

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



**Bc. Lukáš Maloušek**

**Výzkum sedimentů zaniklých historických rybníků na Zábřežsku a  
Šumpersku**

**Diplomová práce**

**Environmentální geologie**

**Prezenční studium**

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

**Olomouc 2024**

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

V Olomouci dne

.....

Bc. Lukáš Maloušek

## **Poděkování**

Nejprve bych chtěl poděkovat vedoucí mé diplomové práce, Mgr. Zuzaně Lendákové, Ph.D., za její odborné vedení, cenné rady a konzultace, které přispěly ke zlepšení obsahu. Dále bych chtěl poděkovat RNDr. Aleši Létalovi, Ph.D. a doc. Mgr. Janu Sedláčkovi, Ph.D. za pomoc při terénním měření a za poskytnuté informace.

## Bibliografická identifikace

**Jméno:** Bc. Lukáš Maloušek

**Název práce:** Výzkum sedimentů zaniklých historických rybníků na Zábřežsku a Šumpersku

**Typ práce:** diplomová

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

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

**Rok obhajoby:** 2024

**Abstrakt:** Předložená diplomová práce se zabývá výzkumem historických rybníků u Zábřehu na Moravě. V rešeršní části práce jsou popsány geomorfologické a geologické poměry Mohelnické brázdy a přilehlého okolí. Následuje kapitola o výstavbě rybníků v dřívějších dobách a v okolí zájmové oblasti. Dále je popsána historie, principy a konfigurace, respektive rozlišovací schopnosti antén, použitých geofyzikálních metod (ERT a GPR). V práci jsou následně popsány použité metody vysokorozlišující stratigrafie (magnetická susceptibilita, spektrální odraznost, rentgenová fluorescenční spektrometrie a zrnitostní analýza). K výzkumu byly vybrány dva rybníky nacházející se východním směrem od Zábřehu. Plošně největším rybníkem v tehdejší době a déle fungujícím ze dvou zkoumaných rybníků je Závořický rybník, který je zmapován na mapách I. a II. vojenského mapování. Jižním směrem se nacházel Leštinský rybník, který je zachycen pouze na mapách I. vojenského mapování. Díky laserovému snímání – LiDAR bylo možné zjistit agradaci sedimentu v prostorech rybníků. Ze získaných dat je patrný skokový nárůst nadmořských výšek v prostoru zaniklých rybníků. ERT profily bylo možné u obou rybníků rozdělit do tří domén (A, B a C) na základě změřených hodnot měrného odporu. Georadarové profily ukázaly výskyt tří radarových facií (RF), kdy RF1 představuje hrubozrnný sediment, RF2 písky a jemnozrnné štěrky vyskytující se na bázích vrtů a RF3 bázi rybníčního sedimentu. Sediment získaný z vrtných jader bylo možné na základě litologického složení, fyzikálních a chemických vlastností rozdělit do pěti facií (P1, R<sup>a</sup>, R<sup>b</sup>, P2 a F). Facie P1 byla identifikována jako recentní půda

na základě stratigrafické pozice a obsahu organického materiálu. Facie R<sup>a</sup> a R<sup>b</sup> byla na základě nižších hodnot magnetické susceptibility (MS), obsahu fosforu a zvýšených hodnot parametru světlosti stanovena pravděpodobně jako rybníční sediment, který se v Leštinském (R<sup>a</sup>) a Závořickém (R<sup>b</sup>) rybníce lišil obsahem železa a hodnotami indexu červenosti (RED). Třetí zachycenou facii byla facie P2, která je charakterizována zvýšenými hodnotami MS a obsahu organického materiálu. Tato facie pravděpodobně představuje nivní půdu předrybníční etapy. Facie F, která byla identifikována na bázích jednotlivých vrtů, představuje hrubozrnný sediment na základě zvýšeného odporu při vrtání. Získané výsledky poukazují na větší mocnosti sedimentu v Závořickém rybníce, což může být způsobeno tím, že tento rybník fungoval jako aktivní delší dobu. Z toho plyne i větší mocnost rybníčního sedimentu, kdy v Závořickém rybníce byla z vrtů dokumentována maximální mocnost 54 cm a v Leštinském rybníce pouhých 38 cm. Nízké mocnosti rybníčního sedimentu mohou souviset s procesem letnění, odstraňováním sedimentu nebo s původně mělkým zakládáním rybníků. Dalším aspektem může být fakt, že většina rybníků nebyla průtočných, ale byla regulována pomocí jalových příkopů nebo odvodňovacích kanálů.

**Klíčová slova:** Zábřeh na Moravě, historické rybníky, rybníční sediment, geofyzikální měření, vrtná jádra

**Počet stran:** 96

**Jazyk:** český

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Bc. Lukáš Maloušek

**Title:** Výzkum sedimentů zaniklých historických rybníků na Zábřežsku a Šumpersku

**Type of thesis:** diploma

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

**Supervisor:** Mgr. Zuzana Lendáková, Ph.D.

**The year of presentation:** 2024

**Abstract:** The thesis deals with the research of historical ponds near Zábřeh in Moravia. The research part of the thesis describes the geomorphological and geological conditions of the Mohelnická brázda and the surrounding area. This is followed by a chapter on the construction of ponds in earlier times and in the surroundings of the area of interest. Then the history, principles and configurations, or the resolution of the antennas, of the geophysical methods used (ERT and GPR) are described. The work then describes the methods used for high-resolution stratigraphy (magnetic susceptibility, spectral reflectance, X-ray fluorescence spectrometry and grain size analysis). Two ponds located east of Zábřeh were selected for the study. The largest pond in area at the time and the longer functioning of the two studied ponds is Závořický pond, which is mapped on the maps of the I. and II. military mapping. To the south was Leštinský pond, which is only shown on the maps of the I. military mapping. Thanks to laser scanning – LiDAR it was possible to detect sediment aggradation in the pond areas. From the data obtained, a step increase in elevation in the area of extinct ponds is evident. The ERT profiles could be divided into three domains (A, B and C) for both ponds based on the measured resistivity values. The GPR profiles showed the occurrence of three radar facies (RF), with RF1 representing coarse-grained sediment, RF2 representing sands and fine-grained gravels occurring at the bases of the boreholes, and RF3 representing pond sediment. The sediment recovered from the drill cores could be divided into five facies (P1, R<sup>a</sup>, R<sup>b</sup>, P2 and F) based on lithological composition, physical and chemical properties. The P1 facies was identified as a recent

soil based on stratigraphic position and organic material content. The R<sup>a</sup> and R<sup>b</sup> facies were identified as probably pond sediment based on lower magnetic susceptibility (MS) values, phosphorus content and elevated brightness parameter values, which differed in iron content and redness index (RED) values in the Leštinský (R<sup>a</sup>) and Závěřický (R<sup>b</sup>) ponds. The third facies captured was facies P2, which is characterized by elevated values of MS and organic material content. This facies probably represents the alluvial soil of the pre-pond stage. The facies F, which was identified at the base of each borehole, represents coarse-grained sediment based on increased drilling resistance. The results obtained indicate greater sediment thicknesses in the Závěřický pond, which may be due to the fact that this pond functioned as an active pond for a longer period of time. This also implies a greater thickness of pond sediment, with a maximum thickness of 54 cm documented from boreholes in Závěřický pond and only 38 cm in Leštinský pond. The low pond sediment thicknesses may be related to the process of summering, sediment removal or to the original shallow establishment of the ponds. Another aspect may be that most of the ponds were not flow-through but were regulated by ditches or drainage channels.

**Keywords:** Zábřeh na Moravě, historical ponds, pond sediment, geophysical measurements, drill cores

**Number of pages:** 96

**Language:** Czech

## Obsah

1. Úvod.....	10
2. Charakteristika oblasti MB a jejího okolí .....	11
2.1. Geomorfologické poměry .....	11
2.2. Geologická charakteristika MB a přilehlého okolí .....	12
2.3. Hydrologie.....	16
3. Výstavba rybníků.....	20
3.1. Historie stavby rybníků .....	20
3.2. Historie rybníků v okolí Zábřehu na Moravě .....	21
3.3. Letnění rybníků .....	23
3.4. Výstavba rybníků a hrází .....	23
3.5. Výzkum rybníčního sedimentu .....	24
4. Geofyzikální průzkum .....	27
4.1. Georadar (GPR) .....	27
4.1.1. Princip georadaru.....	28
4.1.2. Rozlišovací schopnost antén.....	31
4.1.3. Šum .....	32
4.2. Elektrická odporová tomografie (ERT).....	33
4.2.1. Princip ERT .....	33
4.2.2. Ohmův zákon .....	35
4.2.3. Typy konfigurací.....	36
5. Laboratorní metody výzkumu sedimentů .....	38
5.1. Magnetická susceptibilita .....	38
5.2. Spektrální odraznost .....	39
5.3. Rentgenová fluorescenční spektrometrie (XRF).....	40
5.4. Zrnitostní analýza.....	40



6.	Lokalita.....	42
7.	Metodika.....	44
7.1.	Laserové snímání – LiDAR.....	46
7.2.	Geofyzikální průzkum.....	46
7.3.	Vrtný průzkum.....	49
7.4.	Laboratorní etapa.....	50
8.	Výsledky.....	52
8.1.	Leštinský rybník.....	52
8.2.	Závořický rybník.....	60
9.	Diskuze.....	66
10.	Závěr.....	72
11.	Literatura.....	73

## 1. Úvod

Tématem diplomové práce je výzkum historických rybníků u Zábřehu na Moravě. Během 15. století zde vzniklo několik rybníků, které značně změnilo krajinný ráz. K rušení rybníčních ploch docházelo v odlišných časových obdobích z důvodů nízké poptávky po rybách a následkem vyčerpání živin v rybnících. Tyto změny v krajině jsou zachyceny v mapách jednotlivých vojenských mapování. Jelikož rybníky představují depoziční systémy, tak jsou aktivní i již zaniklé rybníky potenciálními sedimentárními archívy, ve kterých se odráží změny ve využívání půdy.

Cílem práce je zmapování sedimentární výplně zaniklých rybníků. Plošně rozsáhlejším a déle aktivně fungujícím rybníkem byl Závořický rybník, který je zmapován na mapách I. a II. vojenského mapování. Jižním směrem se nacházel Leštinský rybník, který je zachycen pouze na mapách I. vojenského mapování. Měření je prováděno georadarem (GPR) a metodou elektrické odporové tomografie (ERT). Na předem vytipovaných lokalitách jsou odebrána vrtná jádra, na kterých je uplatněn výzkum vysokorozlišující stratigrafie. Geofyzikální profily jsou situovány k polohám vrtných jader kvůli provázanosti do větších prostor z důvodu následných korelací.

## 2. Charakteristika oblasti MB a jejího okolí

### 2.1. Geomorfologické poměry

Zájmové území se nachází v oblasti Mohelnické brázdy (MB), která náleží dle geomorfologického členění České republiky do Jesenické oblasti. Ta je součástí Krkonošsko-jesenické sub-provincie a rozkládá se přes území Severních Čech, Severního Slezska a Severní Moravy. Celková rozloha území činí 8096,91 km<sup>2</sup> (Demek et al. 2006).

Jesenická oblast, s nejvyšším bodem Praděd (1491 m n. m.), se nachází na východě Krkonošsko-jesenické sub-provincie (obr. 1). Dále se člení na celky Zábřežské vrchoviny, Mohelnické brázdy, Hanušovické vrchoviny, Králického Sněžníku, Nízkého a Hrubého Jeseníku, Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny. Všechny tyto celky zaujímají plochu o velikosti 5944,72 km<sup>2</sup> (Demek et al. 2006).

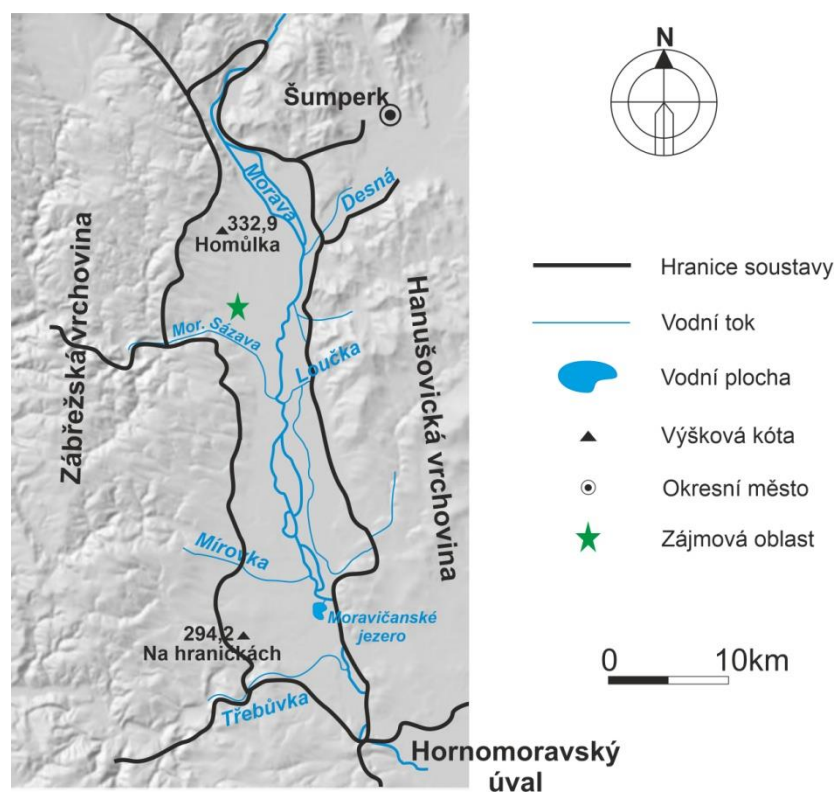


Obr. 1: Členění Jesenické oblasti na Zábřežskou vrchovinu, Mohelnickou brázdu, Hanušovickou vrchovinu, Králický Sněžník, Nízký a Hrubý Jeseník, Rychlebské hory a Zlatohorskou vrchovinu (zdroj: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>).

#### Mohelnická brázda

Jedná se o 4–5 km širokou asymetrickou brázdu ve směru SSZ–JJV, která vznikla díky poklesům ker během pliocénu s celkovou rozlohou 122,16 km<sup>2</sup> (Demek et al. 1987; Špaček et al. 2015). MB je od Hornomoravského úvalu oddělena úzkou šíjí řeky Moravy. V celé délce brázdy protéká severo-jihním směrem řeka Morava, jejíž levé

přítoky tvoří říčky Desná a Loučka, pravé přítoky potom říčky Moravská Sázava, Mírovka a Třebůvka (obr. 2). Nejvyšším bodem je vrchol Homůlka, který dosahuje výšky 332 m n. m. a střední výška oblasti je 265 m n. m.. Z velké části je MB pokryta loukami a polem. Jižní část této oblasti nepatrně zasahuje do CHKO Litovelské Pomoraví, ve které se na severozápadě nachází PR Moravičanské jezero. MB je dále členěna na tři menší podcelky. K těmto podcelkům je řazena Rovenská pahorkatina na severozápadě, Loštická pahorkatina na jihozápadě a Hornomoravská niva na východě (Demek et al. 1987; Demek et al. 2006). Zaniklé rybníky se převážně nacházely v blízkosti toku Moravy v Hornomoravské nivě.

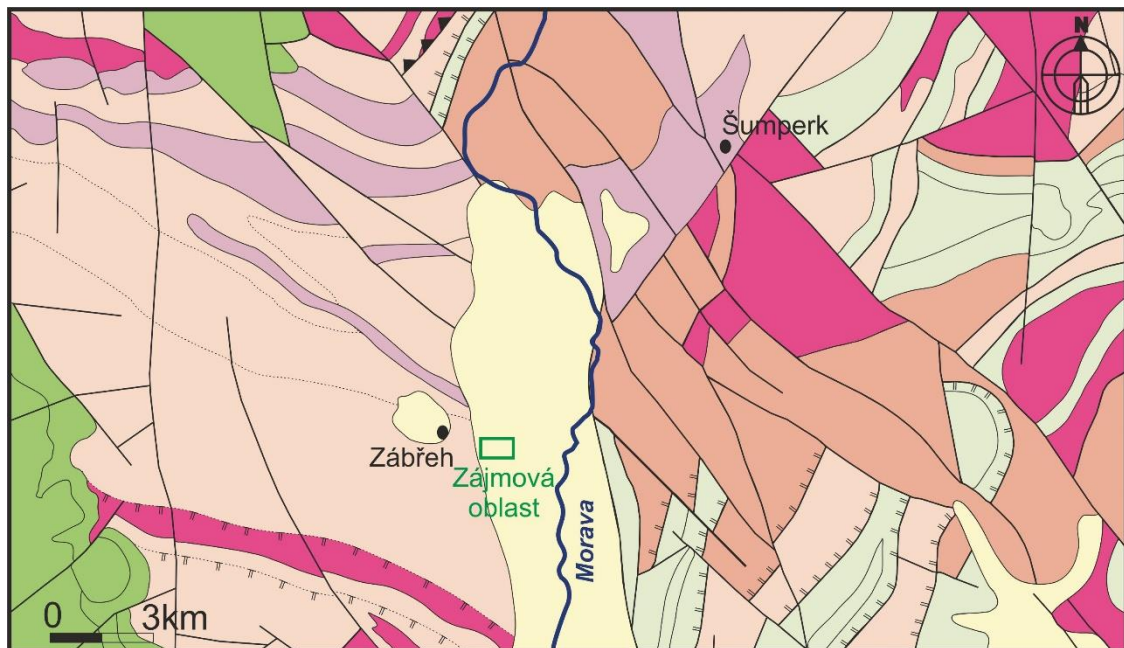


Obr. 2: Síť hlavních říčních toků MB na digitálním modelu reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G) s označenou zájmovou lokalitou (Demek et al. 2006) - upraveno.















## 2.2. Geologická charakteristika MB a přilehlého okolí

Řeka Morava a její přítoky odvodňují několik geologických jednotek (obr. 3) východního okraje Českého masivu. Jedná se o variské metamorfované horniny a metafyolitové komplexy (lugikum a silezikum), proterozoické až spodnopaleozoické metamorfované vulkanosedimentární komplexy (zábřežské krystalinikum), paleozoické hlubokomořské siliciklastikum (moravskoslezská kulmská pánev), mořské sedimenty

karpatské předhlubně a čtvrtohorní sprašové sekvence (Novák et al. 2017; Bábek et al. 2018).



### Legenda k mapě

 Pliocén	 Litologické a petrografické přechody
 Křída	 Známe hranice hornin
 Devon	 Zlom známý
 Prekambrium - Paleozoikum	 Přesmyk předpokládaný
 Variská intruziva	 Vedlejší příkrovový zlom
 Předvariská intruziva	 Město
 Prekambrium	 Vodní tok

Obr. 3: Geologická odkrytá mapa širšího okolí s vyznačeným tokem řeky Moravy (zdroj: <https://mapy.geology.cz/geocr500/>) - upraveno.

### Krystalinikum

Na severním okraji MB vystupují metamorfované horniny a magmatity silezika. Na západním okraji vystupují metamorfity zábřežské skupiny, zatímco na východě to jsou magmatity desenské a vrbenské skupiny (Kryštofová & Burda 2016a).

V okolí města Zábřeh lze pozorovat horniny zábřežské skupiny. Jedná se o sled jemnozrnných biotitických až chlorit-biotitických rul, které následně pozvolna přecházejí přes jemnozrnné až masivně křemité biotitické ruly a kvarcity (Kryštofová & Burda 2016b). Jižně od Zábřehu se nachází opuštěný 4-etážový stěnový lom Rudolfov, ve kterém je odkryta část tvořená metaryolity zábřežské skupiny (www1).

Desenskou skupinu na východě tvoří předdevonský krystalinický fundament a devonský obal (Kryštofová & Burda 2016b). Diskordantně na této jednotce leží vrbenská skupina, která je reprezentována vulkanosedimentární sekvencí (Cháb & Opletal 1984). Báze je převážně tvořena křemennými konglomeráty, kvarcitu a břidlicemi (Kryštofová & Burda 2016b).

Podloží jižní části MB na západě tvoří svinovsko-vranovská skupina, zatímco na východě se jedná o skupinu vrbenskou. Metamorfní stupeň hornin obecně klesá od S k J od ortorul, amfibolitů přes svory k fylitům, metatufům, metadrobám až k nemetamorfovaným horninám: droby, prachovce a jílovité břidlice spodního karbonu. Od paleozoika byly všechny horniny výše zmíněných jednotek podrobeny procesům zvětrávání, eroze a denudace (Kryštofová & Burda 2016a).

Krystalinické podloží MB je doloženo vrtným průzkumem. Ve vrtu 1610\_H (ID GDO: 730962) u Zvole byly v hloubce 115 m zachyceny fylity (Vít 2015a). Ve vrtu 1610\_A (ID GDO: 730963) u předměstí Mohelnice byly v hloubce 169,2 m zastíženy metabazity (Vít 2015b). Ve vrtu 1610\_I (ID GDO: 730875) u Hrabové byly v hloubce 229 m zastíženy fosilní zvětralinové fylity a v hloubce 298 m granát-chlorit-muskovitické fylity (Vít 2015c).

### **Paleozoikum**

Mocná, siliciklastická jednotka, která obaluje proterozoické krystalinikum brunovistulika bývá označována pojmem "devonská bazální klastika" nebo "Old Red". Tyto sedimenty bývaly přiřazovány k devonu na základě podobnosti s devonskými horninami v evropském okolí a díky paleontologickým nálezům (Nehyba et al. 2001). Studie z vrtů však potvrdily raně kambrické stáří. Avšak některé jsou stále považovány za devonské (Buriánek et al. 2008) a naopak některé jsou přiřazovány k pozdní ediakeře (Krmíčková 2023). Pro přesnější označení lze tedy použít bazální klastika (BK), která dosahovala mocností od 50 m až po 1500 m (Nehyba et al. 2001). Hojně se vyskytují křemenné pískovce a slepence (Štelcl 1969). Nejčastěji mají BK zelenou nebo červenou barvu (Nehyba et al. 2001).

Začátkem devonu byla oblast MB spolu s Hornomoravským úvalem a okolím zaplavena mořem. Tato událost měla následně velký vliv na charakteru vzniklých sedimentů (Barth et al. 1971). Devonský sled lze následně rozdělit do 4 faciálních

skupin na vývoj: tišnovský, Moravského krasu, ludmírovský a drahanský (Kalvoda et al. 2008).

Při okraji j. části MB jsou kulmské horniny reprezentovány křemennými pískovci a konglomeráty drahanského vývoje. Na ně navazují břidlice ze stínavsko-chabičovského souvrství a podmořské vulkanity (Kalvoda et al. 2008). V období spodního karbonu se usazovaly horniny ve dvou pánvích – západní a východní (Kumpera 1996). Západokulmská pánev (starší komplex) se skládá z protivanovského a rozstáňského souvrství. Východokulmskou pánev (mladší komplex) tvoří myslejovické souvrství (Dvořák 1966). Velenovské břidlice, brodecké droby a kořenecké slepence tvoří protivanovské souvrství. V nadloží protivanovského souvrství se nachází rozstáňské souvrství, které se skládá hlavně z rozstáňských břidlic a poloh drob. Rozstáňské droby leží na pomezí mezi brodeckými drobami a drobami myslejovického souvrství (Dvořák 1966; Kumpera & Martinec 1995; Hartley & Otava 2001).

### **Kenozoikum**

Sedimenty miocénu v této oblasti zcela chybí nebo se vyskytují jenom sporadicky v důsledku složitého tektonického vývoje. Ačkoli se zde bádenské sedimenty nepochybně vyskytovaly, tak před vytvořením prostoru pro plioleistocenní sedimentaci podlehly erozi. Tento fakt je dokládán opakovanými pohyby na zlomech (Kryštofová & Burda 2016a). Během pozdního miocénu až do pleistocénu docházelo k tektonickým propadům v důsledku deformace zemské kůry spojené se systémem příčných zlomů (Špaček et al. 2015). Nejsvrchnější miocenní/pliocenní stratigrafická posloupnost se skládá převážně z jezerních a fluválních siliciklastických sedimentů s vrstvami rašeliny o mocnosti 250 m. Jižní část MB je vyplněna pravděpodobně pliocenními sedimenty v podobě písčitých štěrků a štěrkovitých písků. Sedimentace byla značně ovlivněna přínosem materiálu z okolních svahů (Barnet et al. 1999). Jemnozrnné sedimenty usazené ve střední části pozvolna přecházejí do hrubozrnné facie, která zahrnuje pobřežní, fluvální a koluviální písky a štěrky (Růžička 1989).

Pliocenní stáří se opírá o četné nálezy pylu, fosilních rostlin, ostrakodů a savců (Růžička 1989; Čtyroký 1995). Pliocenní akumulace usazenin lze rozdělit do dvou nad sebou ležících souvrství. Spodní souvrství je tvořeno sledem štěrků, písků, prachů, prachovitých jílů a jílů. Typickým znakem pro toto souvrství je pestré zbarvení, kde dochází ke střídání červenohnědých, rezavých a modrozelených barev (Čtyroký 1995).

Dle Růžičky (1989) se toto spodní souvrství nachází po celém Hornomoravském úvalu a MB s maximální mocností 100 m. Nadložní souvrství je tvořeno písiky, prachy a jíly převážně v šedých, šedozelených a černohnědých odstínech. Typickým znakem tohoto svrchního souvrství je výskyt uhelných jílu a lignitu (Čtyroký 1995). Dle Růžičky (1989) je toto souvrství rozšířeno hlavně v mladších, tektonicky pokleslých krách.

Kvartérní usazeniny tvoří fluviolakustrinní a fluvialní písiky, štěrkopísiky, štěrky, koluviální sedimenty a jemnozrnné spraše (Macoun & Růžička 1967; Růžička 1973). Relikty nejstarších fluviolakustrinních sedimentů byly na základě nálezů měkkýšovitě fauny a morfostratigrafické polohy přiřazeny k mindelu (Macoun & Růžička 1967). V průběhu spodního pleistocénu došlo k postupnému vyplňování MB uloženinami z okolních strání Hanušovické a Zábřežské vrchoviny, což mělo za následek vznik terasových schodišť v důsledku střídání agradace a degradace (Barnet et al. 1999; Špaček et al. 2015). Stáří usazenin v těchto terasách bylo stanoveno na střední pleistocén až holocén na základě morfostratigrafických a minerálních ukazatelů (Macoun & Růžička 1967; Růžička 1973). Pleistocenní sedimentace v terasách řeky Moravy byla v s. části MB náhlým procesem. Převažovaly písčité štěrky, které byly špatně vytříděné a obsahovaly valouny o velikosti od 5 do 25 cm. To vypovídá o transportu ve vodním prostředí na kratší vzdálenost (Barnet et al. 1999).

Proluviální sedimenty dosahují mocnosti až 57 m. Často jsou překryty deluviálními sedimenty, jejichž mocnost dosahuje na některých místech až 20 m. Eolické sedimenty pokrývají většinu území. Dosahují mocnosti 20 m a překrývají jak říční terasy, tak i proluviální a deluviální sedimenty. Zpravidla se jedná o hnědé, místy až žlutohnědé jílovitopísčité až písčité hlíny. K nejsevernějším výskytům vápnitých spraší v MB patří Úsovská vrchovina, kde je hned několik lokalit – Leština, Vitošov nebo Zábřeh (Ráječek). Pravděpodobně pocházejí z doby posledního glaciálu (Barnet et al. 1999).

### 2.3. Hydrologie

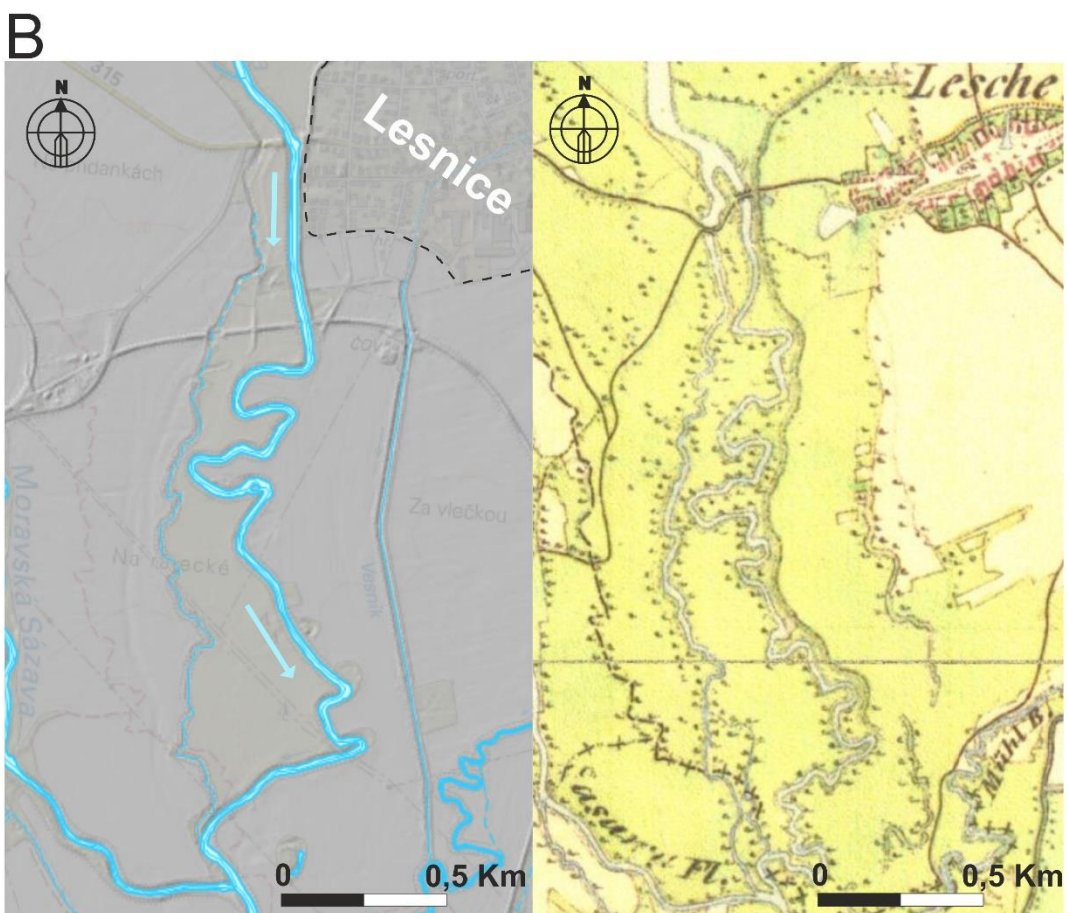
Oblast MB spadá dle členění povodí Moravy do závodu Horní Morava, která zaujímá území o celkové rozloze 6368 km<sup>2</sup> (www2). Dominantní řekou oblasti je **Morava**, která pramení na svazích Králického Sněžníku v nadmořské výšce 1380 m. Celková plocha povodí je 26579,7 km<sup>2</sup> a délka toku 353,1 km. Nejprve protéká



hornatinou Kralického Sněžníku, odkud dále pokračuje j. až jv. směrem Branenskou vrchovinou, Mohelnickou brázdou, Hornomoravským a Dolnomoravským úvalem. Na hranicích České republiky, Slovenska a Rakouska se stéká s řekou Dyjí (Vlček et al. 1984; www3).

Řeka **Desná**, pramenící na svazích Kamzičnicku, ústí zleva do Moravy u obce Postřelmov. Délka tohoto toku je 43,6 km (Vlček et al. 1984). U soutoku s Desnou se mění charakter řeky Moravy, kde již neprotéká úzkým údolím ale širokou dolinou s inundacemi (www2). Nejsevernějším pravým přítokem Moravy, v MB, je řeka **Moravská Sázava**, která do Moravy ústí u obce Zvole. Pramení v Čechách u obce Čenkovice ve výšce 695 m n. m.. Délka toku je 54,3 km (Vlček et al. 1984).

Největší koncentrace rybníků se v oblasti MB nacházela na hranici horního a středního úseku, kde má řeka Morava již menší rychlost proudu než v horním toku (Vlček et al. 1984). Jak je patrné, řeka Morava zde v minulosti tvořila četné meandry (obr. 4A), které se projevují např. přítomností mrtvých ramen. Z historických map lze také vyzorovat, že např. u obce Lesnice docházelo k rozvětvení řeky Moravy do více ramen, což lze pozorovat i v dnešní době, avšak tok řeky Moravy je zde mnohem napřímenější z důvodu regulačních prací (obr. 4B).



Obr. 4: 4A – pozice hráze s vyznačením zaniklého Závěřického a Leštinského rybníka a tokem řeky Moravy během I. a II. vojenského mapování a dnešní pozici toku; 4B – změna toku mezi Lesnicí a Leštinou od II. vojenského mapování (zdroj: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>).

K výrazným antropogenním úpravám řeky Moravy došlo v roce 1818, kdy započalo prokopání několika meandrů a také k narovnání toku. Regulační práce pokračovaly po celé 20. století. V takřka přírodním stavu zůstaly pouze 2 úseky. Prvním, je úsek v Litovelském Pomoraví, který poukazuje na dřívější bohaté větvení řeky Moravy a druhý úsek se nachází v Jihomoravském kraji mezi Strážnicí a Rohatcem. V MB má řeka Morava, až na pár výjimek, charakter neupraveného toku ve smyslu budování vodních děl. Avšak v 15. století zde vzniklo hned několik rybníků, při kterých došlo k velkému zásahu do krajiny a vodního režimu. Dále zde v minulosti probíhalo značné množství nešťastných antropogenních zásahů, které narušily geomorfologický typ toku, a tím se řeka dostala ze stavu dynamické rovnováhy. Proto má řeka Morava v MB charakter polopřirozeného toku s uměle stabilizovaným korytem (Čermák et al. 2004).

Většina území je díky svým přírodním podmínkám součástí Chráněné oblasti přirozené akumulace vod (CHOPAV) Kvartér řeky Moravy (Kryštofová & Burda 2016a). V roce 2020 bylo na řece Moravě a její přítocích provedeno 18 kontrolních profilů. V rámci MB se profil nacházel v Moravičanech, kde byly zaznamenány bilanční hodnoty řeky Moravy. Dlouhodobý roční průměr průtoku zde byl změřen na hodnotu 17,8 m<sup>3</sup>/s. V roce 2020 byl celkový přirozený průtok stanoven na 16,662 m<sup>3</sup>/s. Nejmenší průtok byl naměřen během ledna (9,103 m<sup>3</sup>/s) a května (7,686 m<sup>3</sup>/s), naopak největší průtok měla řeka Morava na tomto profilu v únoru (29,085 m<sup>3</sup>/s) a říjnu (29,880 m<sup>3</sup>/s)(Pešek et al. 2021).

### 3. Výstavba rybníků

Pole, louky, lesy a rybníky představují základní složky české krajiny. Přestože jsou rybníční soustavy vytvořeny člověkem, díky rozumným a citlivým krajinářským úpravám, v průběhu staletí, splynuly s okolní přírodou a touto syntézou mnohokrát vznikly cenné biotopy, které jsou dnes předmětem národní i mezinárodní ochrany. Takto člověkem vytvořená rybníční krajina hraje významnou biologickou a ochrannou roli a má vysokou estetickou hodnotu (Lhotský 2010).

#### 3.1. Historie stavby rybníků

Rybníky byly budovány pro chov ryb nejprve v okolí klášterů, které hrály důležitou roli při kolonizaci země. Rané příklady malých nádrží vytvořených člověkem byly spojeny se starověkými římskými vilami a prehistorickým osídlením Havajských ostrovů (Bunting & Little 2005). Mezi 10.–13. stoletím se nacházely nejstarší rybníky na Kladrubsku, Olomoucku, Sázavsku a Třebíčsku (Rozkošný et al. 2015). Jednalo se o primitivní rybníky s jednoduchou zemní hrází budovanou na vodních tocích (Pavelková et al. 2014). Předpokládá se, že mniši získali dovednosti potřebné pro stavbu rybníků během poutí do Palestiny. Nové techniky budování rybníků, jako je např. strhávání hrází, později do Evropy ze Středního východu přivezl také Řád německých rytířů a templáři, kteří se vraceli z křížových výprav. Od středověku jsou mnohé rybníky zásobovány vodou prostřednictvím soustavy vodních kanálů nebo žlabů. Řada rybníků má také obtokové kanály, které umožňují v případě potřeby uzavřít přívod vody do rybníka (Lhotský 2010).

Největší rozmach výstavby rybníků v Čechách a na Moravě nastal během 15. a 16. století, kdy se obchod s rybami stal jednou z nejvýnosnějších zemědělských činností (Lhotský 2010). Právě v této době nastala tzv. **zlatá doba českého rybníkářství**. Rybníční soustavy se začaly stavět téměř u každé vesnice nebo města po celé zemi. Na začátku 17. století se na území Čech a Moravy nacházelo dle odhadů 75 000 rybníků, které měly celkovou výměru 180 000 ha (Andreska 1987; Rozkošný et al. 2015). Výstavbou největších a nejrozsáhlejších rybníčních soustav prosluli hlavně Rožmberkové, Pernštejnové a olomoučtí biskupové (Šarapatka et al. 2014). Některé rybníky hrály důležitou roli při opevňování měst, některé byly budovány k výrobě

energie pro mlýny nebo doly a některé byly určeny k zadržování vody v případě povodní (Lhotský 2010).

V dnešní době slouží rybníky hlavně k hospodaření s vodou při povodních, k zavlažování, k sekundárnímu čištění vypouštěné vody nebo k výrobě energie (Lhotský 2010). Jedním z hlavních důvodů, kvůli kterým docházelo k rušení rybníků, byla cena rybího masa, která neustále klesala. Naopak cena obilí a dobytka stoupala výše, a proto většina majitelů vypouštěla rybníky a přeměňovala je na louky a pastviny (Pavelková et al. 2014).

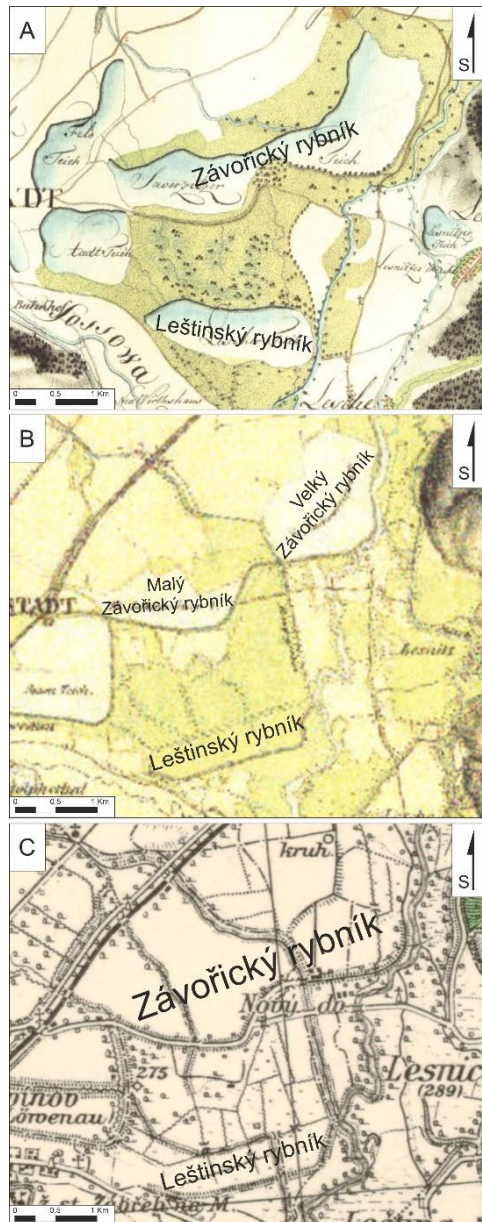
V České republice v současnosti existuje čtyřicet aktivních rybníků o rozloze větší než 1 km<sup>2</sup>. Více než sto rybníků je větších než 0,5 km<sup>2</sup>. Celková vodní plocha rybníků s rozlohou > 0,5 km<sup>2</sup> přesahuje 158 km<sup>2</sup>, což představuje 0,2 % rozlohy ČR a je srovnatelná s celkovou plochou deseti největších přehradních nádrží v ČR. Historické mapy ukazují, že zejména v malých povodích bylo mnoho rybníků aktivních v různých časových obdobích, zatímco jiné byly opuštěny a později znovu obnoveny (Pavelková et al. 2016).

### **3.2. Historie rybníků v okolí Zábřehu na Moravě**

Na Moravě se začaly rybníky zakládat dříve než v Čechách, jelikož zde byly menší škody po husitských válkách. První rybníky v oblasti vznikaly koncem 15. století v okolí Zábřehu na Moravě, Šumperka a Bludova. V okolí Zábřehu na Moravě se od 15. do 19. století nacházelo mnoho rybníků. Za budovatele je považován rod Tunklů z Brníčka a Zábřehu, kteří nechali vybudovat zdejší rybníky. Mezi tyto rybníky patří: Zábřežský, Závořický, Sudkovský, Dubický, Hrabovský, Vitošovský, Zámecký (Oborník), Leštinský, Lesnický nebo Příčinek. Dominantním rybníkem se stal Závořický, jehož výstavba započala již v roce 1463 u vsi Závořice. Kvůli problémům s majitelem druhé části vesnice musel Jiří stavbu odsunout až do roku 1480, kdy odkoupil zbývající půlku. Závořický rybník patřil mezi největší vodní díla na Moravě. Měl více než 3 km dlouhou hráz, která byla v celé délce dochována a tvořila bariéru mezi tokem Moravy a plochou rybníka. Zaujímal plochu o velikosti 108 ha (Pavelková et al. 2014).

Ze všech zkonstruovaných rybníků, které jsou zakresleny na mapách I. vojenského mapování (v letech 1764–1768 a 1780–1783)(obr. 5A), se do dnešního dne zachoval pouze Zámecký rybník (Oborník), který se nachází v centrální části města

Zábřeh (Pavelková et al. 2014). Dnešní rozloha Zámeckého rybníka se oproti II. vojenskému mapování zmenšila téměř o polovinu (Šarapatka et al. 2014). Na mapách II. vojenského mapování, které probíhalo od roku 1836 do roku 1852 (obr. 5B), byly v okolí Zábřehu funkční již jenom 4 rybníky. V roce 1807 byla výměra rybníků v této oblasti 518,6 ha. O 32 let později čítala výměra rybníků pouze 287,4 ha (Pavelková et al. 2014). Na mapách z III. vojenského mapování (obr. 5C), které probíhalo na Moravě a ve Slezsku mezi lety 1876–1878 nelze najít žádný jiný rybník kromě Oborníku. Na dřívější existenci rybníků v oblasti dnes poukazují pouze pozůstatky jejich hrází, které jsou více či méně zachovalé. Nejlépe zachovalou hráz lze pozorovat v oblasti zaniklého Zavořického rybníka, kde značně převyšuje své okolí a v současnosti funguje jako cesta.



Obr. 5: Mapy s pozicemi rybníků během (A) I. vojenského mapování, (B) II. vojenského mapování a (C) III. vojenského mapování (zdroj: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>).

### 3.3. Letnění rybníků

Důležitým aspektem dlouhodobé udržitelnosti rybníků bylo tzv. letnění (Sychra et al. 2008). Jedná se o proces, který napomáhá k obnovení a ozdravení přirozené rovnováhy rybníka. Následkem bylo zlepšení fyzikálních a chemických vlastností, větší produkční potenciál, provzdušnění dna, rozklad nežádoucích substancí a hubení parazitů i původců rybích nemocí (Janeček et al. 1966; Gergel & Husák 1997; Sychra et al. 2008). Během letnění se uvolňují ze sedimentu živiny, které dále využije vegetace obnaženého dna. Po dobu jednoho léta se rybníky měly sušit co 8 až 10 let. U velmi rychle se zanášejících rybníků se měl proces opakovat co 2 až 3 roky (Hurt 1960; Hejný 1978). Rybníky bez vody se často osévaly různými plodinami pro sklizeň (obilí, zelenina) nebo za účelem zeleného hnojení, které v dalším roce zvyšovalo produkční potenciál rybníka (Hurt 1960; Frajer 2021). V současné době stojí lidstvo před opačným problémem, jelikož většina rybníků trpí nadbytkem živin (Sychra et al. 2008), což může způsobit kyslíkový deficit (Matěna 1979).

### 3.4. Výstavba rybníků a hrází

Běžně rybníky stavěla skupina rybníkářů pod dohledem rybníkářského mistra. Tato skupina lidí vykonávala tuto práci jako své hlavní povolání. Přecházel z jedné stavby na druhou a často se svými rodinami žili kočovným způsobem života. Některé skupiny byly tak vyhlášené, že cestovaly na stavbu z daleka, jelikož byly zárukou dobře a včas vystavěného rybníka. K práci v tomto oboru často lákal výdělek. V 16. století vydělávali rybníční dělníci 1 až 2 groše za den. Mistr si obvykle vydělal 3 groše (Andreska 1987).

Každá výstavba rybníka začala vyměřením základů hráze. Tuto práci prováděli tzv. měřiči, kteří pomocí průhledítka vytyčili vodorovné přímky pro korunu hráze a odhadnutí budoucího zatopení. Plocha pro základ měla čokovitý tvar. Nejprve se dělníci museli zbavit drnů a ornice a následně se prokopat až na podklad, aby došlo k dobrému propojení tělesa hráze a terénu. K této práci používali kopáč a okovaný dřevěný rýč. Základy hráze musely být nejširší tam, kde byla hráz nejvyšší. Následně se na obou stranách hráz postupně snižovala. U hrází, které neměly správný základ, často docházelo k propouštění a prosakování vody. V nejhorších případech docházelo, kvůli velké vlhkosti a výskytu dřeva v hrázi, k jejímu borcení. Tesaři, kteří se na stavbě také

podíleli, měli za úkol vybrat několik jedlí, ze kterých následně vysekali rybníční roury. Roura se skládala ze dvou na sobě ležících kmenů, ve kterých byl vytesán otvor ve tvaru svislého obdélníku. Na uložené roury se navázela hráz pomocí dřevěných koleček. Zemina, pro výstavbu hráze, se kopala na obou koncích a v lovišti. Po několika vrstvách navážky se musela hráz dusat. Po dokončení hráze se na návodní stranu pokládaly svazky větví a proutí. Takto dokončený rybník se někdy ještě vylepšoval kamenným obvalem hráze, což ale bylo typičtější až pro 18. a 19. století (Andreska 1987; Pavelková et al. 2014).

Z morfometrického hlediska se u akumulačních rybníků stavěly mohutné a vysoké hráze, které měly zadržet velké množství vody. U chovných rybníků se kladl důraz na co největší litorální pásmo s velkým počtem mělkých a prosluněných míst s průměrnou hloubkou 1 m (Pavelková et al. 2014). Obecně je jednou z nejdůležitějších vlastností rybníků možnost jej zcela vypustit a znovu naplnit vodou (Lhotský 2010).

### **3.5. Výzkum rybníčního sedimentu**

Rybníky, v mnoha oblastech světa, dnes představují pohlcovače antropogenních znečišťujících látek uvolňovaných zemědělskou, důlní a hutní činností (Power & Worsley 2009). Sedimenty usazené v rybnících odrážejí změny ve využívání půdy (intenzifikace zemědělství nebo zalesňování) (Schenk & Hupp 2009; Bábek et al. 2021). Kromě toho výstavba malých rybníků ovlivňuje míru sedimentace v záplavových územích a míru břehové eroze. Kvůli výstavbě mnoha malých zemědělských rybníků v Texasu (USA) klesla za posledních 75 let míra sedimentace v nádržích po proudu o 55 %, což naznačuje, že malé rybníky mají významný vliv na transport sedimentu (Chin et al. 2008; Berg et al. 2016). Zatímco jsou negativní účinky velkých přehradních nádrží snadno předvídatelné, tak dlouhodobé účinky malých nádrží (historické rybníky a mlýnské nádrže) jsou často podceňovány.

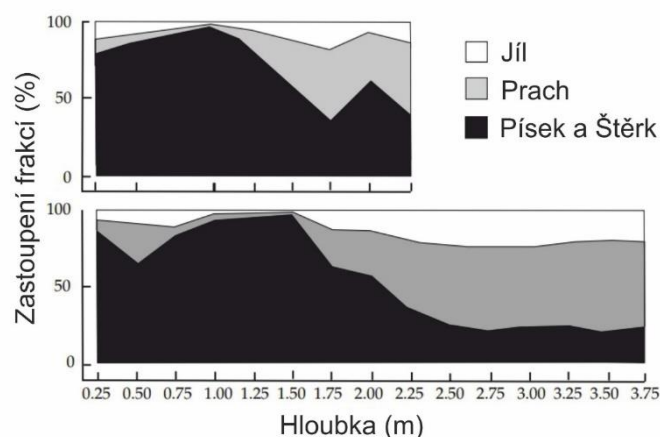
Vzhledem k tomu, že rybníky jsou komplexní depoziční systémy s heterogenní distribucí sedimentů a souvisejících kontaminantů, jsou aktivní i zaniklé rybníky potenciálně dlouhodobými sedimentárními archivy. Rybníky mohou v relativně krátké době rychle ztratit svou zásobní kapacitu a zaniknout v důsledku zanášení. Rychlé zanášení je obvykle ovlivněno malou hloubkou, omezenou plochou, vysokým přítokem sedimentu souvisejícím s topografií povodí, využitím půdy nebo hydrologickým



režimem. Kvůli malé hloubce jsou rybníky náchylné k redistribuci sedimentu působením větru a vln (Teeter et al. 2001). Další promíchávání sedimentu je způsobeno bioturbací, zejména rybami, a hospodařením v rybnících, jako je sezónní vypouštění, bagrování nebo rybolov (Bábek et al. 2021). Historické rybníky a jejich sedimenty jsou cenným zdrojem informací o přírodních poměrech v minulosti. Díky těmto poznatkům lze historické rybníky porovnávat s těmi současnými.

Rybníční sedimenty mají vnější a vnitřní zdroje. Vnější zdroje představují částice v suspenzi, které se do rybníků dostávají přírodní vodou. Voda, která proudí do rybníků, zpomalí a ztratí svou sílu. To umožní, aby se částice, které byly ve vodě rozptýlené, usadily na dně. Zdrojem vnitřních sedimentů je turbulence, která eroduje sediment na dně rybníka a hráze. Zdrojem turbulence je působení větru, činnost vodních živočichů, mechanické provzdušňování a výlovy. Erozní a sedimentační procesy mohou zmenšovat objem rybníků, měnit tvar dna rybníků, erodovat hráze, měnit vlastnosti rozhraní půdy a vody, ovlivňovat strukturu a funkci rybníčních ekosystémů a snižovat akvakulturní produkci (Boyd 1995).

Organické sedimenty v rybnících pocházejí především z planktonu. Dalšími zdroji je nesežrané krmivo, výkaly vodních živočichů a vyšší vodní vegetace (Boyd 1995). Neustálý přísun, usazování, resuspenze a opětovné usazování částic v rybníce vede k třídění částic, přičemž jemné částice jílu a organické hmoty se usazují v hlubší vodě a hrubší částice se usazují v mělké vodě (obr. 6)(Boyd 1976; Boyd 1977).



Obr. 6: Vztah mezi hloubkou vody a velikostními frakcemi částic ve dvou rybnících v USA (Boyd 1976) - upraveno.

Akvakulturní (chovné) rybníky se obvykle budují na otevřených plochách. Hlavními zdroji sedimentů v akvakulturních rybnících jsou suspendované půdní částice v přítékající vodě, hnojiva a krmiva přidávaná do rybníků na podporu produkce vodních živočichů a sedimenty vznikající uvnitř rybníků v důsledku biologické činnosti a hospodaření (Boyd 1995). Hlubší oblasti se postupně zaplňují a objem rybníků se může zmenšovat. Mocnost sedimentu v hlubokých oblastech akvakulturních rybníků obvykle roste rychlostí 0,5 až 1 cm ročně, avšak velmi záleží na dané lokalitě (Munsiri et al. 1995; Bábek et al. 2021).

Aplikace široké škály environmentálních analýz na sedimenty rybníků umožňuje podrobně rekonstruovat časové změny těchto znečištění a rychlost jejich depozice s vysokým rozlišením. Tyto historické environmentální profily mohou odhalit znečišťující látky, které se v dané oblasti vyskytovaly a zdroje znečišťujících látek lze rozlišit prostřednictvím odlišných prvkových, magnetických a zrnitostních analýz (Power & Worsley 2009).

## 4. Geofyzikální průzkum

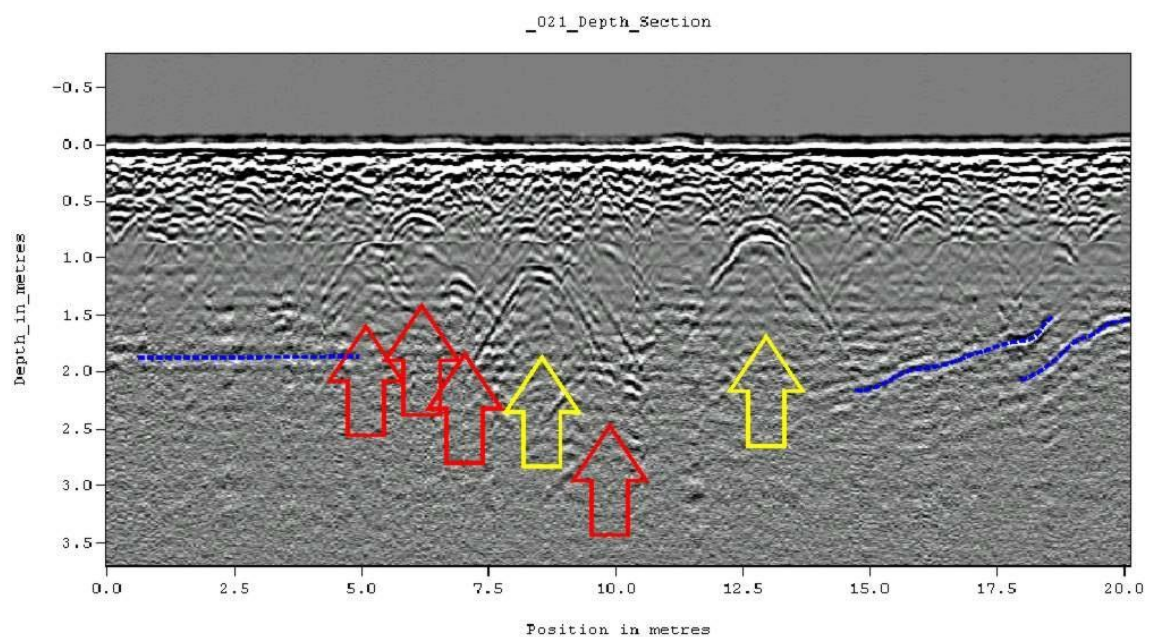
Geofyzikální průzkumy jsou v podstatě geologickými studii typu zdroj a odezva. Zdrojem jsou přirozená pole země (pasivní metody) nebo umělá pole (aktivní metody). Odezvy jsou interpretovány jako důsledky geologických změn. Výhodou použití geofyzikálních metod je, že je lze použít na všech platformách, např. na povrchu, ve vzduchu, na lodích a ve vrtech. Úspěch těchto metod závisí na kontrastu fyzikálních vlastností zájmových objektů. Obecně se geofyzikální průzkum používá k získání informací o rozložení geologických hranic v horizontálním i vertikálním směru a o strukturách s nimi spojených. Podstata geofyzikálních metod spočívá v analýze šíření energie geologickým prostředím (Gupta et al. 2021). Geofyzikální přístroje, používané při průzkumech, se značně liší velikostí a složitostí, ale všechny se používají k provádění fyzikálních měření. Měly by být úsporné z hlediska spotřeby energie, přenosné, spolehlivé a jednoduché (Milsom 2003).

### 4.1. Georadar (GPR)

Termín Georadar vznikl z anglického spojení slov "Ground-Penetrating Radar", což v doslovném překladu do českého jazyka znamená "zemí pronikající radar" ale spíše bývá označován jako pozemní radar. Jedná se o geofyzikální metodu, která umožňuje nahlédnout pod povrch a objasňovat podpovrchovou stavbu. V dnešní době se jedná o jednu z nejrozšířenějších geofyzikálních metod, která umožňuje vytvářet trojrozměrné snímky a mapy. Tato metoda využívá šířících se elektromagnetických (EM) vln, které prostupují do podloží a reagují na změny v jeho elektromagnetických vlastnostech (Conyers 2011). Typický GPR systém se skládá z vysílače, přijímače, počítače pro ukládání naměřených dat, obrazovky a zdroje energie. Vysílač a přijímač může fungovat jako jednotné zařízení nebo je možné je mít každé zvlášť (Conyers 2006).

Jeden z prvních pozemních radarů byl použit v roce 1929, v Rakousku, za účelem zjištění hloubky ledu na ledovci (Stern 1929). K rozsáhlému využití radaru došlo během 2. světové války, kdy bylo toto zařízení využíváno k detekci letadel na obloze. V roce 1972 sestrojila NASA prototyp georadaru, který následně vyslala na Měsíc, v rámci mise Apollo 17, aby zde studovala elektrické a geologické vlastnosti povrchu. První modely georadaru zaznamenávaly surová podpovrchová data na papírové výtisky,

kteřé následně umožňovaly jen malé procentuální zpracování. Přestože se některé tyto modely používají dodnes a přinášejí užitečné informace, tak vznikly daleko modernější georadary, které zapisují naměřená data na pevný disk. Takto zaznamenaná data je možné na počítači ihned zpracovávat, filtrovat a analyzovat. Dnešní radary jsou velmi kompaktní a snadno se používají (Conyers 2006). Během své existence byl georadar (obr. 7) používán k řešení různých problémů v různých oblastech jako je např. archeologie, sedimentologie, strukturní geologie, hydrologie, glaciologie a také k detekci min a nevybuchlých náloží (Baker et al. 2007). Výstupem jsou jak 2D profily, tak i 3D prostorové modely s velmi vysokým rozlišením (Conyers 2006).



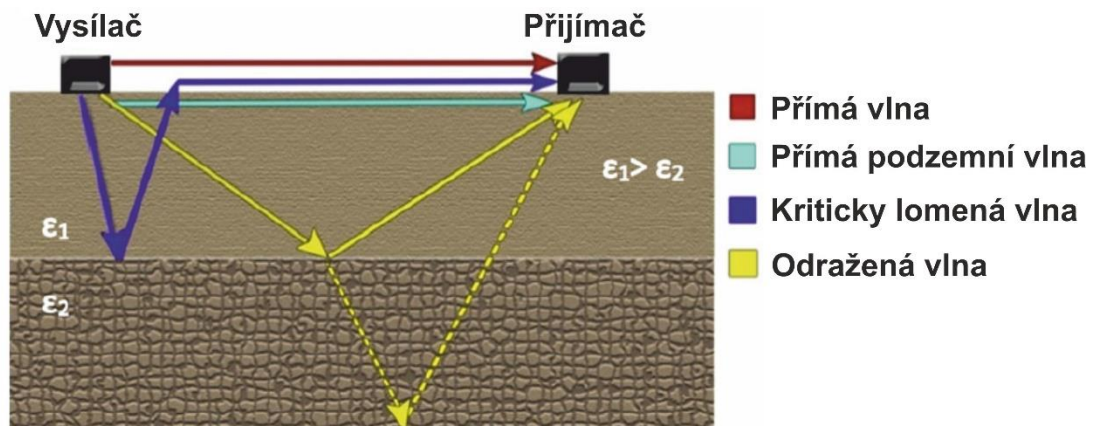
Obr. 7: Metodou GPR lze zaznamenat např. i hřbitovy, kde červené a žluté šipky označují hyperbolické odrazy (obrácené U) a modré přerušované čáry označují vodorovné a šikmé reflektory (USA, Alabama)(zdroj: www4).

#### 4.1.1. Princip georadaru

Principem georadaru je šíření elektromagnetické energie v podobě vlnění. Vlny jsou vysílány do podloží, prostupují geologickým prostředím, ve kterém se odrážejí od pohřbených objektů nebo od rozhraní dvou rozdílných prostředí, které se liší elektrickými a magnetickými vlastnostmi. Data jsou na povrchu detekována přijímací anténou a hloubková informace je udávána v dvoucestném čase (TWT), což je čas, za který signál putuje od vysílače k rozhraní a zpět k přijímači na povrchu (Mussett & Khan 2000; Conyers 2006). Reflexní stopa se skládá z informací z mnoha opakujících se

impulzů. Výsledný profil se získá skládáním mnoha reflexních stop, které jsou získány při pohybu antén podél linií (profilů)(Conyers 2006).

Šíření vln je proces, při kterém může docházet k odrazu, lomu nebo difrakci (obr. 8) a je způsobena změnou hodnot relativní dielektrické permitivity a elektrické vodivosti (Sarris et al. 2018). Signál prochází prostředím, který je tvořen horninami s různými vlastnostmi a odlišnými geometrickými tvary. V takovém prostředí se část signálu odrazí od pohřbeného objektu nebo dojde k difrakci (lomu) od různých překážek. K odrazu dojde, je-li rozhraní tvořeno kontinuální rovinou. Na zakřivených rovinách dochází k difrakci (Alsadi 2017). Úspěšnost georadarového průzkumu je závislá na charakteru podloží, např: obsahu jílu, vlhkosti půdy, vegetaci a topografii povrchu.



Obr. 8: Dráhy signálu mezi vysílačem a přijímačem pro dvě různé vrstvy s odlišnými elektrickými vlastnostmi (Baker et al. 2007) - upraveno.

Při prostupu EM vln různými materiály dochází ke změně rychlosti šíření v důsledku rozdílných fyzikálních a chemických vlastností (Conyers 2004). Obecně platí, že se relativní dielektrická permitivita a elektrická vodivost zvyšuje s rostoucím obsahem vody v půdě (Doolittle & Butnor 2009).

Relativní dielektrická permitivita (RDP) je hlavním parametrem, který má vliv na kvalitu naměřených dat a úspěšnost měření. Jednak řídí rychlost šíření EM vln, tak i ovlivňuje vlnovou délku, která má rozhodující vliv na schopnost georadaru rozlišovat objekty/rozhraní v podloží. Nízká RDP má za následek vysokou rychlost šíření a větší vlnovou délku. V geofyzikální literatuře se uchytil pojem **relativní dielektrická permitivita** (RDP)( $\epsilon_r$ ). Jedná se o bezrozměrnou veličinu, která vyjadřuje kolik energie je třeba vynaložit na vytvoření EM vln. Vztah lze vyjádřit pomocí rovnice [1], kde  $\epsilon$  je

permitivita materiálu a  $\epsilon_0$  je permitivita ve vakuu, která má hodnotu  $8,9 \times 10^{-12}$  F/m (Baker et al. 2007; Annan 2009).

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad [1]$$

Obecně platí, že georadarový signál se šíří rychleji v prostředí (materiálu) s nižší RDP a vlnová délka je větší v prostředí s menší RDP. RDP přírodních materiálů se pohybuje v rozmezí 1–80 (tab. 1)(Baker et al. 2007).

Tab. 1: RDP a rychlost šíření EM vln ve vybraných materiálech (Mussett & Khan 2000).

Materiál	RDP	Rychlost (m/ns)
Vzduch	1	0,30
Sladká voda	80	0,033
Mořská voda	80	0,01
Led	3,2	0,16
Jíl	25–40	0,5–0,6
Granit	4–6	0,1–0,12
Vápenec	4–8	0,1–0,12
Nenasycený písek	3–6	0,15
Nasycený písek	20–30	0,06
Břidlice	5–15	0,09
Prachovce	5–30	0,07

Dalšími důležitými parametry, které mají vliv na úspěšnost měření, jsou elektrická vodivost a magnetická permeabilita. **Elektrická vodivost ( $\sigma$ )** je charakterizována schopností pohybu volného elektrického náboje, který je pod vlivem elektrického pole. Tato fyzikální veličina je klíčová pro to, jak se signál šíří a proniká. Elektrický proud se horninami a minerály může šířit třemi způsoby. Prvním typem je ohmická vodivost, která vyžaduje přítomnost volných elektronů, které se vyskytují např. v kovech. Dalším typem je elektrolytická vodivost, pro kterou je důležitá přítomnost iontů, které přenášejí náboj, jako jsou ionty rozpuštěné v podzemní vodě. Posledním typem je dielektrická vodivost, která se převážně vyskytuje ve vysoce odolné půdě, která je odolná proti erozi a rozplavení. Dále v sedimentech nebo horninách a vyžaduje mírně polarizované atomy. Elektrolytická vodivost je dominantním procesem ve vlhkém nebo mokřém materiálu a závisí především na pórovitosti a konduktivitě pórové kapaliny (Baker et al. 2007).

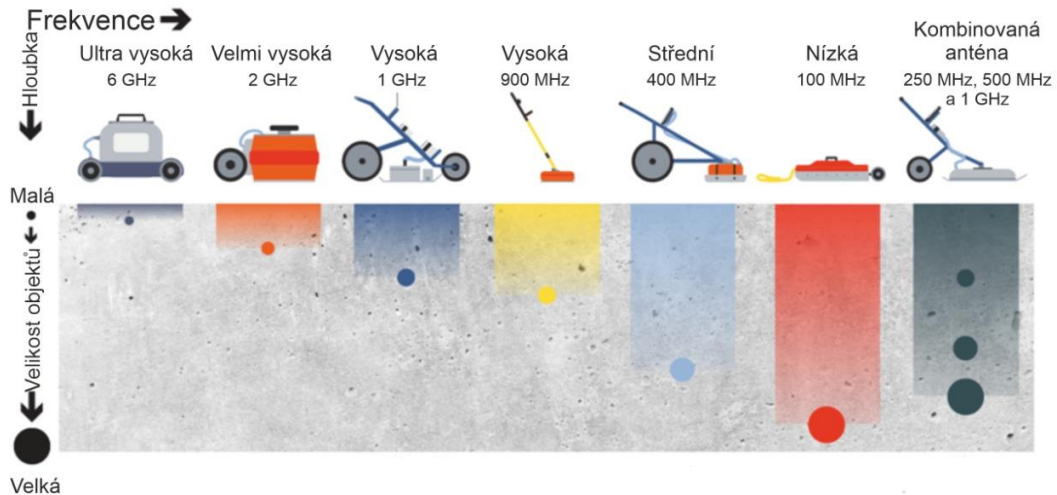
**Magnetická permeabilita ( $\mu$ )** má ve většině případů malý vliv na šíření georadarových vln. Často bývá zjednodušena na permeabilitu vakua, což je  $1,26 \times 10^{-6}$  H/m. Značný význam na rychlost georadarových vln a útlum signálu mohou mít feromagnetické minerály (pyrhotin, magnetit nebo hematit). Naopak materiály, které obsahují méně než 2 % feromagnetických minerálů, jsou považovány za bezvýznamné. Z toho vyplývá, že magnetické vlastnosti u georadaru jsou důležité jenom tehdy, pokud jejich účinky tvoří významnou část elektrické odezvy (Annan 2009).

Čím větší je kontrast elektrických a do jisté míry i magnetických vlastností mezi dvěma materiály, tím větší je síla odraženého signálu a tím pádem i amplituda odražených vln. U radarového signálu procházející materiálem s jiným složením nebo nasycením vody, dochází ke změně rychlosti šíření a část energie se odráží zpět k povrchu. Zbytek energie pokračuje v průchodu do země, kde se dále odráží, až se nakonec rozptýlí úplně (Conyers 2006).

#### **4.1.2. Rozlišovací schopnost antén**

Antény radaru vytvářejí a detekují EM vlny. Vysílací anténa vytváří extrémně krátké impulsy vln, trvající jen několik nanosekund. Tyto pulzy mají frekvenci v rozsahu od 1 MHz do 5 GHz, přičemž čím kratší je pulz, tím vyšší je jeho frekvence. Přijímací anténa detekuje EM vlny odražené od pohřbených objektů a převádí je na digitální signál (Mussett & Khan 2000; Annan 2002; Daniels 2004; Annan 2009).

Hloubka, do které může radarový signál proniknout, a míra rozlišení, kterou lze očekávat pod povrchem, jsou řízeny frekvencí použité antény (obr. 9). Frekvence určuje jak vlnovou délku a míru šíření, tak i utlumení energie v podloží. Výběr antény se správnou pracovní frekvencí pro požadovanou hloubku a rozlišení cílových objektů je jednou z nejdůležitějších fází před samotným měřením. Správnost výběru takovéto antény může ve většině případů rozhodnout o úspěchu nebo neúspěchu celého průzkumu (Conyers 2006).



Obr. 9: Rozlišovací schopnost antén a jejich hloubkový dosah (www5) - upraveno.

Antény se dle frekvence dělí do dvou skupin. **Nízkofrekvenční antény** (1–500 MHz) generují vlny o vlnové délce mnoha metrů, které mohou za příznivých podmínek pronikat do hloubky až 65 m. Nevýhodou těchto antén je velmi malá schopnost rozlišovat podpovrchové objekty a prvky.

**Vysokofrekvenční antény** (nad 500 MHz) dokážou zaznamenat podpovrchové objekty s vysokým rozlišením na úkor hloubkového dosahu. Platí, že čím větší je potřebná hloubka průzkumu, tím nižší je potřebná frekvenční anténa (Conyers 2006; Buynevich et al. 2009).

Antény s frekvencí nižší než 100 MHz jsou velké, těžké a složitě se s nimi manipuluje. Jsou taženy buď na přívěsu za vozidlem, na saních nebo přenášený ručně. Naopak antény s vysokou frekvenční hodnotou jsou poměrně malé a dobře se s nimi manipuluje (Conyers 2006).

#### 4.1.3. Šum

Šum je charakterizován jako libovolný nežádoucí signál, který narušuje georadarové snímky. Data jsou ovlivněna různými typy šumů. Náhodný šum lze v důsledku náhodných výkyvů pozorovat ve všech časech a frekvencích (Oskooi et al. 2018). Do této skupiny začleňujeme mobilní telefony, rádiové věže a další vysílací systémy, které využívají k přenosu informací frekvenci rádiových vln. Tyto signály mohou být zaznamenány georadarovou anténou a mohou potlačovat žádoucí signál.



Aby došlo k omezení účinku těchto vnějších zdrojů je vysílač a přijímač často chráněn krytem.

Další nežádoucí signál může pocházet od blízkých objektů v městských a zalesněných oblastech, kde se georadarové signály mohou odrážet od budov a stromů.

V profilech se také může objevovat tzv. ringing. Jde o signál, který vzniká při extrémních rozdílech RDP nebo na kovových objektech v podpovrchové oblasti, kde dochází k neustálým odrazům mezi anténou a daným kovovým objektem (Annan 2009; www6).

## **4.2. Elektrická odporová tomografie (ERT)**

Jedná se o geoelektrickou metodu, při které se měří měrný odpor hornin. Elektrický proud je přiváděn do země přes dvojici elektrod a dochází k měření rozdílů napětí (Everett 2013). Běžně se tato metoda používá při hydrogeologických a archeologických průzkumech, průzkumech kontaminace půd nebo k vyhledávání nerostných surovin (Mussett & Khan 2000).

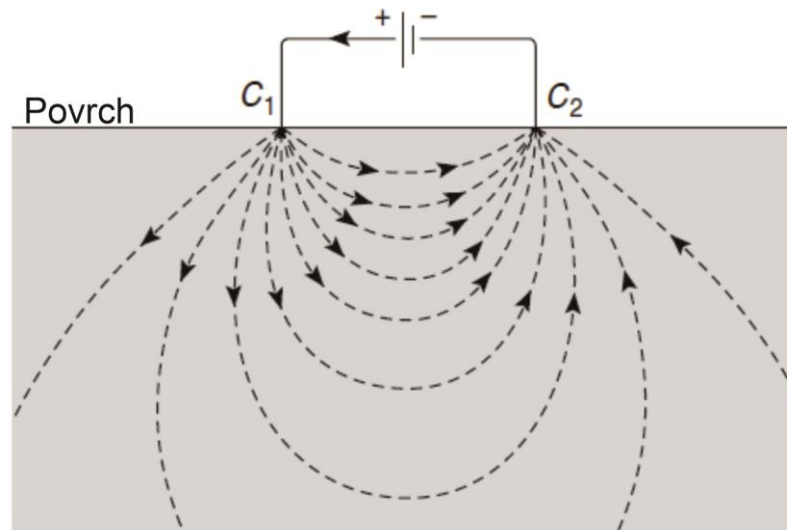
Odporová metoda má v aplikované geofyzice dlouhou historii. V počátcích se tato metoda používala především k zobrazování půdního nebo skalního podloží nebo k monitorování procesů pro následné čištění půd a podzemních vod. Za průkopníky jsou považováni bratři Schlumbergerovi, kteří tuto metodu využívali k průzkum podpovrchových vrstev pomocí galvanických (stejnoseměrných) proudů. Terénní měření se obvykle provádí pomocí Schlumbergerovy, Wennerovy, dipól-dipól či pól-dipól konfigurace (Daily et al. 2005).

### **4.2.1. Princip ERT**

ERT metoda spočívá v měření rozdílů napětí pod zemským povrchem. K měření se používají proudové ( $C_1$ ,  $C_2$ ) a potenciálové ( $P_1$ ,  $P_2$ ) elektrody, které jsou zasunuty několik centimetrů do země. Elektrody, které vytvářejí elektrické pole a vede jimi stejnosměrný proud, se nazývají elektrody proudové. Dalo by se očekávat, že proud bude vést těsně pod povrchem co nejpřímočařejší cestou. Avšak cesty proudu (obr. 10) se rozprostírají jak směrem dolů, tak i do stran, přičemž u povrchu je větší koncentrace proudu než v hloubce. Mezi párem potenciálových elektrod je měřen elektrický potenciál (Mussett & Khan 2000; Tábořík & Pánek 2010). Obecně platí, čím menší je vzdálenost mezi elektrodami, tím kvalitnější je rozlišení. Hloubkový dosah závisí na

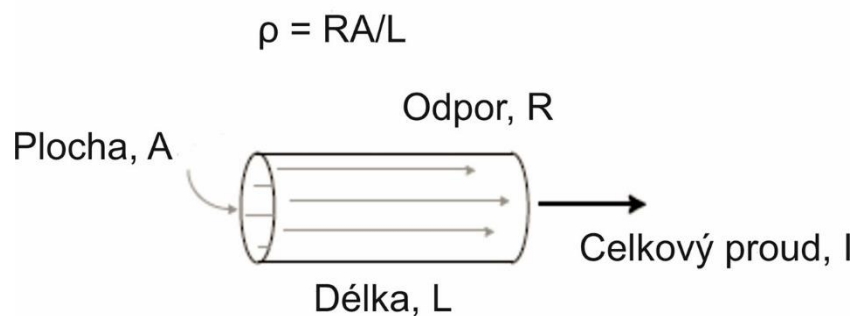
celkové délce roztažení (Sarris et al. 2018). ERT využívá principu většího množství elektrod stejně vzdálených od sebe, které měří laterální i vertikální změny podpovrchového odporu a vytváří tak 2D profily. S větším množstvím naměřených linií je možné vytvářet 3D obraz měrného odporu (Sarris et al. 2018).

Metodu lze použít všude, kde nám to technické požadavky daného zařízení dovolí, tj. možnost pohybu měřícího přístroje (Tábořík & Pánek 2010).



Obr. 10: Dráhy proudu mezi dvěma elektrodami (Mussett & Khan 2000).

**Měrný odpor (rezistivita) ( $\rho$ )** (obr. 11) je fyzikální veličina, která slouží ke stanovení elektrického odporu. Vyjadřuje odporové nebo vodivostní vlastnosti materiálů. Měrný odpor geologických a archeologických materiálů obvykle závisí na pórovitosti, na chemickém složení podzemní vody a stupni nasycení (Sarris et al. 2018). Horniny však mají póry, které obsahují určité množství vody. S narůstajícím obsahem rozpuštěných solí, roste vodivost vody. Kvůli těmto faktorům mají horniny velké rozsahy měrných odporů, což ztěžuje identifikaci litologie z naměřeného odporu (Mussett & Khan 2000).



Obr. 11: Definice měrného odporu (Everett 2013).

V přírodě se vyskytují jak velmi dobré vodiče, tak i izolátory (tab. 2). Měrný odpor charakterizuje materiál nezávisle na jeho tvaru a měří se v ohm metrech ( $\Omega \cdot m$ ) (Mussett & Khan 2000).

Tab. 2: Měrný odpor vybraných materiálů (Mussett & Khan 2000).

Materiál	Měrný odpor ( $\Omega \cdot m$ )
Jíl	1–100
Vápenec	50– $10^7$
Břidlice	10–1000
Písek	500–5000
Bazalt	10– $10^7$
Granit	100– $10^6$
Stříbro	$1,6 \times 10^{-8}$
Pyrit	1x100
Galenit	$10^{-3}$ – $10^2$
Čistá voda	$1 \times 10^6$
Přírodní voda	1– $10^3$

#### 4.2.2. Ohmův zákon

Látku složenou z atomů, si lze představit jako kladně nabitě jádro obklopené záporně nabitými elektrony. Množství kladně a záporně nabitých nábojů je obvykle rovnoměrné. Jde o tzv. elektrickou neutralitu. Elektrické vlastnosti se začnou projevovat, jakmile je daná látka v nerovnováze a má tedy určitý náboj. **Elektrický proud** ( $I$ ), procházející v celém obvodu, je měřen v ampérech (A). Ampér je charakterizován jako množství elektrického náboje, který projde libovolným bodem v obvodu za 1 s. K tomu, aby mohl elektrický proud proudit, je zapotřebí rozdílného potenciálů.

**Elektrické napětí** ( $U$ ) je charakterizováno jako rozdíl potenciálů mezi dvěma body. Jednotkou této veličiny je volt (V). U materiálu, včetně většiny hornin, se proud procházející částí materiálu zvyšuje úměrně s elektrickým potenciálem. Podíl elektrického napětí a elektrického proudu se označuje jako Ohmův zákon [2]. Jedná se o poměr výstupního napětí naměřeného na potenciálových elektrodách a vstupního proudu na proudových elektrodách. **Odpor** ( $R$ ) je měřen v ohmech ( $\Omega$ ) a závisí jak na materiálu, tak na jeho tvaru. Měděný drát má menší odpor než olověný drát stejného rozměru a dlouhý, tenký drát má větší odpor než krátký, tlustý drát ze stejného

materiálu. Obecně platí, že když se zdvojnásobí délka, tak se zdvojnásobí i odpor. Hlavním rozdílem mezi odporem (rezistencí) a měrným odporem (rezistivitou) je v tom, že rezistence je závislá pouze na teplotě, zatímco měrný odpor je závislý na teplotě, délce a ploše průřezu daného materiálu (Mussett & Khan 2000; Everett 2013).

$$R = \frac{U}{I} \quad [2]$$

#### 4.2.3. Typy konfigurací

Před samotným měřením je důležitým faktorem výběr správného uspořádání elektrod a celková délka roztažení. Správným sestavením a rozložením maximalizujeme hloubkový dosah a kvalitu rozlišení. V závislosti na uspořádání proudových a potenciálových elektrod, rozlišujeme několik typů konfigurací měření. K třem nejběžněji používaným konfiguracím elektrod patří zapojení Wenner, Dipól-Dipól a Wenner-Schlumberger. Ne vždy je jasné, která z konfigurací je pro daný problém nejlepší, proto je dobré metody kombinovat a porovnávat (Tábořík & Pánek 2010).

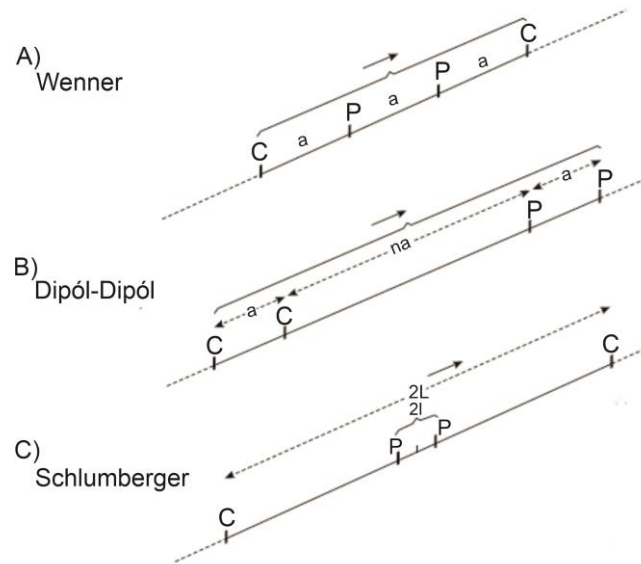
Prvním typem zapojení je **konfigurace Wennerova** (obr. 12A). Jedná se o konfiguraci s dobrou rozlišovací schopností ve vertikálním směru, což znamená, že dobře znázorňuje horizontální struktury. Sousedící elektrody mají mezi sebou stejnou vzdálenost. Nevýhodou je menší hloubkový dosah. Nejčastěji se používá k výzkumu říčních, jezerních nebo proluvialních sedimentů (Tábořík & Pánek 2010; Everett 2013).

**Konfigurace Dipól-Dipól** (obr. 12B) nabízí nejvyšší možnou kvalitu rozlišení a velký hloubkový dosah. Elektrody jsou uspořádané v C a P párech. Jedná se o zapojení, které se nejčastěji používá pro detekci vertikálních struktur (Everett 2013). Pomocí této metody lze zachytit zlomy, jeskynní a puklinové systémy. Nevýhodou tohoto systému je samotná doba měření v terénu, jelikož se jedná o časově nejnáročnější metodu (Tábořík & Pánek 2010).

**Konfigurace Wenner-Schlumberger** (obr. 12C) je často označována jako jakýsi kompromis mezi Wennerovým a Dipól-Dipól uspořádáním. Pomocí tohoto zapojení lze zobrazovat vertikální i horizontální struktury. Z hlediska hloubkového dosahu a kvality rozlišení má často lepší výsledky než Wennerova konfigurace (Tábořík & Pánek 2010). Hlavním rozdílem je umístění P elektrod, které jsou v této soustavě mnohem blíže u sebe, než u Wennerovy konfigurace (Mussett & Khan 2000). Rozestupy mezi C a P elektrodami jsou rozdílné. Samotná doba měření v terénu je daleko kratší než u

soustavy Dipól-Dipól, a proto se jedná o nejvyžívanější terénní zapojení (Tábořík & Pánek 2010).

U všech konfigurací může docházet ke zkreslování signálu, které je způsobeno výskytem malých heterogenit v blízkosti povrchu (Everett 2013).



Obr. 12: Různá konfigurace elektrod. P – potenciálové elektrody; C – proudové elektrody (Mussett & Khan 2000).

## 5. Laboratorní metody výzkumu sedimentů

K výzkumu sedimentů z mělkých vrtných jader se často využívají metody, které jsou v závislosti na vzorkovacím kroku schopny detekovat změny fyzikálních a chemických parametrů sedimentů a rozlišit tak jednotlivé vrstvy. K nejběžněji používaným metodám patří magnetická susceptibilita, rentgenová fluorescenční spektrometrie, zrnitostní analýza a spektrální odraznost.

### 5.1. Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita je v podstatě měřítkem toho, jak je daný materiál magnetizovatelný. Magnetismus je řízen vlastními silami nebo energiemi vytvářenými elektrony, které tvoří atomy. Elektrony se otáčejí kolem své osy a také kolem jádra atomu. Způsob, jakým jsou různé pohyby elektronů sladěny, určuje celkovou magnetickou energii nebo moment atomu. Různé atomy mají různý počet elektronů a různé typy pohybů. Atomy tvoří molekuly a molekuly tvoří látky a minerály. Celková magnetická síla materiálu, který se nachází v magnetickém poli, se nazývá **magnetizace**. Pro každou látku existuje vztah mezi magnetickým polem a velikostí magnetizace (Dearing 1994; Janas et al. 2022).

Existuje pět různých druhů magnetických materiálů. Nejsilnější magnetické vlastnosti mají látky, které se označují jako **feromagnetické**. Lze sem zařadit železo, kobalt nebo nikl. Tyto látky mají velmi vysokou magnetickou susceptibilitu, ale běžně se v životním prostředí nevyskytují. Druhou skupinou jsou látky, které se označují jako **ferimagnetické**. Tyto látky mají silně vyrovnaný magnetický moment a existují jako dvě sady protichůdných, nerovnoměrných sil řízených strukturou krystalové mřížky. Patří zde např. magnetit, který se vyskytuje ve všech vyvěřelých horninách, většině sedimentech a téměř ve všech půdách. Nižší hodnoty magnetické susceptibilitu dosahují **antiferomagnetické** minerály, jako je např. hematit. Krystalové struktury vyvolávají dobře vyrovnané, protichůdné magnetické momenty, které se ale vzájemně ruší. Všechny kovy a minerály v těchto třech magnetických skupinách jsou schopny zůstat zmagnetované i bez magnetického pole (Dearing 1994).

Slabší hodnoty magnetické susceptibilitu vykazuje skupina **paramagnetických** látek. Magnetický moment vzniká především z přítomnosti iontů Mn a Fe, u kterých dojde k vyrovnání pouze v přítomnosti magnetického pole. Příkladem může být pyrit

nebo biotit. Poslední kategorií jsou látky **diamagnetické**. Zde magnetické pole interaguje s orbitálním pohybem elektronů a vytváří slabé a záporné hodnoty magnetické susceptibility. K diamagnetickým látkám lze zařadit křemen, organické látky nebo vodu (Dearing 1994).

Měření magnetické susceptibility lze provádět hned v terénu, kdy se měří zdánlivá magnetická susceptibilita, nebo v laboratoři. Podstatou měření magnetické susceptibility je stanovení stupně interakce magnetických částic obsažených ve struktuře vzorku s měřicím prvkem, kterým je obvykle soustava indukčních cívek napájených proudem o proměnné frekvenci několika tisíc Hz. V měřicích přístrojích zvaných kapametry se měří oscilace oscilátoru závislého na indukční cívce, pomocí které se měří magnetické částice obsažené ve vzorku. Pokud vzorek neobsahuje magnetické částice, závisí kmitání oscilátoru pouze na magnetické permeabilitě vzduchu (Janas et al. 2022).

## 5.2. Spektrální odraznost

Barva představuje jednu ze základních vlastností minerálů, kterou lze vnímat lidským okem v důsledku absorpce chromoforů, což jsou atomy prvků určující barvu látek. Jedná se o interakci viditelného spektra elektromagnetického záření s danou látkou v rozmezí vlnových délek 400–700 nm. Studium a charakteristikou barev se zabývá obor spektrofotometrie. Odlišné zbarvení hornin může představovat přítomnost organické hmoty nebo změnu chemického a minerálního složení. Proto je barva brána jako významný proxy-parametr (Bábek 2013; Dolníček & Sulovský 2013). Určení barvy má velký význam hlavně v pedologii a u fosilních půd, kde doplňuje magnetickou susceptibilitu při studiu klimatických změn v kvartéru (Bábek 2013).

V oboru geologie a pedologie je v současné době nejčastěji využíván CIE  $L^*a^*b^*$  model, který je složen se tří základních složek. Složka  $L^*$  vyjadřuje jasnost a má hodnoty mezi 0 (černá) až 100 (bílá). Barevné složky  $a^*$  a  $b^*$  se pohybují v rozmezí od -128 do +127. Složka  $a^*$  definuje poměr červené a zelené barvy, zatímco  $b^*$  vyjadřuje poměr žluté a modré barvy odraženého světla z povrchu vzorku (Luo et al. 2001; Rothwell 2006; Ghafarpour et al. 2021).

### 5.3. Rentgenová fluorescenční spektrometrie (XRF)

Jedná se o velmi přesnou metodu sloužící k poskytování kvalitativních i kvantitativních informací o prvkovém složení materiálů. Principem je ozařování vzorku rentgenovým paprskem nebo bombardováním částic o vysoké energii za účelem pozorování výsledné rentgenové fluorescence (druh luminiscence) emitované (vyzařované) vzorkem. Spektrum takovéto fotoluminiscence (luminiscence generována elektromagnetickým zářením) se skládá ze záření o vlnových délkách a intenzitách, které jsou charakteristické pro atomy přítomné ve vzorku (Rouessac & Rouessac 2004). Vlnové délky rentgenových záření se pohybují od 0,001 nm až po 80 nm (Beckhoff et al. 2006). V XRF je vlnová délka vyjádřena v Ångströmech, kde 1 Å odpovídá 1 nm (Christian et al. 2014).

Tato technika měření zahrnuje širokou škálu měřících přístrojů, které mohou být přenosné a využívané k měření v terénu nebo spektrometry v laboratořích, které dokážou s vysokým rozlišením analyzovat nebo mapovat přítomné prvky (Rouessac & Rouessac 2004). Metoda se využívá v geologii, medicíně, archeologii, průmyslu nebo životním prostředí, kde slouží k analýze polutantů ze vzduchu nebo kovů ve vzorcích vody (Geršl & Knésl 2009).

V závislosti na získaném spektru lze tuto metodu rozdělit do dvou kategorií. První je **energeticky disperzní spektrum (EDXRF)** získané pomocí chlazené diody, která dává signál podle energie každého dopadajícího fotonu. Druhým typem je **vlnově disperzní spektrum (WDXRF)** získané pomocí analýz vlnových délek. Emisní spektrum v menší míře závisí na chemické kombinaci nebo chemickém stavu prvků ve vzorku. Z tohoto důvodu lze tuto nedestruktivní metodu použít pro všechny prvky od bóru až po uran v pevných nebo kapalných homogenních vzorcích bez náročné přípravy (Rouessac & Rouessac 2004; Beckhoff et al. 2006).

### 5.4. Zrnitostní analýza

Tato metoda slouží k procentuálnímu vyjádření zastoupených zrnitostních frakcí. Laserové analyzátory jsou schopny detekovat velikosti od mm až po  $\mu\text{m}$ . Díky využití laserů a detektorů dokáží detekovat s velkým rozlišením a přesností. Jeden z laserů je využíván k měření dolního rozsahu velikosti, zatímco druhý laser se používá pro měření horního rozsahu. Kombinací těchto laserů je přístroj schopný detekovat



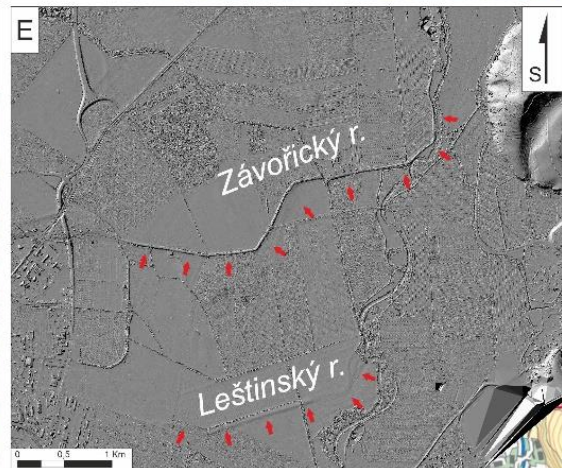
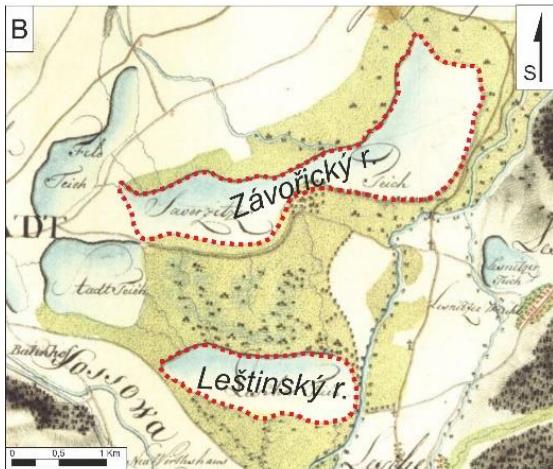
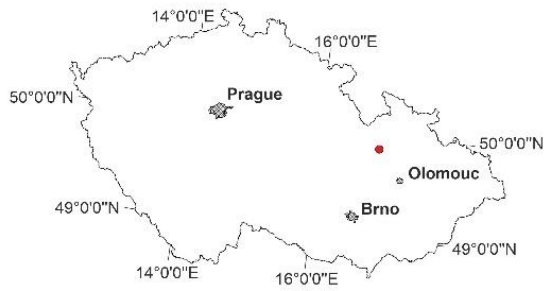
velikosti v širokém rozsahu. Doba analýzy jednoho vzorku je krátká, proto je možné analyzovat velké množství materiálu během krátkého času. Přístroj se skládá z mokré disperzní jednotky, měřicí cely, systému cirkulace kapaliny nebo existují granulometry, které měří v proudu vzduchu. Vlivem působení ultrazvuku dochází k rozbíjení i těch nejmenších aglomerátů a jsou tak přesně změřeny i tyto nejmenší zrna sedimentu (www7; Šinkovičová et al. 2017).

## 6. Lokalita

K výzkumu rybníčních sedimentů byly vybrány dva zaniklé rybníky, nacházející se v blízkosti toku řeky Moravy, v okolí Zábřehu na Moravě (obr. 14). Jihovýchodním směrem od Zábřehu se nacházel Leštinský rybník, který byl jako aktivní vymapován pouze na mapách I. vojenského mapování (obr. 14B) a dnes je jeho existence doložena pouze přítomností pozůstatků hráze. V období II. vojenského mapování již tento rybník neexistoval. Výzkum se u tohoto rybníka soustředil na jeho z. oblast, jelikož ve v. části byla narušena hráz. Severním směrem se od Leštinského rybníka nacházel Závořický rybník, který byl během I. vojenského mapování (obr. 14B) plošně největším rybníkem v okolí Zábřehu. Na mapách z II. vojenského mapování (obr. 14C) lze pozorovat, že rybník byl rozdělen na Malý Závořický rybník a Velký Závořický rybník. Hráz tohoto rybníka je do současnosti dochována v celém svém průběhu a značně převyšuje své okolí. Z (obr. 14E) je patrné, že hráz Závořického rybníka je v současnosti zachovalejší a větší než zbytky hráze Leštinského rybníka. Výzkum v Závořickém rybníce (obr. 13) se soustředil především na okolí výpusti, kde se daly očekávat největší mocnosti sedimentů. Nadmořská výška zkoumané lokality se pohybuje od 267 m n. m. do 281,5 m n. m..



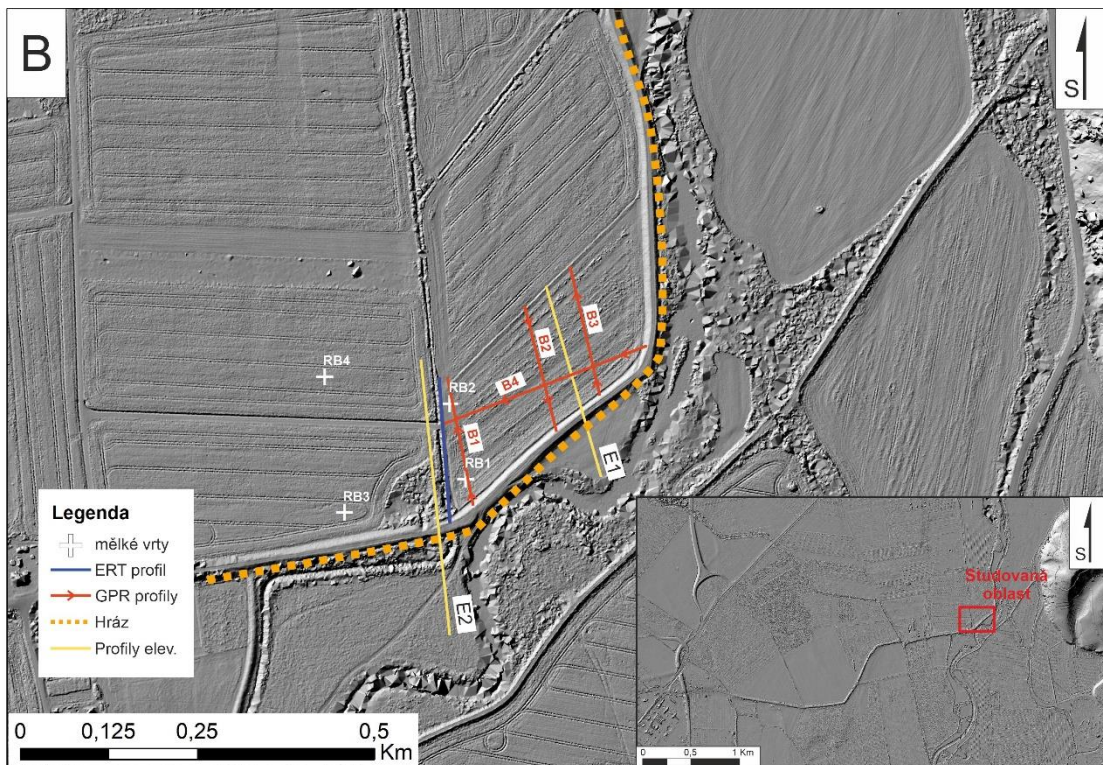
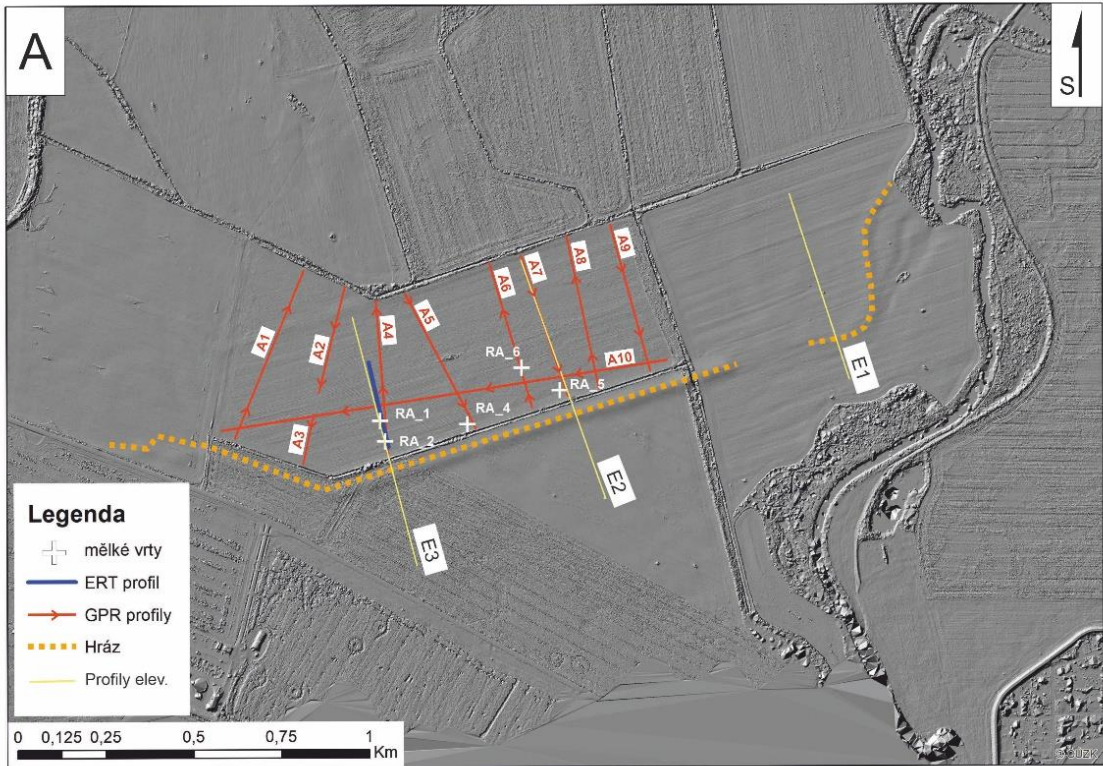
Obr. 13: Fotografie hráze okolo výpusti a prostoru z jv. části zaniklého Závořického rybníka (foto: Lukáš Maloušek).



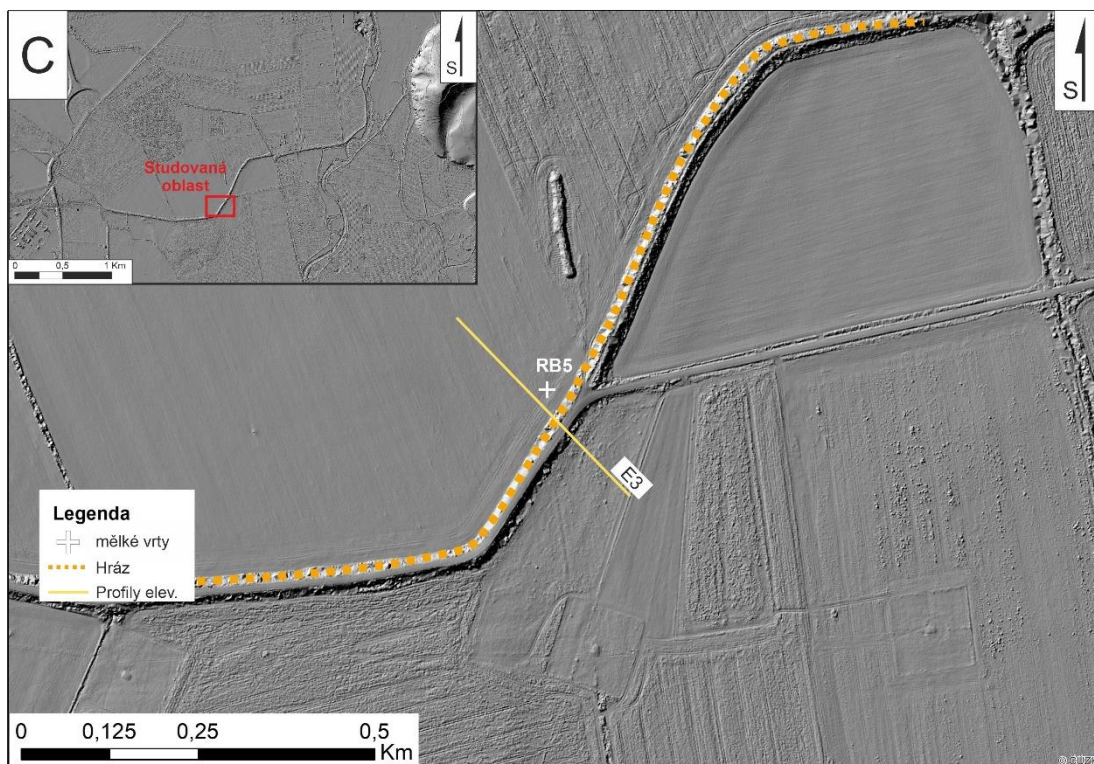
Obr. 14: Výřezy zkoumané oblasti: A – Základní mapa ČR; B – I. vojenské mapování; C – II. vojenské mapování; D – Recentní ortofoto (zdroj: WMS data serveru <https://ags.cuzk.cz>); E – LiDAR (autor: doc. Jan Pacina).

## **7. Metodika**

Na obou lokalitách byla k měření použita kombinace geofyzikálních metod a mělkého vrtného průzkumu (obr. 15). Byly použity metody GPR a ERT, vrtná jádra byla studována pomocí metod magnetické susceptibility, spektrální odraznosti, rentgenové fluorescenční spektrometrie a zrnitostní analýzy. K dispozici jsou i výsledky LiDARového snímání oblasti. Od kombinace geofyzikálních měření a vrtného průzkumu se očekává vzájemná korelace.



Obr. 15: Oblasti výzkumu v rámci Leštinského (A) a jv. části Závořického (B) rybníka s vyznačenými polohami vrtných jader a geofyzikálních profilů (LiDARové snímky).



Obr. 15 pokračování: Oblast výzkumu ve střední části Závořického (C) rybníka s vyznačenou polohou vrtného jádra (LiDARové snímky).

## 7.1. Laserové snímání – LiDAR

Laserové snímání, pomocí skeneru Riegl VUX 1-LR (RIEGL, Rakousko), který byl umístěn na malém letadle, proběhlo v červnu roku 2021. Skener byl vybaven IMU Applanix a přesným GNSS přijímačem. Skenování probíhalo za těchto podmínek: let ve výšce asi 300 m nad zemským povrchem, rozteč skenovacích linií 180 m, boční 50 % překrytí skenů, skenování s 80° zorným polem, 400 kHz opakovací frekvence pulzů a rychlostí skenování 40 lps (Line per second – počet řad za sekundu). Letová trajektorie byla upravena pomocí PosPac (Applanix, Kanada) a body mračna byly zpracovány v RiProcess (RIEGL, Rakousko). Mračno bodů bylo filtrováno na body „holé země“ – hustota bodů byla tedy přibližně 25–30 bodů na m<sup>2</sup>. Z bodů mračna byl vytvořen DEM s 0,5 m prostorovým rozlišením. Laserové snímání a zpracování dat provedl doc. Jan Pacina, UJEP.

## 7.2. Geofyzikální průzkum

Pro georadarové měření byl použit přístroj Ground Explorer (obr. 16) od společnosti MALÅ (Švédsko) s anténou o frekvenci 450 MHz. Hloubkový dosah antény

je za dobrých podmínek udáván až 4 m. Přístroj disponuje zobrazovacím displejem, terénním vozíkem vybaveným odečtem vzdálenosti a zabudovanou GPS s rozlišovací schopností 0,3 m. Před samotným měřením bylo nutné přístroj nastavit a kalibrovat.



*Obr. 16: Kompletní vybavení georadaru k měření v terénu (foto: Lukáš Maloušek).*

Celkem bylo změřeno 10 profilů v bývalém Leštinském rybníku a 4 profily v bývalém Závořickém rybníku. Celkem bylo tedy naměřeno 14 profilů (Příloha 1) o délkách od 91 do 823 m. Délka všech naměřených profilů byla 3554 m. Hustota měřených stop byla ve všech profilech nastavena na 1,7 cm. Získaná data byla filtrována v programu ReflexW (Sandmeier geophysical research, Německo). K zlepšení výsledného signálu byly použity filtrační kroky move starttime, background removal, gain, bandpass filter, time cut a FK filter. Rychlost šíření GPR signálu byla za pomoci analýzy hyperbol stanovena na 0,1 m/ns, což při maximálním dosahu zaznamenaného signálu 50 ns odpovídá hloubkám přibližně 2,5 m. Hluběji nebyl signál zaznamenan a profily byly hloubkově ořezány.

**Elektrická odporová tomografie (ERT)** byla měřena přístrojem ARES (GF Instruments s.r.o., ČR). K měření v terénu je zapotřebí řídicí jednotka (obr. 17A), multielektrodové kabely, ocelové kolíky zaražené do země a gumičky pro propojení multielektrodového kabele s ocelovým hrotem v zemi (obr. 17B). Zdrojem napájení byla externí baterie. Rozestupy elektrod byly zvoleny na 2 m, což je při délkách

měřených profilů dobrý kompromis mezi zachyceným detailem v profilech a časem potřebným k měření. Doba, po kterou měření probíhá, závisí na celkové délce profilu a vzdálenosti mezi elektrodami. Byla použita Wenner-Schlumbergerova konfigurace elektrod.



Obr. 17: Měření elektrické odporové tomografie v bývalém Závořickém rybníku. A – řídicí jednotka; B – propojení hrotů s multielektrodovými kabely (foto: Lukáš Maloušek).

Celkem byly změřeny 3 profily. V bývalém Leštinském rybníku byly zvlášť změřeny 2 profily o délkách 91 m a 75 m, z důvodů technických problémů, které nastaly při měření jednoho dlouhého profilu. Z toho důvodu se oba kratší profily překrývají v délce 10 m. Dohromady vytváří profil A1–A2. Profil v bývalém Závořickém rybníku měl délku 126 m. Všechny profily byly vedeny zhruba kolmo k hrázi. GPS souřadnice byly získány prostřednictvím terénní GPS s přesností 3 m (Příloha 2). Zpracování dat probíhalo v softwaru RES2DINV (Geotomo, Malajsie). Data byla graficky zpracována v programech Surfer (Golden Software LLC, USA) a CorelDRAW (Corel Corporation, Kanada).



### 7.3. Vrtný průzkum

Litologický záznam byl ve zkoumaných oblastech ověřen pomocí 10 vrtných jader (Příloha 3)(obr. 15). Vrtná jádra byla odebrána pomocí žlábkového vrtáku (Eijkelkamp, Nizozemsko) a pneumatické vrtné soupravy (Stitz GmbH, Německo)(obr. 18).



Obr. 18: Odebírání vzorků pomocí pneumatické vrtné soupravy (foto: Michal Plánka).

Vrty RA1–RA6 pocházejí z bývalého Leštinského rybníka (obr. 15A), kde odběr jader probíhal v létě a na podzim roku 2022. Vrty RA1 a RA2 byly odebrány pomocí žlábkového vrtáku. Maximální hloubka v těchto vrtech byla 46 cm, z důvodu neprovrtání se do větších hloubek žlábkovým vrtákem. Vrty RA4, RA5 a RA6 byly následně odebrány pomocí pneumatické vrtné soupravy, kde se dosáhlo maximální hloubky 100 cm. Ve vrtu RB2 byla odebrána organická hmota pro potřeby datování metodou radiouhlíku. Vrty RB1–RB5 pocházejí z bývalého Závořického rybníka, kde odebírání proběhlo na jaře roku 2023. Vrty RB1–RB4 (obr. 15B) pocházejí z jv. části Závořického rybníka a vrt RB5 (obr. 15C) pochází ze střední části rybníka. Všechny tyto vrty byly odebrány pomocí žlábkového vrtáku s maximální dosaženou hloubkou 129 cm. Vrty byly zaměřeny pomocí terénní GPS s přesností cca 3 m.

U vrtných jader odebraných pomocí žlábkového vrtáku došlo přímo v terénu ke stručnému litologickému popisu. Jádra, která byla odebrána pomocí vrtné pneumatické soupravy, byla popsána v laboratoři po rozříznutí plastových tubusů. Následně byl materiál vzorkován ve vertikálním intervalu po 1, 2 nebo 6 cm (dle litologie) do plastových sáčků. Celkem bylo z vrtů odebráno 419 vzorků, které byly po dobu 24 až 48 hodin sušeny v laboratorní sušičce při 50 °C a dále zpracovány pro analýzy.

#### **7.4. Laboratorní etapa**

Vysušené vzorky byly následně zváženy a jednotlivé hmotnosti zaznamenány pro další průběh práce. Měření probíhala na přístrojovém vybavení Katedry geologie v Olomouci a radiouhlíkové datování vzorku dřeva probíhalo na Ústavu jaderné fyziky AV ČR. K měření **magnetické susceptibility** (obr. 19A) došlo na kapamůstku KLY-4 (AGICO s.r.o., ČR). Každý vzorek byl měřen minimálně 2x a výsledná hodnota vzešla z průměru naměřených hodnot. Naměřené hodnoty byly přepočítány na hmotnostně specifickou magnetickou susceptibilitu.

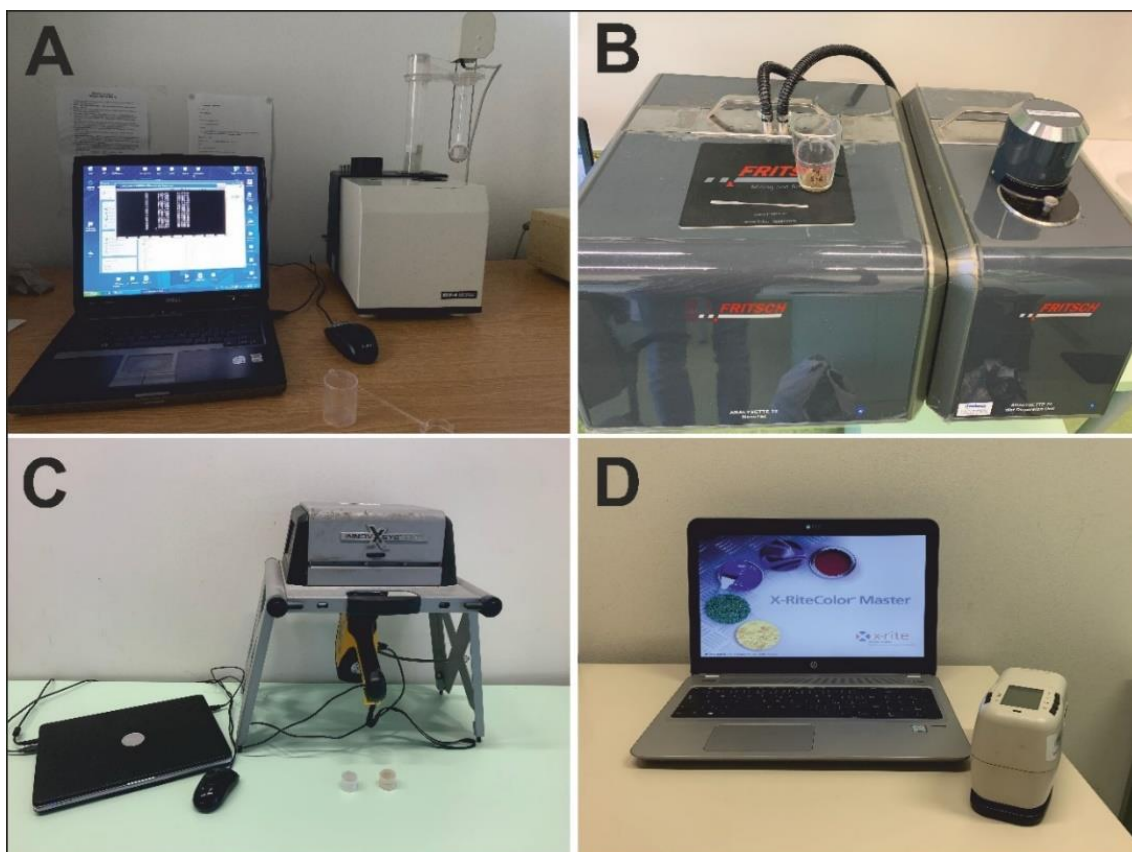
**Zrnitostní analýza** (obr. 19B) byla stanovena na laserovém granulometru FRITSCH Analysette 22 MicroTec Plus (Fritsch, Německo) se zrnitostním rozsahem 0,0008–2 mm (pro vyhodnocení byla použita Wentworthova zrnitostní škála). Pomocí laserové difrakce došlo ke stanovení velikosti jednotlivých částic. Každý vzorek byl den před měřením rozplaven ve sklenici s vodou.

Následovalo rozemletí na jemnozrný prášek v planetovém mlýnku. Takto přichystané namleté vzorky bylo možné podrobit **rentgenové fluorescenční spektrometrii (EDXRF)**(obr. 19C), která sloužila ke zjištění koncentrací jednotlivých prvků v sedimentech. Měření probíhalo na přístroji DELTA (Innov-X, Inc., USA) v modu Geochem po dobu měření jednoho vzorku 240 s. Část prášku byla přesypána do plastové kyvety a překryta průhlednou folií. Takto nachystaný vzorek byl vložen do přístroje. Výsledkem byly obsahy prvků vyjádřených v ppm.

**Spektrální odraznost** (obr. 19D) neboli kolorimetrie byla měřena za pomoci ručního spektrofotometru SP-62 (X-Rite, USA), který snímá viditelné světlo v rozsahu 400 až 700 nm. Měření probíhalo příkládáním přístroje na daný vzorek, který byl umístěn v plastovém sáčku. Samotné měření trvalo jen několik sekund. Data byla

měřena v systému CIE L\*a\*b\* a následně přepočítána na jednotlivé barevnostní spektra a celkový jas vzorku.

**K radiouhlíkovému datování** byl odeslán vzorek dřeva na Ústav jaderné fyziky AV ČR. Zde byl vzorek mechanicky očištěn a zkontrolován. Následovalo loužení v roztocích 0,5 M HCl, 0,1 M NaOH a 0,01 M HCl. Mezi jednotlivými kroky byl vzorek promýván destilovanou vodou. Tato předúprava je nazývána jako Acid/Alkali/Acid (AAA nebo ABA). Poté byl vzorek sušen při teplotě 60 °C. Takto vysušený vzorek byl následně zataveny s přísadkou CuO do ampulí z křemenného skla a spálen při teplotě 900 °C. Hotový oxid uhličitý byl očišťován a dávkován do grafitizačního reaktoru. Měření vzorku proběhlo na AMS systému MICADAS na pracovišti Atomki v Maďarsku. Konvenční radiouhlíkové stáří vyjádřené v letech BP bylo vypočteno z naměřených aktivit  $^{14}\text{C}$  a jejich kombinovaných nejistot.



Obr. 19: Použité laboratorní přístroje: A – magnetická susceptibilita; B – zrnitostní analýza; C – rentgenová fluorescenční spektrometrie; D – spektrální odraznost (foto: Lukáš Maloušek).

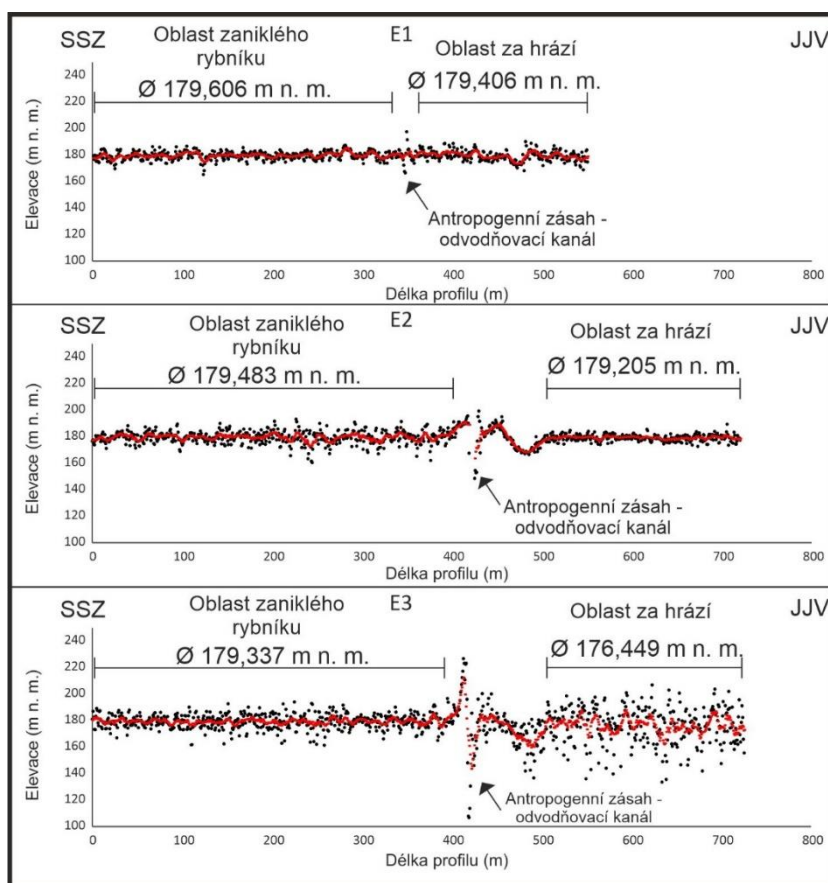
## 8. Výsledky

### 8.1. Leštinský rybník

#### Laserové snímání – LiDAR

Díky metodě laserového snímání byly ve studované oblasti zpřesněny polohy původních hrází zaniklých rybníků a jejich průběh v recentní krajině. Digitální model reliéfu byl použit k výpočtu rozdílů nadmořských výšek v prostoru zaniklého rybníka a prostoru za hrází. Cílem bylo zjistit případnou agradaci sedimentu v prostoru rybníka.

V oblasti Leštinského rybníka byly vedeny tři profily kolmo ke hrází (obr. 20) (obr. 15A). Průměrná nadmořská výška v místě zaniklého rybníka je ve všech elevačních profilech vyšší než v prostoru mimo původní rybník. Ve východním profilu E1 je průměrná nadmořská výška v rybníku vyšší o 0,2 m, ve středním profilu E2 o 0,3 m a v západním profilu E3 o 2,8 m.

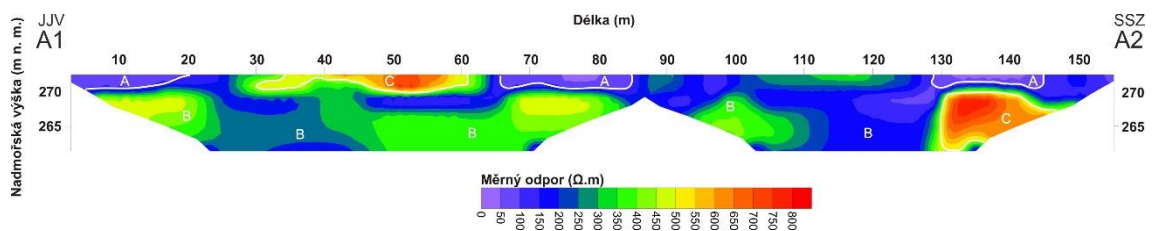


Obr. 20: Profily E1, E2 a E3 v oblasti již zaniklého Leštinského rybníka. Černé tečky představují nadmořské výšky (elevation) a červené značky klouzavý průměr (moving point).

V profilech bývalého Leštinského rybníka lze vidět dvě za sebou ležící deprese. Z vnitřní strany rybníka se jednalo o odvodňovací kanál a druhotná deprese (vnější strana) mohla vzniknout např. při stavbě hráze, případně se může jednat o fragmenty jalového kanálu (příkopu), který odváděl přebytečnou vodu při nadměrných stavech, aby nedošlo k protrhnutí hráze (Hurt 1960; Pavelkova et al. 2014).

### Geofyzikální průzkum




V ERT profilu A1–A2 (obr. 21) jsou naměřeny hodnoty měrného odporu v rozmezí od 1 do 800  $\Omega\cdot\text{m}$ . Dle výsledného zobrazení profilu je možné odpory rozdělit do tří domén. Doména A má nejmenší měrný odpor (1–100  $\Omega\cdot\text{m}$ ) a nachází se blízko povrchu do maximální hloubky 1 m (fialové odstíny). Doména B má hodnoty mezi 100 až 500  $\Omega\cdot\text{m}$  a je charakterizována největším hloubkovým dosahem a prostorovým zastoupením. Vertikálně je doména rozšířena v celé hloubce profilu. V SSZ části profilu v hloubce pod 2,5 m a v oblasti při povrchu mezi 40 až 60 m se nacházejí nejvyšší naměřené měrné odpory, v rozmezí 500–800  $\Omega\cdot\text{m}$ ., které jsou přiřazeny k doméně C.



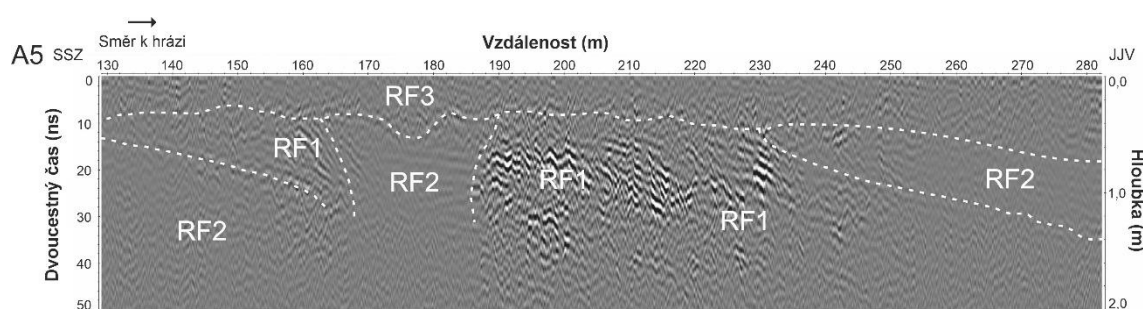
Obr. 21: ERT profil z oblasti Leštinského rybníka s naměřenými měrnými odpory.

V GPR profilech byly identifikovány reflektory, které je možné rozdělit do tří radarových facií (tab. 3).

Tab. 3: Typy GPR reflektorů a jim odpovídající radarové facie.

Reflektory	Typ reflektorů	Charakterizace reflektoru	Interpretace	Označení radarové facie
	Chaotické	zvlněné reflektory, vysoká amplituda, nepravidelné uspořádání	Hrubozrnný fluviální sediment	RF1
	Průběžné	průběžné reflektory, nízká amplituda	Jemnozrnný fluviální sediment	RF2
	Zvlněné	průběžně zvlněné reflektory, drobné hyperboly	Báze rybníčního sedimentu - původní povrch nivy	RF3

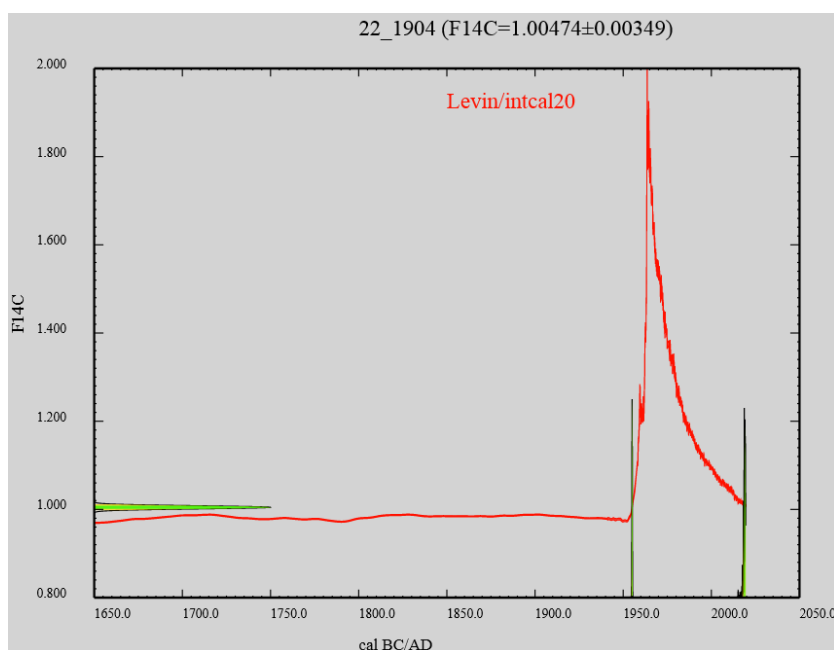
Radarová facie 1 (RF1) je typická výskytem nepravidelných chaotických reflektorů s vysokou amplitudou. Reflektory se v rámci jednotlivých profilů vyskytují v hloubkách od 0 do 2,5 m. Průběžné reflektory s nízkou amplitudou jsou charakteristické pro radarovou facii 2 (RF2). Tyto reflektory nejsou ve všech profilech viditelné, ale často se vyskytují v hloubkovém rozsahu 0,4 až 2,5 m. Radarová facie 3 (RF3) je charakterizována průběžně zvlněnými reflektory s drobnými hyperbolami v přípovrchových částech profilů. Všechny 10 profilů ze zkoumané oblasti lze nalézt v příloze č. 4. V jednotlivých profilech nemusí být přítomny všechny popsané RF. Pro přesnější identifikaci RF je zde přiložen výřez profilu A5 (obr. 22) začínající na 130 m.



Obr. 22: Výřez profilu A5 (130–280 m) z oblasti Leštinského rybníka s charakteristickými typy RF.

## Radiouhlíkové datování

K radiouhlíkovému datování byl odeslán vzorek dřeva, který pocházel z vrtu RA2 z hloubky 19 cm. Konvekční radiouhlíkové stáří tohoto vzorku bylo stanoveno na  $-38 \pm 28$  BP. K určení stáří byl použit kalibrační program CALIBomb spolu s kombinací kalibračních křivek IntCal20 a LEVIN. Výsledkům kalibrace odpovídají získané dva intervaly (obr. 23). První udává stáří 1954–1955 s pravděpodobností 36 % a druhý interval stáří 2017 a dále s pravděpodobností 60 %.



Obr. 23: Kalibrační křivka IntCal20 a LEVIN vytvořená v kalibračním programu CALIBomb.

## Vrtný průzkum

Ve všech 5 vrtech je v přípovrchové části zachycena vrstva recentní půdy, která přechází z tmavší hnědé do světlejší hnědé barvy. Tato vrstva se vyznačuje množstvím kořínků a přítomností poloostrohranných až polozaoblenných úlomků hornin. Občas lze zaznamenat i malé (0,5–2,0 mm) černé částice, které by pravděpodobně mohly představovat uhlíky nebo silně zvětralé úlomky hornin. Převažuje prachová frakce (průměrné hodnoty ( $\emptyset$ ): RA1 – 70,76 %; RA2 – 84,55 %; RA4 – 78,79 %; RA5 – 81,92 %; RA6 – 86,78 %) a jílová frakce ( $\emptyset$ RA1 – 10,66 %;  $\emptyset$ RA2 – 14,63 %;  $\emptyset$ RA4 – 12 %;  $\emptyset$ RA5 – 16,57 %;  $\emptyset$ RA6 – 11,12 %). Ve vrtech RA1 a RA4 je také vyšší zastoupení písčité frakce. Průměrná hodnota písčité frakce ve vrtu RA1 je 18,58 % a ve vrtu RA4 9,21 %. Největší

mocnost má táto vrstva rovněž ve vrtu RA4 (39 cm). Ve vrtu RA1 dosahuje mocnosti 24 cm, ve vrtu RA2 33 cm, ve vrtu RA5 35 cm a ve vrtu RA6 také 35 cm.

Pro vrstvu recentní půdy jsou charakteristické vyšší hodnoty MS ( $\emptyset$ RA1 – 2,84E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA2 – 1,21E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA4 – 1,35E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA5 – 1,26E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA6 – 1,33E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg) a nižší hodnoty jasu (Brightness)( $\emptyset$ RA1 – 1139,91;  $\emptyset$ RA2 – 1169,58;  $\emptyset$ RA4 – 1160,97;  $\emptyset$ RA5 – 1100,09;  $\emptyset$ RA6 – 1110,42), což odpovídá tmavší barvě sedimentu v této vrstvě. Obsahy železa ( $\emptyset$ RA1 – 31064,29 ppm;  $\emptyset$ RA2 – 34094,75 ppm;  $\emptyset$ RA4 – 31435,92 ppm;  $\emptyset$ RA5 – 34233,36 ppm;  $\emptyset$ RA6 – 35165,01 ppm) a fosforu ( $\emptyset$ RA1 – 1581,49 ppm;  $\emptyset$ RA2 – 1687,33 ppm;  $\emptyset$ RA4 – 1355,95 ppm;  $\emptyset$ RA5 – 1758,62 ppm;  $\emptyset$ RA6 – 1558,08 ppm) jsou největší u povrchu jednotlivých vrtů a směrem k bázi vrstvy hodnoty klesají (obr. 24). Obecně se vrstva vyznačuje vyššími hodnotami indexu červenosti (RED)( $\emptyset$ RA1 – 0,2834;  $\emptyset$ RA2 – 0,2919;  $\emptyset$ RA4 – 0,3014;  $\emptyset$ RA5 – 0,3065;  $\emptyset$ RA6 – 0,3062). Na základě podobného litologického složení, fyzikálních a chemických vlastností je tato vrstva recentní půdy ve všech vrtech popisována jako facie P1.

Ve vrtech RA2, RA4, RA5 a RA6 byla pod vrstvou recentní půdy zachycena vrstva šedé barvy (přechod z tmavě šedé do světle šedé barvy ve směru z nadloží do podloží). Největší mocnost je zachycena ve vrtu RA6, kde má 38 cm. Dále ve vrtu RA2 (12 cm), ve vrtu RA4 20 cm a ve vrtu RA5 28 cm. Charakteristickým rysem této vrstvy jsou polohy rezavých konkréci a mramorování. Ve vrtech RA2 a RA5 je vrstva tvořena především prachem a jílem. Ve vrtu RA2 je průměrný obsah prachu 85,67 % a jílu 11,46 %. Průměrný obsah prachu ve vrtu RA5 je menší (82,46 %) a obsah jílu větší (15,04 %). U vrtů RA4 a RA6 lze pozorovat také větší zastoupení písčité frakce. Ve vrtu RA4 je průměrný obsah písčité frakce 33,19 % a směrem do podloží velmi proměnlivé. Ve vrtu RA6 je průměrná hodnota písčité frakce 6,42 %.

V této vrstvě lze mezi vrty korelovat nárůst parametru jasu směrem do podloží ( $\emptyset$ RA2 – 1200,20;  $\emptyset$ RA4 – 1290,26;  $\emptyset$ RA5 – 1306,74;  $\emptyset$ RA6 – 1278,82), což značí zesvětlení materiálu oproti facii P1, s nízkými hodnotami MS, které prudce klesají na bázi nadložní facie P1 ( $\emptyset$ RA2 – 9,10E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA4 – 7,28E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA5 – 6,79E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RA6 – 7,12E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg). Nízkými hodnotami se projevují i obsahy železa ( $\emptyset$ RA2 – 32787,61 ppm;  $\emptyset$ RA4 – 28926,27 ppm;  $\emptyset$ RA5 – 24576,80 ppm;  $\emptyset$ RA6 – 28371,84 ppm), fosforu ( $\emptyset$ RA2 – 1425,60 ppm;  $\emptyset$ RA4 – 1051,06 ppm;  $\emptyset$ RA5 – 1182,58 ppm;  $\emptyset$ RA6 – 1232,80 ppm) a indexu červenosti ( $\emptyset$ RA2 – 0,2935;  $\emptyset$ RA4 – 0,2922;  $\emptyset$ RA5 –



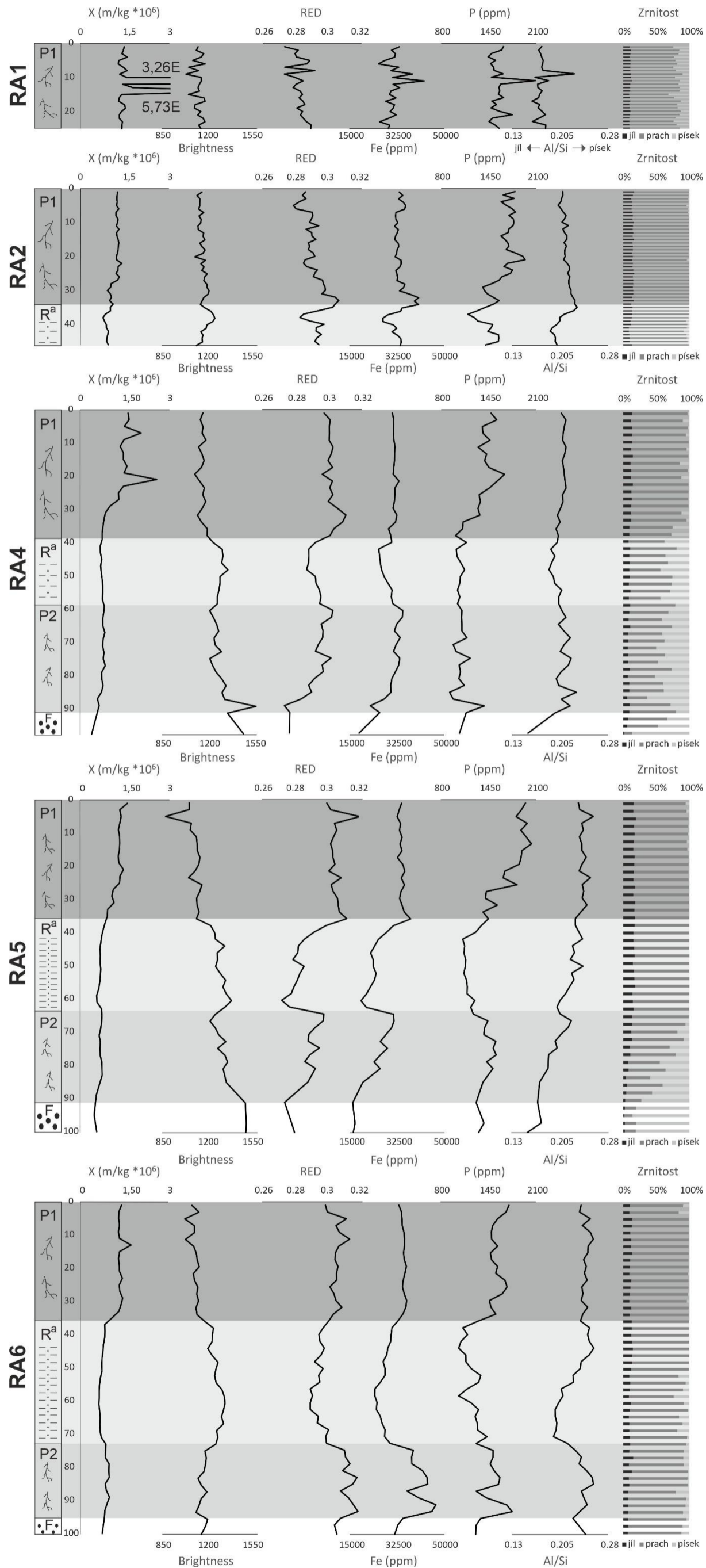
0,2846;  $\bar{\varnothing}$ RA6 – 0,2964). Poměr Al/Si ve vrtu RA6 dobře koreluje s měnící se zrnitostí (nárustem písčité frakce). Na základě nižších hodnot MS, obsahu železa, fosforu, indexu červenosti a zvýšeného parametru jasu je tato vrstva ve všech vrtech vyčleněna jako stejná facie s označením R<sup>a</sup>.

Třetí vrstva nacházející se v podloží facie R<sup>a</sup> je zaznamenána ve vrtech RA4, RA5 a RA6. Charakteristickým rysem je vyšší obsah kořínků, drobných uhlíků a zvětralých úlomků hornin. Typickou barvou sedimentu je hnědá až načervenalá barva. Největší mocnost (31 cm) má tato vrstva ve vrtu RA4. Dále ve vrtu RA5 29 cm a ve vrtu RA6 22 cm. Ve vrtu RA4 je tato vrstva tvořena především prachem a pískem s velkou proměnlivostí směrem do hloubky. Průměrný obsah prachu je 52,52 % a písku 39,29 %. Ve vrtu RA5 tvoří svrchní část vrstvy zejména jíl a prach. Směrem k bázi se obsah jílové ( $\bar{\varnothing}$  – 5,60 %) a prachové ( $\bar{\varnothing}$  – 41,71 %) frakce snižuje a narůstá obsah písčité frakce (až na 86,15 %). Průměrný obsah písčité frakce ve vrtu RA5 je v této vrstvě 52,67 %. Tato třetí vrstva je ve vrtu RA6 tvořena především prachem s průměrnou hodnotou 84,12 %.

Vrstva se vyznačuje mírným nárustem MS ( $\bar{\varnothing}$ RA4 – 7,48E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\bar{\varnothing}$ RA5 – 6,78E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg;  $\bar{\varnothing}$ RA6 – 8,88E<sup>-07</sup> m<sup>3</sup>/kg) oproti nadložní facii R<sup>a</sup>, ale nedosahuje hodnot facie P1. Výrazně se zvyšují hodnoty železa ( $\bar{\varnothing}$ RA4 – 30854,44 ppm;  $\bar{\varnothing}$ RA5 – 25810,31 ppm;  $\bar{\varnothing}$ RA6 – 40573,07 ppm), fosforu ( $\bar{\varnothing}$ RA4 – 1082,73 ppm;  $\bar{\varnothing}$ RA5 – 1445,51 ppm;  $\bar{\varnothing}$ RA6 – 1504,86 ppm) a indexu červenosti ( $\bar{\varnothing}$ RA4 – 0,2916;  $\bar{\varnothing}$ RA5 – 0,2900;  $\bar{\varnothing}$ RA6 – 0,3134). Naopak hodnoty celkové jasu se ve vrtech RA4 ( $\bar{\varnothing}$  – 1299,97) a RA5 ( $\bar{\varnothing}$  – 1332,95) do hloubky zvyšují, což značí zesvětlení materiálu. Ve vrtu RA6 dochází naopak k tmavnutí sedimentu oproti facii R<sup>a</sup> (pokles hodnot celkového jasu) ( $\bar{\varnothing}$  – 1169,55). Poměr Al/Si dobře koreluje s měnící se zrnitostí (nárustem písčité frakce). Na základě zvýšených hodnot MS, fosforu, železa a indexu červenosti je tato vrstva dále popisována jako jedna facie a označena P2.

Na bázi vrtů RA4, RA5 a RA6 byla navrtána vrstva, která má tmavší hnědou barvu s místy naoranžovělými odstíny. Ojediněle se vyskytují větší poloostrohranné úlomky hornin. Ve vrtech RA4 a RA5 převažuje písčité frakce s průměrnou hodnotou 86,36 %, respektive 80,94 %. Naopak obsah jílové frakce je zde nejnižší. Ve vrtu RA6 je tato vrstva tvořena především prachem s průměrným obsahem 81,56 %. Ostatní parametry jsou ve vrtech odlišné a nelze určit jejich postupující trend na základě malých mocností. Obecně je pro tuto vrstvu typická náhlá změna parametrů (mimo

MS) na rozhraní s facii P2. Ve vrtu RA4 má tato vrstva mocnost 5 cm, ve vrtu RA5 8 cm a ve vrtu RA6 5 cm. Tato stratigraficky nejspodnější odvrtná vrstva je označována jako facie F.

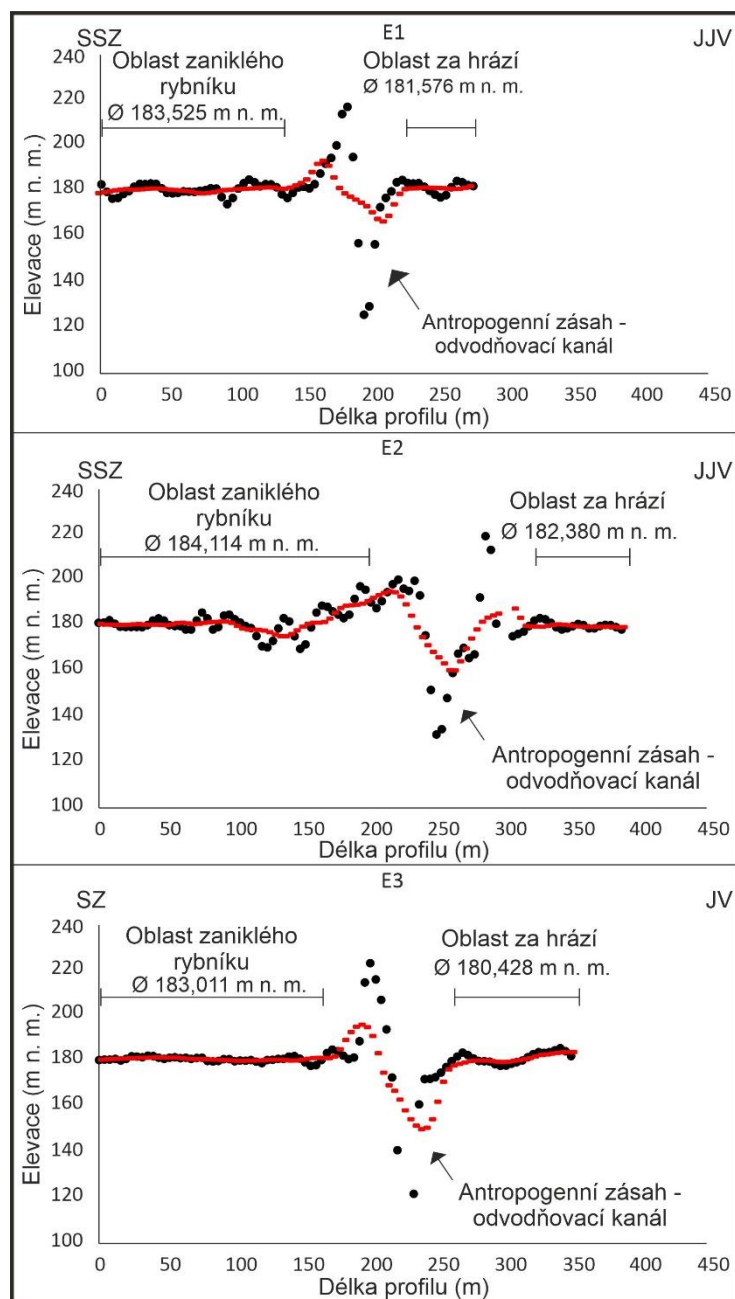


Obr. 24: Křivkové trendy MS (X), celkového jasu (Brightness), indexu červenosti (RED), obsahu železa (Fe) a fosforu (P), poměru Al/Si a zrnitosti materiálu v Leštinském rybníku.

## 8.2. Závořický rybník

### Laserové snímání – LiDAR

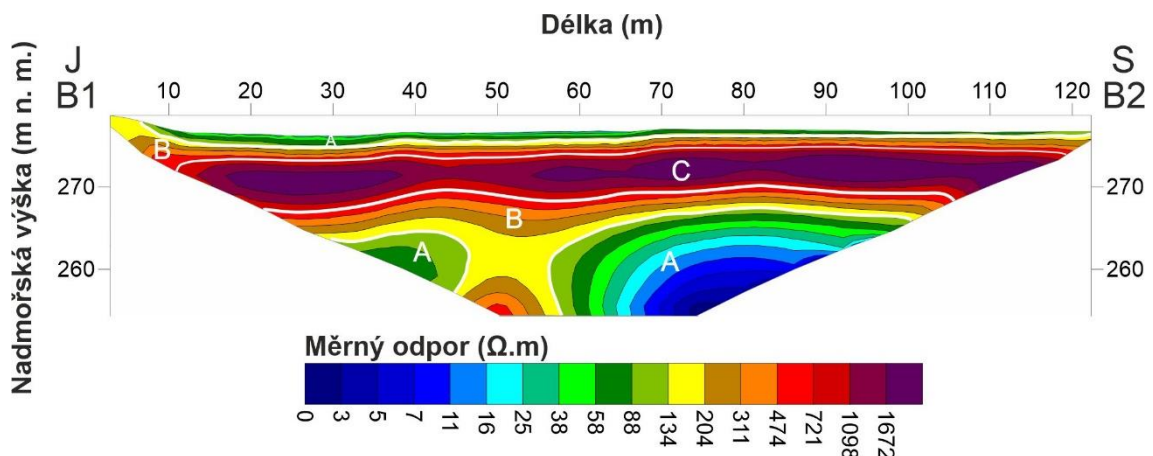
V Závořickém rybníku byly pro účely zjištění rozdílů nadmořských výšek vedeny tři profily kolmo ke hrázi (obr. 25). V jv. části Závořického rybníka byly vedeny profily E1 a E2 (obr. 15B). Ve střední části zaniklého rybníka potom profil E3 (obr. 15C). Ve všech třech profilech je průměrná nadmořská výška vždy vyšší v místě rybníka než za hrází. V profilu E1 o 1,9 m, v profilu E2 o 1,7 m a v profilu E3 dokonce o 2,6 m.



Obr. 25: Profily elevací E1, E2 a E3 v oblasti již zaniklého Závořického rybníka. Černé tečky představují nadmořské výšky (elevation) a červené značky klouzavý průměr (moving point).

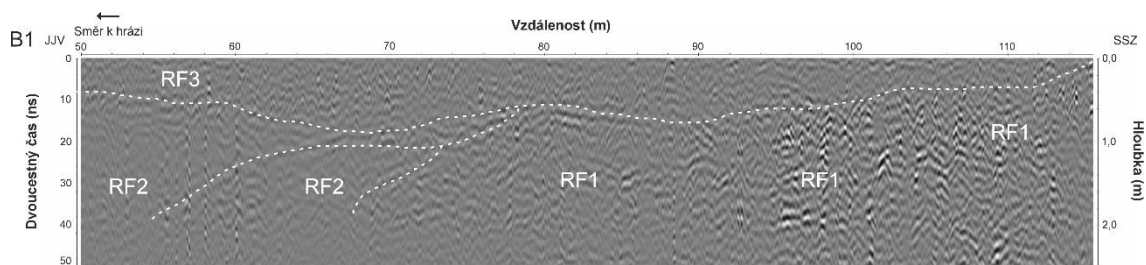
## Geofyzikální průzkum

V ERT profilu B1–B2 (obr. 26) byly naměřeny hodnoty měrného odporu v rozsahu od 1 do 1672  $\Omega\cdot\text{m}$ . Začátek profilu (B1) byl situován na hrázi a směřuje severním směrem skrz zaniklý rybník do vzdálenosti 126 m (B2). Nejnižší naměřené hodnoty od 1 do 100  $\Omega\cdot\text{m}$  lze přiřadit k doméně A, která se vyskytuje v přípovrchové části celého profilu do maximální hloubky 1 m v jižní části. Nízké hodnoty měrného odporu jsou patrné i v hlubší části profilu v hloubce pod 12 m. Jako doménu B lze označit hodnoty v rozmezí 100 až 500  $\Omega\cdot\text{m}$ . Vyskytují se v tenké přechodné vrstvě pod doménou A při povrchu profilu a v tělese hráze. K dalšímu výskytu této domény dochází v hlubších částech profilu od hloubky 10 m. Nejvyšší získané hodnoty ( $> 500 \Omega\cdot\text{m}$ ) lze přiřadit k doméně C, která tvoří průběžnou horizontální vrstvu v celé délce profilu v hloubkách 4–10 m.



Obr. 26: ERT profil z oblasti Závěřického rybníka rozdělený do odporových domén.

V GPR profilech měřených v blízkosti výpusti Závěřického rybníka (obr. 15B) jsou patrné reflektory, které podobně jako u Leštinského rybníka je možno rozdělit do radarových facií. Tyto RF odpovídají RF z Leštinského rybníka (tab. 3). Všechny čtyři profily jsou v celé délce uvedeny v příloze č. 5. Hloubkový rozsah facie RF1 se v jednotlivých profilech liší. V profilu B3 se tyto reflektory nachází již při povrchu, zatímco v profilu B1 mají hloubkový rozsah mezi 0,4 až 2,5 m. V profilech B1, B3 a B4 (obr. 27) mají reflektory RF2 hloubkový rozsah mezi 0,6 až 2,5 m. Reflektory RF3 se vyskytují v přípovrchových částech profilů. Nejlépe jsou však viditelné v profilu B1 a B4. Ve zbylých dvou profilech se v přípovrchových částech vyskytují spíše reflektory RF1.



Obr. 27: Výřez profilu B1 (50–115 m) z oblasti Závoříčského rybníka s charakteristickými typy reflektorů.

## Vrtný průzkum

Dle litologie jednotlivých vrtů, fyzikálních a chemických parametrů byly ve vrtech RB1–RB5 rozlišeny 4 vrstvy (obr. 28). Některé vrstvy mají odlišné vlastnosti než vrstvy v Leštinském rybníce a některé vrstvy nejsou zastoupeny ve všech vrtech.

Ve všech pěti vrtech se v přípovrchové části nachází vrstva recentní půdy, pro kterou je typická tmavě hnědá barva, která se zvětšující se hloubkou přechází do světle hnědé barvy. Typickým znakem je také výskyt kořínků, poloostrohranných úlomků hornin a malých (1 mm) černých částic, které pravděpodobně představují uhlíky nebo zvětralé úlomky hornin. Největší mocnost má recentní půda ve vrtu RB3 56 cm. Dále ve vrtu RB1 41 cm, ve vrtu RB2 32 cm a ve vrtech RB4 a RB5 21 cm. Vrstva je tvořena především prachem ( $\emptyset$ RB1 – 87,97 %;  $\emptyset$ RB2 – 85,61 %;  $\emptyset$ RB3 – 90,05 %;  $\emptyset$ RB4 – 88,00 %;  $\emptyset$ RB5 – 87,63 %) a jílem ( $\emptyset$ RB1 – 9,96 %;  $\emptyset$ RB2 – 11,03 %;  $\emptyset$ RB3 – 6,77 %;  $\emptyset$ RB4 – 11,97 %;  $\emptyset$ RB5 – 11,96 %). Ve vrtu RB2 a RB3 lze také sledovat vyšší obsah písku s průměrnou hodnotou 3,35 %, respektive 3,16 %. Avšak největší obsah písčité frakce lze sledovat ve vrtu RB1 v hloubce 25 cm (21,33 %).

Vrstva recentní půdy se vyznačuje vyšší magnetickou susceptibilitou ( $\emptyset$ RB1 –  $2,56E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RB2 –  $4,20E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RB3 –  $1,77E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RB4 –  $2,06E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RB5 –  $1,79E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg) a nižšími hodnotami jasu ( $\emptyset$ RB1 – 1151,92;  $\emptyset$ RB2 – 1125,44;  $\emptyset$ RB3 – 1216,95;  $\emptyset$ RB4 – 1160,76;  $\emptyset$ RB5 – 1188,42). Směrem k bázi vrstvy se zvyšují hodnoty indexu červenosti ( $\emptyset$ RB1 – 0,2941;  $\emptyset$ RB2 – 0,2903;  $\emptyset$ RB3 – 0,2986;  $\emptyset$ RB4 – 0,2955;  $\emptyset$ RB5 – 0,2883). Získané hodnoty železa se v průběhu této vrstvy nijak výrazně neliší ( $\emptyset$ RB1 – 39387,00 ppm;  $\emptyset$ RB2 – 40709,87 ppm;  $\emptyset$ RB3 – 37342,73 ppm;  $\emptyset$ RB4 – 40975,40 ppm;  $\emptyset$ RB5 – 39347,64 ppm). Hodnoty fosforu ( $\emptyset$ RB1 – 1869,59 ppm;  $\emptyset$ RB2 – 1828,76 ppm;  $\emptyset$ RB3 – 1609,01 ppm;  $\emptyset$ RB4 – 1722,57 ppm;  $\emptyset$ RB5 – 1654,73 ppm) jsou mírně vyšší než ve vrstvě recentní půdy Leštinského rybníka. Na základě litologické

pozice a podobných vlastností s vrstvou recentní půdy z Leštinského je dále popisována shodně jako facie P1.

Pod facii P1 se nachází ve všech vrtech vrstva, pro kterou je typická šedohnědá až šedá barva. Typickým rysem jsou polohy rezavých konkréci a výskyt šupinek slídy. Nejvyšší dosažená mocnost byla ve vrtu RB4, kde má 58 cm. Ve vrtu RB1 30 cm, ve vrtu RB2 15 cm, ve vrtu RB3 54 cm a ve vrtu RB5 32 cm. Ve vrtech RB1, RB2, RB3 a RB4 je vrstva tvořena především prachem ( $\emptyset$ RB1 – 87,48 %;  $\emptyset$ RB2 – 85,03 %;  $\emptyset$ RB3 – 91,06 %;  $\emptyset$ RB4 – 85,28 %) a jílem ( $\emptyset$ RB1 – 12,50 %;  $\emptyset$ RB2 – 11,82 %;  $\emptyset$ RB3 – 7,93 %;  $\emptyset$ RB4 – 14,70 %). Ve vrtu RB5 lze sledovat narůstající obsah písku se zvětšující se hloubkou. Průměrný obsah písčité frakce v této vrstvě ve vrtu RB5 je 12,80 %.

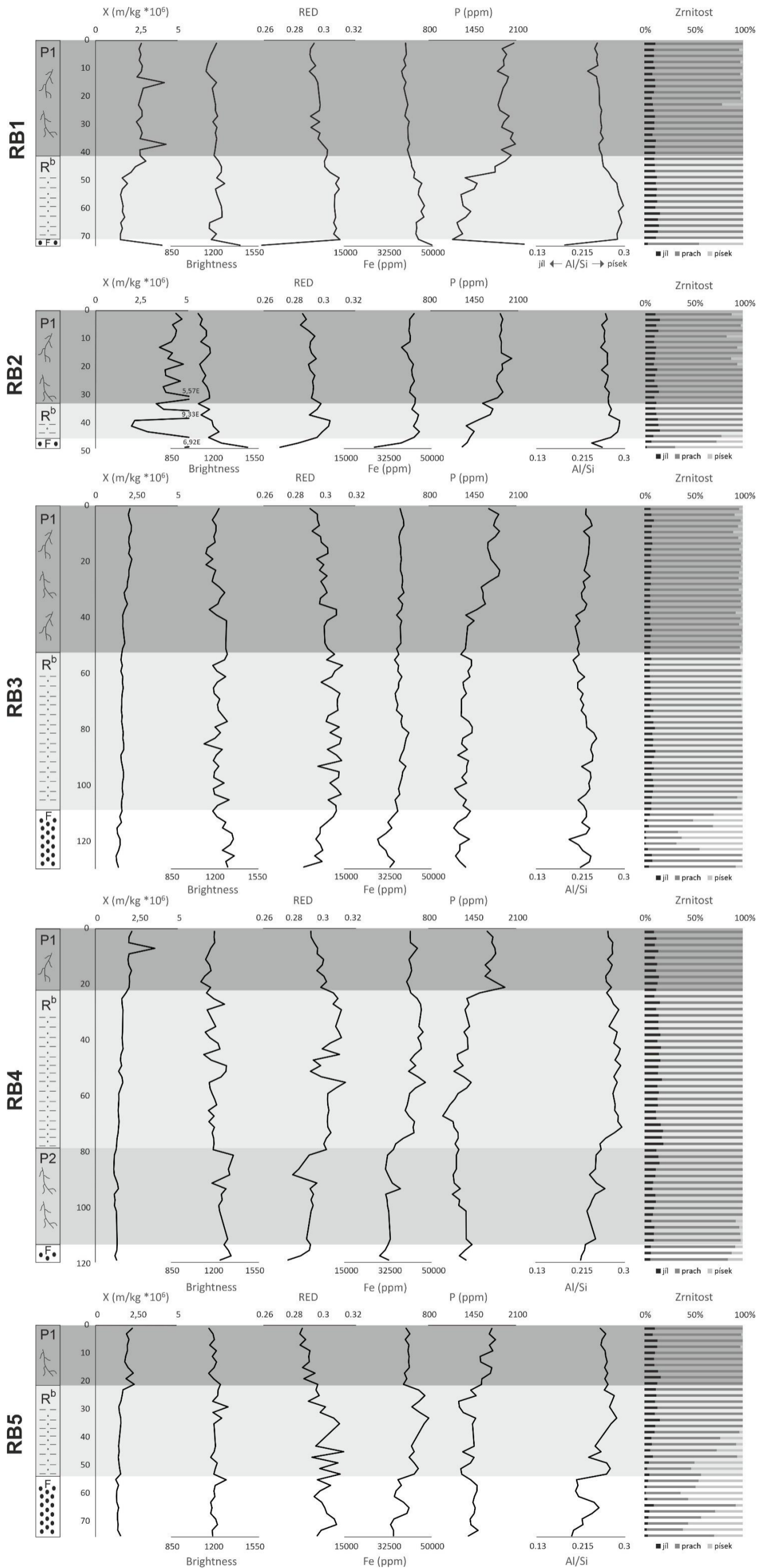
Pro vrstvu je typická nižší hodnota MS, což dokládají vrty RB1 ( $\emptyset$  1,62E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg) RB3 ( $\emptyset$  1,51E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg), RB4 ( $\emptyset$  1,42E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg) a RB5 ( $\emptyset$  1,33E<sup>-06</sup> m<sup>3</sup>/kg). Ve vrtu RB2 jsou hodnoty velmi rozdílné a nelze přesně určit trend křivky. Celkový jas materiálu má mírně zvyšující se trend oproti facii P1 ( $\emptyset$ RB1 – 1180,42;  $\emptyset$ RB2 – 1154,38;  $\emptyset$ RB3 – 1218,87;  $\emptyset$ RB4 – 1191,49;  $\emptyset$ RB5 – 1208,22). Index červenosti rovněž ve všech vrtech v rámci vrstvy mírně narůstá ( $\emptyset$ RB1 – 0,3044;  $\emptyset$ RB2 – 0,2966;  $\emptyset$ RB3 – 0,3054;  $\emptyset$ RB4 – 0,3024;  $\emptyset$ RB5 – 0,2995). Obsahy fosforu obecně klesají vůči nadložní facii P1 ( $\emptyset$ RB1 – 1424,01 ppm;  $\emptyset$ RB2 – 1540,82 ppm;  $\emptyset$ RB3 – 1347,05 ppm;  $\emptyset$ RB4 – 1295,55 ppm;  $\emptyset$ RB5 – 1393,10 ppm), zatímco obsahy železa se ve vrtech RB1, RB2, RB4 a RB5 zvyšují vůči facii P1 ( $\emptyset$ RB1 – 43454,87 ppm;  $\emptyset$ RB2 – 42534,47 ppm;  $\emptyset$ RB4 – 41829,48 ppm;  $\emptyset$ RB5 – 43053,63 ppm). Ve vrtu RB3 dochází k malému snížení obsahu Fe ( $\emptyset$ RB3 – 37270,51 ppm). Poměr Al/Si má ve všech vrtech narůstající trend. Na základě zjištěných vlastností je tato vrstva označována jako facie R<sup>b</sup>.

Ve vrtu RB4 byla pod vrstvou facie R<sup>b</sup> zachycena vrstva s větším výskytem kořínků a větších úlomků hornin o mocnosti 36 cm. Sediment ve vrstvě má hnědou až načervenalou barvu a je tvořen především prachem ( $\emptyset$  – 88,67%) a jílem ( $\emptyset$  – 9,32 %). Na bázi vrstvy roste obsah písčité frakce a naopak podíl jílové a prachové frakce klesá. Směrem k bázi této vrstvy dochází k mírnému růstu celkového jasu ( $\emptyset$  – 1268,87). Naopak hodnoty indexu červenosti ( $\emptyset$  – 0,2892), obsahu železa ( $\emptyset$  – 32782,52 ppm) a fosforu ( $\emptyset$  – 1285,65 ppm) klesají. Poměr obsahu Al/Si se směrem k bázi opět snižuje, což koreluje s celkovou zrnitostí materiálu a nárůstem obsahu písku v hlubších částech

této vrstvy. Tato vrstva má podobné charakteristiky jako facie P2 v Leštinském rybníce a je tedy řazena k této facii.

Na bázích vrtů byla navrtána hrubozrnná vrstva. Ve vrtu RB1 pouze do hloubky 2 cm, ve vrtu RB2 1,5 cm, ve vrtu RB3 19 cm, ve vrtu RB4 3,5 cm a ve vrtu RB5 22 cm. Jedná se o vrstvu, která je charakteristická zvýšeným obsahem písčité frakce a sníženým podílem prachové a jílové frakce. Největší nárůst písku lze sledovat ve vrtu RB3 a RB5, kde se průměrné hodnoty pohybují okolo 35,72 % a 43,38 %. Hodnoty MS klesají oproti nadložní facii R<sup>b</sup> ( $\emptyset$ RB3 –  $1,30E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg;  $\emptyset$ RB5 –  $1,20E^{-06}$  m<sup>3</sup>/kg). Celkový jas materiálu má ve vrtech RB3 a RB5 opačný trend. Ve vrtu RB3 hodnoty jasu stoupají oproti nadložní facii R<sup>b</sup> ( $\emptyset$  – 1289,62) a ve vrtu RB5 naopak klesají ( $\emptyset$  – 1197,13). Index červenosti má v obou těchto vrtech klesající trend vůči nadložní facii R<sup>b</sup> ( $\emptyset$ RB3 – 0,2964;  $\emptyset$ RB5 – 0,2986). Obsahy železa jsou v těchto vrtech menší oproti nadložní facii R<sup>b</sup> ( $\emptyset$ RB3 – 32413,97 ppm;  $\emptyset$ RB5 – 36112,08 ppm) a obsahy fosforu se vyvíjí opačným trendem. Ve vrtu RB3 obsah fosforu klesá ( $\emptyset$  – 1288,52 ppm) a ve vrtu RB5 naopak roste ( $\emptyset$  – 1469,33 ppm). Výše zmíněné parametry u vrtů RB1, RB2 a RB4 nelze na základě malé mocnosti této poslední vrstvy charakterizovat určujícím trendem. Na základě podobných vlastností s vrstvou na bázi vrtů z Leštinského rybníka je tato vrstva rovněž označována jako facie F.





Obr. 28: Křivkové trendy MS ( $X$ ), celkového jasu (Brightness), indexu červenosti (RED), obsahu železa (Fe) a fosforu (P), poměru Al/Si a zrnitosti materiálu v Závoříčském rybníku.

## 9. Diskuze

### Interpretace vrtných jader

Z litologie vrtných jader a výsledků laboratorního měření vzorků bylo identifikováno 5 facií. Facie P1 byla zjištěna u všech vrtných jader s odlišnou mocností. Na základě stratigrafické pozice, obsahu organického materiálu a svými chemickými a fyzikálními proxy-parametry je facie P1 popsána jako recentní půda (Boyd 1995; Chudaničová et al. 2016). Obsahy fosforu, jakožto nepřímého indikátoru organické hmoty, jsou vždy nejvyšší u povrchu a směrem k bázi se jeho hodnota vždy snižuje. Fosfor je do půdní vrstvy často dodáván fosfátovými hnojivy, které razantně zvyšují jeho celkový obsah v půdě. Nicméně většina tohoto fosforu rychle reaguje a váže se na půdní částice, čímž se stává nedostupným pro rostliny (Rawat et al. 2021). Rozdílná mocnost této facie ve vrtech je pravděpodobně způsobena v důsledku nerovného povrchu po vypuštění rybníků a následným zarovnáním vlivem zemědělské činnosti.

V obou rybnících se báze recentní půdy ve většině vrtů vyznačuje skokovou změnou směrem do podloží, kde jsou popsány facie R<sup>a</sup>, resp. R<sup>b</sup>. Obě tyto facie lze korelovat na základě poklesu hodnot MS a obsahu fosforu s nárůstem parametru světlosti. Vzhledem k litologii a zkoumaným parametrům facie R<sup>a</sup> a R<sup>b</sup> a jejich vztahu vůči podložní a nadložní facii, lze usuzovat, že facie R<sup>a</sup> a R<sup>b</sup> představují v obou zkoumaných rybnících hledaný rybniční sediment. Avšak nelze přesně určit maximální mocnost rybničního sedimentu, jelikož její část může již být přetvořena pedogenezí. Ve výzkumu Sedláčka et al. (2013) je v recentních přehradních sedimentech materiál výrazně tmavší a má vyšší obsah organické hmoty. Vyšší obsah organické hmoty je zaznamenán také v pracích Cailliez et al. (2019) a Peng et al. (2022), které se zabývaly studiem rybníků ve Francii, respektive v Číně. To stejné by se dalo očekávat i u rybničního sedimentu u zaniklých rybníků z okolí Zábřehu. Nicméně zde dochází k výraznému poklesu obsahu fosforu, jakožto biogenního prvku, což může souviset s odlišným hospodařením v chovných rybnících (letnění, hnojení), kdy byly během letních měsíců rybníky vypouštěny a došlo tak k omezení sezónního přílivu organické hmoty (Gergel & Husák 1997; Sychra et al. 2008). Během této doby se místa po vypuštěných rybnících hnojila a využívala k pěstování surovin (Hurt 1960; Gergel & Husák 1997; Frajer 2021). Důsledkem postupného stárnutí rybníků došlo k vyčerpání

stávajících živin, což mělo za následek pokles přirozené produkce (Pechar & Baxa 2016). Dalším důvodem nižšího obsahu fosforu může být přeplavování sedimentu kvůli pravidelnému odstraňování rybničního sedimentu z rybníků. To by vysvětlovalo absenci vrstevnatosti v rámci této facie, která je podpořena i vydatnou bioturbací od ryb a vodních živočichů.

V důsledku stálého ukládání látek na dně rybníka, jako jsou suspendované látky z povrchových vod, částice půdy a organické látky, které byly erodovány ze dna rybníků a zevnitř hrází vodními proudy a vlnami, se neustále měnily fyzikální a chemické vlastnosti (Boyd 1995). Obsahy železa a hodnoty indexu červenosti se v obou rybnících chovají odlišně. Zatímco v Leštinském rybníce (R<sup>a</sup>) hodnoty železa a indexu červenosti klesají, tak v Závořickém rybníce (R<sup>b</sup>) naopak stoupají. Železo se do rybničních vod nejčastěji dostává zvětráváním hornin nebo z odpadních vod při zpracování rud (www9). Také je významným ukazatelem úrodnosti vod. Při větších hodnotách se železo sráží v žábrách ryb, což následně vede k udušení, jelikož nedochází k výměně plynů (Horáková 2003, www9). Index červenosti (RED) je ukazatel oxidačních procesů v půdě, které jsou ovlivněny střídáním vlhkých a suchých období. Čím vyšší je index červenosti, tím intenzivnější je oxidace železa v půdě a tím světlejší je barva půdy (Bábek 2013). Faktorem odlišného trendu křivek, může být fakt, že hlubší rybníky (Závořický rybník) často procházejí dlouhodobou stratifikací vody, což obvykle vykazuje sníženou kvalitu spodní vody u dna s vyššími obsahy železa, sulfanu nebo amoniakálního dusíku. Na druhou stranu v mělkých rybnících (Leštinský rybník) dochází k častějšímu promíchávání vodních vrstev v celém vodním sloupci, což představuje minimální rozdíly v kvalitě vody a obsahu látek. Navíc v těchto rybnících bývá fosforem nabožená především hladinová vrstva (Kopp 2015). Dalším možným vysvětlením je fakt, že Závořický rybník fungoval jako aktivní rybník déle. To mohlo mít vliv na každoroční vývoj nádrže, jelikož během letního období došlo k vyčerpání kyslíku a dusičnanů nade dnem, což mělo za následek zvýšené uvolňování rozpuštěného fosforu se sloučeninami železa (Krása et al. 2013). Z vrtů je v Leštinském rybníce dokumentováno maximálně 38 cm rybničního sedimentu, zatímco v Závořickém rybníce je maximální mocnost tohoto sedimentu 54 cm.

Nízké mocnosti rybničního sedimentu pravděpodobně souvisí s původním mělkým založením rybníků, procesem letnění a pravidelným odstraňováním

sedimentu. Dalším možným faktorem na nižší mocnost sedimentu má i fakt, že většina rybníků nebyla průtočných ale byla regulována pomocí tzv. jalových příkopů, které odváděly přebytečnou vodu (viz kapitola 8.1)(obr. 20). Často se i přímo v rybníku kopali tzv. odvodňovací kanály, které sloužily k rychlejší výpusti rybníka při výlovu (Pavelková et al. 2014).

Na rozdíl od rybníků v minulosti se současné rybníky potýkají s nadbytkem živin, který je způsoben eutrofizací (Sychra et al. 2008). To značí snížení biodiverzity ekosystému rybníka, zhoršení kvality vod, velké výkyvy hodnot kyslíku a pH (Velíšek et al. 2014; Beděrková et al. 2016). Důsledkem nízkých hodnot živin (stárnutí rybníků = vyčerpání stávajících živin) v rybnících během 19. století došlo ke znatelnému poklesu přirozené produkce (Pechar & Baxa 2016), což byl jeden z důvodů rušení rybníčních ploch a přeměně na ornou půdu. Následkem toho došlo od konce 19. a počátku 20. století k příkrmování či doplňování živin hnojením. Ve velké míře tomu také dopomáhají čistírny odpadních vod, které vypouštějí do vodního recipientu vodu s vysokým obsahem živin (Hartman 2012; Kopp 2015).

Pro facii P2, která byla zachycena ve vrtech RA4, RA5, RA6, RB4 a stratigraficky se nachází pod facii R, jsou typické zvyšující se hodnoty MS a obsahu organického materiálu, což značí podobné vlastnosti jako u facie P1. Na základě stratigrafické pozice, chemických a fyzikálních parametrů a obsahu organického materiálu by mohla facie P2 představovat nivní půdu předrybníční etapy nebo přechodovou facii mezi fluviální krajinou a rybníčním sedimentem. Půda pod těmito rybníky pravděpodobně měla odlišné chemické a fyzikální vlastnosti, než měla před jejich vytvořením. Po zaplavení rybníků se parametry půdy neustále měnily v důsledku periodického zaplavování (Boyd 1995; Yuvanatemiya & Boyd 2006). V Závořickém rybníku byla facie P2 zachycena jen ve vrtu nejvzdálenějším od hráze. Absence této facie ve vrtech v blízkosti hráze pravděpodobně vypovídá o tom, že v těchto místech mohl být materiál vytěžen a použit na stavbu hráze, jelikož do roku 1860 se k výstavbě využívaly výhradně hráze sypané (Andreska 1987; Zlatuška 2009). Další možností je, že materiál vyváželi z důvodu vyhloubení části rybníka kvůli přezimování ryb v určité hloubce (Andreska 1987; www8).

Poslední zachycenou facii byla facie F, která představuje hrubozrnný sediment. Nachází se na bázích vrtů RA4, RA5, RA6, RB1, RB2, RB3, RB4, RB5 a RB6. Tyto vrty

nebyly dále proniknuty do větších hloubek, jelikož přítomnost hrubozrnného materiálu se na dně jádra projevovala drtivým hlukem, zvýšeným odporem (Sedláček et al. 2020) a s použitou technikou nebylo možné vrtat hlouběji. Vzhledem ke geologickým podmínkám na daných lokalitách se pravděpodobně jedná o písky až písky s příměsí štěrku pocházející z fluviálního prostředí.

### **Radiouhlíkové datování**

Vzorek dřeva, pocházející z vrtu RA2 z hloubky 19 cm (P1), který byl podroben radiouhlíkovému datování, nepřinesl tížený výsledek, jelikož se jedná o vzorek recentního stáří. Stáří bylo s největší pravděpodobností stanoveno na interval od roku 2017 a mladší. I vzhledem k hloubce odběru, lze předpokládat, že úlomek dřeva byl do této pozice zavlečen ať už orbou nebo bioturbací. V ostatních vrtech se v rámci rybníčního sedimentu již nenacházel další reprezentativní nebo dostatečně velký vzorek pro odebrání k následné analýze a nebylo tedy možné určit stáří této vrstvy a časově ji zařadit do období aktivního využívání rybníků.

### **Agradace sedimentu**

Z LiDARových dat je patrný skokový nárůst nadmořských výšek v prostoru zaniklých rybníků a to až o 2,8 m. Profily elevací v bývalém Závořickém rybníce (obr. 25) dosahují daleko vyšších hodnot v místě zaniklého rybníka (E1, E2 a E3 > 1,7 m) než profily v Leštinském rybníce (obr. 20)(E3 > 1,7 m). Závořický rybník byl ve své době plošně největším rybníkem v okolí Zábřehu. Jeho hráze jsou dodnes v celém průběhu dochovány a značně převyšují své okolí. Hráz v minulosti i současnosti tvoří bariéru mezi tehdejší korytem řeky Moravy a samotnou plochou rybníka (Pavelkova et al. 2014). Možným vysvětlením je delší doba, po kterou byl Závořický rybník využíván, z čehož plyne i delší období pro akumulaci sedimentu. Vzhledem k parametrům hráze lze předpokládat, že hladina vody udržovaná v Závořickém rybníce byla vyšší než u Leštinského rybníka, což také poskytuje více prostoru k akumulaci sedimentu.

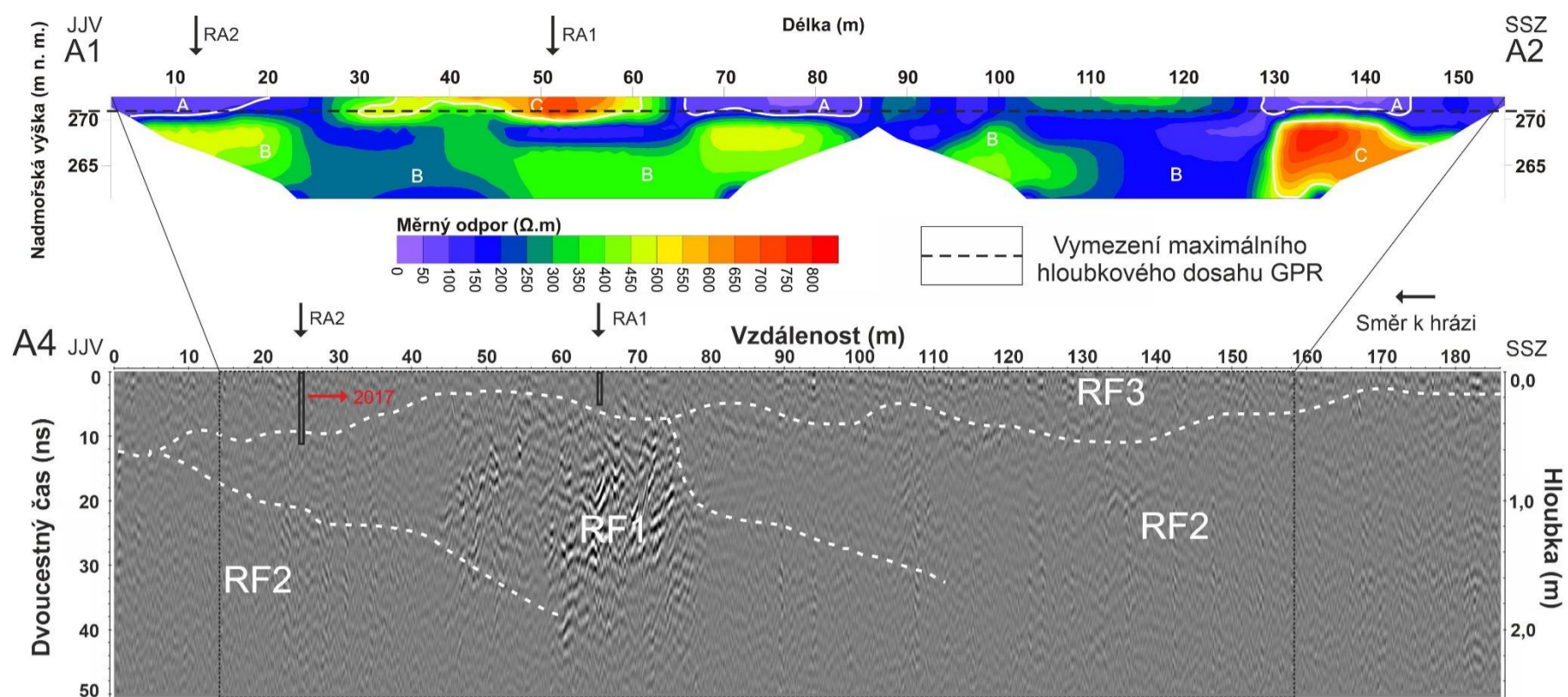
### **Geofyzikální interpretace**

V této práci je RF1 typickým představitelem projevu hrubozrnných sedimentů (štěrků) v georadarovém záznamu. V souvislosti s korelací ERT profilů, lze tuto RF1 přiřadit k vysokoodporovým hodnotám domény C, která také charakterizuje

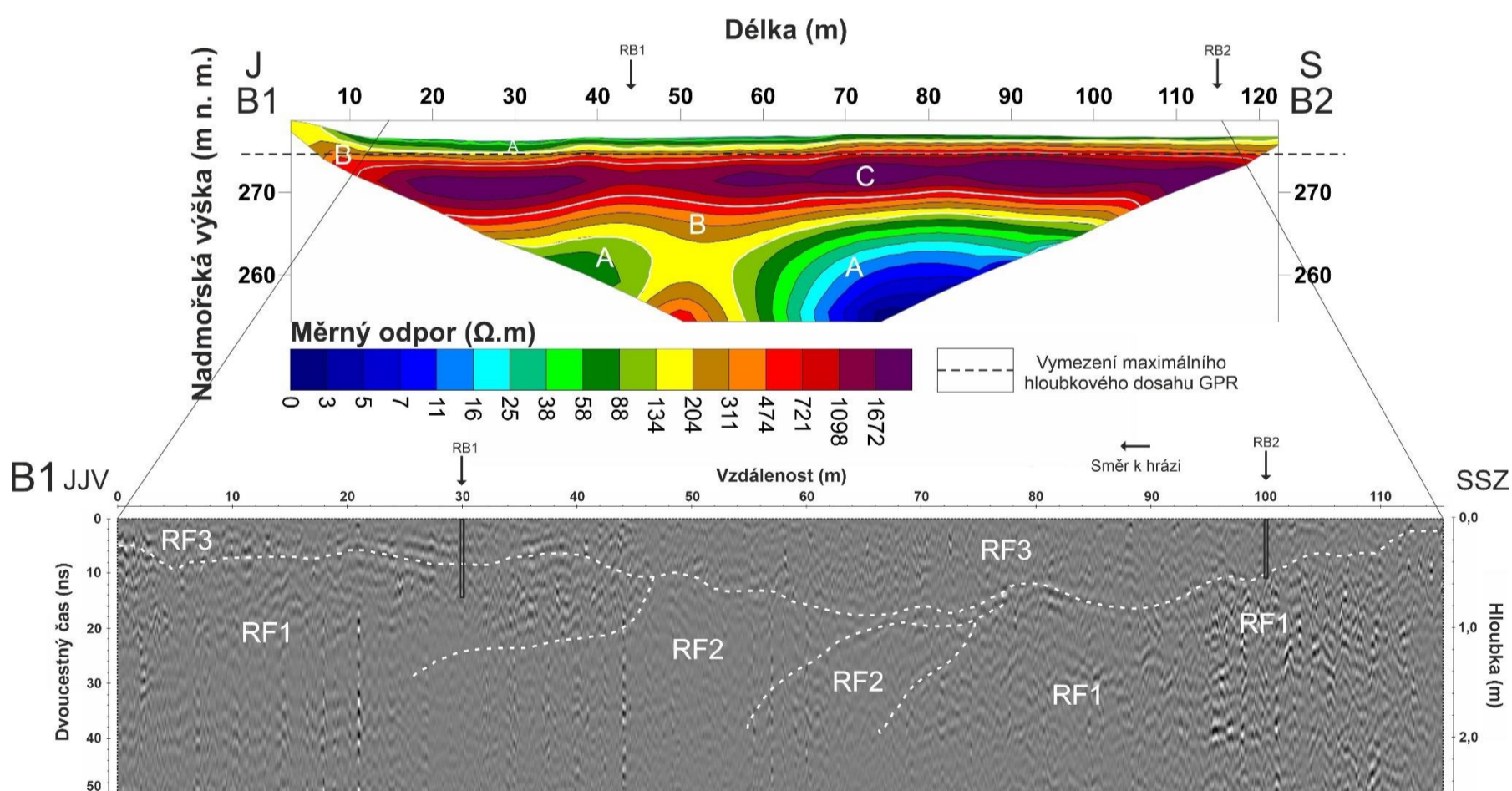
hrubozrnnější fluviální sedimenty s vysokými měrnými odpory (obr. 29). Ve fluviálním prostředí jsou hlavními zdroji chaotických reflektorů hrubozrnné sedimenty (šterky)(Bábek et al. 2021; Elznicová et al. 2022), které způsobují velké rozdíly v RDP mezi různými prostředími a skokovým nárustem amplitudy (Bristow & Jol 2003; Neal 2004). Takto se ve fluviálním prostředí může projevat např. rozhraní jeseptního valu s nivní půdou, kde náhle dochází ke zrnitostním změnám (Petřík et al. 2018; Elznicová et al. 2022).

V hlubších částech georadarových profilů (obr. 30) byla zastižena také RF2, pro kterou byla typická nízká amplituda průběžných reflektorů. To může jednak značit poměrně homogenní prostředí nebo pozvolnou změnu do nadloží, která je nedestruktivní metodou georadaru jen velmi těžko zachytitelná. Následkem toho se v georadarových profilech tato místa projevují jako oblasti bez výrazných nebo velmi slabých reflektorů (Neal 2004; Bábek et al. 2021; Elznicová et al. 2022). V ERT profilech této RF2 odpovídá doména B se středními hodnotami měrného odporu. Na základě projevu reflektorů a měrných odporů se pravděpodobně jedná o písky a jemnozrnné šterky (a přechody mezi nimi), které byly zachyceny na bázi vrtů RA4, RA5, RA6, RB1, RB2, RB3, RB4 a RB5.

Radarová facie 3 (RF3) se v georadarových profilech projevuje jako průběžně zvlněný reflektor s drobnými hyperbolami, který však není příliš výrazný. To je pravděpodobně ovlivněno rozdílem RDP (Neal 2004). Vzhledem k výskytům těchto reflektorů a stratigrafické pozici je možné tento reflektor považovat za bázi rybníčního sedimentu (max. v RB3 110 cm). Pozičně lze tento reflektor přiřadit k doméně A, pro kterou jsou typické nejnižší naměřené hodnoty odporů. Změny v hloubkách rybníčního sedimentu, které byly objeveny při vrtání, odpovídají nerovnoměrnému rozložení mocností rybníčního sedimentu získaného z geofyzikálního měření. Z naměřených profilů je patrné, že přechod mezi faciemi P1, R<sup>a</sup> a R<sup>b</sup> není možné zachytit, vliv na to má jednak nízká míra detailu (ERT) a nedostatečný kontrast v RDP (GPR) mezi těmito vrstvami.



Obr. 29: Geofyzikální korelace GPR profilu A4 s ERT profilem v bývalém Leštinském rybníce.



Obr. 30: Geofyzikální korelace GPR profilu B1 s ERT profilem v bývalém Závořickém rybníce.

## 10. Závěr

Výsledky práce přinášejí sedimentologický a geofyzikální pohled na vrstevní sled obsahující sedimenty zaniklých rybníků. Na základě rozdílů v nadmořských výškách byl zjištěn značný rozdíl mezi prostorem původních rybníků a jejich okolí. Možným vysvětlením je delší doba fungování Závořického rybníka, z čehož také může plynout větší akumulace sedimentu v tomto rybníce. Na základě analýzy vrtných jader byl identifikován sediment fací  $R^a$  a  $R^b$  jako rybniční, který má různé mocnosti a pravděpodobně vzhledem k hloubce vody v rybnících i odlišné některé vlastnosti. Na geofyzikálních profilech (GPR a ERT) lze korelovat jednotlivé facie a domény. RF1 lze korelovat s doménou C, pro kterou jsou typické nejvyšší naměřené měrné odpory a charakterizují hrubozrnné fluviální sedimenty. V ERT profilech RF2 odpovídá doména B, pro kterou jsou charakteristické střední hodnoty odporu. Pravděpodobně se jedná o písky a jemnozrnné štěrky (a přechody mezi nimi). RF3 pozičně odpovídá doména A s nejnižšími měrnými odpory a představují tak rybniční sediment. Radiouhlíkové datování kousku dřeva nebylo úspěšné, jelikož se jedná o recentní vzorek. V dalších vrtech se v rámci rybničního sedimentu již žádný reprezentativní nebo dostatečně velký vzorek nenacházel.



## 11. Literatura

- Alsadi H.N. (2017):** Seismic Hydrocarbon Exploration 2D and 3D Techniques. Springer international publishing, Switzerland.
- Andreska J. (1987):** Rybářství a jeho tradice. Státní zemědělské nakladatelství. Živočišná výroba (Státní zemědělské nakladatelství). Praha.
- Annan A. P. (2002):** GPR-History, Trends, and Future Developments. Subsurface Sensing Technologies and Applications 3, Pages S253–270.
- Annan A. P. (2009):** Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Harry M. Jol (ed.). Amsterdam: Elsevier, Pages S4-40.
- Bábek O. (2013):** Moderní metody stratigrafické analýzy. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Bábek O., Sedláček J., Lendáková Z., Elznicová J., Tolaszová J., Pacina J. (2021):** Historical pond systems as long-term composite archives of anthropogenic contamination in the Vrchlice River, Czechia. *Anthropocene*, 33: 100283.
- 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.
- Baker G. S., Jordan T. E., Pardy J. (2007):** An introduction to ground penetrating radar (GPR). In Special Paper 432: Stratigraphic Analyses Using GPR; Geological Society of America: Boulder, CO, USA, Pages S1-18.
- Barnet I., Čurda J., Holásek O., Koverdinský B., Manová M., Müller V., Opletal M., Rejchrt M., Skácelová D., Šalanský K., Večeřa J. (1999):** Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000. List, 14-41 Šumperk. Vyd. 1. Praha : Český geologický ústav, 82 s. Edice ekologických map České republiky.
- Barth V., Kopečný V., Panoš V., Pek I., Zapletal J. (1971):** Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého.

- Beckhoff B., B. Kangiesser N., Langhoff R., Wedell A., Wolff H. (2006):** Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis. Berlín: Springer.
- Beděrková I., Benedová Z., Pechar L. (2016):** Kyslíkové deficity – projev nestability rybníčního ekosystému? In: V. David a T. Davidová (Eds.), Sborník příspěvků odborné konference Rybníky 2016. 23. a 24. 6. 2016. Praha, Česká zemědělská univerzita v Praze, 106 – 114 s.
- Berg M. D., Popescu S. C., Wilcox B. P., Angerer J. P., Rhodes E. C., McAlister J., Fox W. E. (2016):** Small farm ponds: Overlooked features with important impacts on watershed sediment transport. *J. Amer. Water Res. Assoc.* 52 (1), 67–76.
- Boyd C. E. (1976):** Chemical and textural properties of muds from different depths in ponds. *Hydrobiologia*, 48:141–144.
- Boyd C. E. (1977):** Organic matter concentrations and textural properties of muds from different depths in four fish ponds. *Hydrobiologia*, 53:277–279.
- Boyd C. E. (1995):** Bottom Soils, Sediment, and Pond Aquaculture. Springer US.
- Bristow C. S., Jol H. M. (2003):** Ground Penetrating Radar in sediments. – Geological Society, London.
- Bunting S. W., Little D. C. (2005):** The emergence of urban aquaculture in Europe. In: CostaPierce, B., Desbonnet, A., Edwards, P., Baker, D. (Eds.), *Urban Aquaculture*, pp. 119–135.
- Buriánek D., Gilíková H., Nehyba S., Otava J. (2008):** Studium těžkých minerálů v klastických sedimentech kambrického a devonského stáří na jihovýchodní Moravě – provenience a sedimentologie, *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 93, 169–184.
- Buynovich I. V., Jol H. M., Fitzgerald D. M. (2009):** Coastal Environments. In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Jol H. M. (ed.). Amsterdam: Elsevier, Pages S299-322.
- Cailliez S., Donati F., Touchart L., Bartout P., Kapanen G., Marzecova A., Terasmaa J., Koff T., Vandael E., Choffel Q., Millot C., Maleval V., Qsair Z. (2019):** The

Chemical Properties of Pond Sediments and the Operations of River Restoration. 2019 "Air and Water – Components of the Environment" Conference Proceedings, Cluj-Napoca, Romania, p. 189-196.

**Conyers L. B. (2004):** Ground-Penetrating Radar for Archaeology, Altamira Press: Walnut Creek, CA, USA.

**Conyers L. B. (2006):** Ground-Penetrating Radar. In Remote Sensing in Archaeology: An Explicitly North American Perspective. Johnson J. (ed.). The University of Alabama Press: Tuscaloosa, Pages S131-159.

**Conyers L. B. (2011):** Discovery, mapping and interpretation of buried cultural resources non-invasively with ground-penetrating radar. Journal of Geophysics and Engineering, Volume 8, Issue 3, Pages S13-S22.

**Čermák V., Králová H., Ungerman J. (2004):** Studie souboru staveb obnovy retence údolní nivy Mohelnické brázdy v úseku Moravičany – Olšany, část D. Návrh technických a ekologických opatření podle Unie pro řeku Moravu. Hlubočky.

**Čtyroký P. (1995):** Stratigrafie svrchního miocénu a pliocénu Hornomoravského úvalu. Zprávy o geologických výzkumech, 1994, 28-31.

**Daily W., Ramirez A., Binley A., LaBrecque D. (2005):** Electrical Resistance Tomography-Theory and Practice. In Near Surface Geophysics (Investigations in Geophysics No. 13). Butler D. (ed.). University of Michigan: Society of Exploration Geophysicists Pages. S573-598.

**Daniels D. J. (2004):** Ground Penetrating Radar, 2nd Edition. IEE Radar Sonar Navigation and Avionics Series, London.

**Dearing J. (1994):** Environmental magnetic susceptibility: Using the bartington MS2 system. Chi Publishing, Kenilworth, UK.

**Demek J., Balatka B., Buček A., Czudek T., Dědečková M., Hrádek M., Ivan A., Lacina J., Loučková J., Raušer J., Stehlík O., Sládek J., Vaněčková L., Vašátko J. (1987):** Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia. 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.
- Dolníček Z., Sulovský P. (2013):** Laboratorní metody výzkumu. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Doolittle J. A. and Butnor J. R. (2009):** Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Jol H. M. (ed.). Amsterdam: Elsevier, Pages S4-40.
- Dvořák J. (1966):** Zpráva o geologickém mapování spodního karbonu na Dražanské vrchovině mezi Dědicemi, Otaslavicemi, Repechami a Molenburkem. – Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964. - Ústřední ústav geologický, 180-181 Praha.
- Elznicová J., Kiss T., Von Suchodoletz H., Bartyik T., Sipos G., Lendáková Z., Fačevicová K., Pavlů I., Kovárník J., Matys Grygar T. (2022):** Was the termination of the Jizera River meandering during the Late Holocene caused by anthropogenic or climatic forcing? – Earth Surface Processes and Landforms.
- Everett M. E. (2013):** Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press. Cambridge.
- Frajer J. (2021):** Mezi vrstvami palimpsestu: historickogeografický výzkum proměn funkcí malých vodních nádrží na příkladu města Čáslav. Geografie, 126, 4, 393–418.
- Gergel J., Husák Š. (1997):** Revitalizace vodních nádrží. 1. Vyd. Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy. 56 s.
- Geršl M., Knésl I. (2009):** Validace terénního rentgen-fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýzy půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty. Geol. Výzk. Mor. Slez., Brno, 126-129.
- Ghafarpour A., Khormali F., Balsam W., Forman S., Cheng L., Song Y. (2021):** The formation of iron oxides and magnetic enhancement mechanisms in northern Iranian loess-paleosol sequences: Evidence from diffuse reflectance

spectrophotometry and temperature dependence of magnetic susceptibility. – Quarterly International., vol. 589, 68–82.

**Gupta D., Rama Rao J. V., Ramamurty V. (2021):** National geophysical mapping in Geological Survey of India—An impetus to mineral exploration. In Innovative Exploration Methods for Minerals, Oil, Gas, and Groundwater for Sustainable Development. Mointra A. K., Kayal J. R., Mukerji B., Bhattacharya J., Das A. K. (eds.). Elsevier. Pages S455-462.

**Hartley A. J., Otava J. (2001):** Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: The Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. J Geol Soc Lond 158:137–150.

**Hartman P. (2012):** Výživa rybníční biocenózy organickými hnojivy. Edice Metodik, VÚRH JU Vodňany, č. 127, 35 s.

**Hejný S. (1978):** Management Aspects of Fishpond Drainage. In: Dykyjová D. & Květ J. (eds.), Pond Littoral Ecosystems. Structure and Functioning, pp. 399–403. Ecological Studies 28. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

**Horáková M. (2003):** Analytika vody. Vyd. 2., opr. a rozš. Praha: Vydavatelství VŠCHT.

**Hurt R. (1960):** Dějiny rybníkářství na Moravě a ve Slezsku. I. díl. Ostrava: Krajské nakladatelství.

**Cháb J., Opletal M. (1984):** Příkrovová stavba východního okraje skupiny Červenohorského sedla v Hrubém Jeseníku. Věst. stf. úst. geol., 59, 1–10, Praha.

**Chin A., Laurencio L. R., Martinez A. E. (2008):** The hydrologic importance of smalland medium-sized dams: examples from Texas. Prof. Geogr. 60 (2), 238–251.

**Christian G. D., Dasgupta P., Schug K. (2014):** Analytical chemistry, 7th ed. Hoboken, New York: Wiley.

**Chudaničová M., Hutchinson S. M., Hradecký J., Sedláček J. (2016):** Environmental magnetism as a dating proxy for recent overbank sediments of (peri-)industrial regions in the Czech Republic and UK. Catena 142, 21–35.

- Janas S., Magiera T., Szumiata T. (2022):** Susceptometer In Soil Magnetic Susceptibility Studies. Metrology and Measurement Systems, Vol. 29, No. 1, pp. 127–142. Warsaw.
- Janeček V. (1966):** Letnění rybníků. Buletin VÚR Vodňany 2 (4): 9–14.
- 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.
- Kopp R. (2015):** Hydrochemie nejen pro rybáře. Mendelova univerzita v Brně. 120 s.
- Krmíčková S. (2023):** Původ a prevariský vývoj brunovistulického mikrokontinentu [online]. Brno. [cit. 2024-02-10]. Dostupné z: <https://is.muni.cz/th/ckigr/>. Disertační práce. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Lukáš Krmíček.
- Kráska J., Rosendorf P., Hejzlar J., Borovec J., Dostál T., David V., Ansorge L., Duras J., Janotová B., Bauer M., Devátý J., Strouhal L., Vrána K., Fiala D. (2013):** Hodnocení ohroženosti vodních nádrží sedimentem a eutrofizací podmíněnou erozí zemědělské půdy. ČVUT v Praze.
- Kryštofová E., Burda J. (2016a):** Stanovení zásob podzemních vod - Hydrogeologický rajon - 1610 - Kvartér Horní Moravy. Česká geologická služba.
- Kryštofová E., Burda J. (2016b):** Stanovení zásob podzemních vod - Hydrogeologický rajon - 6432 - Krystalinikum jižní části východních Sudet. Česká geologická služba.
- Kumpera O. (1996):** Viséská faunistická společenstva a jejich význam pro poznání vývoje flyšových pánví ve středoevropských variscidách (Český masív). – Seminář k 75. výročí narození Prof. RNDr. Bohuslava Růžičky, CSc., IGI VŠB – TU Ostrava. 12 – 13. Ostrava
- Kumpera O., Martinec P. (1995):** The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. J Czech Geol Soc 40:47–60.
- Lhotský R. (2010):** The role of historical fishpond systems during recent flood events. Journal of Water and Land development. Pages S49-65.

- Luo M. R., Cui G., Rigg B. (2001):** The development of the CIE 2000 colour difference formula: CIEDE2000. – *Color Res Appl*, 26 (5), pp. 340–350 magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. – *Quat. Res.*, 44.
- 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.
- Matěna J. (1979):** Regenerace bentosu po letnění rybníka. *Buletin VÚRH Vodňany* 15 (1): 22–32.
- Milsom J. (2003):** *Field Geophysics*. 3rd Edition, John Wiley & Sons, New York.
- Munsiri P., C. E. Boyd, B. J. Hajek (1995):** Physical and chemical characteristics of bottom soil profiles in ponds at Auburn, Alabama, USA, and a proposed method for describing pond soil horizons. *J. World Aquacult. Soc.*, 26:346–377.
- Mussett A. E., Khan M. A. (2000):** *Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Neal A. (2004):** Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. – *Earth-Sci Rev* 66(3):261–330.
- 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.
- 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.
- Oskooi B., Parnow S., Smirnov M., Varfinezhad R., Yari M. (2018):** Attenuation of random noise in GPR data by image processing. *Arab. J. Geosci.*
- Pavelková Chmelová R., Frajer J., Netopil P. (2014):** *Historické rybníky České republiky: srovnání současnosti se stavem v 2. polovině 19. století*. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka.

- Pavelková R., Frajer J., Havlíček M., Netopil P., Rozkošný M., David V. (2016):** Historical ponds of the Czech Republic: an example of the interpretation of historic maps. *J. Maps* 12 (supp1), 551–559.
- Pechar L., Baxa M. (2016):** Vztah rybářského hospodaření a fungování rybníční biocenózy. *Fórum ochrany přírody* 03/2016, 15–18 s.
- Peng C., Gao Y., Tan Y., Sheng G., Yang Y., Huang J., Sun D., Zhang D., Tao H., Li F. (2022):** Pollution and Release Characteristics of Nitrogen, Phosphorus and Organic Carbon in Pond Sediments in a Typical Polder Area of the Lake Taihu Basin. *Water*, 14, 820.
- Pešek J., Sobotková J., Cetkovská L., Horáková I., Kruml O., Lošťáková Z. (2021):** Vodohospodářská bilance povodí Moravy za rok 2020 - textová a výsledková část. Povodí Moravy, Brno.
- Petřík J., Doláková N., Nehyba S., Lendáková Z., Přišťáková M., Adameková K., Petr L., Dresler P., Macháček J. (2018):** Zaniklý meandr u Severního předhradí archeologické lokality Pohansko u Břeclavi. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 25, 1–2, 41–48.
- Power A. L., Worsley A. T. (2009):** Using urban man-made ponds to reconstruct a 150-year history of air pollution in northwest England. *Environ Geochem Health* 31. Pages S327-338.
- Rawat P., Sudeshna D., Deepti S., Shankhdhar S. C. (2021):** „Phosphate Solubilizing Microorganisms: Mechanism and Their Role in Phosphate Solubilization and Uptake“. *Journal of Soil Science and Plant Nutrition* 21(1):49–68.
- Rothwell R. G. (2006):** *New Techniques in Sediment Core Analysis.* – Geological Society, London
- Rouessac F., Rouessac A. (2004):** *Chemical Analysis: Modern Instrumentation Methods and Techniques*, 2. John Wiley & Sons Ltd.



- Rozkošný M., Pavelková Chmelová R., David V., Trantinová M. (2015):** Zaniklé rybníky v České republice: případové studie potenciálního využití území. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka.
- Růžička M. (1973):** Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce (fluviatile sediments of the Morava river around Olomouc). Sborník Geologických Věd, Antropozoikum 9, 7-38.
- 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.
- Sarris A., Kalayci T., Moffat I., Manataki M. (2018):** An Introduction to Geophysical and Geochemical Methods in Digital Geoarchaeology. In Digital Geoarchaeology. Siart Ch., Forbriger M., Bubbenzer O. (eds.). Cham: Springer, Pages S215-236.
- Sedláček J., Bábek O., Matys Grygar T. (2013):** Trends and evolution of contamination in a well-dated water reservoir sedimentary archive: the Brno Dam, Moravia, Czech Republic. – Environ. Earth Sci. 69, 2581–2593.
- Sedláček J., Tolaszová J., Kříženecká S., Bábek O., Zimová K. (2020):** Regional contamination history revealed in coal-mining-impacted Oxbow Lake sediments. – Water Air Soil Pollut. 231:208.
- Schenk E. R., Hupp C. R. (2009):** Legacy effects of colonial millponds on floodplain sedimentation, bank erosion, and channel morphology, Mid-Atlantic, USA. J. Amer. Water Res. Assoc. 45 (3), 597–606.
- Stern W. (1929):** Versuch einer elektrodynamischen Dickenmessung von Gletschereis. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 23, 292–333.
- Sychra J., Danihelka J., Heralt P., Horal D., Horsák M., Chytil J., Kubíček F., Květ J., Macháček P., Příkryl I., Roleček J. (2008):** Letnění rybníka Nesyt v roce 2007, Živa LVI(XCIV), č. 4: s. 189–192
- Šarapatka B., Pavelková Chmelová R., Frajer J. (2014):** The Development of Pond-Management as an Integral Part of the Cultural Inheritance of the Czech Republic

Focusing on the Situation from the Mid-19th Century. *Životné prostredie*, 48, 1. Pages S29-32.

**Šinkovičová M., Igaz D., Kondrlová E., Jarošová M. (2017):** Soil Particle Size Analysis by Laser Diffractometry: Result Comparison with Pipette Method. IOP Conference Series: Materials Science and Engineering 245.

**Špaček P., Bábek O., Štěpánčiková 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.

**Štelcl J. (1969):** Polymict conglomerate from Hády near Brno. *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyniae Brunensis, Geol.* 10, 6, 3—38.

**Tábořík P., Pánek T. (2010):** Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat. In: *Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna - 3. září 2010.* Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě.

**Teeter A. M., Johnson B. H., Berger C., Stelling G., Scheffner N. W., Garcia M. H., Parchure T. M. (2001):** Hydrodynamic and sediment transport modelling with emphasis on shallow-water, vegetated areas (lakes, reservoirs, estuaries and lagoons). *Hydrobiologia* 444, 1–24.

**Velíšek J., Svobodová Z., Bláhová J., Máchová J., Stará A., Dobšíková R., Šíroková Z., Modrá H., Valentová O., Randák T., Štěpánová S., Maršálek P., Kroupová Kocour H., Grabic R., Zusková E., Bartošková M., Stancová V. (2014):** Vodní toxikologie pro rybáře. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Fakulta rybářství a ochrany vod. 600 s.

**Vít J. (2015a):** Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 1610\_H Zvole u Zábřeha. – MS Česká geologická služba, 31s.

**Vít J. (2015b):** Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 1610\_A Libivá. – MS Česká geologická služba, 35s.

**Vít J. (2015c):** Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 1610\_I Hrabová u Dubicka. – MS Česká geologická služba, 48s.

**Vlček V., Kestřánek J., Kříž H., Novotný S., Píše J. (1984):** Vodní toky a nádrže: Zeměpisný lexikon ČSR. Praha: Academia.

**Yuvanatemiya V., Boyd C. E. (2006):** Physical and chemical changes in aquaculture pond bottom soil resulting from sediment removal. – Aquac. Eng. 35, 199–205.

**Zlatuška K. (2009):** Historické konstrukce hrází rybníku. In: Trendy a tradice 2009, sborník z konference. Lednice.

### **Internetové zdroje**

**www1:** Geologické lokality: Zábřeh - Rudolfov [online]. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/910> (11. 8. 2022).

**www2:** Povodí Moravy: Závod Horní Morava [online]. Dostupné z: <http://www.pmo.cz/cz/o-podniku/zavod-horni-morava/> (11. 4. 2022).

**www3:** Povodí Moravy: Významné řeky [online]. Dostupné z: <http://www.pmo.cz/cz/o-podniku/vyznamne-vodni-toky/> (11. 4. 2022).

**www4:** Ground penetrating radar [online]. Dostupné z: [https://en.wikipedia.org/wiki/Ground-penetrating\\_radar#/media/File:LINE21.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Ground-penetrating_radar#/media/File:LINE21.jpg) (1. 8. 2022)

**www5:** LandScope Engineering Ltd: Designing a GPR survey (2018)[online]. Dostupné z: <https://www.land-scope.com/designing-a-gpr-survey/> (3. 8. 2022).

**www6:** EM GeoSci: Shielding External Sources of Noise [online]. Dostupné z: [https://em.geosci.xyz/content/geophysical\\_surveys/gpr/practical\\_considerations.html](https://em.geosci.xyz/content/geophysical_surveys/gpr/practical_considerations.html) (4. 4. 2022).

**www7:** SLINTEC - Sri Lanka institute of nanotechnology: Particle Size Analysis - Micro Range [online]. Dostupné z: <https://www.slintec.lk/analytical-services/particle-size-analysis-micro.html> (4. 4. 2022).

**www8:** Rybářský rozcestník: Co dělají ryby v zimě [online]. Dostupné z:  
<https://www.rybarskyrozcestnik.cz/blogy/co-delaji-ryby-v-zime/> (11.10. 2023).

**www9:** Rybářství – skripta: Chemická analýza vzorků vod [online]. Dostupné z:  
<http://www.rybarstvi.eu/dok%20rybari/skripta.pdf>

# PŘÍLOHY

## **Seznam příloh:**

**Příloha 1**..... *Parametry jednotlivých GPR profilů.*

*Profily A – Leštinský rybník; profily B – Závořický rybník*

**Příloha 2**..... *Parametry ERT profilů. Profil A –*

*Leštinský rybník; profil B – Závořický rybník*

**Příloha 3**..... *Parametry vrtných jader. Vrty RA –*

*Leštinský rybník; vrty RB – Závořický rybník*

**Příloha 4**..... *Výsledné georadarové profily z oblasti*

*Leštinského rybníka*

**Příloha 5**..... *Výsledné georadarové profily z oblasti*

*Závořického rybníka*

**Příloha 1: Parametry jednotlivých GPR profilů. Profily A – Leštinský rybník;  
profily B – Závořický rybník.**

<b>Profil</b>	<b>Délka (m)</b>	<b>Souřadnice začátku</b>	<b>Souřadnice konce</b>
<b>A1</b>	343	N 49°52.47623' E 16°54.21488'	N 49°52.64228' E 16°54.32200'
<b>A2</b>	182	N 49°52.62697' E 16°54.38512'	N 49°52.50127' E 16°54.33665'
<b>A3</b>	93	N 49°52.50123' E 16°54.33790'	N 49°52.45062' E 16°54.32003'
<b>A4</b>	286	N 49°52.46007' E 16°54.45057'	N 49°52.61298' E 16°54.43188'
<b>A5</b>	282	N 49°52.61957' E 16°54.47628'	N 49°52.48602' E 16°54.58553'
<b>A6</b>	283	N 49°52.50615' E 16°54.67167'	N 49°52.64902' E 16°54.60598'
<b>A7</b>	279	N 49°52.65715' E 16°54.65402'	N 49°52.51760' E 16°54.72630'
<b>A8</b>	284	N 49°52.52425' E 16°54.77415'	N 49°52.67655' E 16°54.72415'
<b>A9</b>	239	N 49°52.68720' E 16°54.79155'	N 49°52.54185' E 16°54.85325'
<b>A10</b>	823	N 49°52.55340' E 16°54.87915'	N 49°52.48450' E 16°54.19433'
<b>B1</b>	115	N 49°53.43948' E 16°55.54512'	N 49°53.50095' E 16°55.52565'
<b>B2</b>	101	N 49°53.53638' E 16°55.58453'	N 49°53.47583' E 16°55.60823'
<b>B3</b>	91	N 49°53.49363' E 16°55.64133'	N 49°53.55562' E 16°55.61915'
<b>B4</b>	153	N 49°53.51713' E 16°55.67653'	N 49°53.47873' E 16°55.52223'

**Příloha 2: Parametry ERT profilů. Profil A – Leštinský rybník; profil B – Závořický rybník.**

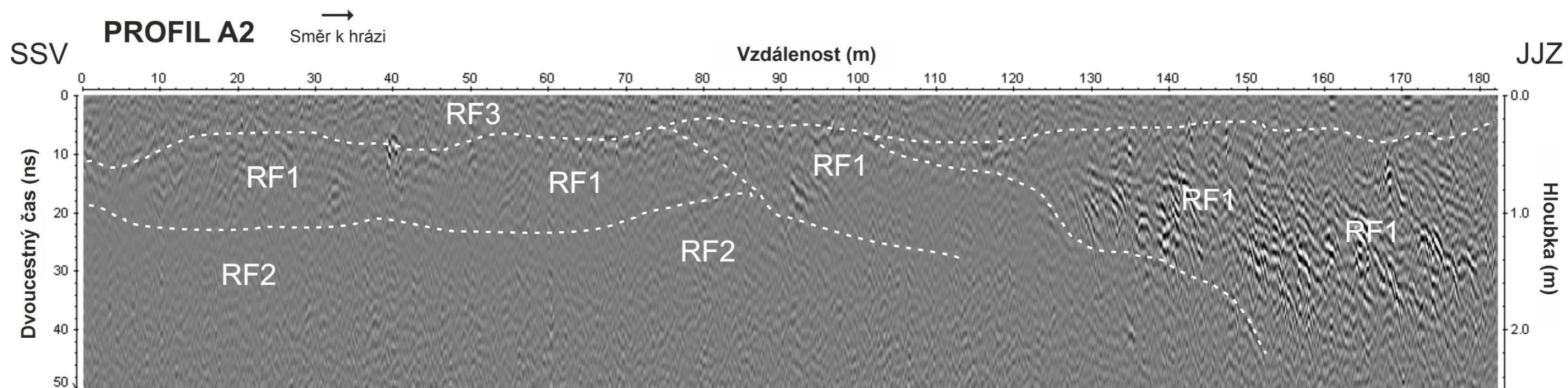
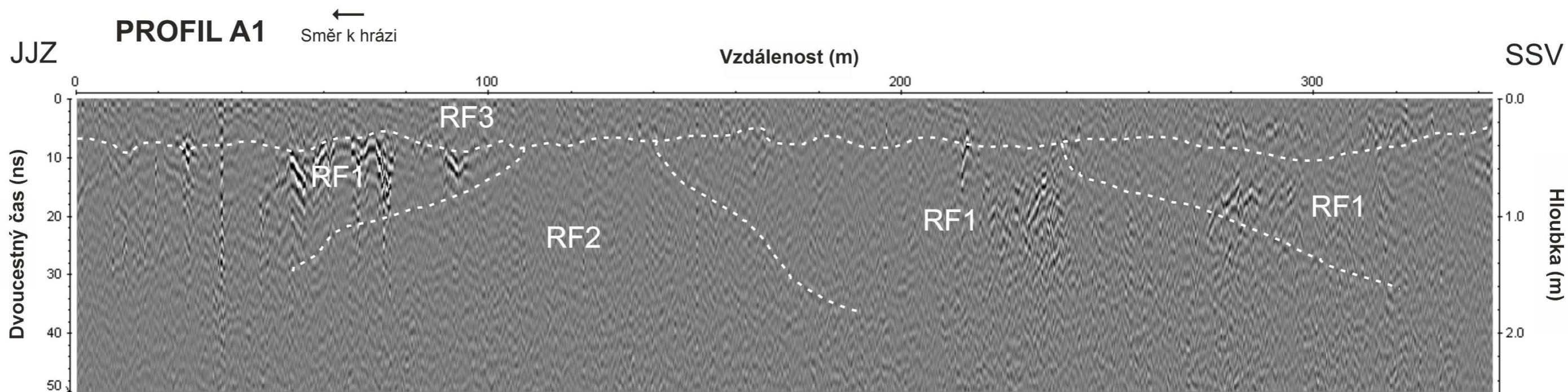
<b>Profil</b>	<b>Délka (m)</b>	<b>Souřadnice začátku</b>	<b>Souřadnice konce</b>	<b>Počet iterací</b>	<b>RMS error (%)</b>
<b>A1 – A2</b>	156	N 49°52.46823' E 16°54.45137'	N 49°52.55142' E 16°54.42065'	5	1,55
<b>B1 – B2</b>	126	N 49°53.43068' E 16°55.52757'	N 49°53.50107' E 16°55.51935'	5	3,5

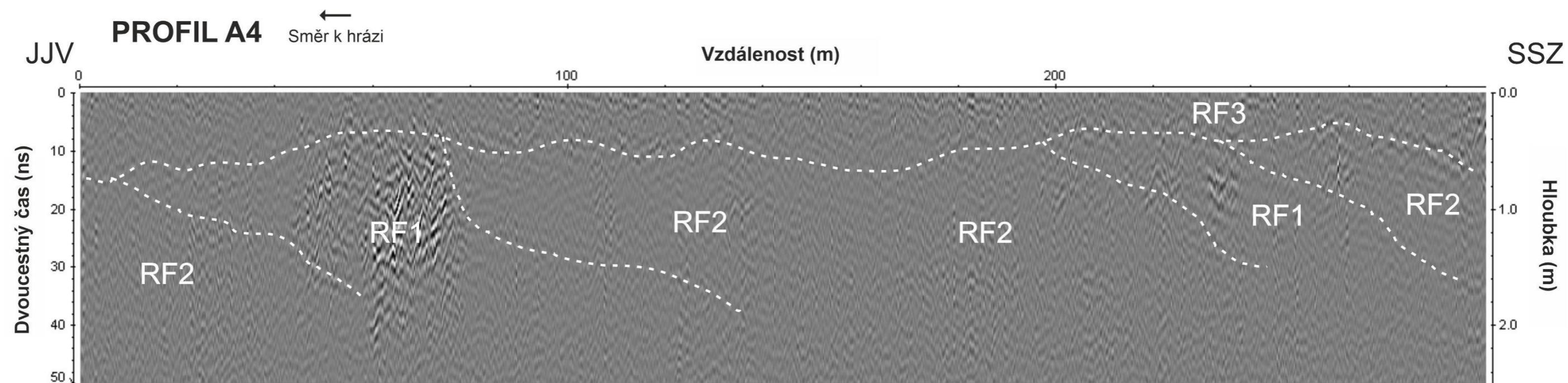
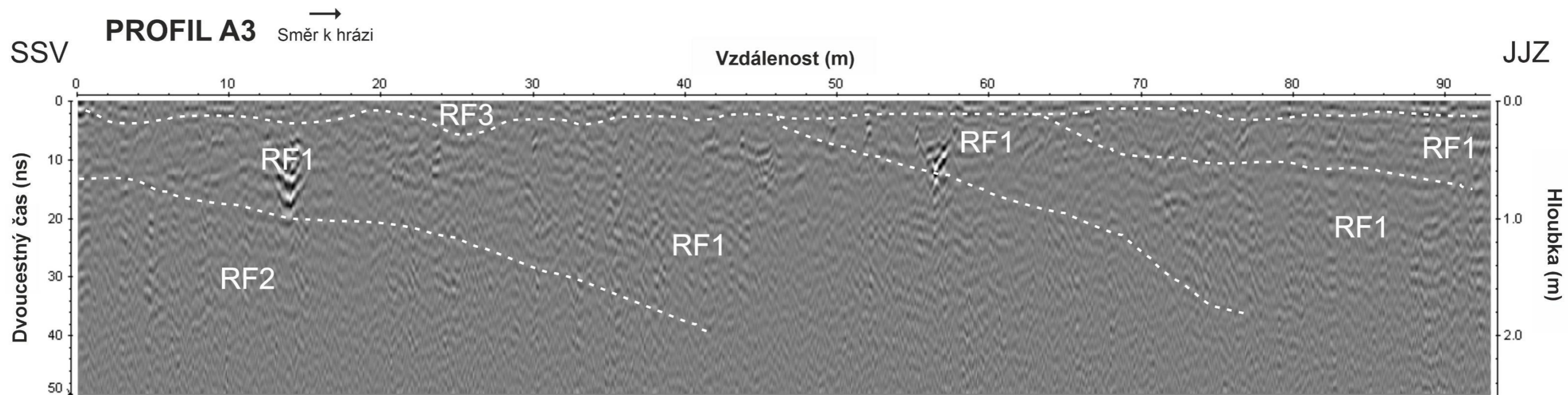


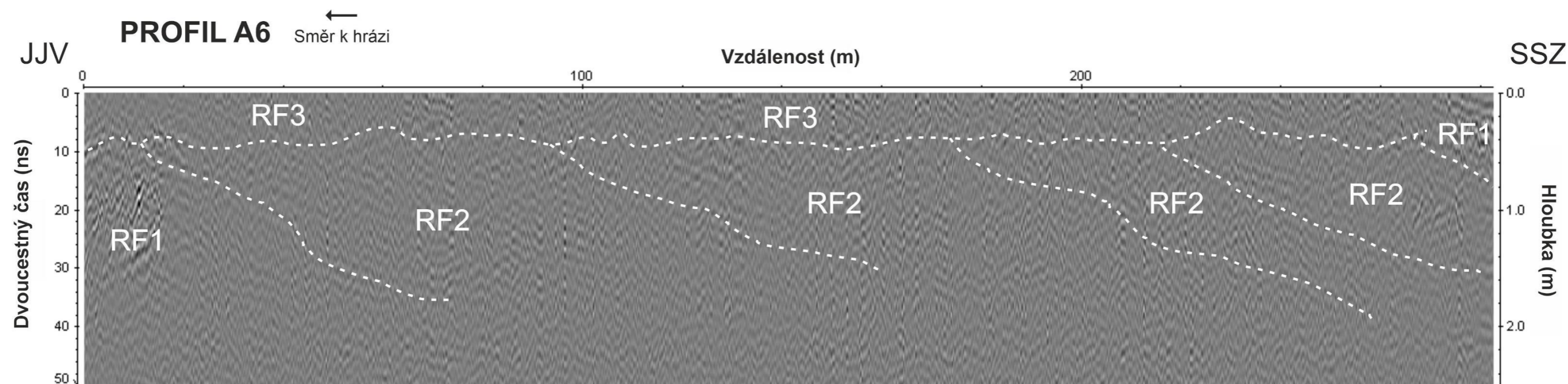
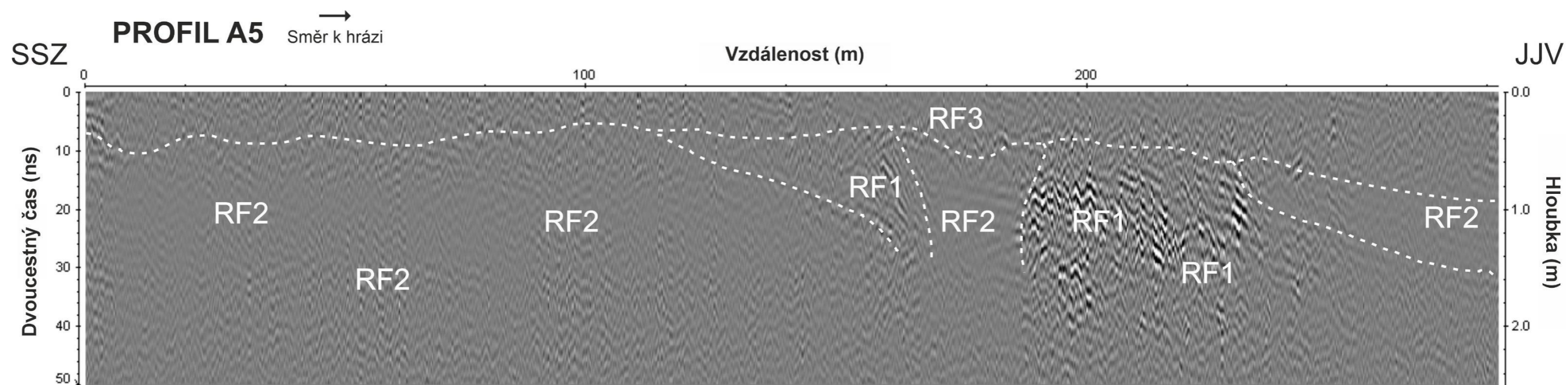
**Příloha 3: Parametry vrtných jader. Vrtky RA – Leštinský rybník; vrtky RB – Závořický rybník.**

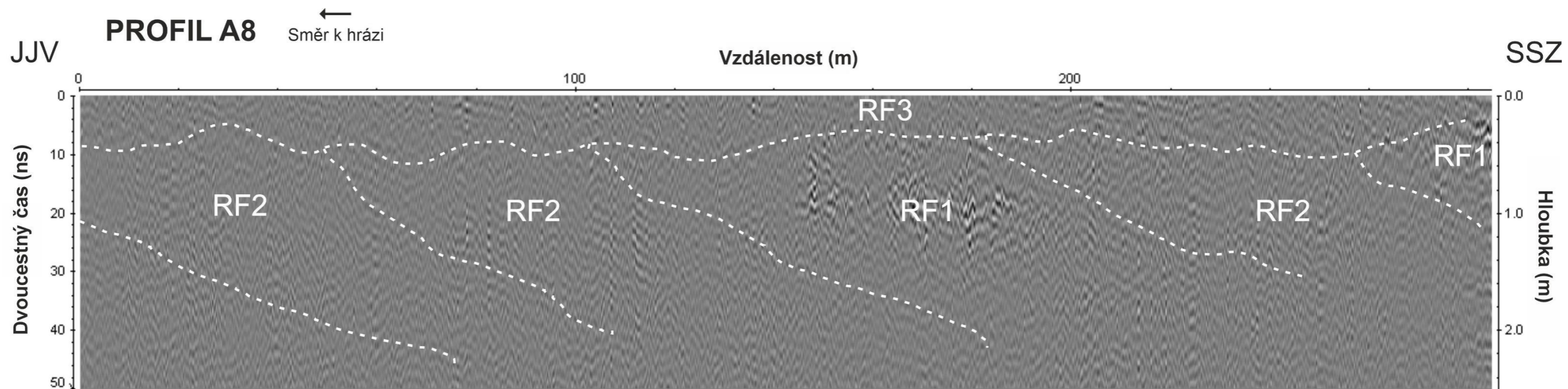
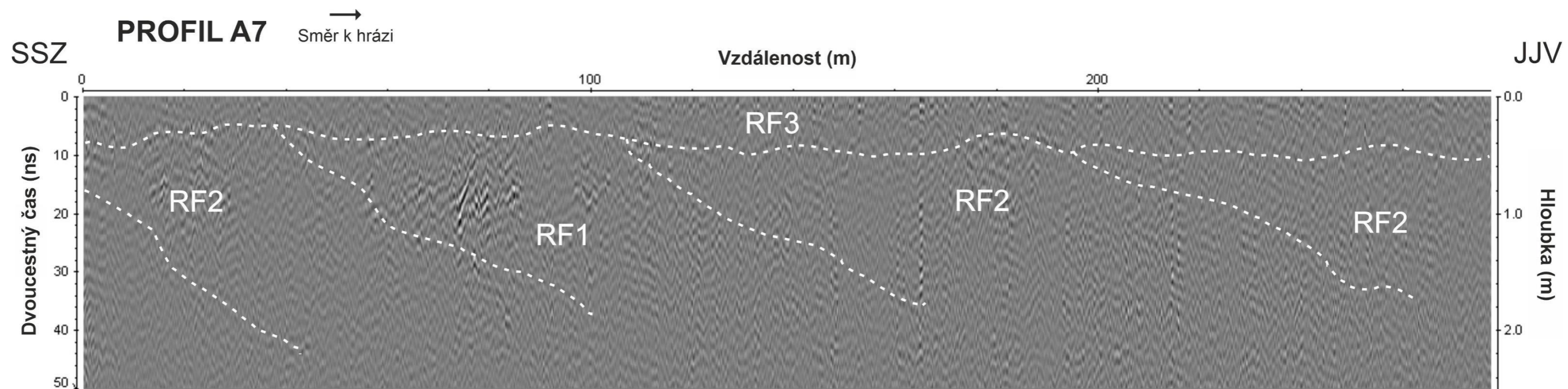
<b>VRT</b>	<b>Hloubka (cm)</b>	<b>Souřadnice</b>
<b>RA1</b>	25	N 49°52.49410' E 16°54.43878'
<b>RA2</b>	46	N 49°52.47382' E 16°54.44637'
<b>RA4</b>	95	N 49°52.49143' E 16°54.57448'
<b>RA5</b>	100	N 49°52.52552' E 16°54.71528'
<b>RA6</b>	100	N 49°52.54837' E 16°54.65608'
<b>RB1</b>	73	N 49°53.45462' E 16°55.53165'
<b>RB2</b>	48,5	N 49°53.49232' E 16°55.52972'
<b>RB3</b>	129	N 49°53.45932' E 16°55.41843'
<b>RB4</b>	118,5	N 49°53.50193' E 16°55.39252'
<b>RB5</b>	75	N 49°53.19068' E 16°54.71073'

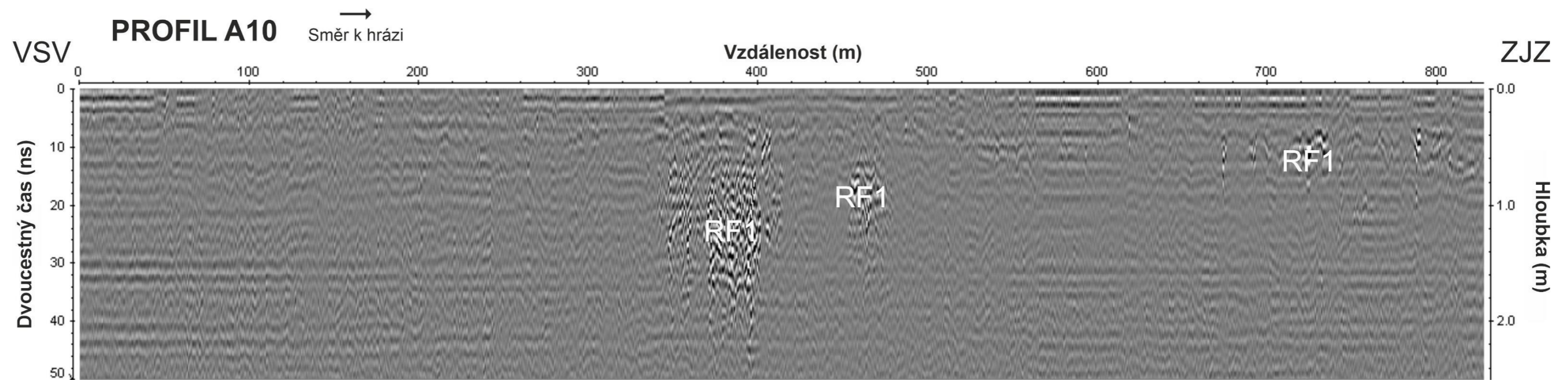
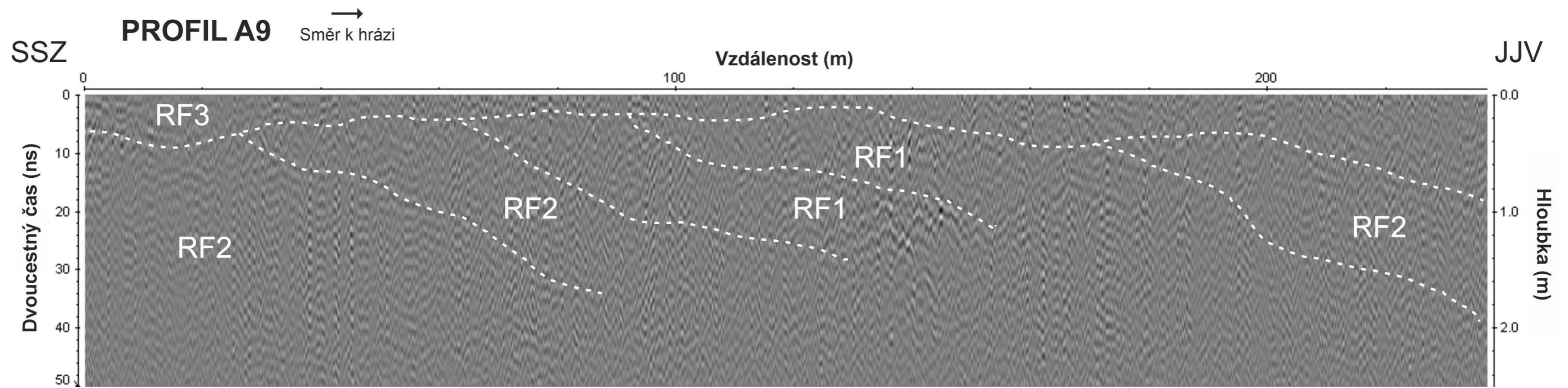
Příloha 4: Výsledné georadarové profily z oblasti Leštinského rybníka.











Příloha 5: Výsledné georadarové profily z oblasti Závořického rybníka.

