). Rovnice [4] popisuje $\sin i$ jako úhel dopadu, $\sin r$ jako úhel lomu, v_1 jako rychlost v prvním prostředí a v_2 jako rychlost ve druhém prostředí (Milsom 2003; Alsadi 2017).



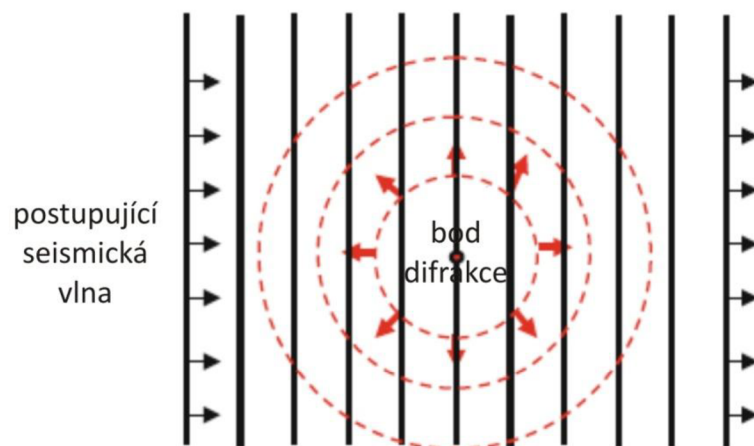
Obr. 16: Odraz a lom seismické vlny na rozhraní dvou prostředí (Alsadi 2017).

$$\sin i / \sin r = v_1/v_2 \quad [4]$$

Nejčastěji dochází ke změně tvaru vlny, rychlosti šíření, směru pohybu a vzniku nových vln. V seismologii se tyto běžné změny označují jako odraz, lom a difrakce (Alsadi 2017).

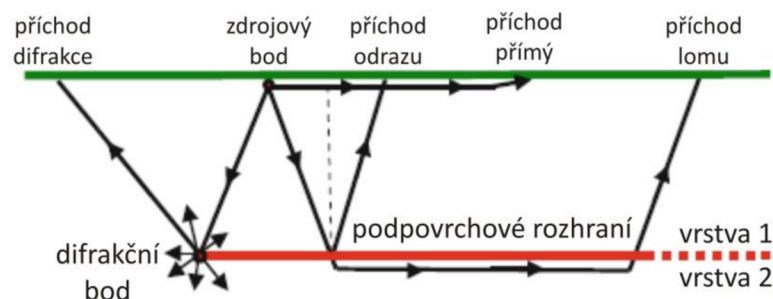
4.5. Reflexe a difrakce

Prostředí, kterým prochází seismická vlna, je tvořeno vrstvami hornin s různými fyzikálními vlastnostmi a různými geometrickými tvary. V takových prostředích se část energie seismických vln odrazí od rozhraní nebo dochází k difrakci od strukturálních překážek. Jestliže je rozhraní tvořeno kontinuální rovinou, dochází k odrazu. Na zakřivené rovině dochází k difrakci. Jedná se o jev, při kterém se postupující seismická vlna odrazí od překážky. Překážka s poloměrem zakřivení, který je kratší než poloměr zakřivené vlnové délky, působí jako bod difrakce (obr. 17). Od tohoto bodu dochází k šíření vlny všemi možnými směry (Alsadi 2017).



Obr. 17: Směry šíření z difrakčního bodu (Alsadi 2017).

Seismická událost je výsledkem určitého typu příchodu vln. Příchod vln může být přímý, lomený, odražený nebo difrakční (obr. 18) v závislosti na povaze příslušného rozhraní a na poloze detektoru. Všechny tyto čtyři typy seismických událostí hrají důležitou roli v seismických průzkumných činnostech (Alsadi 2017).



Obr. 18: Čtyři typy příchodích vln, které jsou nejčastěji zaznamenány (Alsadi 2017).

Proces reflexe zahrnuje dva hlavní typy změn. Jedná se o změnu směru šíření a změnu obsahu energie.

Změna směru šíření

Na rozhraní se část dopadající seismické energie šíří po dráze, která je definovaná zákonem odrazu a uvádí, že úhly dopadu a odrazu jsou stejné za předpokladu, že se jedná o stejný typ vlny (Alsadi 2017).

Změna obsahu energie

Ke změně energie dochází při procesu odrazu, kdy je obsah energie dopadající vlny sdílen mezi všechny odražené a přenášené vlny. Následkem toho je amplituda jakékoliv odražené vlny menší než amplituda vlny dopadající. Šíření dopadající seismické energie se řídí parametrem měření, kterému se říká koeficient odrazu (Alsadi 2017).

4.6. NMO koncept

Funkce času odrazu hraje při seismickém průzkumu základní roli, společně s údaji o rychlosti může poskytnout cenné informace o podpovrchové geologické struktuře. S funkcí času odrazu jsou úzce spojeny i další funkce. Jedná se o Normal Move-Out (NMO) a Dip Move-Out (DMO)(Alsadi 2017).

NMO - Normal Move-Out

Při vypočítávání rychlosti se lze setkat i s vlnami, které se nacházejí dále od zdroje, a tudíž je zde zaznamenáváno časové zpoždění. Tímto zpožděním se zabývá princip dynamické korekce známý též pod zkratkou NMO (normal move-out). Tento princip je definován jako rozdíl časů (ΔT) mezi časem odrazu (T_x) a dvoucestným vertikálním časem (T_0). Jinými slovy je při tomto principu čas závislý na vlně. Ta musí urazit úsek na dráze od zdroje k měřicímu přístroji. V potaz se také musí vzít geologické prostředí, kterým vlna prochází. V případě samotného horizontálního reflektoru v homogenním prostředí s konstantní rychlostí je parametr NMO dán vzorcem [5]. Existují však případy výpočtu pro jeden či více horizontálních reflektorů (Alsadi 2017).

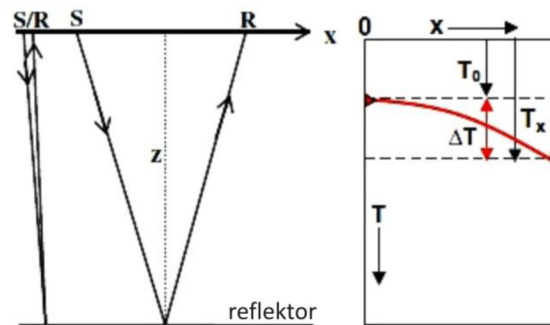
$$\Delta T = T_x - T_0 \quad [5]$$

a) NMO v případě jednoho horizontálního reflektoru

Rovnice [6] vyjadřuje, že rozdíl časů (ΔT) je funkcí tří proměnných, kterými jsou offset (x), rychlost (V) a dvoucestný vertikální čas (T_0)(obr. 19). Z těchto údajů lze přesně vypočítat rychlost NMO (ΔT) za předpokladu, že je známa rychlost (V). Aplikace

konceptu NMO je zaměřena na stanovení rychlosti, k čemuž se obvykle používá procesní krok rychlostní analýzy (velocity analysis)(Alsadi 2017).

$$\Delta T = x^2/2T_0V^2 \quad [6]$$

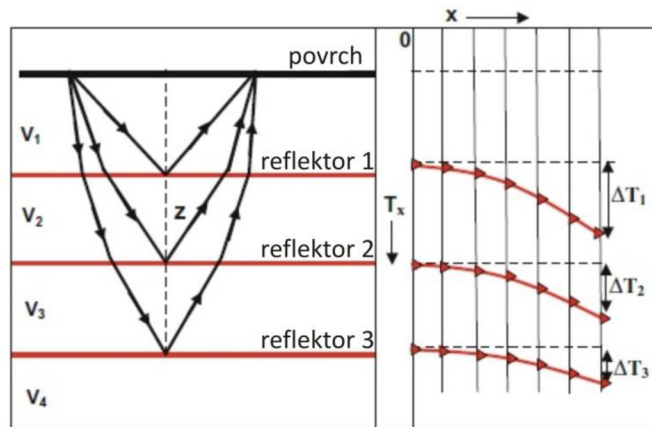


Obr. 19: Koncept NMO s jedním reflektorem (Alsadi 2017).

b) NMO v případě více horizontálních reflektorů

Ve vrstevnatém prostředí, dorazí paprsek odražený od báze určité vrstvy k přijímači umístěném na povrchu poté, co byl lomen na každém vrstevním rozhraní, se kterým se setkal během celkové dráhy odrazu (obr. 20). Rozdílem mezi tímto případem a případem jednotlivé vrstvy je v tom, že prochází prostředími s rozdílnými rychlostmi. Rychlost NMO, v tomto případě, musí být jakousi průměrnou nebo efektivní rychlostí v závislosti na jednotlivých rychlostech vícevrstvého prostředí. Pro případ vícevrstvého NMO bude rovnice pro rozdíl časů (ΔT) ve tvaru [7], kde (V_r) je střední kvadratická rychlost pro celé procházející vícevrstvé prostředí. Rychlost (V_r) lze vypočítat z intervalových rychlostí jednotlivých vrstev (Alsadi 2017).

$$\Delta T = x^2/2T_0V_r^2 \quad [7]$$

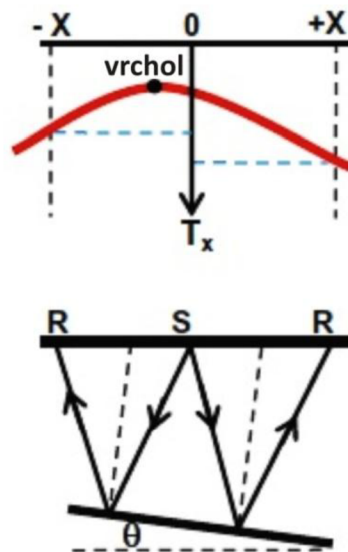


Obr. 20: Koncept NMO se třemi reflektory (Alsadi 2017).

c) NMO v případě ukloněného reflektoru

Travel time (doba, za kterou vlna urazí úsek od zdroje k přijímači) vlny odražené od daného vodorovného reflektoru (obr. 21) je nejmenší v případě, kdy zdroj a přijímač zaujmají společnou pozici, tedy mají zero offset ($x = 0$). Pokud ale roste offset, roste i travel time. Jinými slovy, NMO se zvětšuje s offsetem relativně k vertikálnímu času odrazu. Rovnice [8] vyjadřuje NMO v případě ukloněného reflektoru (Alsadi 2017).

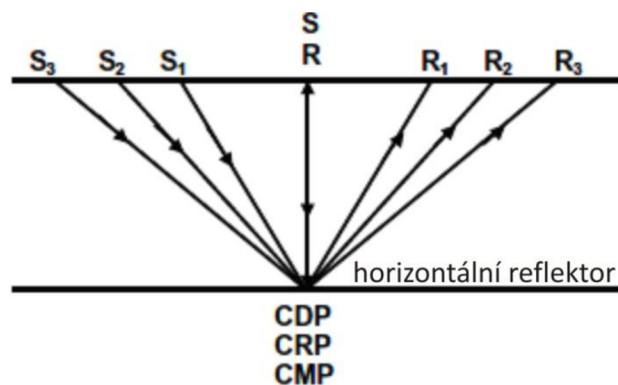
$$T_x = \left(\frac{x^2}{V^2} + T_0^2 + 2xT_0 \sin \theta / V \right) \quad [8]$$



Obr. 21: NMO koncept v případě klesajícího reflektoru (Alsadi 2017).

4.7. Common mid point (CMP)

Podle zákona odrazu se reflexní bod nachází kolmo pod středovým bodem mezi zdrojem a přijímačem (obr. 22). V literatuře se tento bod označuje mnoha termíny jako CDP, CRP a již zmíněný CMP. Všechny tyto zkratky znamenají označení pro jeden a tentýž bod. Zkratka DP znamená označení pro hloubkový bod, zkratka RP je odrazový bod a MP je označení pro středový bod, jehož poloha je svisle pod středem zdroje od přijímače. Výhodou tohoto principu je, že každý reflexní bod je na podpovrchovém rozhraní zaznamenáván vícekrát. Čtyři dráhy paprsků odrazu mají jeden společný hloubkový bod, každý vytváří seismickou stopu. Tyto stopy patří do stejného hloubkového bodu (CDP), a proto tvoří skupinu stop zvanou CDP-Gather. V případě horizontálního reflektoru se CDP a ostatní body (CRP a CMP) shodují. Aplikace tohoto konceptu obvykle vede k posílení reflexního signálu, to je skládáním CDP-Gather stop (Everett 2013; Alsadi 2017).



Obr. 22: Definice společných bodů CDP, CRP a CMP, které se v případě horizontálního reflektoru shodují (Alsadi 2017).

V případě poklesového reflektoru se však bod odrazu posune směrem vzhůru o vzdálenost v závislosti na offsetu a na úhlu sklonu reflektoru. Posun je dán vztahem [9], kde ΔL je posun bodu odrazu nahoru, x je charakterizována jako polovina offsetu zdroje a přijímače, θ je úhel sklonu reflektoru a D je dána jako délka dráhy paprsku (Alsadi 2017).

$$\Delta L = x^2 \cos\theta \sin\theta / D \quad [9]$$

5. Metodika

5.1. Měřicí aparatura

K měření podpovrchové struktury byla použita aparatura ABEM s názvem Terraloc Mk-8 (Švédsko)(obr. 23). Jedná se o digitální a přenosný seismograf s 24-mi kanály. Terraloc Mk-8 je umístěn v robustním hliníkovém pouzdře, které zajišťuje odolnost proti vodě či prachu a díky němuž je tento stroj výkonný i v nižších teplotách. Přístroj disponuje počítačem, který podporuje operační systém Windows XP a obrazovkou, kde lze kontrolovat naměřená data. Seismograf ukládá naměřená data na hard disk, který čítá 80GB paměti a ze kterého lze data pohodlně přenést. Sběr dat probíhá v prostředí softwaru SeisTW. Jež lze ovládat pomocí tlačítek taktéž zabudovaných vedle digitální obrazovky. Terraloc Mk-8 má k připojení celkem tři USB porty 2.0, lze tedy připojit například i počítačovou myš a externí klávesnici a software ovládat pomocí těchto zařízení. K přístroji je možné také připojit tiskárnu. Konektory jsou vodotěsné a v případě, že nejsou využívány, je lze chránit protiprachovými kryty (www3; www4).



Obr. 23: Seismograf Terralock Mk-8 od švédské firmy ABEM (autor fotografie: Lukáš Maloušek).

Aparatura Terraloc Mk-8 má několik klíčových vlastností, mezi které patří například široký rozsah frekvence (od 1 Hz do 4000 Hz), délka záznamu v rozmezí mezi 3,2 ms do 32,7 sekundy, monitorování hluku v reálném čase, široký výběr režimů zobrazení, možnost analýzy frekvenčního spektra. Přístroj je vybaven sadou 25 vertikálních geofonů typu SM-48 10 Hz (obr. 24), z nichž jeden slouží jako spouštěcí a 24 geofonů je připojeno k seismickým kabelům. K přístroji jsou k dispozici dva seismické kabely, každý z nich je vybaven 12 přípojkami pro geofony vzdálených až 12,5 metru. Přičemž celková délka kabelů je 147,5 metru. Terraloc Mk-8 lze nabíjet buďto externí baterií nebo jakýmkoliv jiným zdrojem s výstupním napětím 10-30 voltů o stejnosměrném proudu, tudíž lze přístroj v terénu nabíjet například přes autobaterii (www3; www4).



Obr. 24: Geofon typu SM-48 připojený k seismickým kabelům (autor fotografie: Lukáš Maloušek).

Při měření bylo jako zdroj použito kladivo americké firmy Clark, PEG-40 (obr. 25). Jedná se o závaží z oceli o celkové hmotnosti 40 kilogramů. Systém PEG využívá k pohonu kladiva účinnou technologii elastomerových pásů. Tento přístroj je navržen tak, aby bylo snadné ho připevnit například na vozík za automobil, zdroj je ovládán dálkovým ovládačem (www5).



Obr. 25: Sesimické kladivo PEG-40 americké firmy Clark (autor fotografie: Lukáš Maloušek).

5.2. Terénní měření a geometrie profilu

Pro reflexní seismický profil bylo využito rozteče geofonů po 4 metrech. Délka jednoho roztažení je tak při zapojení 24 geofonů 96 m. Celkem bylo použito 11 roztažení o celkové délce 1056 m, přičemž bylo zapojeno celkem 264 geofonů. Začátek profilu byl původně umístěn na pozici (1.geofon - 49.5031225N, 17.1551794E), kde bylo měřeno roztažení s dvojí geometrií odpalů – po 12-ti a po 16-ti metrech, za účelem porovnání kvality naměřených dat. Všechna ostatní roztažení byla následně měřena s odpaly po 12-ti metrech. Vzhledem k zastiženým nespojitým reflektorům v tomto roztažení byl začátek profilu posunut do záporných hodnot geometrie (tab. 2), tak aby bylo zastiženo pokračování těchto reflektorů. Toto první roztažení je tak v celkovém plánu geometrie šesté.

U prvního a šestého (původní první roztažení) roztažení byly použity předstřely před geofony, přičemž poslední předstřel byl situován mezi první a druhý geofon. U dalších roztažení byly prováděny pouze odpaly za geofony, kde první odpal byl umístěn mezi posledním a předposledním geofonem. Všechny další odpaly byly situovány mimo roztažení. Celkem bylo u každého roztažení použito 17 odpalů (resp. předstřelů), což je maximální možný počet vzhledem k technickým možnostem kabeláže.

Každý jednotlivý odpal je zaznamenáván seismografem a následně ukládán jako samostatný soubor, se kterým lze už následně pracovat na počítači v programu ReflexW (Sandmaier, Německo).

Tab. 2: Geometrie roztažení pro profil Držovice s odpaly po 12-ti metrech.

Roztažení	1. geofon (m)	24. geofon (m)	1. předstřel (m)	17. předstřel (m)	1. odpal (m)	17. odpal (m)
1	-480	-388	-670	-478	-390	-198
2	-384	-292			-294	-102
3	-288	-196			-198	-6
4	-192	-100			-102	90
5	-96	-4			-6	186
6	0	92	-190	2	90	282
7	96	188			186	378
8	192	284			282	474
9	288	380			378	570
10	384	476			474	666
11	480	572			570	762

5.3. Zpracování dat

Získaná data byla filtrována v softwaru ReflexW (Sandmaier, Německo) a korelována na data z vrtné databáze ČGS. Grafické úpravy byly prováděny v programu CorelDraw.

5.3.1. Nahrání a kontrola dat

Při importu dat do programu ReflexW byly nastaveny vstupní parametry (obr. 26): rozměr vzdálenosti (distance) byl nastaven na metry, typ dat (data type) na several shots, increment na hodnotu 1, vstupní formát (input format) na SEG2, výstupní formát (output format) na new 32 floating point a conversion sequence na combine line/shots.



Obr. 26: Nastavení parametrů při importu dat v programu ReflexW.

Před zpracováním dat je nutná kontrola správnosti nastavené geometrie. Kontrola (obr. 27) probíhá v „TraceHeaderTabella“, kde sloupec distance označuje rozmístění jednotlivých geofonů po 4 metrech, sloupec shot-x pozici odpalů po 12 metrech, shot-y vzdálenost odpalů od linie profilu a shot-z nadmořskou výšku odpalu. Topografie byla do profilu doplněna ručně na základě DMR modelu 5-té generace. V případě chybně zadané geometrie, lze tyto údaje opravit.

edit trace header coordinates for C:\Users\Lukáš\Desktop\duba_035-103\asd\vd\ROHDATA\DU8A02_035.DAT

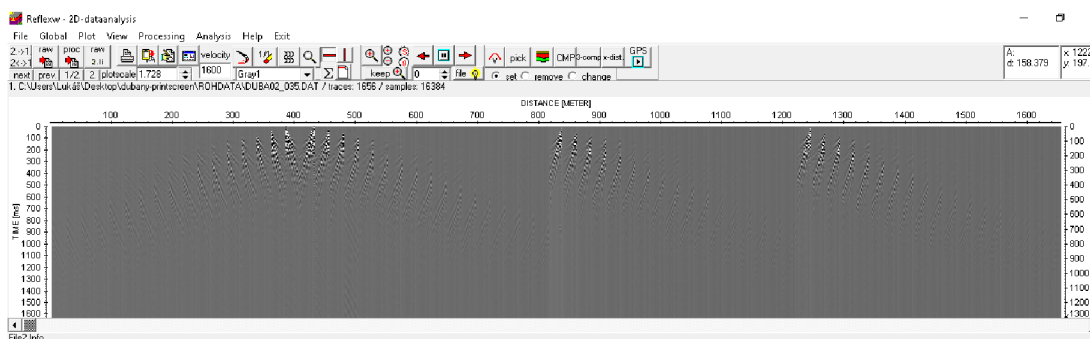
trace-nr	distance	shot-x	shot-y	shot-z	rec-x	rec-y	rec-z	time delay	gain	time collect
1	480	570	1	0	480	0	0	0	1	0
2	476	570	1	0	476	0	0	0	1	0
3	472	570	1	0	472	0	0	0	1	0
4	468	570	1	0	468	0	0	0	1	0
5	464	570	1	0	464	0	0	0	1	0
6	460	570	1	0	460	0	0	0	1	0
7	456	570	1	0	456	0	0	0	1	0
8	452	570	1	0	452	0	0	0	1	0
9	448	570	1	0	448	0	0	0	1	0
10	444	570	1	0	444	0	0	0	1	0
11	440	570	1	0	440	0	0	0	1	0
12	436	570	1	0	436	0	0	0	1	0

The table is part of a software interface with several control panels below it: 'TopographyGroupBox' with checkboxes for 'update shot z-pos.', 'update receiver z-pos.', 'use x-traces-as-coord.', 'apply x-z topography', and 'get distance along topography'; 'EditGroupBox' with '3D-view of boreholes', 'project on x', 'x <-> y', 'y <-> z', 'source <-> rec.', 'rec. -> source', 'smooth rec. z-coord.', 'smooth rec. xy-coord.', 'smooth shot coord.', 'factor f. smooth: 4', and 'interpolate' options; 'CheckGroupBox' with 'check rec. coordinates', 'factor f. check: 10', 'view rec. geometry', and 'use GPS Map' options; 'UpdateGroupBox' with 'update fileheader', 'update distances', 'use z-coordinates', and 'coordinate transformation' options; and a 'ControlPanel' with 'reload from file', 'save changes', 'load from AsciiFile', 'save on AsciiFile', and 'close' buttons.

Obr. 27: Kontrola naměřených dat v sloupci shot-x v programu ReflexW.

5.3.2. Filtrace dat

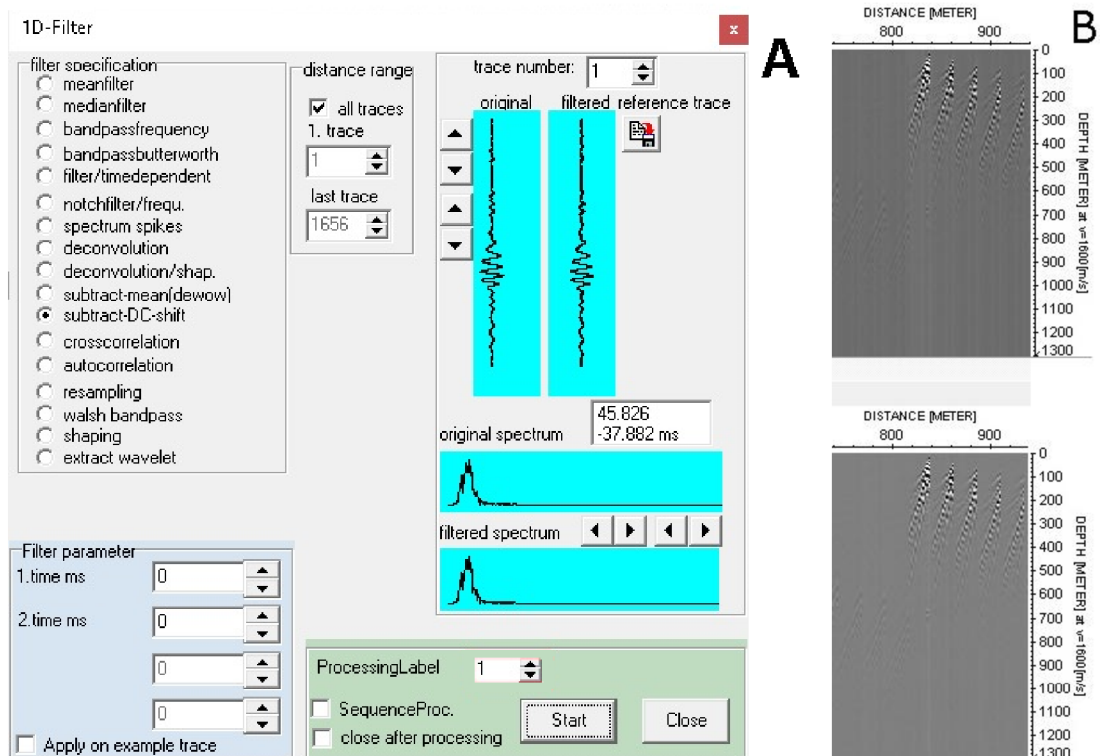
Všechny filtrační kroky jsou dělány proto, aby byly potlačeny nebo odstraněny nežádoucí signály (např. groundroll a šum) a posíleny žádoucí signály. Vyfiltrovaná data jsou připravena na stacking. Stacking dat funguje na principu sčítání záznamů jednotlivých odpalů, což znamená mít co nejlépe vyvolaný signál a přitom co nejmenší okolní ruch na výsledném seismickém profilu. Surová data (obr. 28) obsahují šum a nežádoucí signály, které je potřeba potlačit případně odstranit úplně. Na každou sadu dat jsou použité jiné filtrační postupy (parametry), které jsou zadávané do jednotlivých filtračních kroků.



Obr. 28: Náhled na výřez surových dat před použitím filtračních kroků v prostředí programu ReflexW.

DC-shift

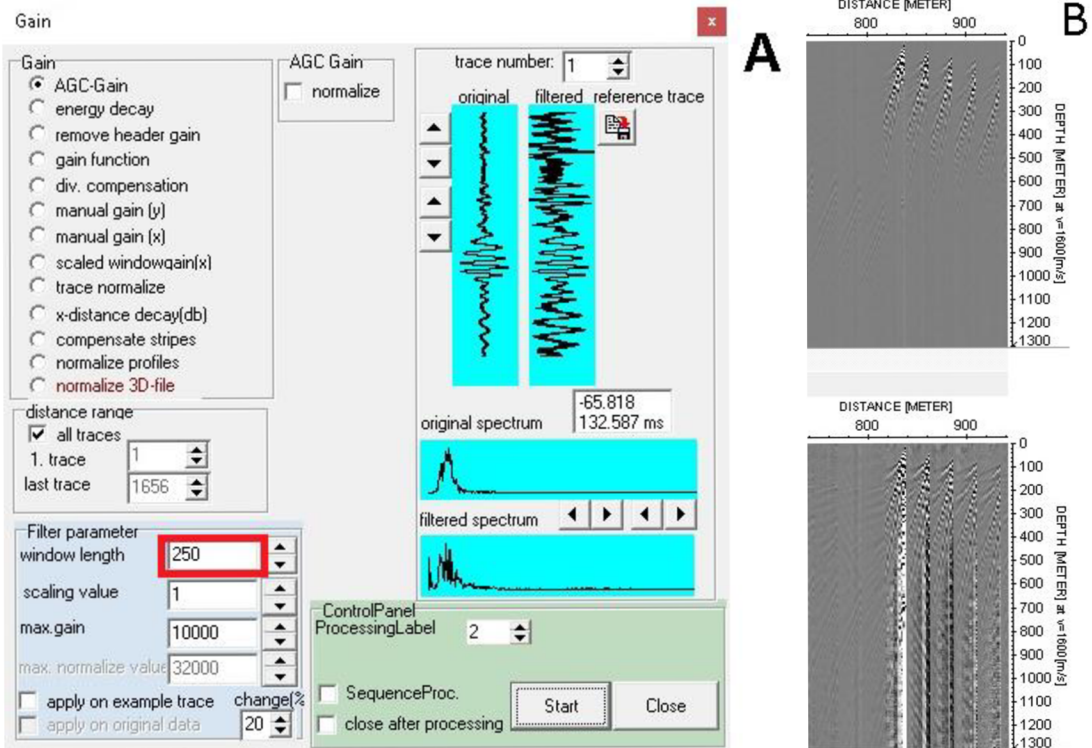
Jako první filtrační krok byl použit **subtract-DC-shift** (obr. 29), při kterém dojde k vyrovnání mezi nejvyšším (nad 0) a nejnižším (pod 0) signálem a jeho následným vyrovnáním na nulovou hodnotu. Jedná se o nežádoucí signál, který se zaznamenává na seismograf při snímání geologického prostředí a obvykle je způsoben vadným nebo nekvalitním zařízením. V programu ReflexW je dostupný v záložce „Processing“ a „1D-Filter“.



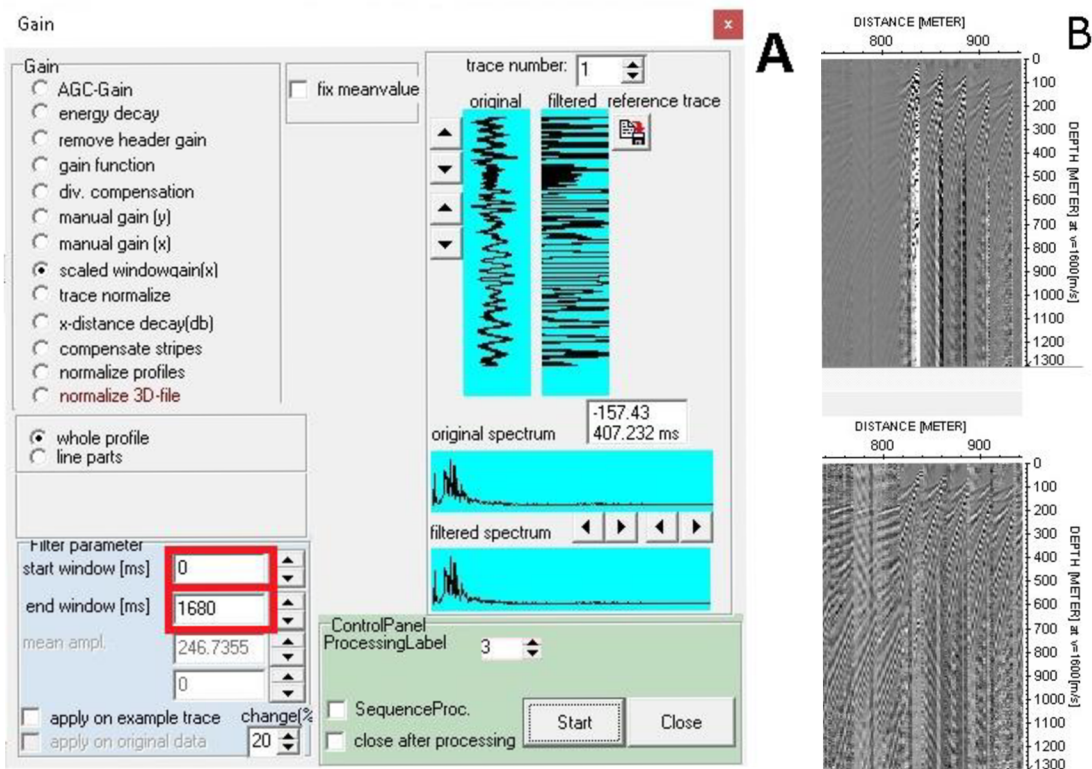
Obr. 29: Subtract-DC-shift; A) zadávání jednotlivých parametrů; B) profil před (nahore) a po (dole) filtračním kroku.

Gain

Druhý filtrační krok je gain, v tomto případě byly použity dva rozdílné gainy: **agc-gain** a **scaled windowgain(x)**. Kombinace těchto dvou gainů dopomůže k zvýraznění reflektorů vůči šumu a groundrollu (Alsadi 2017). Při AGC-Gainu (obr. 30) byla hodnota „window length“ nastavena na 250 ms. U scaled windowgain(x)(obr. 31) zůstala hodnota „start window“ na 0 ms. Hodnota „end window“ byla nastavena z 0 na 1680 ms.



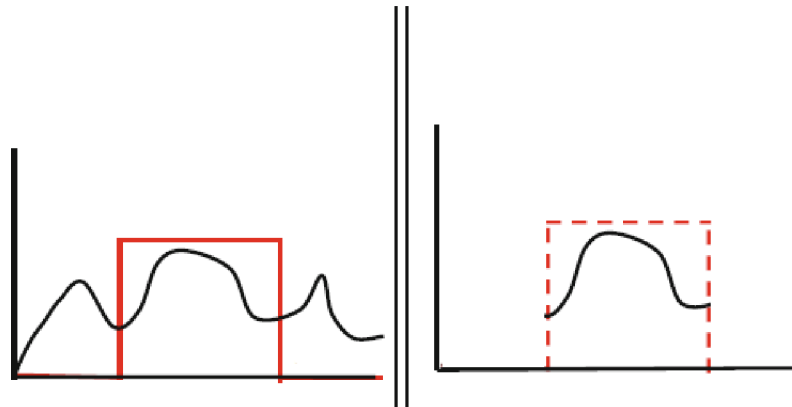
Obr. 30: AGC-gain; A) zadávání parametrů; B) profil před a po filtračním kroku.



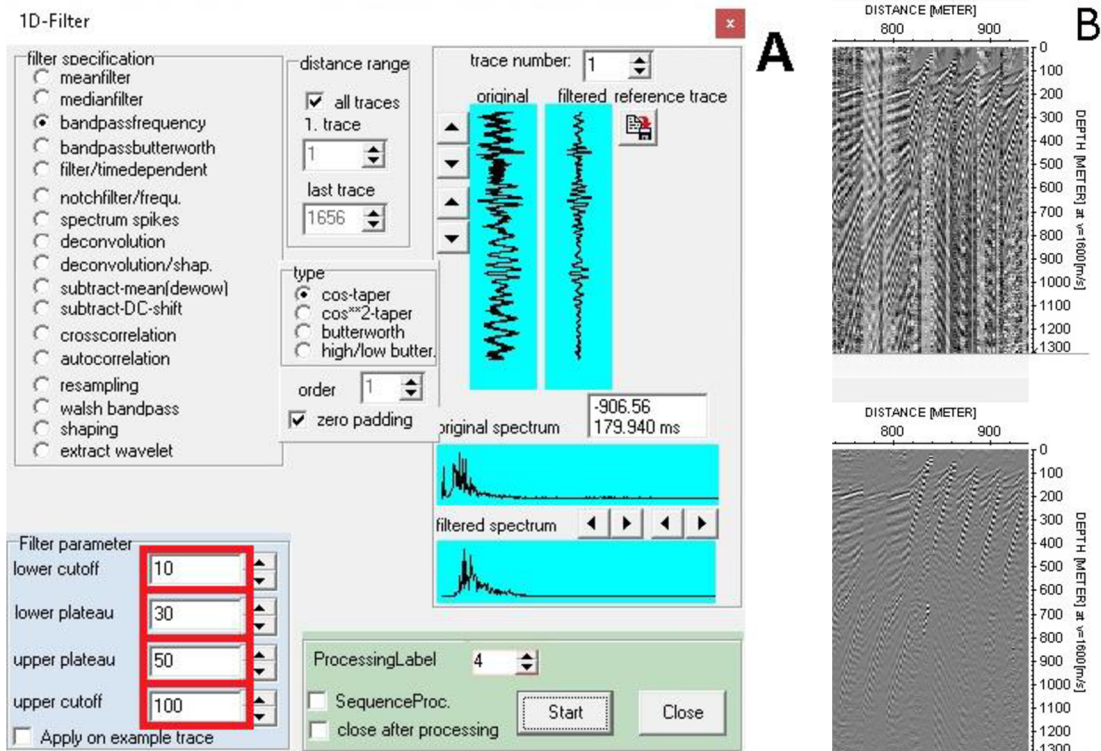
Obr. 31: Scaled windowgain(x); A) zadávání parametrů; B) profil před a po filtračním kroku.

Bandpass filtr

Dalším filtračním krokem v procesu je odstranění nízko- a vysokofrekvenčního šumu (viz kapitola 4.3.), k čemuž se využívají tzv. bandpass filtry. Bandpass filtry slouží k „ořezu“ nežádoucího šumu vně požadované pásma a zesílení frekvence uvnitř požadovaného pásma (obr. 32). V programu ReflexW k tomu slouží filtr **bandpassfrequency** (obr. 33). Hodnota u „lower cutoff“ byla nastavena na 10 Hz, „lower plateau“ na 30 Hz, „upper plateau“ na hodnotu 50 Hz a poslední parametr „upper cutoff“ na hodnotu 100 Hz.



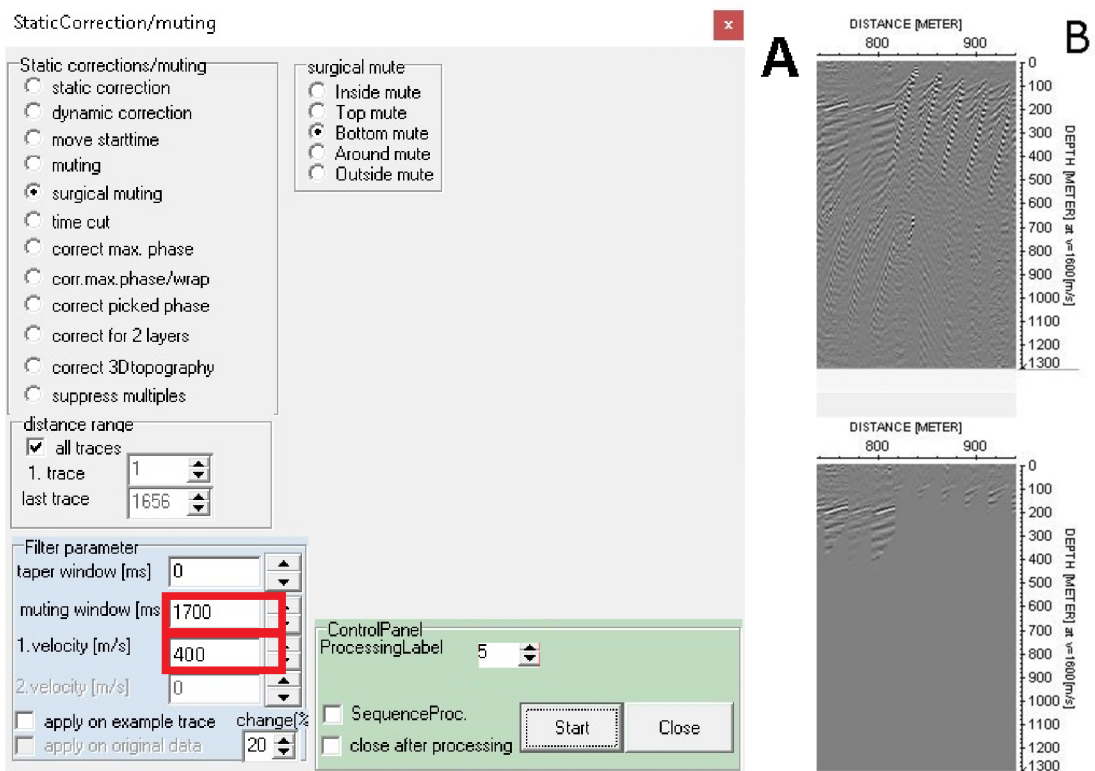
Obr. 32: Pomocí čtyř rozdílných hodnot lze vytvořit pomyslný tvar ořezaného pásma bez nízko- a vysokofrekvenčního šumu (Alsadi 2017).



Obr. 33: Filtrační krok *bandpassfrequency*; A) zadávání parametrů; B) profil před a po tomto filtračním kroku.

Muting

V dalším filtračním kroku je nutné odstranit z dat nepotřebné signály - povrchovou a lomenou vlnu, také označované jako groundroll (Alsadi 2017). V programu ReflexW k tomu lze využít filtrační nástroj **surgical muting** (obr. 34). V tabulce byl vybrán „bottom mute“, aby byl odstraněn nechtěný signál ve spodní části profilu. Parametr „muting window“ byl nastaven na hodnotu 1700 ms a „velocity“ na 400 ms.

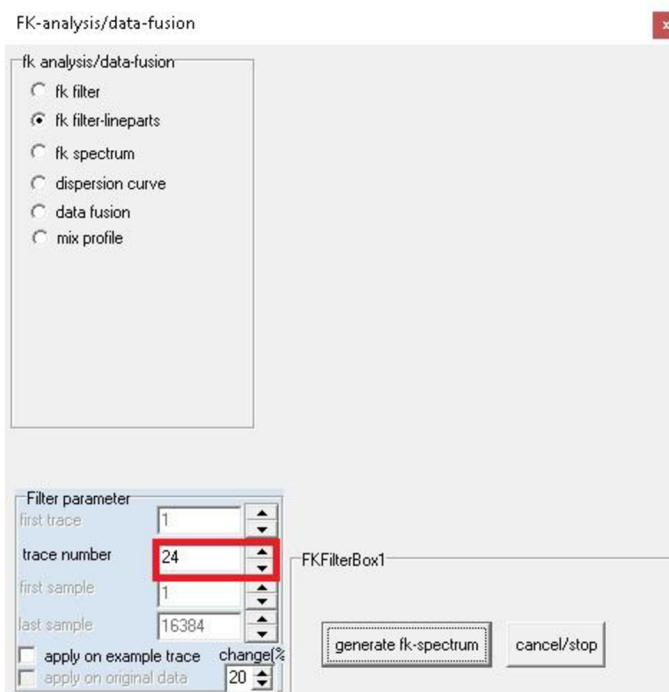


Obr. 34: Filtrační krok surgical muting, při kterém dochází k odstranění nežádoucího signálu; A) zadávání parametrů; B) profil před a po filtračním kroku.

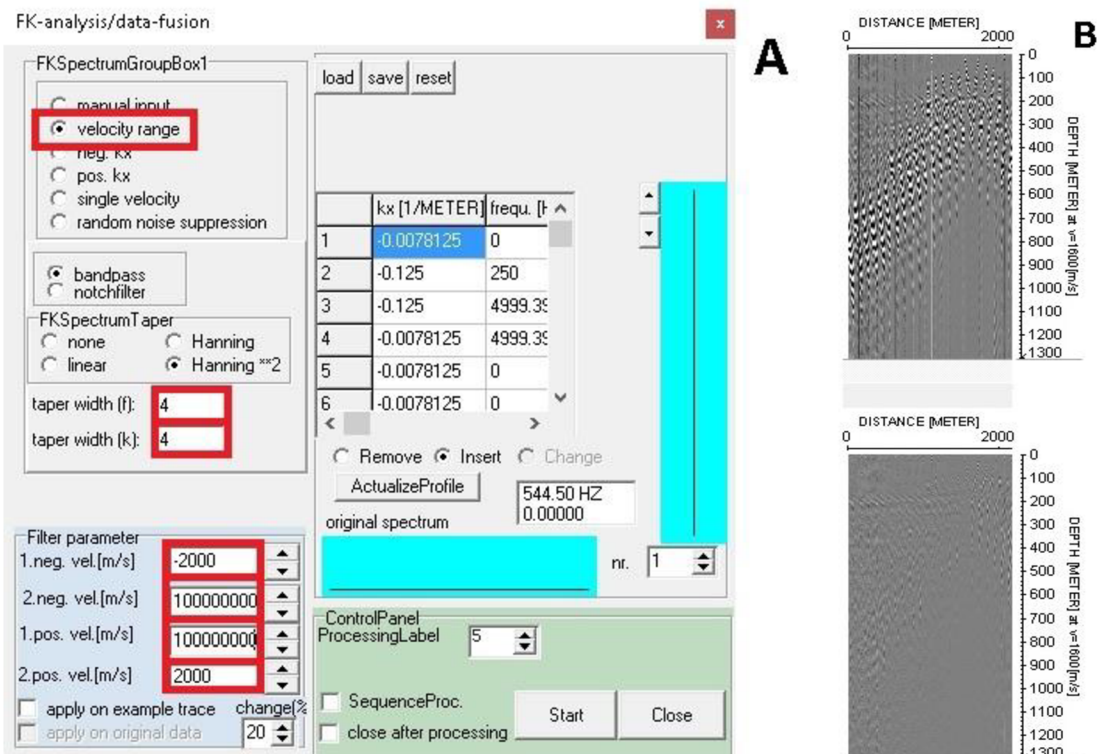
Fk filter

K odstranění groundrollu je možné použít filtrační krok **fk filter-lineparts** (obr. 35), který nahradí surgical muting beze ztráty ořezaných dat. V práci byly použity oba postupy tak, aby bylo možné porovnat konečné výsledky s rozdílnými postupy filtrace. Při této metodě je zeslabena nebo téměř odstraněna povrchová vlna, po které však mohou v profilu zůstat artefakty. Při zobrazení prvního okna je nezbytné do pole „trace number“ zadat hodnotu 24. Toto číslo odpovídá počtu kanálů pro každý odpal. Pro odstranění groundrollu byl použit modul „velocity range“ (obr. 36), který umožňuje vlastní nastavení rozsahu rychlostí. Hodnoty u „taper width (f) a (k)“ byly nastaveny v obou parametrech na 4. Hodnota u „1. neg. vel.“ (větší záporná rychlost) byla nastavena na -2000, hodnota u „2. neg. vel.“ (menší záporná rychlost) na -100000000. U „1. pos. vel.“ (větší kladná rychlost) byl parametr hodnoty nastavený na 100000000 a u „2. pos. vel.“ (menší kladná rychlost) na 2000.

Po tomto kroku znovu následuje použití bandpass filtru, kde se zbylé amplitudy po groundrollu odstraňují jako vysokofrekvenční šum.



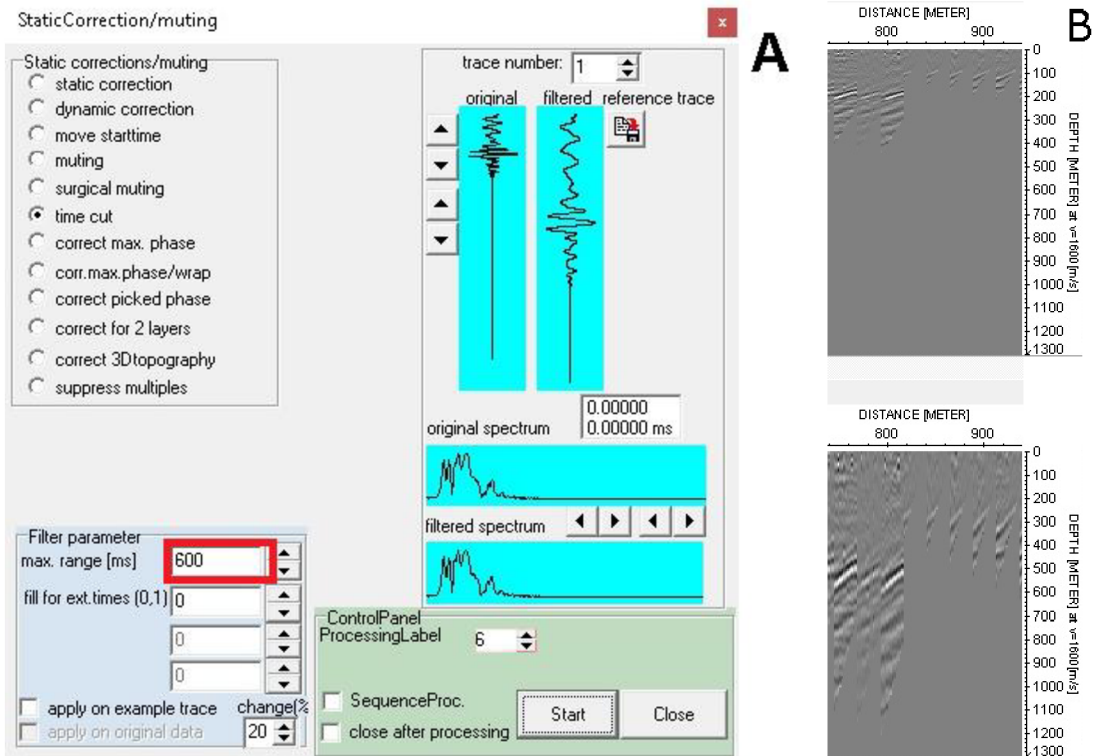
Obr. 35: Zadání prvotních parametrů při filtračním kroku *fk filter-lineparts*.



Obr. 36: Filtrační krok fk filter-lineparts, při kterém dochází k odstranění nebo zeslabení povrchových vln; A) zadávání parametrů; B) profil před a po filtračním kroku.

Odstranění přebytečných dat

Posledním filtračním krokem, při kterém dojde k odstranění koncových částí profilu, kde již nejsou žádná důležitá nebo naměřená data je **time cut** (obr. 37). Hodnota u „max range“ (maximálního hloubkového dosahu) byla nastavena na 600 ms.

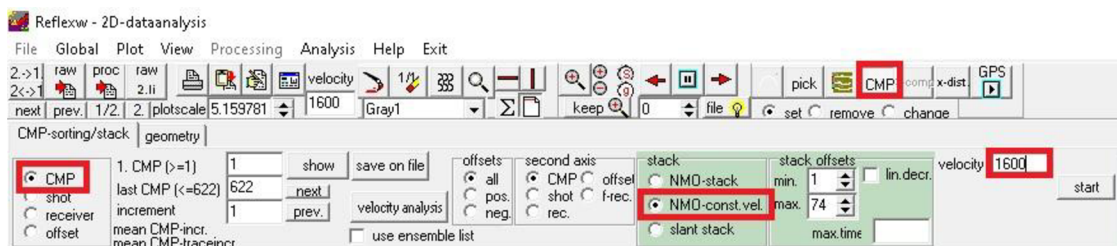


Obr. 37: Time cut; A) zadávání parametrů; B) profil před a po filtračním kroku.

Stacking

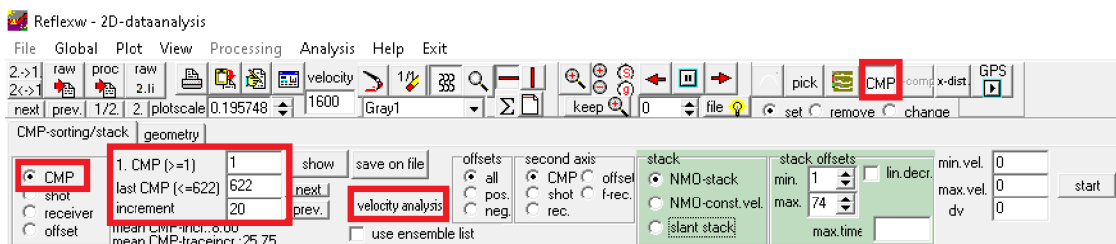
Po dokončení všech filtračních kroků dochází ke **stackingu** vygenerovaných dat. V této práci byly použity dvě různé stackovací metody.

První metodou je **NMO-constant velocity stack** (obr. 38), kde jsou všechna data stackována při stejné konstantní rychlosti. V programu ReflexW je k tomu určena záložka CMP v hlavní liště. Dále je nutné vybrat „CMP“, „NMO-const. vel.“ a nastavit parametr „velocity“ na hodnotu 1600 ms nebo jinou vhodnou rychlost.

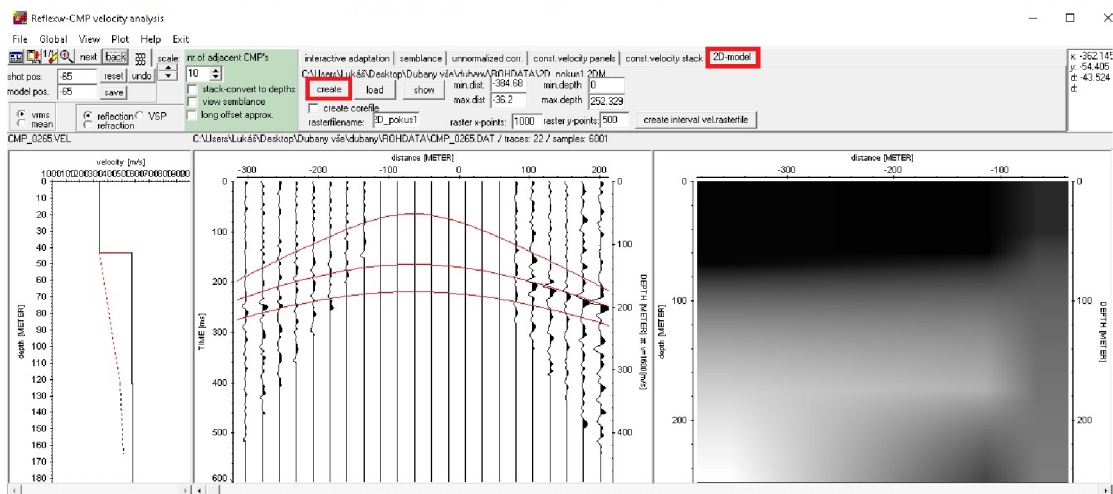


Obr. 38: Stackování dat při konstantní rychlosti 1600 ms.

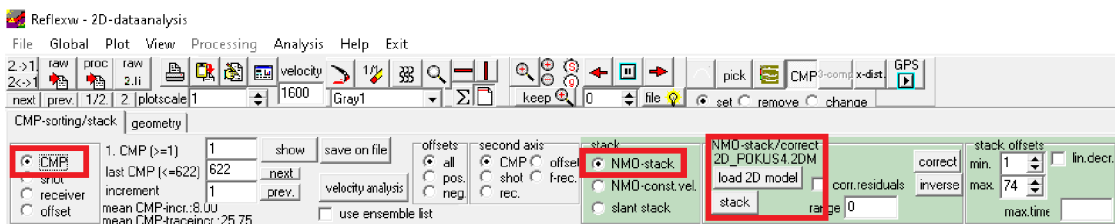
Druhou metodou je stackování dat, využívající **rychlostní analýzu dat** (obr. 39). Po výběru „CMP“ a následného označení celého profilu je vybrán „velocity analysis“ (rychlostní analýza), kde se jednotlivým částem profilu a reflektorům přiřadí 1D rychlostní rozdělení. V profilu byly identifikovány dvě rychlostní rozhraní o rychlostech ~1200 m/s (mělčí) a ~1600 m/s (hlubší). Z jednotlivých 1D rychlostních rozdělení je následně vytvořen 2D-model (obr. 40) pro celý profil, který je následně využit pro stacking profilu v záložce NMO-stack (obr. 41).



Obr. 39: Nastavení a stackování vyfiltrovaných dat metodou NMO-stack, 2D-modelu.



Obr. 40: Označení a kontrola rychlostí v celkovém profilu a vytvoření 2D rychlostního modelu.



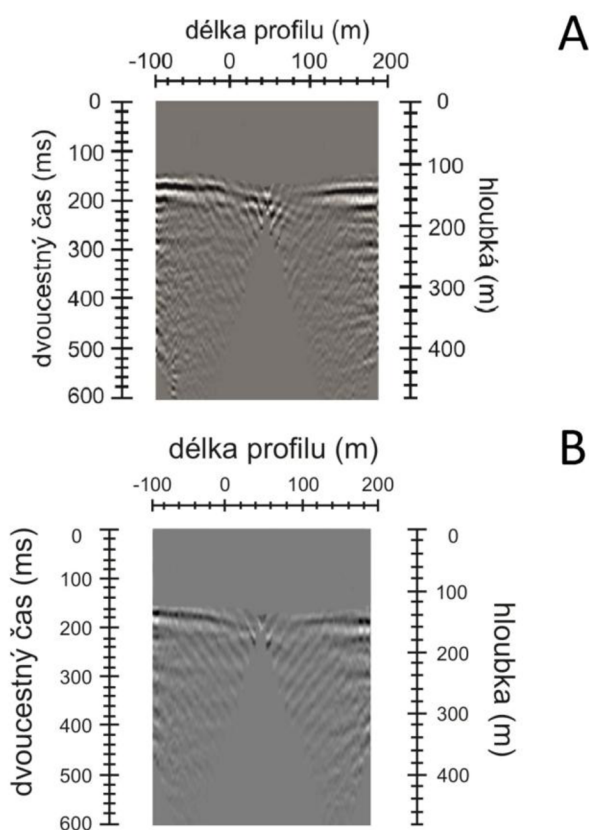
Obr. 41: Stackování dat při různých rychlostech za pomoci 2D rychlostního modelu.

6. Výsledky

6.1. Geometrie odpalů

V samotném úvodu terénní práce byly nejprve posuzovány rozdíly v kvalitě dat a detailnosti s využitím rozdílných vzdáleností odpalů. Byly použity dvě rozdílné geometrie odpalů - po 12-ti a po 16-ti metrech (obr. 42). V celkovém souhrnu odpalů je toto měření označeno číslem 6 (viz tab. 2) – původně se jednalo o první roztažení celého profilu (viz kapitola 5.2.). Obě roztažení byla filtrovaná stejnými filtračními metodami - DC-shift, agc-gain, scaled windowgain, bandpass filtr, muting, time cut a stackované při konstantní rychlosti 1600 m/s.

Obě roztažení poukazují na výskyt hlavního reflektoru v čase 150 až 200 ms, což při použité rychlosti odpovídá hloubkám cca 140 - 180 m. Na roztažení A, na kterém jsou aplikovány odpaly s 12-ti metrovými rozestupy, lze pozorovat zanořování reflektoru. Na roztažení B tato informace není dostatečně zřetelná. Pro další terénní práce bylo využíváno odpalů po 12-ti metrech (viz kapitola 7.1.).



Obr. 42: Rozdílné geometrie odpalů; A) odpaly po 12-ti metrech; B) odpaly po 16-ti metrech.

6.2. Profil Držovice

Na měřený profil Držovice byly aplikovány dva rozdílné filtrační postupy (viz kapitola 5.3.2.)(Obr. 43). Výsledky těchto filtrací byly následně stackovány dvěma metodami (viz kapitola 5.3.2.)(obr. 44). Celková délka stackovaného profilu je 1220 m. Všechny filtrované výsledky jsou vyobrazeny s topografickou korekcí (zvýrazněny oranžovou linií).

V profilu filtrovaném pomocí **mutingu** a **stackovaném při konstantní rychlosti** 1600 m/s (obr. 43a) je zřetelný výrazný horizontální až sub-horizontální reflektor s výraznou amplitudou a relativně krátkou vlnovou délkou, v čase 200 až 300 ms, což při použité rychlosti odpovídá hloubkám cca 160 - 250 m. Tento reflektor je označen, jako hlavní reflektor v profilu. V profilu jsou patrné další vedlejší reflektory s méně výraznou amplitudou. Jednak pod hlavním reflektorem, tyto jsou mírně konvexně prohnuty v návaznosti na jednotlivá roztažení a mají shodné vlnové délky s hlavním reflektorem, a jednak nad hlavním reflektorem, tento je výrazně zvlňný s větší vlnovou délkou.

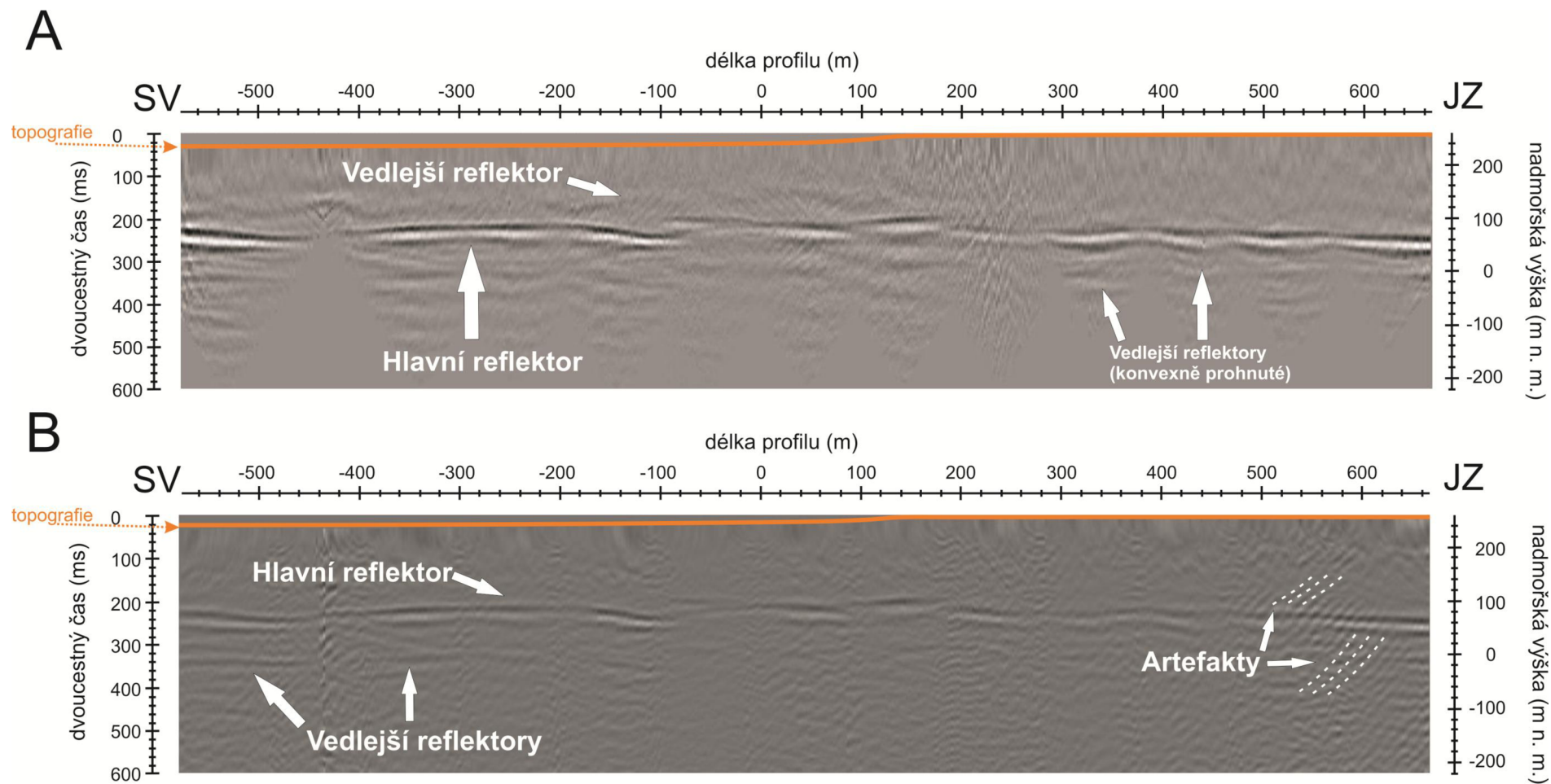
Druhým výstupem filtrací je profil filtrovaný za pomoci **fk filter-lineparts** a **stackováním konstantní rychlosti** 1600 m/s (obr. 43b) bez použití filtračního kroku muting. V čase od 200 do 300 ms je opět viditelný hlavní reflektor, což odpovídá hloubkám okolo 160 - 250 m. Reflektor je opět dobře omezený s krátkou vlnovou délkou a výraznou amplitudou. V časovém rozmezí 300 - 400 ms, což odpovídá hloubkám od 260 do 310 m, je slabě viditelný reflektor, jehož střední část není dobře zaznamenána. V jz. části profilu, v metráži od 460 m po 630 m, jsou viditelné artefakty v podobě uklánějících se reflektorů (obr. 43b), které zde zkreslují výsledná data. Tyto artefakty jsou důsledkem neúplného odstranění groundrollu při použití metody fk-filter.

Při použití **mutingu** a následném **stackování s využitím 2D rychlostního modelu** (obr. 44a) je opět patrný hlavní reflektor s výraznou amplitudou a relativně krátkou vlnovou délkou v rozmezí od 200 do 300 ms, což odpovídá hloubkám okolo 160 - 250 m. Na rozdíl od výsledku získaného použitím mutingu ale stackovaného při konstantní rychlosti (obr.43a), je v metráži profilu 200 - 300 m hlavní reflektor špatně patrný. Vedlejší reflektory mají horizontální až sub-horizontální průběh a nacházejí se

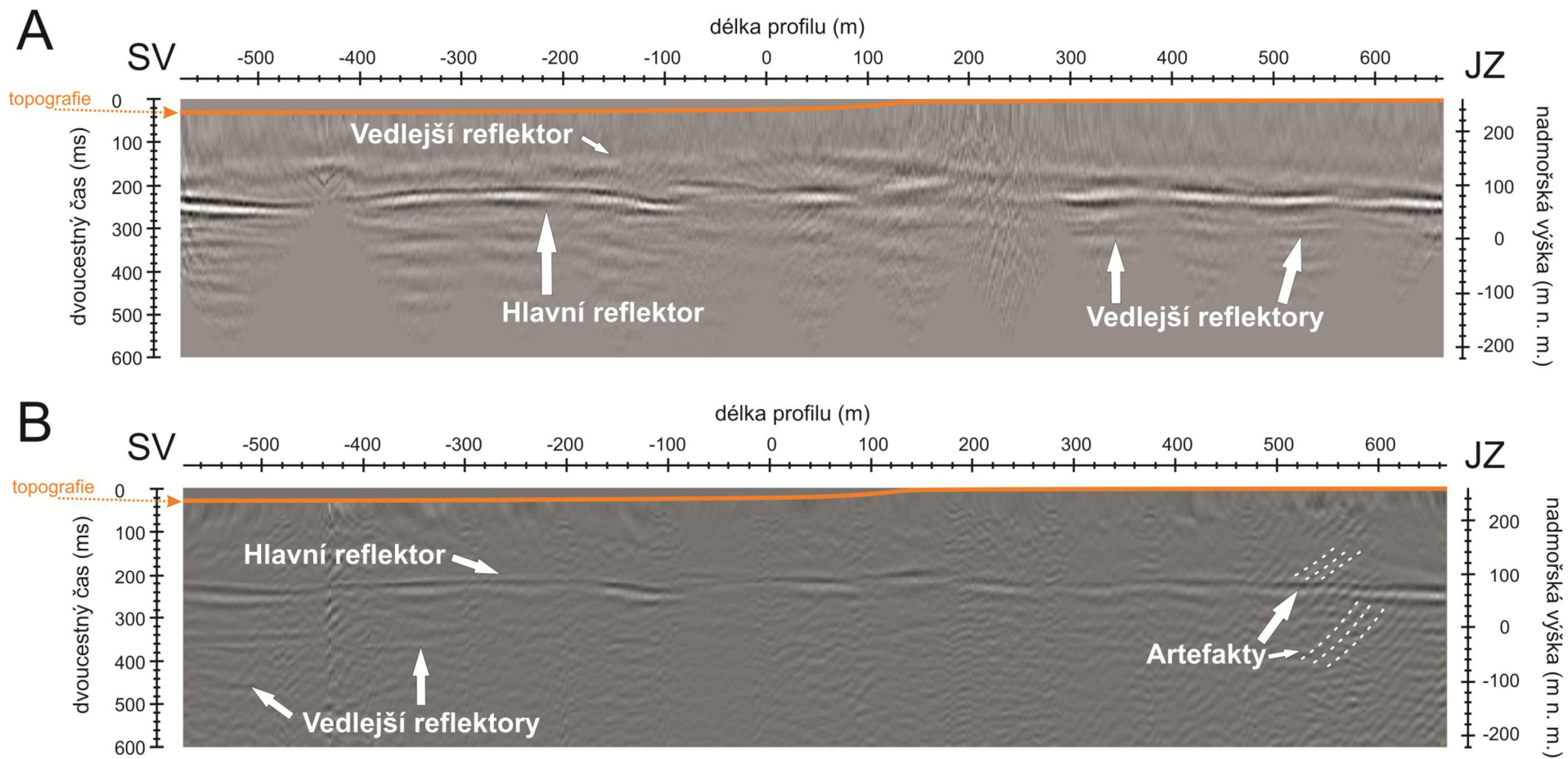
pod hlavním reflektorem. V časovém rozmezí od 120 do 190 ms (nad hlavním reflektorem) je jasnější a zřetelnější vedlejší reflektor, než v předchozích případech. Hloubka tohoto reflektoru při použití 2D rychlostního modelu odpovídá přibližně 120 - 160 m.

Posledním výstupem je profil filtrovaný s využitím **fk filter-lineparts** a **stackováním při různých rychlostech** za využití **2D rychlostního modelu** (obr. 44b). Hlavní reflektor je zde v čase od 200 do 300 ms, což odpovídá hloubkám 160 - 250 m. Reflektor má opět krátkou vlnovou délku a výraznou amplitudu. V čase od 300 do 400 ms, což odpovídá hloubkám 260 - 310 m, je slabě viditelný reflektor, jehož pokračování ve střední části profilu není viditelné. Podobně jako v obrázku 43b jsou v jz. části profilu viditelné artefakty po neúplném odstranění groundrollu. Tyto artefakty mohou zkreslovat stackování dat v podobě uklánějících se reflektorů.

Výsledný profil Držovice, ze všech čtyř způsobů filtrace, zobrazuje hlavní reflektor v čase od 200 do 300 ms. Hloubka tohoto reflektoru je tedy přibližně 160 - 250 m. Na obrázku 44a je v metráži od 200 do 300 m tento hlavní reflektor nepříliš patrný. Jedná se o místo šestého roztažení, kde se vedle nataženého profilu nachází sloup elektrického vedení. I přes opakované měření v tomto místě jsou výsledné profily zašuměny v důsledku vibrací převáděných na geofony. V metráži od -100 do 180 m jsou viditelné přerušení kontinuity hlavního reflektoru a dochází zde k jeho zanořování resp. nasedání.



Obr. 43: Profil Držovice stackovaný při konstantní rychlosti 1600 m/s; A) při použití filtračního kroku muting; B) při použití filtračního kroku fk filtr-lineparts.



Obr. 44: Profil Držovice stackovaný při rychlostní analýze; A) při použití filtračního kroku muting; B) při použití filtračního kroku fk filtr-lineparts.

7. Diskuze

7.1. Posouzení geometrie odpalů

Při použití stejných filtračních kroků je z dat získaných při použití odpalů po 12-ti a 16-ti metrech patrné, že stejné roztažení geofonů s využitím odpalů po 12-ti metrech má jasně kvalitnější data a přináší více informací. Na datech s odpaly po 12-ti metrech je ve střední části roztažení zřetelné zanořování hlavního reflektoru, které za použití odpalů po 16-ti metrových roztečích nebylo zaznamenáno. Hlavní reflektor je při odpalech po 12-ti metrech více zřetelný. Z tohoto důvodu bylo dále v terénní práci využito odpalů po 12-ti metrech. Tímto krokem došlo k většímu zahuštění dat a získání většího detailu, které nicméně obnášelo větší časovou náročnost práce.

V pracích Koukala (2019) a Bábka et al. (2020) byla v Hornomoravském úvalu provedena seismická měření, na profilu v Mezicích a Drahlově, s odpaly po 8-mi metrových rozestupech. Detailnost jejich následně stackovaných dat je větší než na profilu v Držovicích. Nicméně kvalita získaných dat je téměř srovnatelná, tím pádem je možné tyto rozestupy nahradit 12-ti metrovými rozestupy, což se na kvalitě dat neprojeví, ale znatelně urychlí terénní měření. Díky tomu je možné za stejný čas získat větší množství dat.

7.2. Vliv filtračních kroků na kvalitu zobrazení dat

Profil Držovice byl filtrován čtyřmi různými postupy, které se mezi sebou liší zejména ve způsobu odstranění groundrollu při filtraci dat a následně použitím rychlostních modelů při stackingu. Na profilech, které prošly odlišnou metodou filtrace (obr. 43) je viditelný výskyt stejného, hlavního reflektoru a to v čase od 200 do 300 ms, což odpovídá hloubce 160 - 250 m. Hlavním rozdílem při použití mutingu (obrázky 43a a 44a) a fk filtru (obrázky 43b a 44b), je ponechání dat ve spodních částech profilu. Na místech, kde došlo k použití mutingu, jsou viditelná prázdná šedá místa. Největší změna je viditelná na (obr. 43a), kdy reflektor v hloubce okolo 270 m je v levé části profilu uříznutý a dále není známo jeho přesné pokračování. Na (obr. 43b) je vidět, že tento reflektor postupuje souvisle do větší vzdálenosti. Na druhou stranu výstupy s použitím filtračního kroku muting mají lépe viditelné vedlejší reflektory. Oproti tomu na výstupech s použitím fk filtru jsou tyto reflektory viditelné velmi slabě.

I přes snahu odfiltrovat nežádoucí groundroll a zachovat tak, co nejvíce informací je maximální hloubka, ve které jsou vedlejší reflektory viditelné přibližně 500 ms, což odpovídá hloubce cca 400 m. Tato maximální dosažená hloubka je kombinací vlivu seismického prostředí a technických možností použitého seismického zdroje.

Profily, které prošly fk filtrem (obr. 43b a 44b) obsahují ve své pravé části artefakty (duchy), což jsou pseudo-reflektory, vzniklé díky neúplnému odstranění groundrollu v této části profilu. Tyto artefakty mohou data velmi zkreslovat, případně ovlivňovat výpočet rychlostního modelu, tím že připomínají výskyt dalších reflektorů.

V obrázku 43a jsou vedlejší reflektory konvexně prohnuté, což je známkou, že prostředí má rozdílné rychlosti a proto bylo nutné nahradit stackování při konstantní rychlosti 2D rychlostním modelem. Při použití rychlostní analýzy lze vidět, že na obrázku 44a se již tyto prohnuté reflektory, v pravé části profilu, nevytváří.

Rozdíly mezi stackováním při konstantní rychlosti a stackováním za pomoci vytvořeného 2D-modelu jsou nejvíce patrné na obrázku 43a a obrázku 44a - profily s použitím mutingu. V profilu vytvořeném při konstantní rychlosti 1600 m/s (obr. 43a) nebyl v hloubce okolo 120 - 160 m zaznamenán zcela viditelný reflektor. Na druhou stranu při použití rychlostní analýzy (obr. 44a) je linie reflektoru poměrně výraznější a jasnější. Rozdíly mezi obrázkem 43b a obrázkem 44b jsou téměř nepatrné, i když oba výstupy byly stackovány jinou metodou.

Z celkového pohledu nemusí výstupy s použitím filtračního kroku muting působit vzhledově dobře ale dle názoru autora této práce mají tyto profily cennější a důležitější informace. Důvodem jsou zřetelněji viditelné vedlejší reflektory a také absence artefaktů vzniklých snahou odstranit groundroll.

V již zmiňovaných pracích Koukala (2019) a Bábka et al. (2020), byly v prostoru Hornomoravského úvalu měřeny mělké, reflexně seismické profily. Profilu v Mezicích, který se nachází na opačné straně Hornomoravského úvalu, byl stackován při konstantní rychlosti 1500 m/s. Profil Mezice zobrazuje reflektor (hlavní) v úrovni času 250 ms, což odpovídá přibližně hloubce reflektoru ve 188 m. V profilu Drahlov, který byl situovaný na protilehlém svahu lutínského příkopu než profil Držovice, je vyobrazený hlavní reflektor v čase od 100 do 190 ms, což odpovídá hloubce 130 - 180

m. V metrů 920 - 500 m je patrný výrazný horizontální reflektor, který se na rozhraní 450 - 400 m mění v důsledku výskytu zlomu.

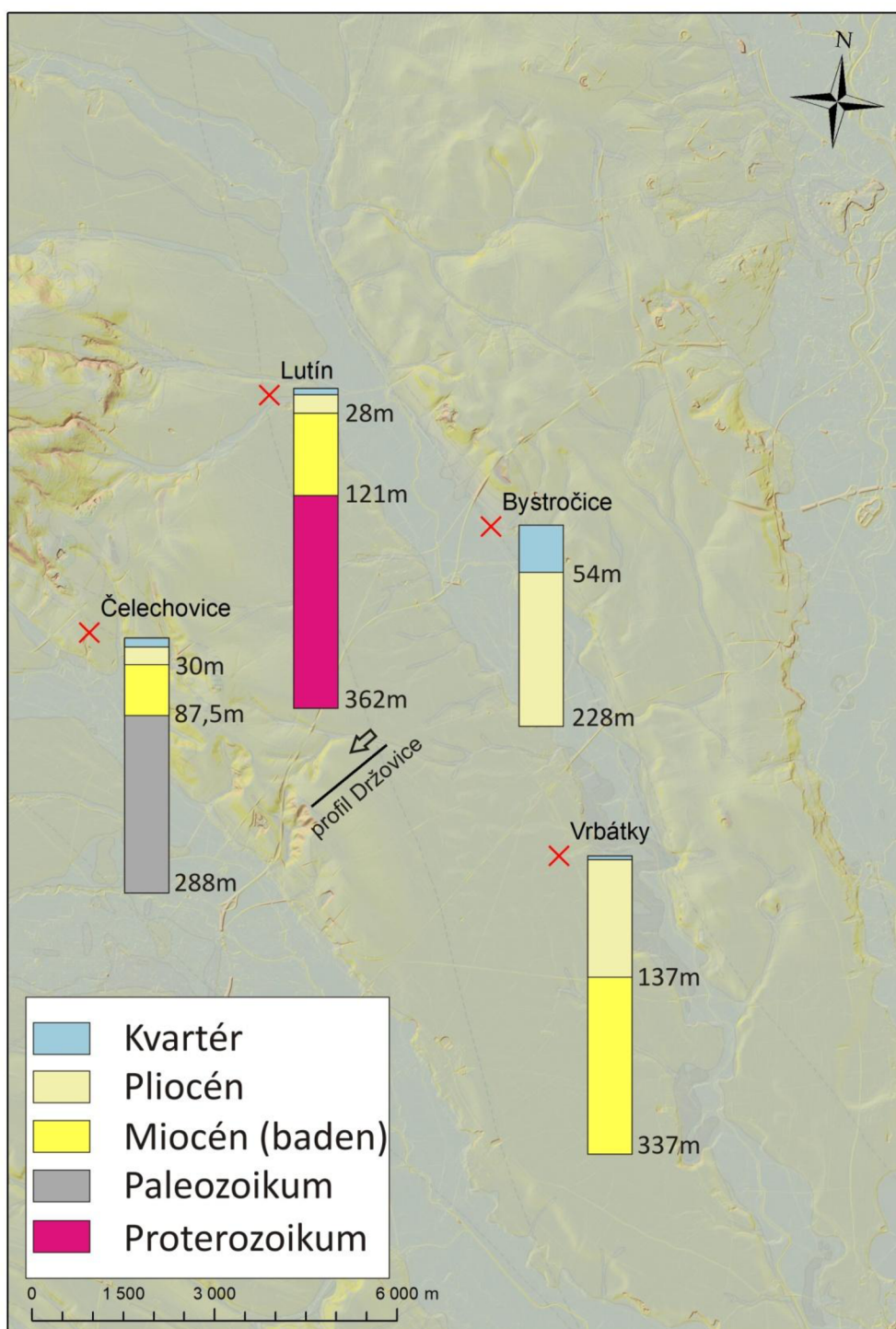
7.3. Geologická interpretace

Na základě rychlostního modelu se ve studovaném profilu nachází dvě rychlostní prostředí, která jsou vyčleněna jako dvě rychlostní seismické facie (RSF1 a RSF2). Facie RSF1 reprezentuje prostředí o rychlostech ~1200 m/s. Jedná se o oblast nad hlavním reflektorem, ve kterém je slabě patrný vedlejší reflektor. Facie RSF2 reprezentuje prostředí o rychlostech ~1600 m/s. V této oblasti jsou viditelné horizontální až sub-horizontální reflektory.

Hlubší geologická stavba Hornomoravského úvalu je v této části známa pouze z malého množství hloubkových vrtů (databáze České geologické služby). V nejbližším okolí profilu Držovice jsou pouze čtyři (tab. 3). Jejich horninové složení je znázorněno na obrázku 45. Horniny proterozoika byly zaznamenány v hlubších partiích ve vrtu Lutín. V Čelechovicích na Hané a v Lutíně jsou záznamy o výskytu hornin paleozoického stáří. Mořské sedimenty badenského stáří byly navrtány v hloubkách od 28 do 337 m, přičemž největší mocnost byla zaznamenána ve vrtu ve Vrbátkách, kde se horniny badenu vyskytují v hloubce 137 - 337 m a není známá jejich báze. Pliocenní jezerní a fluvialní sedimenty byly zaznamenány v těchto vrtech v hloubkách od 4,2 do 228 m, přičemž největší mocnost byla zaznamenána ve vrtu v Bystročicích. V blízkosti studované lokality se také nachází celá řada mělkých vrtů s maximální hloubkou 45,5 m, ve kterých jsou pod proměnlivě mocnou vrstvou kvartéru zastíženy pouze pliocenní sedimenty. Nárůst mocností plio-pleistocenních sedimentů směrem k sv. části lutínského příkopu je zřejmý i z interpretace Špačka et al. (2015)(obr. 7).

Tab. 3: Vrtná prozkoumanost v okolí Držovic.

Název obce	Označení (IDGDO)	Celková hloubka (m)	Hloubka rozhraní pliocén/baden (m)
Čelechovice na Hané	433242	288 m	30 m
Vrbátky	731037	337 m	137 m
Lutín	427219	362 m	28 m
Bystročice	431062	228 m	-



Obr. 45: Stínovaný reliéf s hloubkovými vrty v blízkosti profilu v Držovicích.

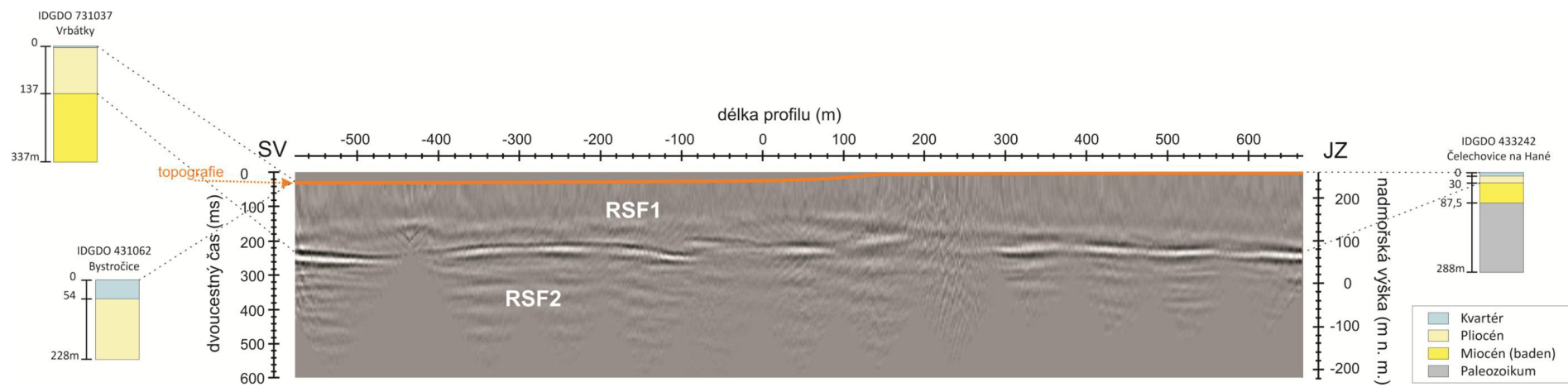
Při korelaci s informacemi z dostupných vrtů lze usuzovat že, RSF1 představuje jezerní a fluvialní sedimenty pliocenního stáří, zatímco RSF2 reprezentuje podložní písky a jíly badenského stáří. Tyto rychlosti odpovídají i informacím uvedeným v tabulce 1, kde Mussett a Khan (2000) pro jílové sedimenty přiřazují rychlosti 1000 m/s až 2500 m/s, rychlosti od 1500 m/s do 2000 m/s potom náleží mokrému písku. Jíl a písčité sedimenty jsou především zastoupeny v badenských sedimentech doložených ve vrtech (tab.3), kdežto pliocenní sedimenty dle dostupné vrtné databáze obsahují příměsi štěrku.

Obě tyto seismické facie jsou odděleny hlavním reflektorem. Hlavní reflektor byl na profilu Držovice zachycen v hloubce 160 - 250 m. Za předpokladu, že tento reflektor v profilu reprezentuje významné geologické rozhraní a s přihlédnutím ke stratigrafii v dostupných vrtech: hranice baden/pliocén ve vrtu IDGDO 731037 (Vrbátky) a velké mocnosti pliocenních sedimentů ve vrtu IDGDO 431062 (Bystročice), lze tento reflektor korelovat právě s hranicí baden/pliocén (obr. 46).

Starší paleozoické případně proterozoické horniny nebyly v profilu zaznamenány, nebo jsou ve větších hloubkách, které jsou za hranicí hloubkového dosahu použitého seismického zdroje.

Zlom probíhající dle geologické mapy ve směru SSZ - JJV a jež ve své práci interpretuje (Špaček et al. 2015) byl hlavním očekávaným výstupem této práce. Jak ukazuje profil Drahlav (Bábek et al. 2020), tak se zlom v mělkých seismických datech v prostoru Hornomoravského úvalu projevuje jako výrazné rozhraní oddělující dvě facie. Facie SF1 představuje chaoticky uspořádané, neprůběžné reflektory, které v některých částech nejsou zcela viditelné. Tato facie je zastoupena granity a granodiority brunovistulika. Na druhou stranu facie SF2 představuje velmi silně a zároveň dobře omezené horizontální až sub-horizontální reflektory s relativně krátkou vlnovou délkou, kterou (Bábek et al. 2020) také spojuje s pliocenními a kvarténními sedimenty a odpovídá tak RSF1 identifikované v profilu v Držovicích. Na profilu v Držovicích se však žádný výrazný vertikální skok mezi seismickými faciemi nevyskytuje a je tak patrné, že zlom v profilu Držovice identifikován nebyl. Stejně jako není možné určit bázi badenských sedimentů a jejich hranici se staršími horninami (paleozoikum, proterozoikum).

Absence zlomu v profilu Držovice může být zapříčiněna samotnou lokalizací profilu v méně tektonicky aktivní části lutínského příkopu, nebo se zlom může vyskytovat ve větších hloubkách.



Obr. 46: Seismický profil Držovice korelovaný na tři hloubkové vrty z okolí studované oblasti.

8. Závěr

Práce se zabývala seismickým měřením na určené lokalitě Hornomoravského úvalu v blízkosti obce Držovice. Podloží studované oblasti je tvořeno horninami Českého masívu i horninami Západních Karpat. Hornomoravský úval má tvar protáhlé pánve, která je vyplněna mořskými, jezerními a říčními sedimenty. Tyto usazeniny jsou uloženy na paleozoických a proterozoických horninách. V pliocénu začal Hornomoravský úval nabývat dnešní podoby. Docházelo k poklesům zlomů ve směru SZ-JV.

Z výsledků práce je možné určit, že odpaly po 12-ti metrové rozteči mají jasně kvalitnější data a přináší více informací. Proto terénní měření pokračovalo s těmito rozestupy.

Výsledky jednotlivých filtračních kroků jsou nejlépe dokumentovány na profilu, který byl filtrován pomocí mutingu, jelikož přináší důležitější informace v podobě zřetelněji viditelných vedlejších reflektorů. Hlavní reflektor, který se nachází v hloubce okolo 160 - 250 m odděluje dvě rozdílné seismické facie: RSF1 a RSF2. Na základě korelací s okolními vrty představuje facie RSF1 jezerní a fluviální sedimenty pliocenního stáří. Facie RSF2 reprezentuje podložní písky a jíly badenského stáří.

Předpokládaný zlom ve směru SSZ - JJV nebyl v profilu zaznamenán, což může být způsobeno samotnou lokalizací profilu v méně tektonicky aktivní části lutínského příkopu. Horniny kulmu nebyly v hloubce dostupné měřením v profilu zachyceny.

9. Zdroje

- Alsadi H. N. (2017): Seismic Hydrocarbon Exploration. 2D and 3D Techniques, Seismic waves. Springer International Publishing. Switzerland.
- Bábek O., Sedláček J., Novák A., Létal A. (2018): Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. *Geomorphology*, 317, 139–156.
- Bábek O., Lendáková Z., Tóth T., Šimíček D., Koukal O. (2020): Reflexně seismický výzkum pozdně kenozoické zlomové tektoniky na vybraných lokalitách hornomoravského úvalu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 27, 1–2, 15–20.
- Barth V., Kopečný V., Panoš V., Pek I., Zapletal J. (1971): Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého.
- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Karpatská předhlubeň. – In: Přichystal et al. (eds.): *Geologie Moravy a Slezska*, MZM a Sekce geol. věd PŘF MU, 123–128. Brno.
- Czudek T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Sursum, Tišnov.
- Čtyroký P. (1995): Stratigrafie svrchního miocénu a pliocénu Hornomoravského úvalu. *Zprávy o geologických výzkumech, 1994*, 28-31.
- Demek J., Balatka B., Czudek T., Láznička Z., Linhart J., Loučková J., Panoš V., Raušer J., Seichterová H., Sládek J., Stehlík O., Štelcl O., Vlček V. (1965): Geomorfologie českých zemí. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.
- Demek J., Mackovčín P., Balatka B., Buček A., Cibulková P., Culek M., Čermák P., Slavík P., Vašátko J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. AOPAK ČR, Brno.
- Doláková N., Brzobohatý R., Hladilová Š., Nehyba S. (2008): The red–algal facies of the Lower Badenian limestones of the Carpathian Foredeep in Moravia (Czech Republic). *Geologica Carpathica*, vol. 59, 133–146, Bratislava.
- Everett M. E. (2013): Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press. Cambridge.

- Hladil J., Kalvoda J. (1993): Extinction and recovery successions of the Devonian marine shoals: Eifelian-Givetian and Frasnian-Famennian events, Moravia and Bohemia. *Věstník Českého geologického ústavu*, 68, 13–23. Praha.
- Hrubeš M. a kolektiv autorů. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR v měřítku 1: 25 000 list 24224 Olomouc. Český geologický ústav Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. 436 s. Academia Praha.
- Ivan A., Kirchner K., Krejčí O. (2000): K poznání morfostrukturních rysů reliéfu moravské části Západních Karpat a Panonské pánve. *Geografický časopis*, r. 52, č. 3, GÚ SAV, Bratislava, s. 221–230.
- Kalvoda J., Melichar R., Bábek O., Leichmann J. (2002): Late Proterozoic-Paleozoic Tectonostratigraphic Development and Paleogeography of Brunovistulian Terrance and Comparison with Other Terranes at the SE Margins of Baltica-Laurussia. – *Journal of Geosciences*, 47, 81–102. Praha.
- Kalvoda J., Bábek O., Fatka, O., Leichman J., Melichar R., Nehyba S., Špaček P. (2008): Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – *International Journal of Earth Science*, 97, 497–518.
- Koukal O., Reflexně seismický profil a interpretace podpovrchové stavby okraje Hornomoravského úvalu u Nákla [online]. Olomouc, 2019 [cit. 20.7.2021]. Dostupné z: https://theses.cz/id/lbctq3/BAKALSK_PRCE_-_Ondej_koukal.pdf. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta.
- Macoun J., Růžička M. (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the continental glaciation. *Sborník geol. věd (Antropozoikum)*, 4, 125–168.
- Milsom J. (2003): *Field geophysics*. 3rd edition, John Wiley & Sons, New York.
- Musil R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. — In: Přichystal A., Ostová V., Suk M.,: *Geologie Moravy a Slezska*, 133–156. Moravské zemské muzeum a sekce geologických věd PŘF MU, Brno

- Mussett A. E., Khan M. A. (2000): Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics. Cambridge University Press. Cambridge.
- Nehyba S., Leichmann J., Kalvoda J. (2001): Depositional environment of the "Old Red" sediments in the Brno area (South-eastern part of the Rhenohercynian zone, Bohemian massif). *Geologica Carpathica*, 52, 195–203. Bratislava.
- Nehyba S., Šikula J. (2007): Depositional architecture, sequence stratigraphy and geodynamic development of the Carpathian Foredeep (Czech Republic). *Geologica Carpathica* 58, 53-69.
- Novák A., Bábek O., Kapusta J., (2017): Late Quaternary tectonic switching of siliciclastic provenance in the strike-slip-dominated foreland of the Western Carpathians; Upper Morava Basin, Bohemian Massif. *Sedimentary geology* 355.
- Picha F. J., Stráník Z., Krejčí O. (2006): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. In: Golonka J., Picha F. J. (Eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 84, 49–175.
- Růžička M. (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy (The Pliocene of Upper Morava Basin and Mohelnice Graben). *Sborník Geologických Věd, Antropozoikum* 19, 129–151.
- Sheriff R. E., Geldart L. P. (1995): *Exploration seismology*. Second Edition. Cambridge Univ. Press. Cambridge.
- Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochoctonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. – In Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): *Geologie Moravy a Slezka*, MZM, PŘF MU, 107–122. Brno.
- Špaček P., Bábek O., Štěpánčíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J. (2015): The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary graben in Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). Springer – Verlag Berlin Heidelberg.

Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. (1990): Applied geophysics. Second Edition. Cambridge University Press, Cambridge.

Zapletal J. (2005): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravské úvalu. Geol. Výuk. Mor. Slez. v r. 2004, Brno.

Zeman A. (1971): Pleistocenní fluvioakustrinní a fluviální sedimenty v jižní části Hornomoravského úvalu. Vest. ústř. úst. geol, 46(1), 19-30.

Internetové zdroje

www1: Věda a výzkum. Geology. Dostupné z:

<http://www.geology.cz/extranet/vav/zemska-kura/geofyzika/seismika> (28. 7. 2021).

www2: UPSeis. Geo. Dostupné z: <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>

(28. 7. 2021).

www3: ABEM - Terralock Mk-8. Terraloc Mk 8 [online]. Švédsko: ABEM. Dostupné z:

http://www.dt.abem.se/files/ABEM_TerralocMk8_Leaflet_2P.pdf (28. 7. 2021).

www4: PRODUCTS - TERRALOC MK-8 SEISMOMETER. SISC. Vietnam. Dostupné z:

<http://sisc.com.vn/en/detail.php?module=product&iCat=2147&iData=449&#page=page-3> (28. 7. 2021).

www5: R.T. Clark. Propelled Energy Generator PEG-40Kg. Oklahoma. Dostupné z:

<https://rtclark.com/wp-content/uploads/2015/05/PEG-40kg-Brochure-2014.pdf>

(28. 7. 2021).