

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



VÝVOJ FLUVIÁLNÍ SEDIMENTACE ŘEKY MORAVY V OKOLÍ LOBODIC

Diplomová práce

Studijní obor: Environmentální geologie (T1201)

Vedoucí diplomové práce:

Mgr. Jan SEDLÁČEK, Ph.D.

Autor:

Bc. Roman ŠIMÁČEK

Olomouc, 2018

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou diplomovou prací na téma „Vývoj fluviální sedimentace řeky Moravy v okolí Lobodíc“ vypracoval samostatně pod dohledem vedoucího práce a za použití literatury, kterou cituji a uvádím v seznamu použité literatury.

V Olomouci dne 11. května 2018

.....

Roman Šimáček

Poděkování

Chtěl bych na tomto místě poděkovat hlavně svému vedoucímu diplomové práce Mgr. Janu Sedláčkovi, Ph.D. za pomoc s prací v terénu, vstřícný přístup, cenné rady, odborný dohled při vypracování práce, poskytnutí potřebné literatury a velkou trpělivost. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Aleši Novákovi za pomocné práce v terénu a cenné rady, Mgr. Zuzaně Lendřákové, Ph.D. za odbornou pomoc s geofyzikálními metodami a Agentuře ochrany přírody a krajiny České republiky za povolení provádět terénní práce v chráněném území. Poděkování patří také mé rodině, která mě po celou dobu studia plně podporovala.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení: Bc. Roman Šimáček

Název práce: Vývoj fluviální sedimentace řeky Moravy v okolí Lobodíc

Typ práce: Diplomová

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

Vedoucí práce: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2018

Abstrakt: Práce se zaměřuje na studium vývoje fluviální sedimentace řeky Moravy v úseku Národní přírodní rezervace Zástudánčí a v jejím blízkém okolí. Hlavním cílem bylo studium sedimentů zazemněných mrtvých ramen z 19. století za pomoci geofyzikálních metod a odběru mělkých sedimentárních jader. Dále byl porovnán jejich historický vývoj z archivních map. Jádra byla analyzována za účelem zjištění stratigrafie za pomoci vybraných proxy parametrů. Byla změřena magnetická susceptibilita, spektrální odraznost ve viditelném světle, zrnitostní rozbor a prvková analýza. Pomocí elektrické odporové tomografie byla vymezena báze výplně meandrů v hloubce 1,5 m a dobré prostorové vymezení vůči okolí. Sedimenty litologicky sestávají z jemnozrnných sedimentů s hrubozrnnějšími vložkami a dokumentují postupný vývoj meandrů, který spolu s dalšími proxy indikoval zklidnění sedimentace. Všechny proxy parametry indikovaly občasné výkyvy související s povodňovými událostmi a období zklidněné sedimentace až k úplnému zazemnění. V jádrech byl nalezen do nadloží zjemňující trend.

Klíčová slova: fluviální sedimenty, mrtvá ramena, NPR Zástudánčí, granulometrie, magnetická susceptibilita, spektrální odraznost ve viditelném světle.

Počet stran: 78

Počet příloh: 0

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Bc. Roman Šimáček

Title: Development of fluvial sedimentation of the Morava River around Lobodice

Type of thesis: Diploma thesis

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

Supervisor: Mgr. Jan Sedláček, Ph.D.

The year of presentation: 2018

Abstract: This thesis is focused on the development of fluvial sedimentation of the Morava River. It flows through the National Nature Reserve of Zástudánčí and its surroundings. The main objective was the study oxbow lake sediments from 19th-century using geophysical methods and the collection of shallow sediment cores. Further, their historical development from archival maps was compared. Cores were analysed to determine stratigraphy using selected proxy parameters. Magnetic susceptibility, reflectance spectroscopy, grain size analysis, and elemental analysis were measured. Using electrical resistivity tomography, the base of the paleomeanders was defined at the depth of 1.5 m and a good spatial delimitation with respect to the surroundings. Sediments consist lithologically of fine-grained sediments with more coarse-grained intercalations, and document progressive development of meanders, which, along with other proxies, indicated calm sedimentation. All proxies indicated occasional fluctuations related to flood events and periods of sedimentation to full terrestrialization. An upward finning trend was found in the cores.

Keywords: fluvial sediments, oxbow sediments, NPR Zástudánčí, granulometry, magnetic susceptibility, reflectance spectroscopy in visible light.

Number of pages: 78

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

Obsah.....	6
1 Úvod.....	9
2 Fyzicko-geografická charakteristika.....	11
2.1 Geomorfologie.....	11
2.2 Geologický vývoj Hornomoravského úvalu.....	12
2.2.1 Předkvartérní vývoj.....	14
2.2.2 Kvartérní vývoj.....	17
2.3 Tektonika.....	18
2.4 Antropogenní zásahy.....	19
3 Morfologie a typy říčních soustav a říčních koryt.....	20
3.1 Geomorfologie říčních meandrů.....	21
3.2 Faciální klasifikace fluviálních sedimentů.....	24
3.2.1 Meandrující řeky se šterkovým dnem.....	26
3.2.2 Meandrující řeky se šterkopísčitým dnem.....	26
3.2.3 Meandrující řeky s písčitým dnem.....	27
3.2.4 Periodicky meandrující řeky s písčitým dnem.....	27
3.2.5 Meandrující řeky s jemnozrnným dnem.....	28
4 Povodí řeky Moravy.....	29
4.1 Regulace řeky Moravy.....	30
5 Lokalizace zájmového území.....	32
6 Metodika práce.....	34
6.1 Studium zdrojových kartografických podkladů.....	34
6.2 Terénní etapa.....	34
6.2.1 Odběr vzorků.....	34
6.2.2 Geofyzikální metody.....	36
Elektrická odporová tomografie (ERT).....	36

.....	38
Georadarové měření	38
6.3 Laboratorní etapa	39
6.3.1 Příprava vzorků	40
6.3.2 Hmotnostně-specifická magnetická susceptibilita	40
6.3.3 Rentgen-fluorescenční spektrometrie	41
6.3.4 Zrnitostní analýza.....	42
6.3.5 Spektrální odraznost ve viditelném světle	42
7 VÝSLEDKY	44
7.1 Geomorfologie a dynamika koryta řeky Moravy	44
7.2 Geofyzikální metody	48
7.2.1 Lokalita Lobodice 1	48
7.2.2 Lokalita Lobodice 2	49
7.2.3 Lokalita Lobodice 3	50
7.3 Litologie a stratigrafie	51
7.3.1 Rozbor jader z paleomeandrů	52
7.3.2 Jádro nivy LOB 2 a jeseptního valu LOB 3	55
7.4 Magnetická susceptibilita	57
7.4.1 Jádra paleomeandrů.....	57
7.4.2 Jádro nivy LOB 2 a jeseptního valu LOB 3	58
7.5 Spektrální odraznost ve viditelném světle	58
7.5.1 Jádra paleomeandrů.....	58
7.5.2 Jádro nivy LOB 2 a jeseptního valu LOB 3	59
7.6 Prvková distribuce sedimentů.....	60
7.6.1 Jádra paleomeandrů.....	60
7.6.2 Jádro nivy LOB 2 a jeseptního valu LOB 3	64
8 Diskuze	67
8.1 Srovnání s jinými pracemi.....	67

8.2	Geofyzikální obraz	67
8.3	Depoziční prostředí	68
8.4	Evoluce paleomeandrů	70
9	Závěr	72
10	Zdroje.....	73
10.1	Monografie, články, sborníky.....	73
10.2	Internetové zdroje	77
10.3	Mapové portály	78
10.4	Legislativa	78

1 Úvod

Fluviální sedimenty poskytují dynamický záznam říční aktivity a mohou odrážet změny v daném povodí, včetně antropogenních signálů. V průběhu posledních dvou století prudce vzrostl vliv člověka na okolní prostředí, který vyústil v dalekosáhlé změny ve využití krajiny. Klíčovým dynamickým procesem byla úprava říční sítě, která ovlivnila jak odtokové poměry, tak i erozní, transportní a sedimentační mechanismy. Regulace přispívá na jedné straně k účinné ochraně před povodněmi, usnadnění dopravních cest nebo ke zvýšení turismu. Naopak negativním vlivem může být nevratný dopad na vodní režim celé krajiny a na úroveň hladiny podzemní vody. Řeka Morava byla doposud narovnána a zkrácena vlivem regulace po celé své délce o více než 40 %. Podle Hrubana (2016) existují podél toku řeky Moravy jen dvě území bez regulace, a to Strážnické a Litovelské Pomoraví. Podle Grygara a Kadlece (2008) lze jeden z posledních úseků řeky Moravy, kde nebylo koryto řeky regulováno, nalézt ve Strážnickém Pomoraví.

Sedimenty se ve fluviálním prostředí mohou ukládat v několika prostředích s odlišným potenciálem zachování a úplností sedimentárního sledu (korytovité a mimokorytovité sedimenty). Fluviální sedimenty většinou poskytují epizodický záznam říční aktivity. Kontinuálnější archivy lze nalézt v mrtvých ramenech meandrujících řek. Množství mrtvých ramen, v různém stupni vývoje, se nachází právě podél řeky Moravy. Velká část z nich vznikla v důsledku regulace koryta, ale lze zde nalézt i přirozeně vzniklá mrtvá ramena (kompletně zazemněné paleomeandry).

Řeka Morava v okolí obce Lobodice vykazuje složitou a polyfázovou faciální stavbu paleomeandrů vzniklých převážně během 19. století. Dešifrování evoluce koryta a výplň fluviálních elementů v této lokalitě doposud nebylo předmětem studia žádného vědeckého výzkumu. Proto byl výzkum práce zaměřen na tuto lokalitu.

Cílem této diplomové práce je syntéza prostorové distribuce, vymezení, vnitřní stavby a stratigrafického záznamu paleomeandrů.

Vytyčené území bylo zkoumáno pomocí údajů z vrtné databáze, historických a jiných map a geofyzikálních metod v kombinaci s mělce podpovrchovými vrty. Na základě dostupných zdrojů a výzkumů bylo možné dešifrovat vývoj koryta řeky Moravy v oblasti zájmového území. Zpracování a interpretace dílčích metod poskytly ucelený pohled na studované povodí.

Práce je rozdělena na dvě hlavní části. První část obsahuje literární rešerši zaměřenou na hydrologický, geomorfologický a geologický popis území, typy fluvialních sedimentů, přehled výzkumů a použitou metodiku.

V další části práce je prezentován vlastní výzkum. Jedná se o popis naměřených a zpracovaných dat z geofyzikálních a laboratorních metod. Tato data byla následně interpretována v diskuzi a shrnuta v závěru.

2 Fyzicko-geografická charakteristika

2.1 Geomorfologie

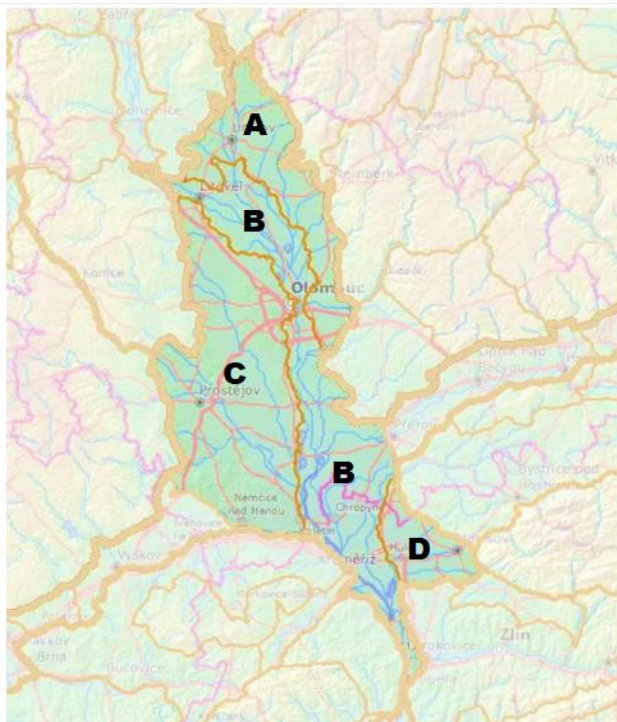
Území se v širším evropském měřítku nachází v mladším pásemném pohoří provincie Západních Karpat (tab. 1), formovaném v intervalu konec mezozoika-terciér. Miocenní orogenezí vzniklo vrásnění se pásmo Vnějších Západních Karpat a v jeho čele pás Vněkarpatských sníženin. Vněkarpatské sníženiny představují nížinné pahorkatiny a roviny sedimentárních hornin terciéru a kvartéru. Západní část sníženin se táhne od Dyjsko-svrateckého úvalu přes Vyškovskou bránu, Hornomoravský úval až po Moravskou bránu (Demek *et al.* 2006).

Oblast	ALPSKO-HIMALÁJSKÁ
Podoblast	Karpatská
Nadprovincie	Karpaty
Provincie	Západní Karpaty
Subprovincie	Moravsko-slezské Karpaty
Soustava	Vněkarpatské sníženiny
Podsoustava	Západní Vněkarpatské sníženiny
Celek	Hornomoravský úval
<i>Podcelek</i>	<i>Středomoravská niva</i>

Tab. 1: Přehled členění geomorfologických jednotek. Vytvořeno z dat podle Demek & Mackovčín (2014).

Zájmové území je součástí široké protáhlé sníženiny Hornomoravského úvalu (obr. 1). Rozloha území, táhnoucí se ve směru SSZ-JJV od Mohelnice až k Napajedlům, činí 1 315 km² se střední nadmořskou výškou 226 m n. m. Hornomoravský úval (HMÚ) je ze severu omezen Hanušovickou vrchovinou, na východě Nízkým Jeseníkem, Moravskou Bránou a Podbeskydskou pahorkatinou. Jihovýchodní hranici tvoří Vizovická vrchovina, na jihu je Napajedelskou bránou oddělen od Dolnomoravského úvalu. Na jihozápadě sousedí s Chříby a Litenčickou pahorkatinou, Vyškovskou bránou a ze západní strany Dražanskou vrchovinou.

Na severozápadě hraničí se Zábřežskou vrchovinou. Široká niva řeky Moravy, s přítoky Bečvy, Oskavy, Dřevnice, Hané a Blaty, je osou celého úvalu (Kirchner & Brázdil 2007). Západní stranu úvalu pokrývají pahorkatiny neogenních a kvartérních sedimentů. Východně od řeky Moravy je úval charakteristický aluviálními kužely (Demek *et al.* 1965).



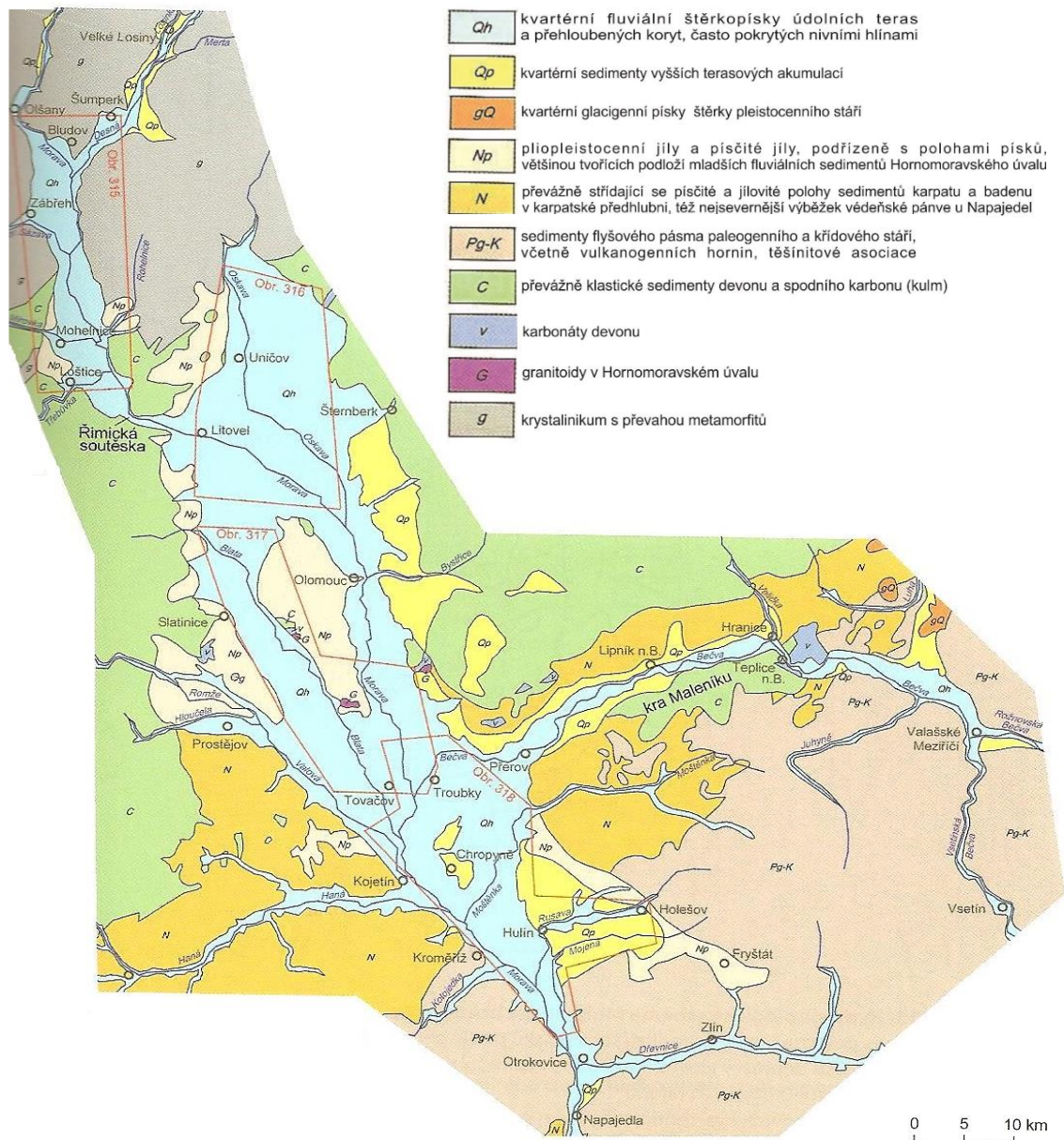
Obr. 1: Geomorfologické členění Hornomoravského úvalu s vymezenými podcelky: Uničovská plošina (A), Středomoravská niva (B), Holešovská plošina (C), Prostějovská pahorkatina (D). Upraveno podle Hruban (2014).

Středomoravská niva je podcelkem zájmového území Hornomoravského úvalu. Jde o širokou náplavovou rovinu podél řeky Moravy a dolní Bečvy v neotektonicky poklesovém území. Rozkládá se na území 437,47 km² se střední nadmořskou výškou 206,1 m n. m. a nejvyšším bodem 240 m n. m. v přírodní rezervaci Novozámecké louky. Šířka celé nivy se pohybuje okolo 3 km, ale v území mezi Přerovem a Kojetínem přesahuje šířku 10 km. Mezi kvartérní sedimenty oblasti patří svrchní souvrství písčitých hlín a spodní souvrství šterkopísků. V podloží navazuje šterkopísčité souvrství, kde v neogenních sedimentech prokazují výskyt předhloubená koryta s výplní světlešedých písků, pískové přesypy, mrtvá ramena řeky Moravy a rybníky (Demek & Mackovčín 2014).

2.2 Geologický vývoj Hornomoravského úvalu

Hornomoravský úval tvoří samostatnou neogenní pánev s kontinentálními uloženinami na styčném území Západních Karpat a Českého masívu (Chlupáč 2002). Vznikl

koncem miocénu a v pliocénu po ustoupení badenského moře. Proto v severní části převládá materiál z Českého masívu a na J území karpatský materiál (Přichystal, Obstová & Suk 1993). Pro oblast je charakteristická mocná sedimentární výplň fluviálních, fluvioлимnických, proluviálních, deluviálních a eolických sedimentů porušených množstvím depresí. Mocnost výplně byla ovlivněna pliocénní a pozdně pleistocenní tektonickou aktivitou (Czudek 1997, Špaček et al. 2015). Geologická mapa Hornomoravského úvalu na znázorněna na obr. 2.



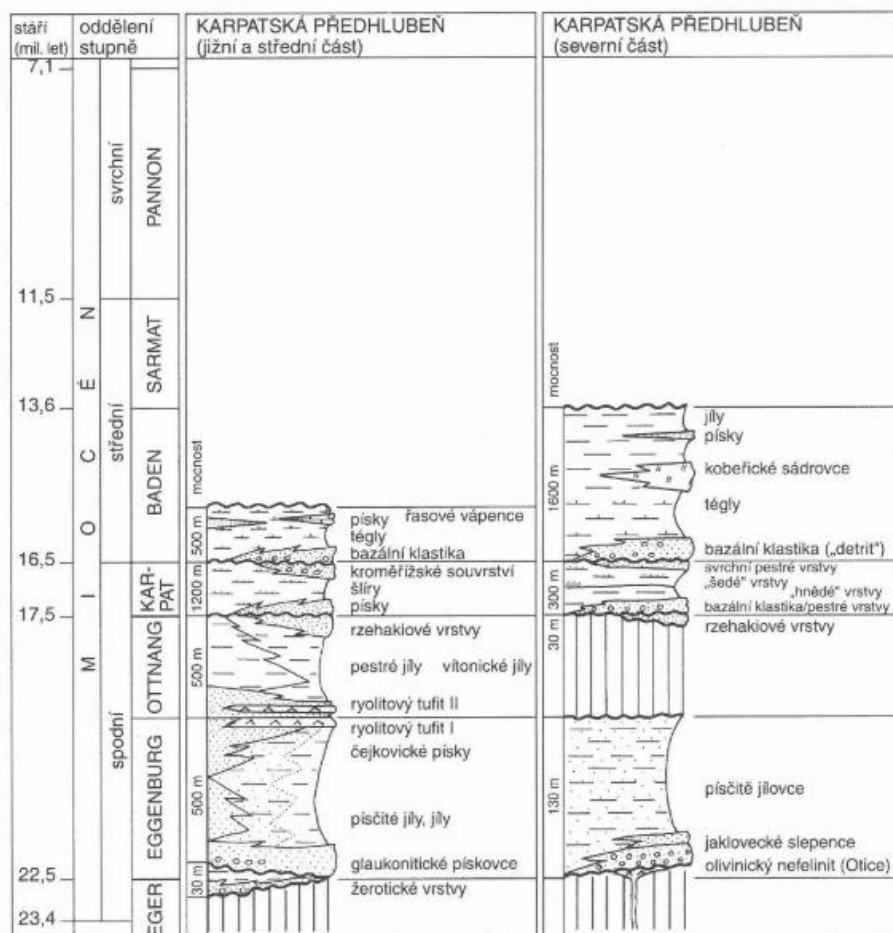
Obr. 2. Geologická mapa Hornomoravského úvalu. Upraveno podle Krásný (2012).

2.2.1 Předkvartérní vývoj

Nejstarší horniny území lze považovat za východní pokračování proterozoika Českého masivu. Jsou to regionálně metamorfované peliticko-karbonatické a peliticko-psamitické horniny (Mísař 1957, 1958 in Eliáš 1959). Na povrch vystupují izolované výchozy vápenců a dolomitů hlavně ve střední části HMÚ mezi obcemi Bolelouc-Svárov-Studenec-Kaple-Lípy-Hněvotín-Drahlov-Krčmaňve a náleží předdevonskému krystaliniku. Složení masívu se pohybuje od granitů ke granodioritům a hrubozrnných pegmatoidních granitů s pláštěm fylitu. V úzkém okolí Lobodic byly fylity a zelené břidlice navrtány v hloubce 600 m (Barth 1971).

Další granitoidové těleso se označuje jako olomoucký masív. Jeho značnou shodu s brněnským plutonem vykazují intenzivně mylonitizované zóny pegmatitických žul, jejichž příčinou jsou opakované silné tlaky a pohyby ve vývoji masívu (Barth 1971).

Celková stavba krystalinika představuje klenbu ve směru SZ-JV, která je v příčném řezu asymetrická. V JV části se klenba noří do hloubek podél zlomů, které jdou stejným směrem s okrajem vnějších flyšových Karpat a neogenní karpatskou předhlubní (obr. 3). Před devonské krystalinikum se směrem k JV značně noří pod mladší mocné uloženiny. V období staršího paleozoika bylo území suchozemskou elevací a docházelo k intenzivnímu zvětrávání a denudaci. Z hlediska tektoniky zde došlo pravděpodobně jen ke kerným pohybům. Pohyby ker probíhaly podél zlomů ve směru SZ-JV, SSV-JJZ A SV-JZ (Barth 1971).



Obr. 3: Stratigrafie Karpatské předhlubně (Chlupáč et al. 2011).

Kru Hornomoravského úvalu postihla v období středního devonu (eifel-givet) mořská transgrese. Pravděpodobně se tak stalo poklesem kry a následným zalitím mořem. Z dobře vytríděného materiálu dlouhodobě obnaženého krystalinika se ukládala devonská bazální klastika. Dnes vystupují na povrch jako křemence či křemenné slepence v okolí Krčmaně, u Čelechovic nebo mezi Hněvotínem a Žerůvkami. Faciální sled devonu Hornomoravského úvalu odpovídá vývoji Moravského krasu (Barth 1971).

Vrstvu bazálních devonských klastik překrývají sekvence mělkovodní sedimentace macošského souvrství. Stratigraficky následují šedé josefovské vápence s četnými brachiopody, které přecházejí na lažánecké a vilémovické vápence (famen). V macošském souvrství se lažánecké a vilémovické vápence cyklicky čtyřikrát opakují. Faciální rozmanitost jeví nejvyšší líšeňské souvrství-vápence křtinské, hádko-říčské (Kalvoda, Bábek & Brzobohatý 2002). Podle Dvořáka (1966) jsou vápence zakončeny v místech u Grygarova nebo Čelechovic vrstevním sledem břidlic s radiolarity (tournai).

Počátek karbonu se projevil bretaňskou fází variské orogeneze a výzdvihem Z části území

a byl doprovázen intenzivní deformací a metamorfózou. Nadložní andělskohorské souvrství charakterizuje střídání břidlic a gradačně zvrstvených drob (Mísař 1983). Kulmská facie nastoupila postupným flyšovým vývojem v období visé (Hrubeš *et al.* 2000). Souvrství kulmu Nízkého Jeseníku tvoří hrubé klastické sedimenty (slepence, droby) moravického a myslejovického souvrství v prahové oblasti Hornomoravského úvalu. Sedimentace pokračovala úkládáním drobů hradeckých vrstev. Na ně nasedají kyjovické vrstvy s faciemi jílovitých břidlic. Paleozoikum končí terestrickým permským prostředím Hornomoravského úvalu (Barth 1971).

Počátkem mesozoika, po konsolidaci pevniny variskými procesy, došlo vlivem zlomové tektoniky k mořské transgresi (Chlupáč 2002). Vrstevní sled pokračoval sedimentací v cetechovické sedimentační oblasti, ve zdounecké jednotce (spodní křída) a následně veždánické a slezské jednotce svrchní křídly (Barth 1971). Koncem druhohor byl JV okraj variské pevniny vyzdvižen a erodován (Chlupáč 2002).

V paleogénu pokračovalo intenzivní zvětrávání. Na západní hluboká praúdolí navázal nově založený pouzdřanský prostor (svrchní eocén), který se zformoval na podmořské kaňony důsledkem mořské transgrese. Kaňony vyplnily mocné autochtonní uloženiny paleogénu. Závěr paleogénu a počátek neogénu se vyznačoval vznikem karpatské předhlubně Západních Karpat sávskou orogenezí na V a JV okraji pevniny. Sedimentace končila až ve středním miocénu (konec badenu) mořskou regresí (Chlupáč 2002).

Spodní pliocén je možné charakterizovat jemnozrnnými klastickými jezerními, sladkovodními a říčními uloženinami (Hrubeš *et al.* 2000). Růžička (1989) vyčlenil v pliocenním souvrství dva komplexy na základě petrografické odlišnosti. Prvním komplexem (spodní pliocén) jsou redeponované fosilní zvětralinové Českého masivu, proto jsou zjevně starší a mají charakteristicky pestrá litologii a zbarvení (pestrá série). Zahrnují území dnešního Hornomoravského úvalu, Mohelnické brázdy a přilehlého okolí. V J části nastává zjevná monotónnost barev sedimentů. Podloží přechází do hornin karpatského flyše. Takto je odčleněn druhý mladší komplex (svrchní pliocén) podle Růžičky (1989).

2.2.2 Kvartérní vývoj

Jednotlivé dílčí kry Hornomoravského úvalu relativně poklesávaly neotektonickými pohyby i ve spodním pleistocénu. Dokazují to četné odkryvy a poruchy pliocenní pestré série, fosilní půdy, pleistocenní spraše, fluvioakustrinní a fluviální sedimenty (Růžičková 2003). Travertiny v Kokorách, interglaciální malakofauna v rudých hlínách z mladečské jeskyně pocházejí z teplejšího období (Tyráček & Demek 1962). Jižní část úvalu charakterizuje jednoduchý prolom. Naopak střední část rozdělují hrástě a příkopy porušené saxonskou tektonikou (Růžičková 2003).

Na území Hornomoravského úvalu se vytvořila škála velmi pestrých kvartérních sedimentů. Mezi nejrozšířenější patří fluviální sedimenty, ale nechybí zde také eolické jezerní a deluviální. Okrajovou část Hornomoravského úvalu lemují spraše. Centrální území úvalu tvoří niva a terasové stupně fluviálních sedimentů s vyvinutými spodnopleistocenními fluvioakustrinními písky a štěrkopísky (Kirchner & Brázdil 2007).

Fluviální sedimenty Hornomoravského úvalu jsou představovány pestrými říčními terasami a nivními uloženinami. Relikty erodovaných čtyř terasových stupňů pod úrovní dnešního koryta řeky dokazují existenci raně až středně pleistocenních čtyř cyklů (Macoun & Růžička 1967).

Kralická terasa, hlavní a nejvýznamnější, dostala název podle vesnice Kralice. Terasa se skládá ze spodní sedimentace a svrchní akumulace oddělené půdním horizontem teplého období. V některých částech vystupujících na povrch je viditelná intenzivní krypturbace dokazující periglaciální klima. Poklesové části Kralické terasy přerušují výzvihy Napajedelské brány (raný/pozdní riss) a vytváří dvě terasové úrovně (Zeman *et al.* 1971).

Brodecká terasa označená podle Brodku u Prostějova obsahuje zvětralé šedohnědé až narezavělé štěrkopísky. Pomocí studia uloženin je sedimentace datována do elsterského zalednění kataglaciální fáze. Uloženiny obsahují značné množství krystalických hornin, hornin kulmu, silitů, arkózových pískovců a kvarcitů. Povrch terasy se nachází nad horní hladinou řeky až v 18 m a hloubka báze v hloubce 13 m (Macoun & Růžička 1966).

Báze ne příliš rozsáhlé nenakonické terasy leží v hloubce až 7 m a povrch v 5 m nad hladinou řeky. Výplň obsahuje hlavně hrubší zrnitostní frakci písčitých štěrků a písků složených z křemene, krystalických a kulmských hornin (Růžička 1971).

Údolní terasa se dělí na tři stupně výplně nivy řeky Moravy o výšce až 4,5 m nad hladinou řeky a o mocnosti až 10 m. Od báze jsou zastoupeny uloženiny hrubozrnných písků a štěrků s rozhraním spraší. Nadloží je tvořeno převážně povodňovými hlínami (Mišík, Chlupáč & Cicha 1985)

Důležité je na území Hornomoravského úvalu zastoupení z eolických sedimentů, sprašových souborů a v omezené míře vátých písků, které lemují např. SV okraj Českého masivu. Stratigrafický význam spraší určuje stáří říčních teras. Radslavická terasa ležící na rozhraní úvalu a moravické brázdy odkrývá archeologické naleziště interglaciálních měkkýšů (střední a mladý pleistocén). Okolí Tučina a Želatovic vystihují střední pleistocéní travertiny (Mišík, Chlupáč & Cicha 1985). Výskyt vátých písků je ojedinělý s maximální mocností 5 m (Czudek 1997).

Hrubozrnné proluviální (mocnost až 57 m) a deluviální (mocnost až 20 m) sedimenty vytvářející dejekční kužely a úpatní svahové sutě na východním úpatí HMÚ. Sedimenty jsou zvrstvené se střídáním hrubých hlinitých sutí s rytmickým střídáním vrstev svahových hlín a spraší s fosilními půdami. Významný rozsah zastupují také úpatní svahové sutiny s dejekčními kužely (Czudek 1997).

2.3 Tektonika

Struktura a morfologie sedimentární pánve Hornomoravského úvalu byly nejvíce ovlivněny poklesem podél několika důležitých tektonických linií (Špaček et al. 2015).

Struktura olomoucko – prostějovské pánve byla vytvořena depresí sahající od prostějovského příkopu (sp. baden). Na území prostějovského příkopu jsou popsány první depresní struktury této oblasti. Po zformování olomoucko – prostějovské pánve docházelo ke vzniku dalších příkopů, např. olomouckého a lutínského. Vznikl také okraj drahanského kulmu a část kosířsko – tršické elevace. Tektonické struktury vzniklé v oblasti zájmového území jsou členěny na podélné (hněvotínská hrášť, olomoucký, prostějovský a lutínský příkop, podjesenická plošina) a příčné (kosířsko – tršická elevace, deprese uničovsko – litovelská) tektonické linie (Zapletal 2004).

Příkrov Vnějších Západních Karpat zvrásnil nebo pokryl miocénní uloženiny Hornomoravského úvalu. Ukládání sedimentů pokračovalo mělkomořskou, hlubokomořskou sedimentací, sedimentací delty a karbonátů. Později došlo ke změně sedimentace

na kontinentální (Špaček *et al.* 2015). Orogenetické procesy, zejména vrásnění, konce neogénu a raného kvartéru se podílely na výdvizích a poklesech sedimentačního prostoru depresní struktury Hornomoravského úvalu (Růžička 1971). Tektonika výrazně ovlivnila sedimentaci v dílčích krách, příkladem jsou zaklesnuté fluviální sedimenty v Lutínské brázdě (Novák *et al.* 2017). Některé zlomy v HMÚ, zejména na jeho okraji, jsou stále aktivní a podílí se na drobných zemětřeseních (Špaček *et al.* 2015).

2.4 Antropogenní zásahy

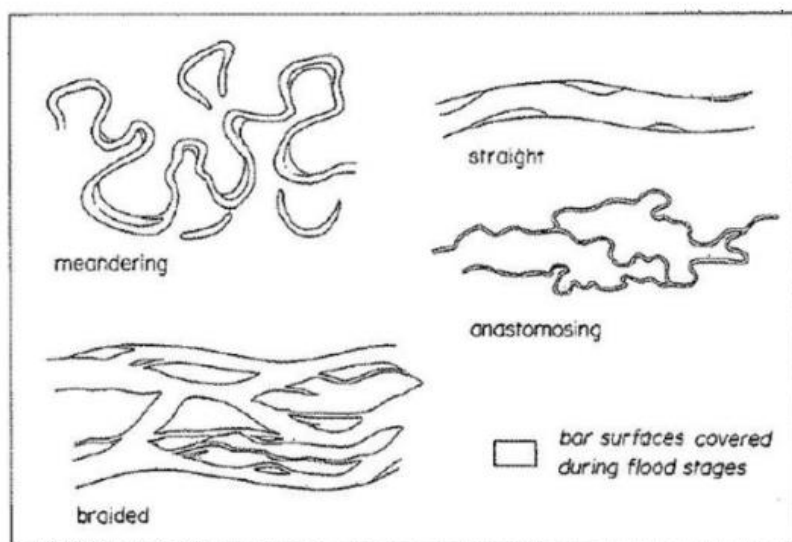
Nejvýznamnějším antropogenním zásahem v okolí zájmové oblasti byla regulace většiny vodních toků, narušení vodní krajiny a odvodnění. Dodnes má regulace vliv na zhoršený a nenávratný stav lužních lesů.

Jeden z dalších závažných antropogenních vlivů je těžba šterkopísků přímo z koryta toku Moravy. Těžba probíhala na současném území NPR Zástudánčí a v současnosti probíhá ne přímo v korytě řeky, ale v Tovačovských jezerech. Tato těžba má negativní dopad na disturbanci. Podle Lipského (1998) je disturbance událost způsobující výraznou změnu v normálním režimu ekosystému. Dalším problémem těžby je vliv na ekologickou stabilitu. Podle zákona č. 17/1992 Sb., o životním prostředí, jde o stabilitu rovnováhy změn způsobených vnějšími činiteli a zachování přirozených vlastností.

Dalším negativním dopadem na okolní krajinu může být podzemní zásobník zemního plynu Lobodice a soubor odvětví zajišťujících ekonomické a sociální systémové funkce. Hrozbou je i případná výstavba kanálu Dunaj-Odra-Labe (Krejčí & Máčka 2007).

3 Morfologie a typy říčních soustav a říčních koryt

Termín říční soustava charakterizuje jednotlivé procesy související s dynamickým pohybem vody a sedimentů ve vodních korytech přítoků a hlavního vodního toku v povodí. Tvar a vzhled soustavy odráží geologickou stavbu povodí vývoje reliéfu. Účinkem tohoto vývoje je vytvoření údolní sítě. Podle toho vymezujeme říční sítě (asymetrická, paprscitá, vějířovitá, prstencovitá, pravoúhlá, stromovitá) (Netopil 1984). Základním prvkem říční soustavy je říční koryto. Koryto s nejvyšším řádem toku je hlavním korytem v daném povodí. Podle v dnešní době nejpoužívanější sedimentologické klasifikace od Mialla (2006) se dělí říční koryta na divočící, meandrující, anastomózní a přímá (obr. 4). Jednotlivé typy tvarů mohou na základě změny hladiny vodního toku (hlavně v důsledku povodní) přecházet v jiné a měnit svůj charakter (Hudson & Edwards 2006).



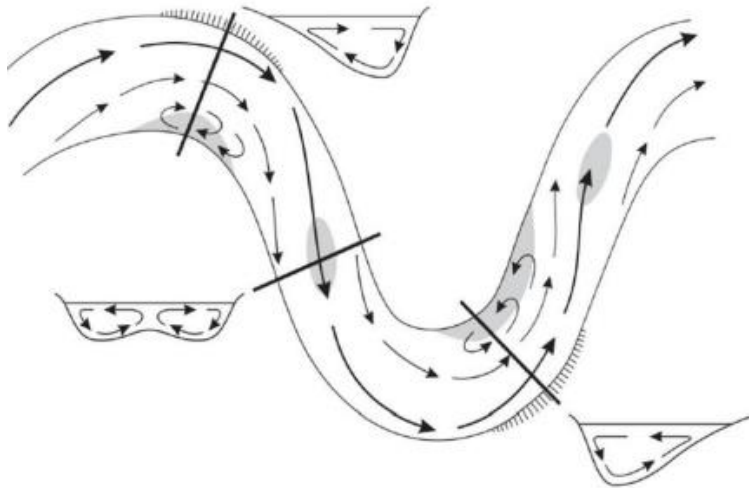
Obr. 4: Základní typy říčních koryt (Miall 2006).

V příčném i podélném průřezu je koryto výsledkem působení vnějšího prostředí a tekoucí vody (Netopil 1984). Voda se v každém korytě řeky pohybuje na základě její kinetické energie dvěma způsoby a jejich kombinacemi. Když se voda pohybuje nízkou rychlostí paralelně, nazývá se tento typ proudění laminární. Druhý turbulentní způsob proudění se vyznačuje určitým pulzováním, proměnlivou dráhou pohybu a vysokými rychlostmi (Knighton 1998). Zákruty na vodním toku jsou tvořeny důsledkem hydraulické křivolakosti (výsledkem proudů uvnitř proudící vody a vlivu nestejně zpevněných nebo pevných břehů) nebo orografické křivolakosti (díky přizpůsobení různě odolných hornin k průběhu říčního údolí). Pohyb zákrutů probíhá směrem ke sklonu údolního dna a může vytvořit meandr (Netopil 1984).

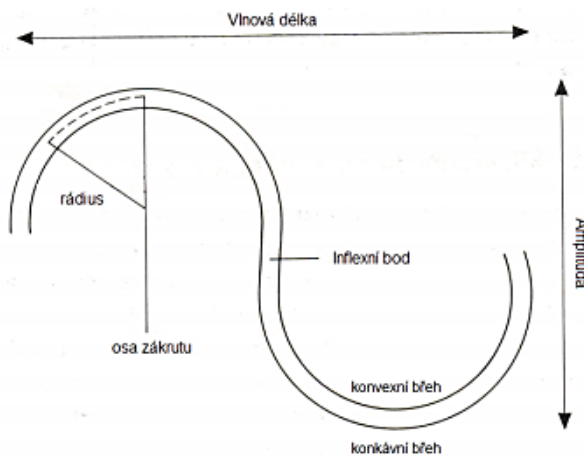
3.1 Geomorfologie říčních meandrů

Jedním z typů přirozeného říčního koryta je meandrující řeka. Řeka Morava v NPR Zástudánčí byla ve své historii právě tímto typem a dodnes je na některých částech řeky zachována původní stavba (např. oblast Strážnické Pomoraví). Pro meandr je charakteristické utváření zvlněných částí toků především v říční nivě. Meandry jsou říční zákruty laterální migrace koryta, které mají středový úhel zakroucení větší nebo roven 180° a s délkou větší, než je polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětivou. Vznikají selektivní břehovou erozí, která je doprovázena ústupem břehů. Pokud tento proces probíhá střídavě, vyvine se řada meandrových pásů (Demek 1983).

Koryta meandru mají specifickou geometrickou stavbu (obr. 5), podle které je možné zkoumat tvar příčného profilu nebo půdorysné schéma toku. Hlavním určujícím prvkem je sinuosita neboli křivolakost meandru sdělující poměr vzdálenosti dvou bodů podél osy koryta k jejich vzdálenosti podél údolnice. Údolnice je myšlená křivka spojující místa největšího vyhloubení příčného řezu údolím. Podle geometrické klasifikace Leopolda & Wolmana (1957) je za meandrující řeku označováno koryto s vyšší křivolakostí než 1,5. Dalším geometrickým prvkem je poloměr zakřivení imitující osu koryta mezi inflexními body (Hickin 1977). Inflexním bodem je myšleno místo přechodu jednoho zákrutu ve druhý. Vlnová délka charakterizuje rovnost nejkratších vzdáleností mezi počátečním bodem meandru a bezprostředně následujícího koncového bodu. Poslední základní charakteristikou meandru je amplituda, která představuje vzdálenost kolmou na nejkratší spojnici inflexních bodů. Proudění v meandrujícím toku je znázorněno na obr. 6. Charakteristická je primární (podélné proudění) cirkulace způsobena složkou podélného vektoru. V oblouku meandru se tvoří tzv. sekundární cirkulace (příčné proudění) za působení vzájemně síly tlakového gradientu a odstředivé síly (Howard-Knutson 1984).



Obr. 5: Schéma proudění meandrující řeky (Hugget 2007).



Obr. 6: Základní geometrická charakteristika meandrujícího koryta řeky (upraveno podle Summerfield, 1991).

Na příčném profilu průřezu meandrem jsou nejvíce patrné dva břehy, konvexní a konkávní. Při konvexním (jeseptní, vypuklý) břehu dochází k depozici materiálu. Břeh je označován za náplavový, vytvořený ze splavenin akumulovaných v korytě toku. Jeho poloměry zakřivení jsou menší, než je poloměr osy koryta (střednice). U konkávního (výseptního, vydutého) břehu, jsou poloměry zakřivení břehu naopak větší, než jsou poloměry střednice koryta. Tím je dán typický tvar konkávního břehu účinky boční eroze (Presse & Sievera 1998).

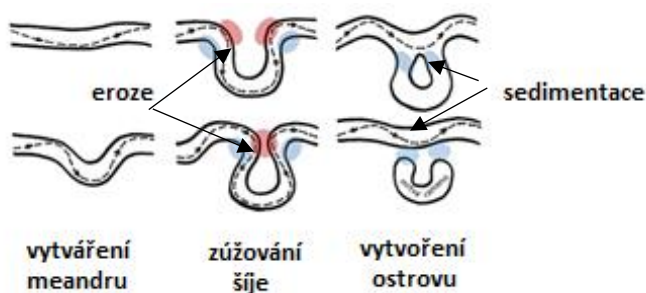
Koryto meandru se v průběhu času vyvíjí. Vývoj představuje převážně změnu tvaru hloubky, sklonu, půdorysného profilu koryta a změnu šířky. Podle Hooke (1997) bylo vymezeno několik typů vývoje meandrů (obr. 7). Migrace je vysvětlována větší erozivní silou většího množství sedimentu unášeného vodou (Edwards & Smith 2000). Nejvíce patrná je laterální migrace projevující se změnou v ohybech meandrů. Nejde však jen o činnost jednoho

břehu meandru. Důležitá je eroze, ale také akumulace materiálu. Migrace neprobíhá jen laterálně, koryta se přesunují po směru toku také růstem, překládáním, rotací nebo zvětšováním. Může dojít i ke komplexní změně meandru (Hooke 1997). Později Hooke (2004) vymezil pouze dva stavy vývoje toku. Jde o stav podkritický, kdy se nemusí odtržené meandry vyskytnout a stav nadkritický, při němž se odtržená ramena shlukují (Hooke 2004).



Obr. 7: Základní typy vývoje meandrujícího úseku koryta řeky (Hooke, 1997).

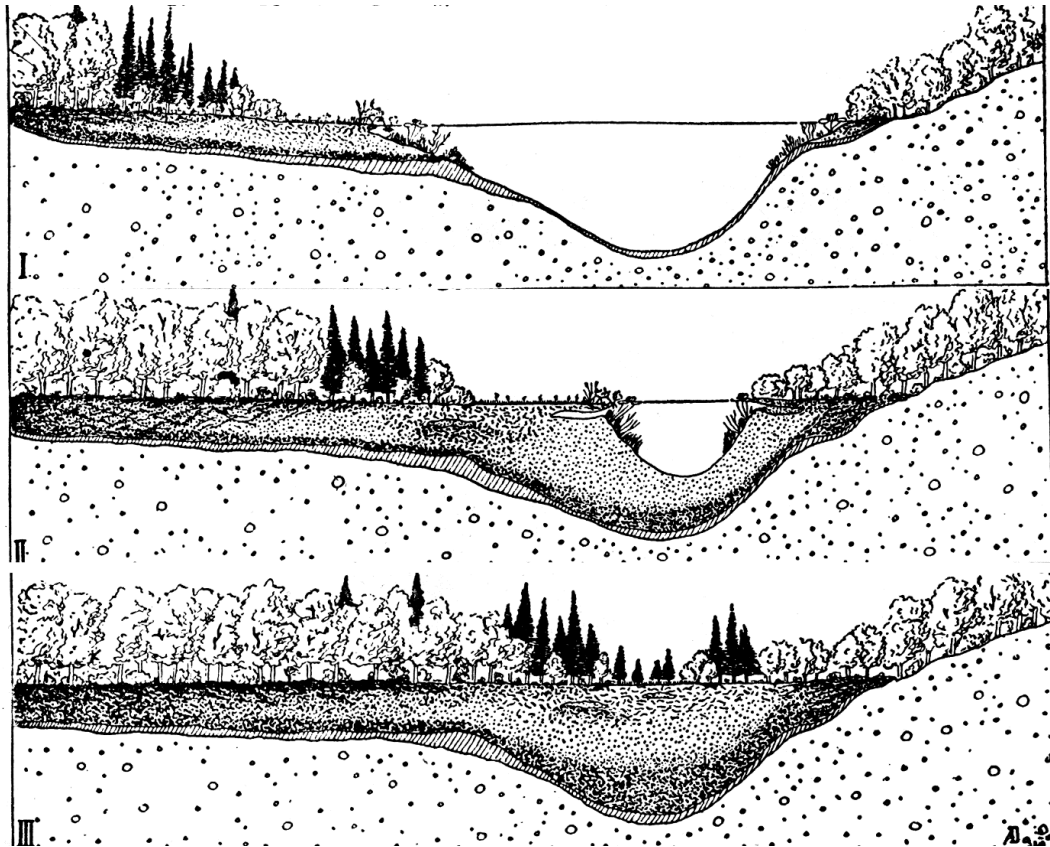
Voda proudí tzv. spirálovitě u hladiny ke konvexnímu břehu a u dna ke konkávnímu břehu (Knighton, 1984). Spirálovitým prouděním se zvyšuje středový úhel meandru a zejména při vyšších vodních stavech např. povodních může dojít až k propojení koryta (obr. 8). Protržením šíje meandru postupným zakrucováním dochází k napřímení a zkrácení délky toku. Odstavená část meandrujícího koryta se nazývá slepé (mrtvého) rameno (Holzer 2007). Podle Stoluma (1996) se meandr odřízne v tzv. kritické fázi samostatného vývoje řeky. Následuje sled etap sukcese (obr. 9), která vede k jejich postupnému zazemňování, spojeným s akumulací organické hmoty (Holzer, 2007).



Obr. 8: Princip odstavení meandru. Upraveno podle Just et al. (2005).

Sukcese v první etapě představuje rozvoj makrofyty a planktonu v mělké vodě. Sediment konvexního břehu zarůstá vodními vyššími rostlinami s vegetativními orgány nad hladinou (helofyty). Druhá etapa znamená expanze helofytů do ostatních těles mrtvého ramene. V další etapě, trvající i staletí, se staré koryto mění v bažinu. Mokřadní vegetace se podílí na eutrofizaci, tedy na obohacování živinami a hromadění organického materiálu. Čtvrtá etapa charakterizuje proces rozšiřování křovinných rostlin s odolností proti silnému zamokření a

záplavám. Na řece Moravě má většina mrtvých ramen a tůň eutrofní charakter. Charakter je dán výživným stavem tekoucí vody, přísunem živin z okolních půd a depozicí organického materiálu. Eutrofizací vlivem člověka jsou půdy často obohaceny alkality a zvyšuje se pH. Proto je při výzkumu nutné se zabývat provázaností mrtvého ramene s vlastním korytem řeky a podzemních vod (Petts a Amoros 1996).



Obr. 9: Proces sukcese v odstaveném vodním díle. Upraveno podle Petts a Amoros (1996).

3.2 Faciální klasifikace fluviálních sedimentů

Litofacie fluviálních sedimentů se klasifikují na základě přítomných depozičních znaků jako je vrstevnatost, zrnitost, textura a sedimentární struktura, ale i na základě souboru fosilií a biogenních texturních znaků (Miall 2006). Miall (2006) klasifikoval osm fluviálních architektonických prvků jakožto součást depozičního systému (koryta, šterková tělesa a valy, písčité tělesa a valy, sedimenty podélné akrece, sedimenty boční akrece, výmolové dutiny, sedimenty gravitačních toků, laminované písčité vrstvy, jemnozrné sedimenty povodňových plošin).

Koryta (označení CH) jsou vyplněna libovolnou kombinací facií. Tvoří čočky nebo vrstvy konkávní erozní báze.

Štěrková tělesa a valy (označení GB) jsou zastoupena hlavně facií zvrstvených štěrků s podpůrnou strukturou matrix. Tvoří čočky, vrstvy tabulovitá tělesa. Obvykle se střídá s prvkem písčitých těles a valů.

Písčítá tělesa a valy (označení SB) obsahují facie horizontálně či čeřinově laminovaných, velmi jemnozrnných až velmi hrubozrnných písků, které tvoří čočky, vrstvy, klíny. Jsou výplní koryt a průvalových šikmin.

Sedimenty podélné akrece (označení DA) jsou zastoupeny faciemi velmi jemnozrnných až velmi hrubozrnných písků s čeřinami nebo horizontálním zvrstvením. Tvoří čočky, které přiléhají k bázi koryt, ke konvexní vnitřní erozi a hraničního povrchu.

Facie sedimentů boční akrece (označení LA) jsou hlavně velmi jemnozrnné až velmi hrubozrnné písky, horizontálně nebo čeřinově laminované s méně častým výskytem facií zvrstvených štěrků. Představují klíny, laloky a vrstvy s charakterem vnitřního laterálního nárůstu.

Výmolové dutiny (označení HO) jsou reprezentovány asymetrickou výplní faciemi zvrstvených štěrků a velmi jemnozrnných až hrubozrnných písků.

Sedimenty gravitačních toků (označení SG) představují vyplněné úlomkotoky facií štěrků s podpůrnými strukturami matrixu nebo klastů. Textury jsou slabě až inverzně gradované. Lalok, povlak nebo vrstva sedimentů gravitačních toků se střídají se štěrkovými tělesy a valy.

Laminované písčité vrstvy (označení LS) obsahují převážně velmi jemnozrnný až hrubozrnný písek s občasou horizontální laminací.

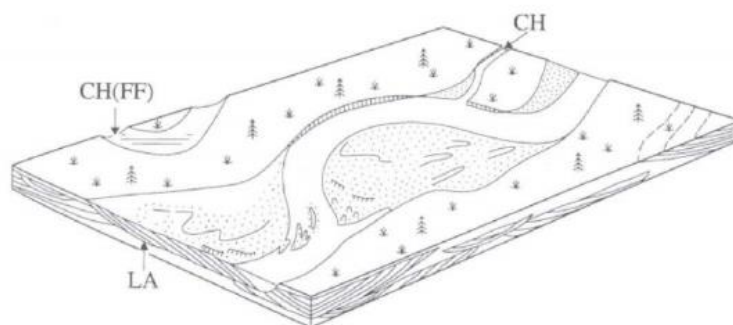
Jemnozrnné sedimenty povodňových plošin (označení FF) tvoří tenký až tlustý povlak masivních facií písku, prachu, jílu nebo jílu a prachu. Výplň se může vyskytovat v opuštěných korytech.

Podle Mialla (2006) byly vymezeny a popsány i faciální modely říčních tvarů koryt. Vytvořil celkem 16 faciálních modelů divočících, meandrujících a anastomózujících řek: 1) divočí říční řeky se sedimenty gravitačních proudů a štěrkovým dnem, 2) mělké divočí říční řeky se štěrkovým dnem, 3) hluboké divočí říční řeky se štěrkovým dnem, 4) překládané řeky se štěrkovým dnem, 5) meandrující řeky se štěrkovým dnem, 6) meandrující řeky se štěrkopísčitým dnem, 7)

meandrující řeky s písčítým dnem, 8) periodicky meandrující řeky s písčítým dnem, 9) meandrující řeky s jemnozrnným dnem, 10) anastomózující řeky, 11) řeky s nízkou vlnitostí a agradačními valy, 12) mělké, stálé divočící řeky s písčítým dnem, 13) hluboké, stálé divočící řeky s písčítým dnem, 14) vysokoenergetické divočící řeky s písčítým dnem, 15) distální řeky s plošným odtokem a písčítým dnem, 16) prudké, periodické řeky s plošným odtokem a písčítým dnem. Pro účely této studie je dále rozebrán pouze faciální model meandrujícího koryta řek.

3.2.1 Meandrující řeky se štěrkovým dnem

Meandrující řeky se štěrkovým dnem jsou architektonicky znázorněné v modelu na obr. 10. Typ meandrující řeky má jedno hlavní aktivní koryto, minimální výskyt bočních koryt a spoustu těles a ostrovů. Koryta nově vytvářená mají peřejovitý charakter a tělesa přirůstají laterální akrecí. Štěrkové duny, laloky nebo vrstvy jsou ukládány v záhlaví těles. Písčité duny se ukládají v jejich zápatí. Bázi vertikálního profilu zastupuje horizontálně hrubě zvrstvený štěrk s podpůrnou strukturou klastů. Na ně nasedají šikmo zvrstvené štěrky a nad nimi jsou šikmo zvrstvené jemnozrnné až velmi hrubozrnné a velmi jemnozrnné až hrubozrnné písky. Nadloží tvoří mohutná vrstva prachu a jílu (Miall 2006).

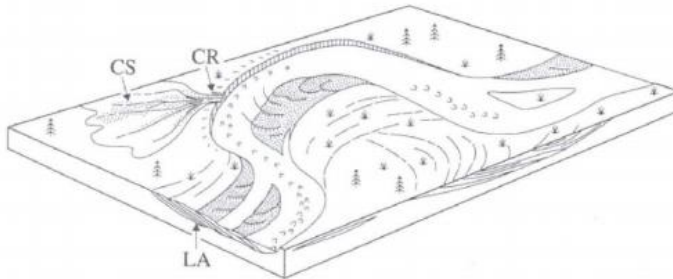


Obr. 10: Model meandrující řeky se štěrkovým dnem (LA: výplň boční akrece; CH: výplň koryta; CH(FF): výplň mrtvého ramene). Miall (2006).

3.2.2 Meandrující řeky se štěrkopísčítým dnem

Architektonický model hrubozrnného meandrujícího typu řeky je znázorněn na obr. 11. Sedimenty koryt a těles představují písky nebo štěrkové písky s množstvím čeřin na dně nebo povrchu. Plošiny s opuštěnými koryty, které jsou při povodni zaplavovány vodou obsahující jílovito-prachovitou výplň. Sediment je unášen převážně po dně koryta. Frakce jesevního břehu se zjemňuje směrem do nadloží. Jesep je tvořen podložím z převážně

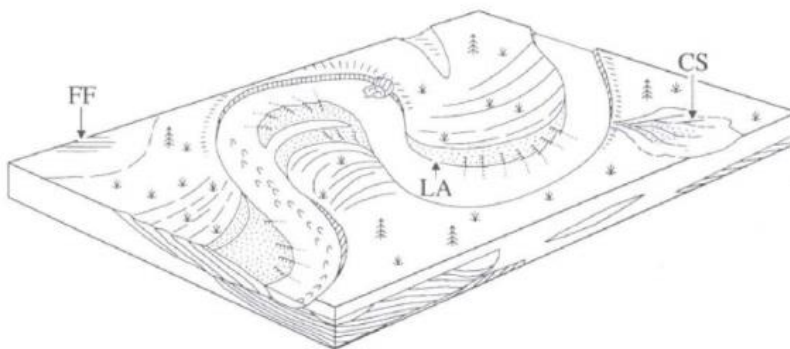
horizontálně hrubě zvrstvených štěrků s podpůrnou strukturou pískových klastů, na které nasedají šikmo zvrstvené písky. Nadloží zastupují vrstvy prachů a jílu horizontálně laminované vrstvami velmi jemnozrnného až velmi hrubozrnného písku (Miall 2006).



Obr. 11. Model meandrující řeky se štěrkopísčitém dnem (LA: výplň boční akrece; CS: průval meandru; CR: průřez meandru). Miall (2006).

3.2.3 Meandrující řeky s písčitém dnem

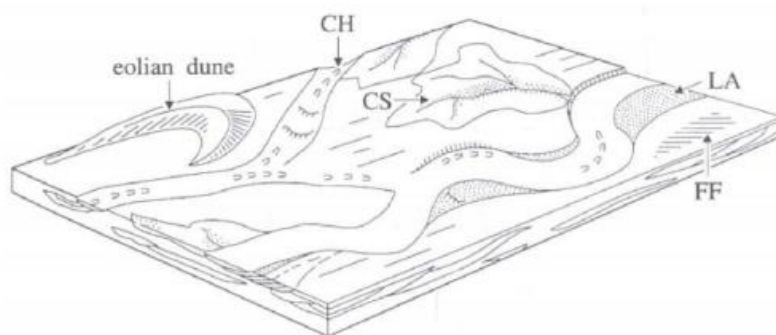
Model meandrující řeky s písčitém dnem je zobrazen na obr. 12. Sedimentace se velmi podobá modelu meandrujících řek se štěrkopísčitém dnem. Architektonický model představuje korytovou a břehovou sedimentaci. Běžné jsou průvalové sedimenty a koryta (Miall 2006).



Obr. 12: Model meandrující řeky se štěrkopísčitém dnem (LA: výplň boční akrece; CS: průval meandru; FF: jemnozrnná výplň zaplavovaných ploch). Miall (2006).

3.2.4 Periodicky meandrující řeky s písčitém dnem

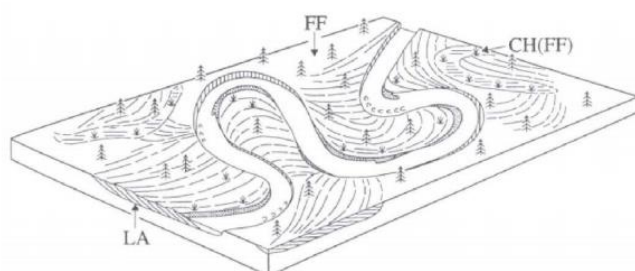
Model periodicky meandrující řeky je uveden v obr. 13. Periodicita se zde projevuje u aridity a v důsledku náhlého zaplavení suchých částí vodou. Ukládají se horizontálně laminované velmi jemnozrnné až hrubozrnné písky a tenké vrstvy jílovitých sedimentů. Výplně struktur definují střídání eroze a sedimentace. Ve vertikálním profilu se projevuje laterální akrece mohutných písčitých těles (Miall 2006).



Obr. 13: Model periodicky meandrující řeky s písčítým dnem (CH: výplň koryta; FF: jemnozrnná výplň zaplavovaných ploch; CS: průval meandru; LA: výplň boční akrece). Miall (2006).

3.2.5 Meandrující řeky s jemnozrnným dnem

Obr. 14 znázorňuje architektonický model meandrující řeky s jemnozrnným dnem. Typické klidné prostředí může být narušeno pomalým zvýšením vodní hladiny toku a uložením povodňových sedimentů. Model je podobný meandrujícím řekám s písčítým dnem, ale liší se se unášením jemnozrnného písku, prachu a jílu v suspenzi. v korytě se usazují jemnozrnné až hrubozrnné písky s čeřinovým zvrstvením. V podloží jesepu se vyskytují zbytky štěrků a šikmo zvrstvené hrubozrnné až středně zrnité písky. Směrem do nadloží se facie zjemňuje (Miall 2006).



Obr. 14: Model meandrující řeky s jemnozrnným dnem (LA: výplň boční akrece; FF: výplň jesepu; CH(FF): výplň mrtvého ramene). Miall (2006).

4 Povodí řeky Moravy

Řeka Morava představuje třetí nejdelší řeku v České republice s délkou toku 351,2 km a celkovou plochou povodí 26 579,7 km². Pramení pod Králickým Sněžníkem (1 423 m n. m.) v nadmořské výšce 1380 m n. m. Teče od severu Mohelnickou brázdou přes Hornomoravský a Dolnomoravský úval a jako levostranný přítok se vlévá do Dunaje. Řeka zpočátku teče úzkým údolím, má charakter horského potoka, u soutoku s Desnou se rozvíjí na široké údolí s inundacemi. Úzký profil údolí lze nalézt v Mohelnické brázdě (Římická brázda). Poté se opět niva řeky rozšiřuje v HMÚ. Následuje Litovelské Pomoraví. S největším levostranným přítokem řeky Bečvy se setkává pod Olomoucí. (Brázdil *et al.* 2007).



Obr. 15: Mapa průběhu řeky Moravy s jejími přítoky podle Černý (2018). Upraveno podle <http://reka-morava.sije.cz>.

Ve směru sever – jih je povodí protáhlého tvaru na východě v povodí Bečvy se zřetelným výběžkem. Na západní straně vymezuje oblast povodí Moravy rozvodnice Černého a Severního moře. Severovýchodní stranu obklopuje povodí Odry podél rozvodnice Baltského a Černého moře a jihozápadní část sousedí s povodí Dyje (Povodí Moravy, s. p. 2009).

Řeka Morava je příkladem stromovité říční sítě, která je charakteristická pravidelně rozloženými levostrannými i pravostrannými přítoky po celé délce hlavního toku a se stejnou erozní odolností v horninách.

Hydrologický režim charakterizuje kolísání průtoků během roku. Celkově jsou vodní toky v povodí typické svým tzv. oderským režimem odtoku, který se projevuje rychlým stoupaním hladiny v období jarního tání s následkem pravidelných povodní (březen-duben) a v období závěru léta a podzimu s minimálním průtokem vody (srpen-říjen).

Vyšší hustota říční sítě je charakteristická pro horské oblasti Moravskoslezských Beskyd, Hrubého Jeseníku, v nižší nadmořských výškách např. u vrchoviny Českomoravské, Dražanské a v rovinném pásmu je to Litovelské Pomoraví a v soutoku Moravy a Dunaje.

Průměrná bilance oběhu vody v povodí Moravy počítá 641 mm srážky/rok, což je 25,7 % ze všech srážek spadných na naše území.

Z hlediska odlišností v odtoku se dělí povodí na západní oblast (< 600 mm srážky/rok; $3 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ specifický odtok/rok), jesenickou a beskydsko-karpatskou oblast (600 – 1 000 mm srážky/rok; $5\text{--}10 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ specifický odtok/rok).

Podzemní vody hlubinného oběhu se vyskytují pouze lokálně a mají minimální zásluhu na napájení vodních toků. Často jsou to mineralizované a termální vody (Povodí Moravy, s.p.; 2009).

4.1 Regulace řeky Moravy

Podle Grygara a Kadlece (2008) měla řeka Morava v 11. století rozvětvený (anastomózující) říční systém. Intenzivní kácení lužních lesů v období Velké Moravy mohlo zapříčinit změnu říčního systému. V důsledku této změny se zintenzivnila boční eroze a zapříčinila celkovou změnu konfigurace koryta na meandrující tok. Vodní eroze přepracovala a z části odnesla podstatnou část starších říčních sedimentů.

S vývojem člověka souvisí i osídlování krajiny. Kácením a likvidací zalesněných ploch vznikala nejen úrodná pole, ale rostla i hrozba povodní a s tím související vyšší míry eroze. Následkem toho se část sedimentů ukládala v říční nivě a značné množství erodovaného materiálu se dostávalo do říčního systému. Tím častěji docházelo k avulzi (přeložení) říčního koryta (Grygar – Kadlec, 2008).

Tok řeky Moravy je charakteristický velkou mírou regulace koryta. Velkou iniciativou k regulaci řeky Moravy a jejich přítoků bylo rozsáhlé zaplavení území Moravy v roce 1875.

Regulace řeky se připravovala několik století, vzniklo i několik desítek projektů, kde byla zahrnuta zprvu jen úvaha úprav toku pro plavební účely, dále i případná ochrana proti povodním, ale všechno ztroskotalo na nedostatku financí. V tabulce č. 2 je zaznamenán průběh regulace řeky Moravy.

Rok/událost	Územní vymezení	Regulace
1818	Úsek řeky mezi Kroměříží a Hodonínem	Zregulováno
1870, 1882 Moravský vodní zákon	Regulace a protipovodňová opatření	Nezregulováno
1901 Vodocestný zákon	Průplav; 5 vodních cest	Zrealizována pouze přehrada na Bystřičce u Vsetína
1905 – 1914	Úseky od Kroměříže po Hodonín	Zregulováno
1930 – 1940 Dopravní cesta Tomáše Bati	Úsek od Napajedel po Kunovský les	Zregulováno
1968	Úsek od Hodonína po Lanžhot	Zregulováno
1988	Soutok řek Moravy a Dyje	Zregulováno

Tabulka 2: Regulace řeky Moravy v časové ose. Vytvořeno podle Hrubana (2015).

Po celé délce řeky Moravy vzniklo zhruba 180 mrtvých ramen a paleomeandrů, které jsou v různém stupni vývoje. Některé z nich byly zasypány nebo jsou využívány k deponování odpadů. O nápravu těchto důsledků má snahu mj. např. Ministerstvo zemědělství ČR, které poskytovalo v roce 2005 dotace na zatravnění a zalesňování zemědělské půdy v neprospěch orné půdy (Hruban 2015).

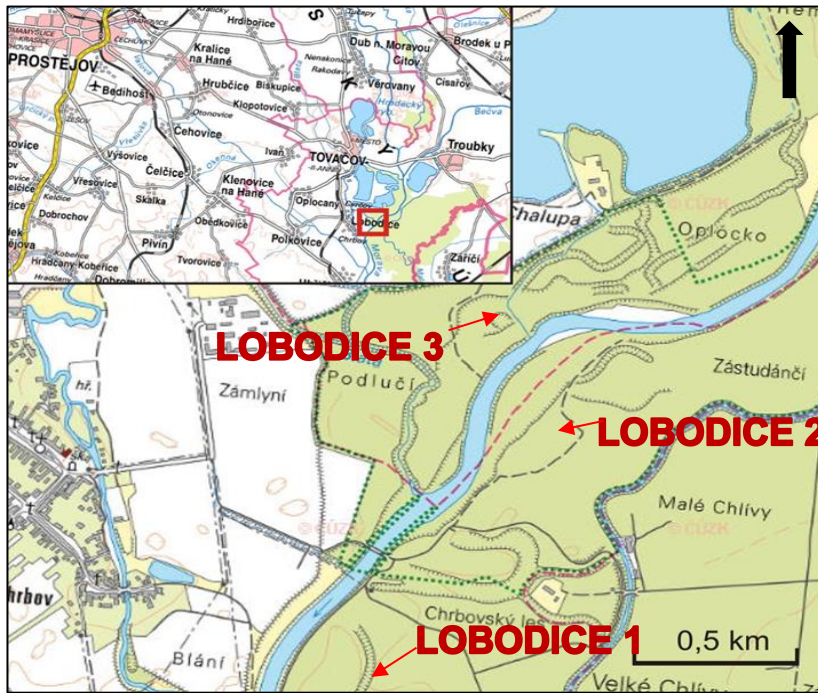
5 Lokalizace zájmového území

Studované území se nachází podél toku řeky Moravy, 200 m východně od obce Lobodice (obr. 16). Tato obec leží v jižní části olomouckého kraje cca 24 km JV od města Olomouc a tvoří součást mikroregionu Střední Haná. Zájmové území kromě toho zasahuje na katastrální území obcí Tovačov a Troubky. Hranici lze od Z vymežit přibližně 200 m za hospodářským mostem po proudu Moravy a končí pod soutokem řek Moravy a Bečvy. Délka území podél toku, měřená po proudu koryta řeky Moravy, činí zhruba 2 400 m.

Ve vymezeném prostoru byly pro geofyzikální měření a odběr vzorků vybrány tři lokality v místě bývalých, dnes již kompletně zazemněných, meandrů. Ovšem v terénu jsou stále dobře patrné a tvoří morfologicky dobře patrné oválné deprese, což usnadnilo výběr vzorkovacích míst. Mělké vrty byly provedeny v ose bývalých meandrů a u první lokality byla odebrána také jádra z jeseptního břehu a proximální části nivy pro porovnání. Celkem byly vytipovány tři bývalé meandry, za účelem porovnání vývoje sedimentace a možné korelace mezi nimi. Lokality byly označeny názvem obce Lobodice s číselným přívlástkem 1, 2 nebo 3. První dvě lokality leží na levém břehu řeky Moravy a poslední na pravém břehu. Lobodice 2 a 3 se nacházejí uvnitř Národní přírodní rezervace (NPR) Zástudánčí. Data získaná z GPS souřadnic a výškových profilů jsou uvedeny v následujících kapitolách.

Zástudánčí bylo ze zákona orgánem ochrany přírody vyhlášeno NPR v roce 1952 a důvodem je stále, zejména v národním významu, zachování lužního lesa s charakteristickou flórou a faunou u neregulovaného toku Moravy s cílem směřovat k pralesu. Fauna je bohatá především na ptačí hnízdiště, která jsou významnou součástí migrace ptáků. Výkon správy chráněného území o ploše 100,63 ha náleží Agentuře ochrany přírody a krajiny České republiky s regionálním pracovištěm v Olomouci. Vymezení NPR znázorňuje obr. 16 v kapitole Lokalizace území. Zástudánčí se překrývá s nadregionálním biocentrem Chropýňský luh, je tedy řazeno do mokřadů nadregionálního významu a v rámci Natura 2000 jde o návrh Evropsky významné lokality Chropýňský luh (AOPK ČR 2016).

V případě Zástudánčí jde z pohledu geomorfologie o sníženinu Hornomoravského úvalu, jejíž osou je široká niva toku Moravy. Nadmořská výška se zde pohybuje v rozmezí mezi 195 až 198 m n. m. Geologické podloží tvoří neogenní a kvartérní sedimenty, překryté naplaveninami nivních půd. Klimatický poměr je charakterizován jako relativně chladný a vlhký (AOPK ČR 2016).



Obr. 16: Topografická lokalizace studovaného místa s vyznačením lokalit. V horní polovině obrázku celé území označeno červeným čtvercem. Upravený mapový podklad © Český úřad zeměměřický a katastrální, www.cuzk.cz (2016).

6 Metodika práce

6.1 Studium zdrojových kartografických podkladů

Lokality vhodné k výzkumu místa vrtných prací a geofyzikálního měření byla vymezena studiem mapových podkladů krajiny prostřednictvím map Českého úřadu zeměměřického a katastrálního úřadu (ČÚZK) (www.geoportal.cuzk.cz 2017) v kombinaci s mapovými portály (www.mapy.cz, www.maps.google.com 2017).

Pro účely historických změn vývoje koryta řeky Moravy byly studovány archivní mapy dostupné na portálu archiválií ČÚZK. Cenný studijní materiál představovaly zejména staré historické mapy vojenského mapování. První vojenské mapy zaznamenaly veškeré důležité prvky, ale dnešním georeferencováním se podařilo odhalit chybu 500-800 m, proto nemohly být využity. Naše území bylo druhým vojenským mapováním zmapováno během let 1836-1852 v měřítku 1:28 000. Mapování se ukázalo jako velice přesné a mapy posloužily jako nejstarší topografický podklad k práci v GIS prostředí. Třetí rakouské vojenské mapování (1874-1880) mělo stanovené měřítko na 1:25 000 a patřilo k výborným zdrojům informací. Dalším referenčním podkladem se staly ortofotografické mapy (od roku 1950). Díky jejich výsledné skladbě leteckých měřících snímků umístěných v souřadném systému bylo možné pozorovat a charakterizovat vývoj koryta řeky v posledních dekadách.

Mapové podklady byly georeferencovány v prostředí geografického informačního systému (GIS) programu ArcGIS společnosti ESRI. Poté proběhlo vyznačení toků a vytvoření celkové mapy s konfigurací koryta řeky Moravy během svého vývoje.

Digitální model reliéfu 5. generace (DMR), vycházející z lidarových měření, byl použit k odvozování výšek mezilehlých bodů. Data ve formě souřadnic XYZ byla pořízena z portálu ČÚZK S nadmořskými výškami bodů se pracovalo v digitálním výškovém modelu.

6.2 Terénní etapa

6.2.1 Odběr vzorků

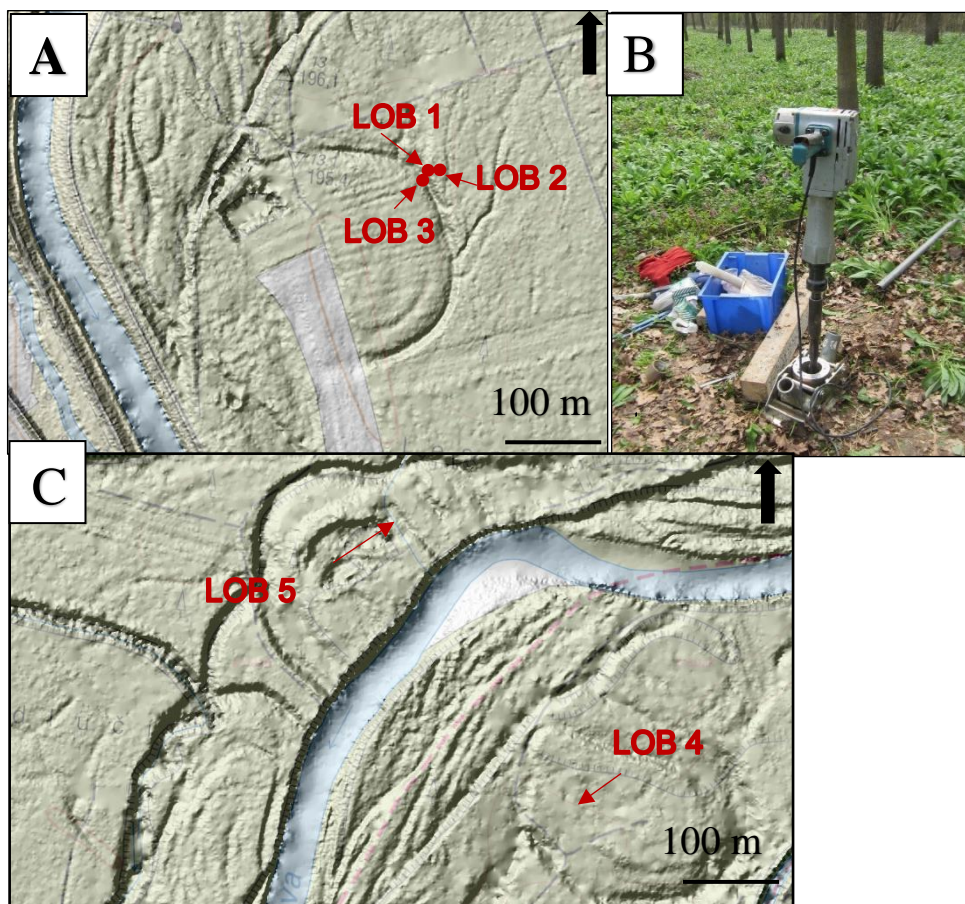
Během terénních prací provedených v průběhu let 2016 a 2017, bylo odebráno celkem pět mělce podpovrchových vrtných jader.

Na lokalitě Lobodice 1 byly odebrány tři jádra (obr. 17 a), jádro LOB 1 z paleomeandru, LOB 2 z proximální nivy a LOB 3 z jeseptního břehu. Na lokalitách Lobodice 1 a Lobodice 2 byla použita přenosná vibrační vrtná souprava (Eijkelkamp, Nizozemí) s jádrovnicí o průměru 4,5 cm a délce 1 m (obr. 17 b). Pomocí nastavitelných tyčí a sekvenčního vrtání lze dosáhnout do hloubky několika metrů. Snadnější manipulaci s vrtem a odběr zajistil plastový tubus, který byl nasunut do každé jádrovnice. Na lokalitě Lobodice 3 byl k odběru použit žlábkový odběrák o průměru 4 cm (Eijkelkamp, Nizozemí), vzhledem k špatné přístupnosti terénu a velké vzdálenosti. Na lokalitě Lobodice 2 bylo odebráno jádro LOB 4 a na lokalitě Lobodice 3 jádro LOB 5, obě v místě paleomeandru (obr. 17c).

Při odběru jádra LOB 5 byla pozorována kompakce sedimentu v jádrovnicí. Původní délka jádra byla přepočítána dle lineárního modelu kompakce, jako násobek mocnosti jádra a hloubky zaražení.

GPS souřadnice (souřadný systém JTSK) a nadmořská výška (Z) jader:

<u>LOB 1</u>	X= 1143878 m; Y= 544901 m; Z= 193,8 m n. m.
<u>LOB 2</u>	X= 1144409 m; Y= 545465 m; Z= 195,4 m n. m.
<u>LOB 3</u>	X= 1144395 m; Y= 545420 m; Z= 195,1 m n. m.
<u>LOB 4</u>	X= 1144160 m; Y= 545424 m; Z= 195,4 m n. m.
<u>LOB 5</u>	X= 1114997 m; Y= 527566 m; Z= 195 m n. m.



Obr. 17a, 17c: Vyznačení odebraných jader na digitálním modelu reliéfu ČR 5. generace s topografickým podkladem © Český úřad zeměměřický a katastrální, www.cuzk.cz (2017).

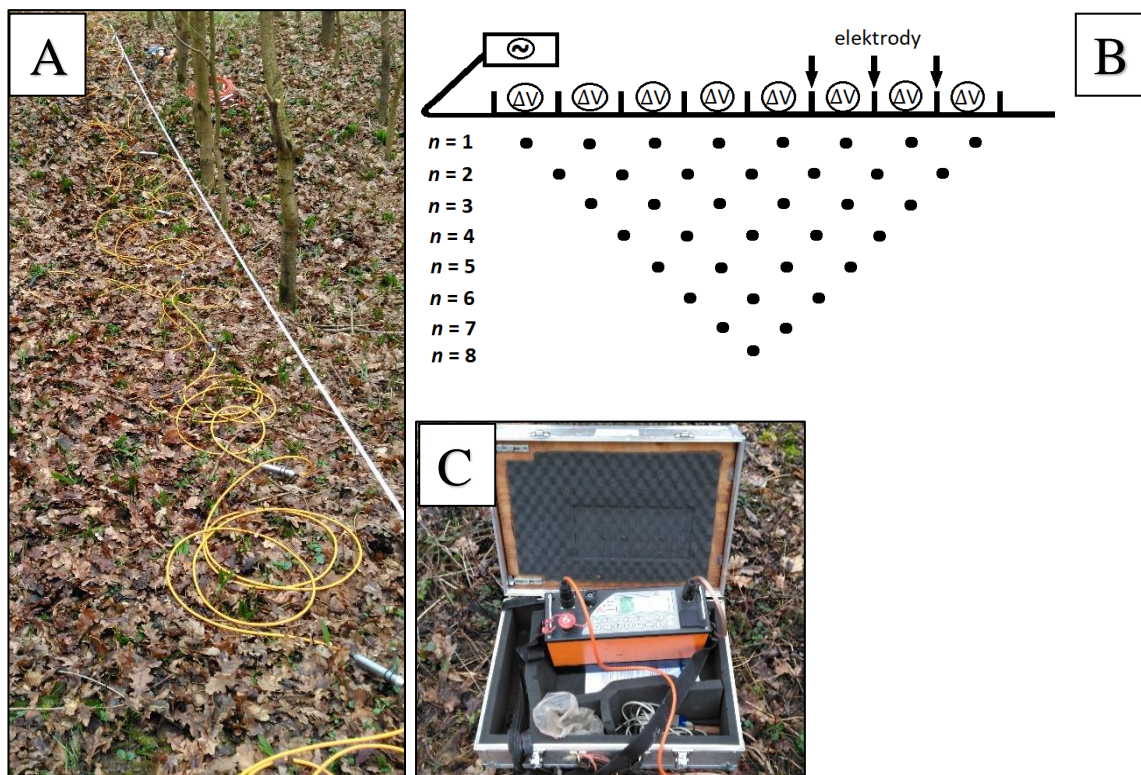
Obr. 17b: Přenosná vibrační vrtná soustava na nezpevněné horniny, lokalita Lobodice 1, foto R. Šimáček (2017).

6.2.2 Geofyzikální metody

Pro účely hloubkového vymezení a plošné distribuce sedimentárních těles byly použity vybrané geofyzikální metody. Na všech lokalitách byla provedena elektrická odporová tomografie a doplňkově georadarové měření na lokalitě Lobodice 1.

Elektrická odporová tomografie (ERT)

Cílem elektrické odporové tomografie je zjištění měrného odporu hornin ve 2D nebo 3D. Při 2D průzkumu, použitým v této práci byly elektrody zaraženy do podloží v jedné profilové linii v konstantním rozestupu 1m (18a), tato rozteč představuje dobrý kompromis mezi rozlišením a hloubkovým dosahem.



Obr. 18a: Systém více elektrodových kabelů, foto R. Šimáček (2017). 18b: Schéma principu elektrického profilování. 18c: Přístroj Ares, foto R. Šimáček (2017).

Všechny profily byly vytyčeny napříč paleomeandry a aby se křížily s odebranými vrtly. Délka profilů se pohybovala od 22 do 63 m. Maximální hloubkový dosah inverzního modelu odpovídal hloubce přibližně 12 m. Měření bylo realizováno přístrojem Ares model 5,3 (GF Instruments s. r. o., Česká republika) (Obr. 18c) na principu Wenner-Schlumbergerova uspořádání elektrod spočívající v délce impulsu 0,5 s a sčítáním dat (stacking) ze čtyř měření v každém bodě. Výsledná data byla zpracována softwarem RE3DINV se zohledněním topografie a poté upravena v programu Surfer 11. GPS souřadnice a délky profilů jsou uvedeny níže. Lokalizace měřených profilů jsou vyznačeny na obr. 19 a,b. Výsledkem měření je odporový 2D profil, zachycující jednotlivé odporové domény, které byly dále interpretovány.

GPS souřadnice (JTSK), délky (D) a nadmořské výšky profilů (Z):

Profil 1 (Lobodice 1) D= 47 m

Začátek: X= 1144330 m; Y= 545281 m; Z= 195,5 m n. m.

Konec: X= 1144374 m; Y= 545325 m; Z= 194,5 m n. m.

Profil 2 (Lobodice 2) D= 63 m

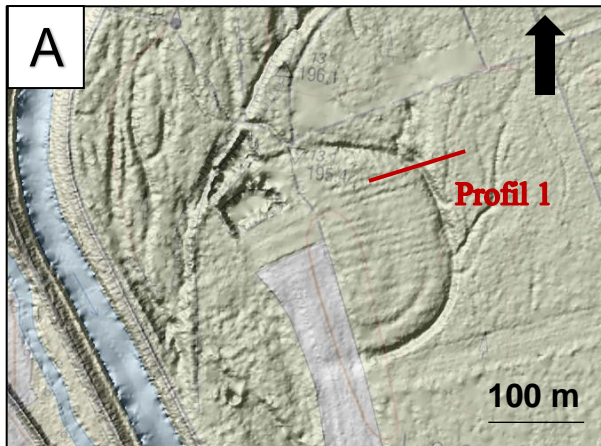
Začátek: X= 1143518 m; Y= 545009 m; Z= 196 m n. m.

Konec: X= 1143474 m; Y= 544976 m; Z= 195, 5 m n. m.

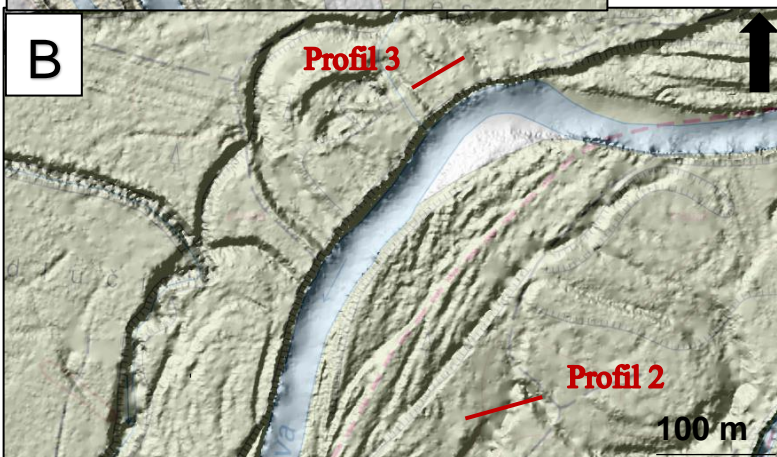
Profil 3 (Lobodice 3) D= 22 m

Začátek: X= 1143106 m; Y= 545097 m; Z= 196,3 m n. m.

Konec: X= 1143086 m; Y= 545077 m; Z= 194,7 m n. m.



Obr. 19a, b: Vyznačení profilů na digitálním modelu reliéfu ČR 5. generace s topografickým podkladem © Český úřad zeměměřický a katastrální, www.cuzk.cz (2017).



Georadarové měření

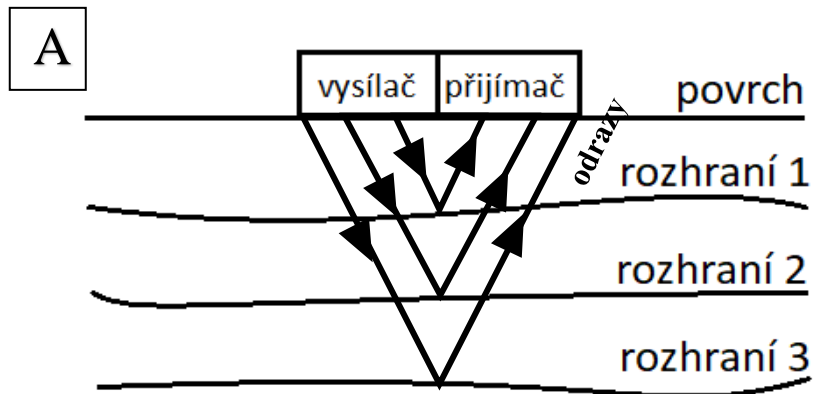
Jako doplňková metoda pro zjištění vnitřní architektury sedimentárních těles byl na lokalitě Lobodice 1 použit georadar (obr. 20b) SIR 3000 (GSSI, USA) a změřen jím jeden profil (délka 50 m) na stejné profilové linii jako ERT měření. Byly použity antény o frekvenci 200 a 400 MHz v krokovém měřicím módu (obr. 20a), zvolené hloubce průniku 64 ns (cca 3 m), hodnotě dielektrické konstanty 20 a hustotě vzorkování 934. Surová data byla zpracována v programu REFLEXW (Sandmeier, Německo) za účelem zaostření signální křivky vylepšením poměru signálu a šumu s použitím standardních filtrací (dewon, background removal, static correction, bandpassfrequency, manual gain, running average).

GPS souřadnice (JTSK) a délka profilu (D):

Profil 4 (Lobodice 1) D= 50 m

Začátek: X= 1144330 m; Y= 545281 m

Konec: X= 1144374 m; Y= 545325 m



Obr. 20a: Schéma principu georadarového měření. 20b: Ovládací jednotka georadar (GSSI SIR 3000), foto R. Šimáček (2017).

6.3 Laboratorní etapa

Odebrané vzorky byly dále laboratorně zpracovány na katedře geologie přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci.

6.3.1 Příprava vzorků



Odebraná sedimentární jádra (obr. 21) byla v laboratoři podélně rozříznuta a nafotografována. Následně byla makroskopicky popsána litologie a materiál navzorkován s vertikálním intervalem 2 cm. Tento interval byl zvolen s ohledem na stále vysoké rozlišení a dostatečného množství vzorku pro další analýzy. Vzorky byly dále sušeny v laboratorní sušičce Venticell při teplotě 55 °C po dobu cca 48 h. Vysušené vzorky byly neprodyšně uzavřeny v polypropylenových sáčcích.

Všechny vzorky byly zváženy na laboratorních vahách s citlivostí od 4 200 do 0,5g (výrobce Kern & Sohn GmbH, Německo). Část vzorků byla pro účely některých laboratorních metod rozetřena v achátové misce na analytickou jemnost.

Obr. 21: Tubus vrtu, foto R. Šimáček (2017).

6.3.2 Hmotnostně-specifická magnetická susceptibilita

Měření hodnot hmotnostně specifické magnetické susceptibility (MS) proběhlo v petrofyzikální laboratoři katedry geologie na kappa můstku KLY- 4S (Agico, s. r. o.; Česká republika) (obr. 22). Přístroj se skládá z řídicí jednotky, notebooku a samotného přístroje s měřicí komorou, kam se vkládají jednotlivé vzorky pomocí plastového držáku. Metodou byly změřeny všechny vzorky. Jedno měření probíhalo po dobu cca. 30 s, každý vzorek byl změřen dvakrát a výsledky zprůměrovány. Citlivost přístroje činila $3 \cdot 10^{-8}$ SI, s intenzitou magnetického pole 300 Am^{-1} a operační frekvencí 920 Hz. Hodnota byla přepočítána s ohledem na hmotnost vzorku a následně uvedena v $\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, dle vzorce (1) pro přepočet z objemově specifické MS do hmotnostně specifické MS:

$$(\text{SI/hmotnost vzorku [g]} \cdot 10) / 1000 = \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \quad (1)$$



Obr. 22: Laboratorní kappa můstek katedry geologie UPOL, foto R. Šimáček (2017).

6.3.3 Rentgen-fluorescenční spektrometrie

Pro účely zjištění koncentrace hlavních a stopových prvků byly vybrány vzorky v intervalu 10 cm z každého jádra a změřeny na přístroji Delta, Innov-X Systems Inc. z USA) (obr. 23) za použití softwaru Every Wan Remote Support (geochemický modul). Rozemleté vzorky byly umístěny do plastové kyvety s mylarovou fólií a měřeny po dobu čtyř minut pro jeden vzorek. Přístroj během toho identifikoval spektrum RTG záření na základě energie sekundárních fotonů dopadem primárního záření. Výsledkem jsou koncentrace prvků vyjádřené v ppm. Data byla dále zpracována v programu MS Excel a vyjádřeny jako hloubkové koncentrace.

Rentgenová fluorescenční analýza byla provedena na přístroji Epsilon 3x (PANalytical, Holandsko) v plastových kyvetách se spodním měřícím okénkem z Mylarové fólie. Přístroj má Ag rentgenovou lampu (až 50 kV) a energiově disperzní detektor (velkoplošný driftový křemíkový) chlazený Peltierovým článkem. Suché rozemleté vzorky byly analyzovány po volném nasypání do kyvet. Výsledný signál byl kalibrován pomocí certifikovaných referenčních materiálů. Z výsledků měření EDXRF jsem použil hmotnostní poměry Al/Si a v programu Microsoft Excel jsem vytvořil grafy poměrů Al/Si v jednotlivých hloubkách měřených vrtných jader. V metrážích s výrazněji odlišným poměrem Al/Si byly provedeny granulometrické analýzy, ze kterých jsem mimo jiné vytvořil prstencové diagramy s podíly frakcí (jíl, prach, písek) a pro porovnání vložil ke grafu poměru Al/Si s hloubkami vrtů.



Obr. 23: Zařízení pro stanovení prvkové analýzy – EDXRF spektrometr, foto R. Šimáček (2018).

6.3.4 Zrnitostní analýza

Zrnitostní rozbor (granulometrie) byl proveden na vibrační prosévače FRITSCH analysette SPARTAN 3 (obr. 24a). K separaci jednotlivých frakcí byla použita normovaná síta o velikosti ok od 32 μm do 4 mm v rostoucí posloupnosti. Podsítná frakce byla zachycena v nádobce pro další zpracování. Z každého vrtného jádra byly použity vzorky v intervalu 10



cm. Sítování probíhalo za mokra za konstantního přítoku vody po dobu zhruba dvanácti minut. Podsítná frakce byla stanovena na laserovém granulometru (Obr. 24b) FRITSCH analysette 22 MicroTec plus s dolní hranicí detekce 0,0008 mm. Výsledná měření byla zpracována do kumulativních křivek zrnitosti.



Obr. 24a: Vibrační prosévačka FRITSCH, foto R. Šimáček (2017). 24b: Laserový granulometr FRITSCH, foto R. Šimáček (2018).

6.3.5 Spektrální odraznost ve viditelném světle

Metoda spektrální odraznosti ve viditelném světle (kolorimetrie) umožňuje prezentovat kolorimetrická data v barevných prostorech CIE (Commission Internationale de

l'Eclairage 1931). K měření odraženého světla byl použit ruční spektrální fotometr (obr. 25) SP-62 (X-RITE, USA) s obslužným software X - Rite Color Master. Přístroj snímal celé viditelné spektrum v rozsahu 400 až 700 nm (rozlišení 10 nm). Postup měření spočíval v přiložení zaměřovacího kruhu na rozemletý vzorek uzavřený v polypropylenových sáčcích. Naměřená data byla prezentována ve standardním barevném prostoru CIE 1976 ($L^*a^*b^*$) a vyjádřena jako hloubkové změny chromatických parametrů.



Obr. 25: Spektrální fotometr SP-62, v popředí kalibrační kazeta, foto R. Šimáček (2018).

Ke zpracování dat byly využity programy MS Excel, Corel Draw.

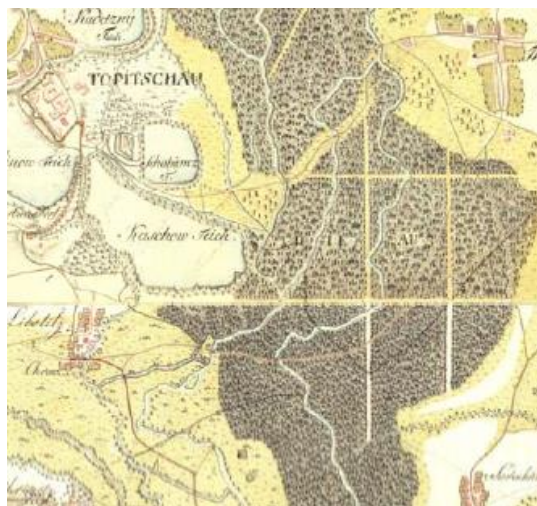
7 VÝSLEDKY

7.1 Geomorfologie a dynamika koryta řeky Moravy

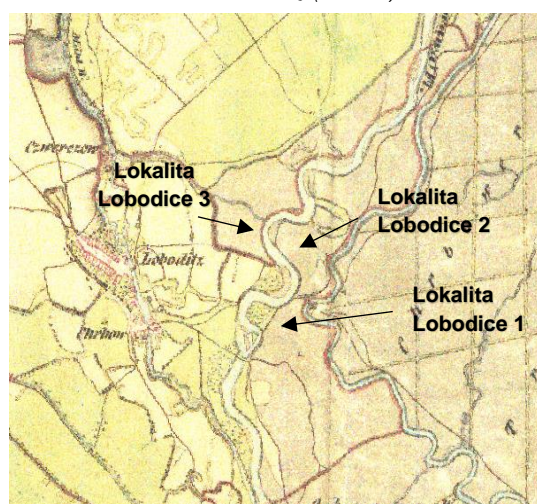
Koryto řeky Moravy se v průběhu let měnilo, jeho historický vývoj byl porovnán pomocí dostupných archivních map. Změny říční sítě byly popsány v několika časových etapách počínaje rokem 1780, kdy bylo území zmapováno I. Vojenským mapováním.

Na mapě I. vojenského mapování z roku 1780 (obr. 26) jsou zaznamenána anastomózní ramena řeky bez hlavního koryta. Řeka je v mapě vymezena levostranným korytem Malé Bečvy a na pravém břehu Skašovským rybníkem (Krejčí a Máčka 2007). Kvůli nepřesnostem nebyla mapa dále georeferencována.

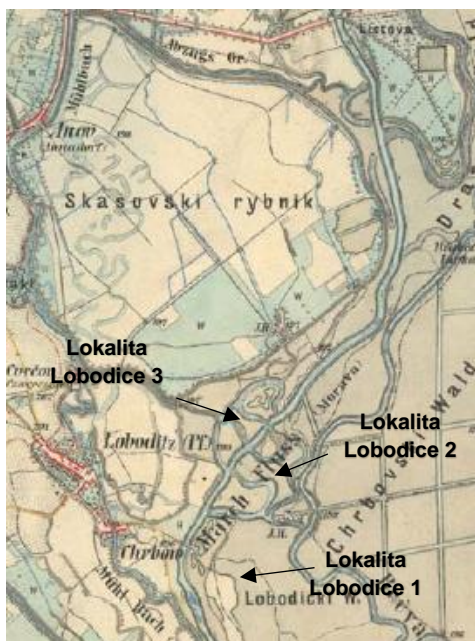
Mapa II. vojenského mapování z let 1836-1837 (obr. 27) je první, která zachycuje přepnutí z anastomózního systému na meandrující. Původně rozvětvený systém několika hlavních koryt byl konsolidován na jedno hlavní koryto s dobře patrnými meandry na současném území NPR Zástudánčí. Dvě ze studovaných lokalit (Lobodice 2 a 3) byly v první polovině 19. století součástí hlavního koryta. Na mapě lze také pozorovat několik zazemněných meandrů, zakreslených jako pruhy rohlíkovitého tvaru. Lokalita Lobodice 1 na mapě není zakreslena a lze tedy předpokládat, že byla už v té době kompletně zazemněna a její sukcese proběhla mezi I. a II. Vojenským mapováním. Šířka koryta je vyrovnaná po celé délce toku s vymezeným levostranným korytem Malé



Obr. 26: Území na mapě I. vojenského mapování (1780). Dostupné z kontaminace.cenia.cz (2016).



Obr. 27: Území na mapě II. vojenského mapování (1836-1837). Dostupné z archivnimapy.cuzk.cz (2016).

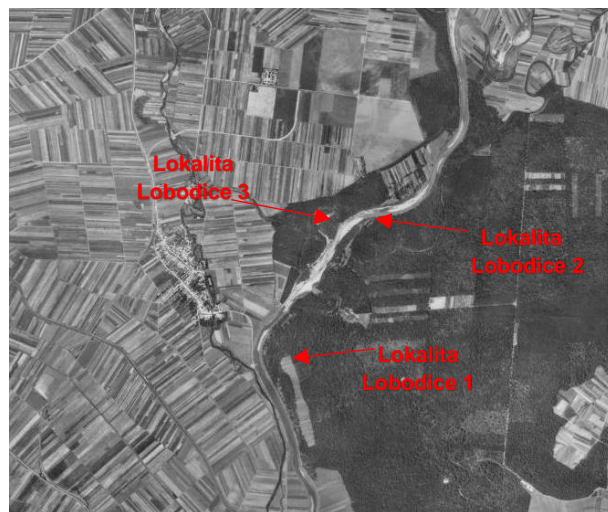


Obr. 28. Území na mapě III. vojenského mapování (1876). Dostupné z archivnimapy.cuzk.cz

Bečvy. Místo, kde se Malá Bečva stýká s Moravou je na totožném místě jako dnes. Skašovský rybník byl zrušen. Na mapě nejsou znázorněny ani jeho hráze, které jsou dodnes v krajině patrné.

Výraznou změnu toku řeky lze pozorovat o 40 let později u map III. vojenského mapování (obr. 28). Koryto bylo zakresleno jako napřimené a meandry znázorněné na předchozí mapě byly odstaveny, což se týká i lokalit Lobodice 2 a 3. Tyto bývalé meandry byly zakresleny jako mrtvá ramena nebo poloslepé meandry zčásti komunikující s hlavním tokem a stále naplněná vodou. Hráze Skašovského rybníka byly opět vymezeny na pravém břehu koryta řeky Moravy. Podle Krejčího a Máčky (2007) byla tato změna toku řeky způsobena průpichem meandrů.

V roce 1952 byla pořizena ortofoto mapa z vojenského leteckého snímkování (obr. 29). Snímek zachycuje průběh koryta téměř totožný s dnešní polohou. Dobře patrné jsou šterkové náplavy podél řeky. Odstavené meandry jsou již kompletně zazemněné a pokračující sukcese ukazuje na zarůstání vegetací, ale stále je lze na mapě pozorovat.



Obr. 29. Území na ortofoto (1952). Dostupné z archivnimapy.cuzk.cz (2016).

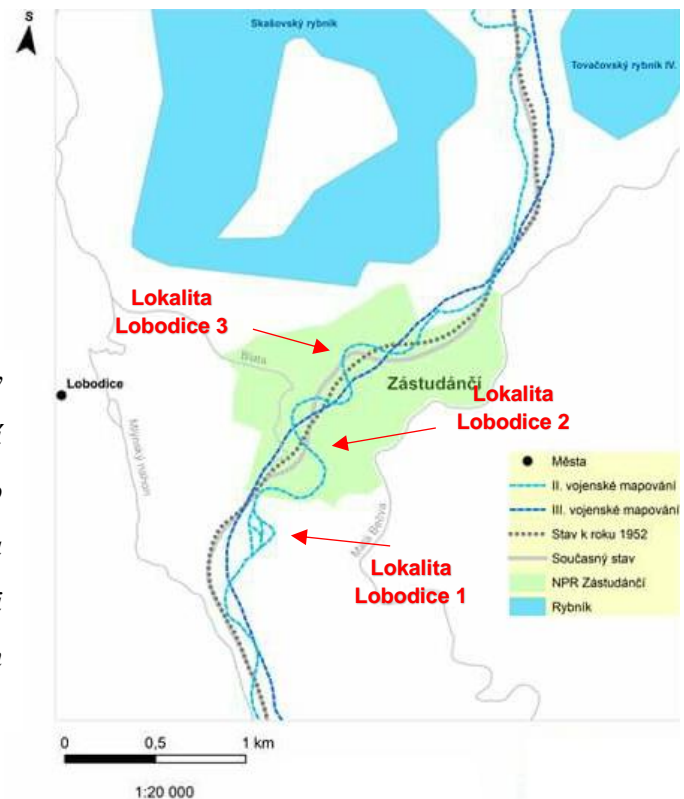
Na snímku dnešní ortofoto mapy z roku 2016 (obr. 30) jsou mrtvá koryta stěží patrná kvůli porostu lužního lesa. Tok řeky Moravy jeví tendenci ke zvyšování sinuosity vlivem boční eroze.



Obr. 30. Území na dnešním ortofotu. Dostupné z archivnimapy.cuzk.cz (2016).

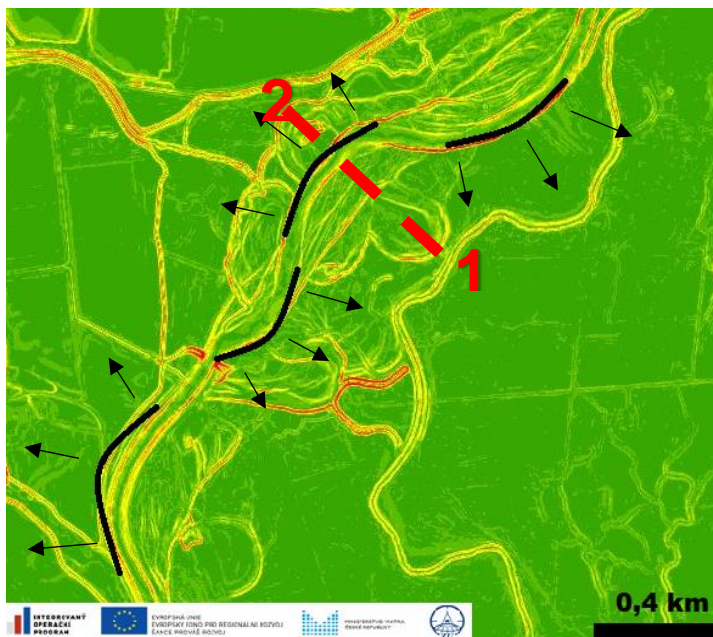
Popsaný vývoj koryta řeky Moravy je zachycen na obr. 31.

Obr. 31: Vývoj koryta řeky Moravy v NPR Zástudánčí a blízkém okolí od II. vojenského mapování po současnost. Mapa vytvořena v programu ArcGIS s mapovými podklady dostupných z archivnimadv.cuzk.cz (2017).

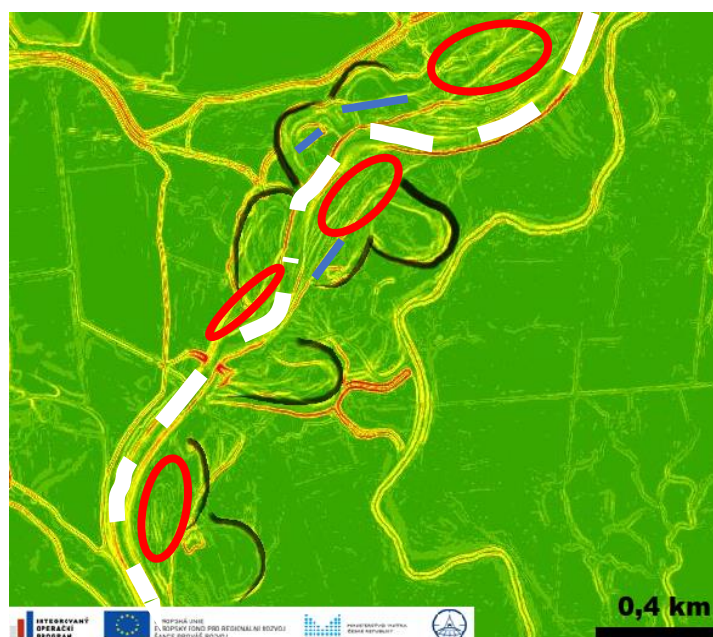
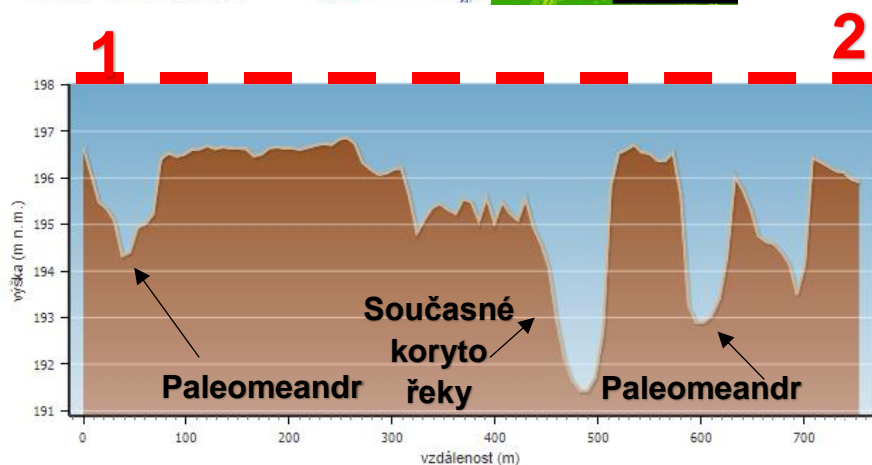


Na snímku (obr. 32) je znázorněno dnešní koryto řeky Moravy od Tovačovských jezer, přes NPR Zástudánčí až po soutok s korytem Mlýnského náhonu. Morfologickým prvkem koryta jsou nárazové břehy, které erodují činností zvýšené energie vody. Na druhé straně koryta probíhá akumulace sedimentů na jesebním břehu. Dokazuje to mimo jiné i provedená měření výškového profilu koryta v místě migrace.

Na dalším obrázku č. 33 je stejný výřez mapy, který zvýrazňuje typické fluvialní tvary a paleomeandry. Typickými fluvialními erozními tvary meandrů jsou břehové nátrže vytvořené v zákrutech vodních toků a nárazových březích meandru. Fluvialním akumulacním tvarem jsou mírné vyvýšeniny břehů nad údolní nivou. Valy vznikají přirozenou cestou a jejich tvar kopíruje tok řeky.



Obr. 32: Mapa znázorňuje erozní činnost řeky Moravy. Podkladem je DMR 5G ve formě sklonitosti svahů. Vyobrazeny nárazové břehy (černá linie) se směrem eroze (šipky). Výškový profil (červená přerušovaná linie). Graf výškového profilu pod mapou.



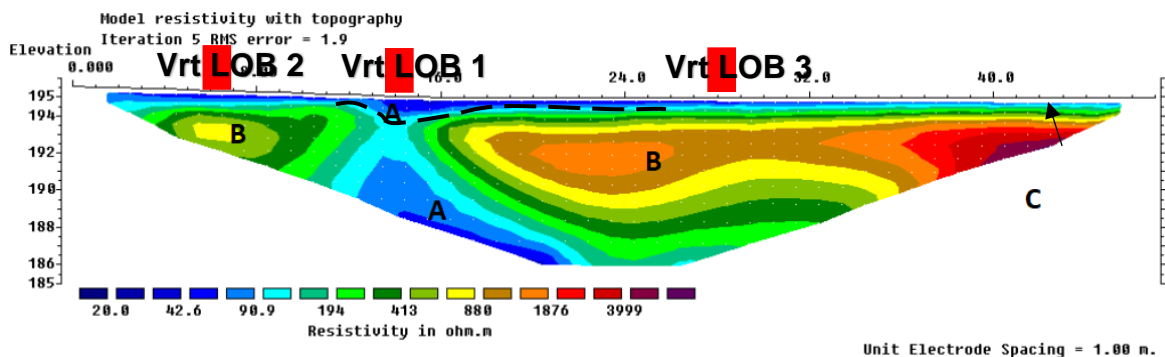
Obr. 33: Mapa s vyznačeným korytem řeky Moravy (bílá přerušovaná čára), mrtvými rameny (černá barva), břehovými nátržemi (červené ovály) a agradačními valy (modř linie). Podkladem je DMR 5G ve formě sklonitosti svahů. Upraveno podle ČÚZK (2018).

7.2 Geofyzikální metody

7.2.1 Lokalita Lobodice 1

ERT 1

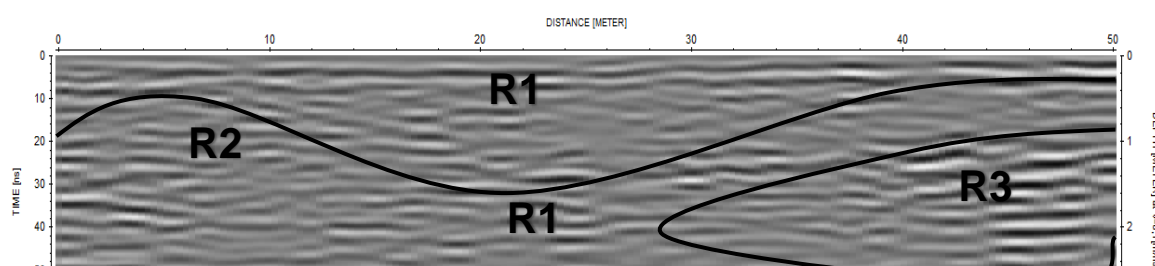
Linie 2D profilu, označeném jako ERT 1 (obr. 34), na lokalitě Lobodice 1 byla vedena ve směru V–Z v nadmořské výšce zhruba 195 m n. m. Profil má celkovou délku 47 m, rozteč elektrod činí 1 m s hloubkovým dosahem přibližně 10 m. Naměřené hodnoty odporu se v inverzním modelu pohybují v širokém rozmezí od 20 do 4 000 $\Omega \cdot m$. Struktura meandru je pozorovatelná ve vzdálenosti 12,5 až 16 m od počátku profilu a ukazuje jeho průřez. Na levé (východní) straně je strmější pokračování nárazového břehu (stále partný v terénu) a z druhé strany jeví pozvolný svah jeseptního břehu. Lze rozlišit tři horizontálně stratifikované geofyzikální domény, zčásti čočkovitého tvaru (A, B, C). Doména A vykazuje nízké měrné odpory v rozmezí ~20-100 $\Omega \cdot m$ a nachází se v nadloží a sahá do hloubky přibližně 1–1,5 m v místě bývalého meandru, jinak tvoří slabou přívprchovou vrstvu (0,5 m) Pod strukturou meandru se v hloubce 2 m pod povrchem konstantně rozšiřuje a pokračuje do hloubky. Doména A je interpretována jako relativně vodivá vrstva jemnozrnných jílovito-prachovitých sedimentů s měrným odporem měřených hodnot. V podloží se nachází doména B v délce profilu 0-12,5 m a 16-47 m s hodnotami měrného odporu v rozmezí 190-1 900 $\Omega \cdot m$ a mocností až 10 m Tato doména je interpretována jako špatně vodivé sedimentární těleso hrubozrnnějších frakcí, patrně štěrko-písčítých. Doména C je zastoupena jen v pravé (západní) dolní části profilu a vykazuje nejvyšší měrné odpory (1 900-4 000 $\Omega \cdot m$) a je lokalizována v hloubce přibližně 3 m a je patrně tvořena velmi hrubozrnným materiálem štěrkové frakce.



Obr. 34: ERT profil 1 s vyznačenými doménami A, B, C a strukturou meandru (černá přerušovaná linie).

Georadar

Georadarem byla zjištěna vnitřní architektura sedimentárních těles, na témže profilu jako ERT 1, ovšem o celkové délce profilu 50 m. Spodní dosah, určený z hloubky průniku signálu 64 ns odpovídá hloubce přibližně 3 m. Radargram zobrazuje slabě patrné horizontální a subhorizontální reflektory (obr. 35) a lze jej rozdělit na tři jednotky. První jednotka R1, vykazuje hloubkový dosah přibližně 1,2 m po celé délce profilu. Jednotka indikuje pravděpodobně materiál jemnozrnné frakce s hojným podílem organické hmoty (půdy). Struktura meandru se nachází mezi 10 až 30 m a průběh je vymezen reflexním rozhraním mezi jednotkou R1 a R2. Výraznější změnu reflektorů lze pozorovat na rozhraní jednotky R1 a R2. Na 35 m profilu v hloubce přibližně 1 m lze pozorovat onlap reflektorů jednotky R1 na šikmo zvrstvené reflektory podložní jednotky R2. Směrem do podloží R1 dochází k přechodu z jemnozrnné frakce na hrubozrnné štěrkopísky. Bazální jednotka R2 (hloubka >30 cm) má největší mocnost (cca 2,5 m) v prvních 10 m délky profilu. Její mocnost narušuje čočkovité těleso jednotky R3 v délce 26 m až do konce měřeného profilu a pravděpodobně odpovídá hrubozrnnému tělesu. O tom svědčí i výrazné reflektory v pravé části profilu v hloubkách 1-3 m, které mohou vypovídat o vícenásobné reflexi od velkých klastů. V podloží celého profilu se opakuje rozhraní reflexe R1 v hloubce ~2 m.



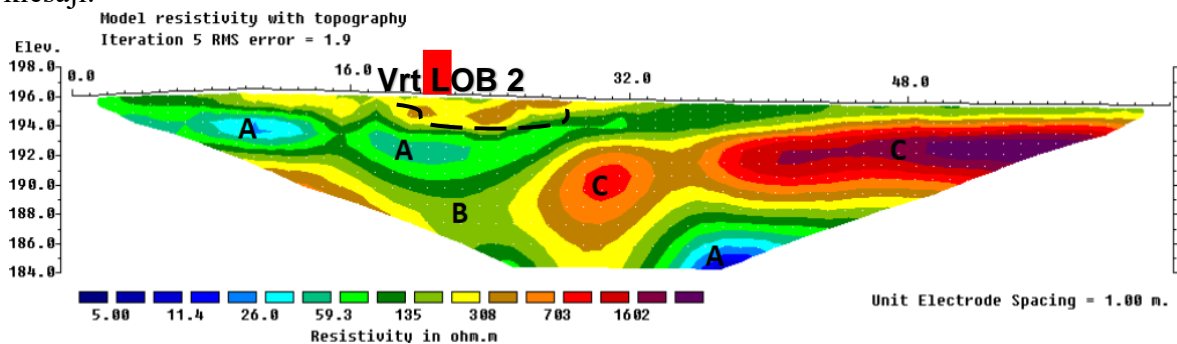
Obr. 35: Georadarový profil sedimenty lokality Lobodice 1 s hlavními reflexními rozhraními R1, R2, R3.

7.2.2 Lokalita Lobodice 2

ERT 2

Profil ERT 2 (obr. 36) na lokalitě Lobodice 2 měl délku 63 m, rozpětí elektrod opět 1 m a hloubkový dosah přibližně 12 m. Profil byl veden ve směru Z–V v nadmořské výšce 196 m n. m. Hodnoty měrného odporu se pohybují v širokém rozmezí od 5 do 1 602 Ω . m. Struktura meandru je viditelná v délce 17-32 m a opět vykazuje mísovitý tvar s příkřejším nárazovým břehem a pozvolným jeseptním břehem a hloubkou cca 1,5 m. Profil lze rozdělit na tři

horizontálně stratifikované geofyzikální domény (A, B, C). Doménu A charakterizují dobře vodivé sedimenty s velice nízkými hodnotami měrného odporu od 5 do 25 $\Omega \cdot m$ a představují jemnozrnné jílovito-prachovité facie, někdy tvořící čočkovitá tělesa, zejména ve vzdálenosti 7-14 m v hloubce 3-5 m pod povrchem a v délce 34-41 m ve spodní hranici profilu. Doména B vykazuje vyšší měrné odpory od 59 do 703 $\Omega \cdot m$. a reprezentuje patrně hrubší písčité tělesa s určitým podílem jemnozrnné frakce. Nachází se v podloží domény A, v levé části profilu sahá až k bázi. Zastupuje pravděpodobně písky s příměsí šterků. Její mocnost je poměrně rozsáhlá v celé délce profilu. Doména C zastupuje sedimenty o vysokém měrném odporu v rozmezí od 703 do více než 1602 $\Omega \cdot m$. a objevuje se v hloubce přibližně 2 m, má kulovitý či čočkovité protáhlý tvar ve střední, respektive pravé části profilu. Inverzní model ukazuje těleso o největším měrném odporu přibližně v hloubce 4 m, do podloží hodnoty měrných odporů opět klesají.



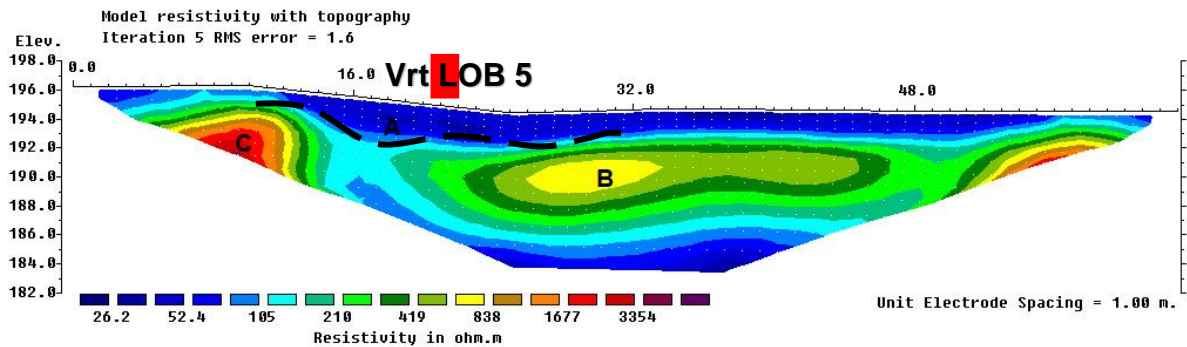
Obr. 36: ERT profil 2 s vyznačenými doménami A, B, C a strukturou meandru (černá přerušovaná linie).

7.2.3 Lokalita Lobodice 3

ERT 3

ERT profil lokality Lobodice 3 byl označen ERT 3 (obr. 37). Profil byl veden ve směru JZ-SV v nadmořských výškách zhruba 196-194 m n. m. Celkem bylo použito 63 elektrod, což odpovídá délce profilu 63 m, protože rozteč elektrod činí 1 m. Rozpětí naměřených hodnot se pohybuje v rozmezí od 26,2 do více než 3354 $\Omega \cdot m$. V nadloží při povrchu v délce 11-56 m je viditelná struktura meandru, který zasahuje do hloubky 1,5 m. Výplň struktury byla označena doménou A. Doména se vyznačuje nižšími hodnotami naměřeného odporu s horní hranicí kolem 105 $\Omega \cdot m$. a je tvořena jemnozrnnými prachovito-jílovitými sedimenty. Pod hlavní strukturou meandru se nachází čočkovitá doména B. Rozmezí hodnot se pohybuje přibližně od 210 do 838 $\Omega \cdot m$. Protáhlý čočkovitý tvar tělesa má počátek v 18 m délky profilu a pokračuje až do konce, kde přechází v doménu C. Pravděpodobně se jedná o pohřbený jesep, bývalé

koryto nebo šterkopísky. Při počátku délky profilu těsně pod nadložní doménou A se jeví pravděpodobně část čocky s hodnotami odporu od cca 838 Ω . m. a jde pravděpodobně o hrubozrnné šterkovito-píscíté těleso.

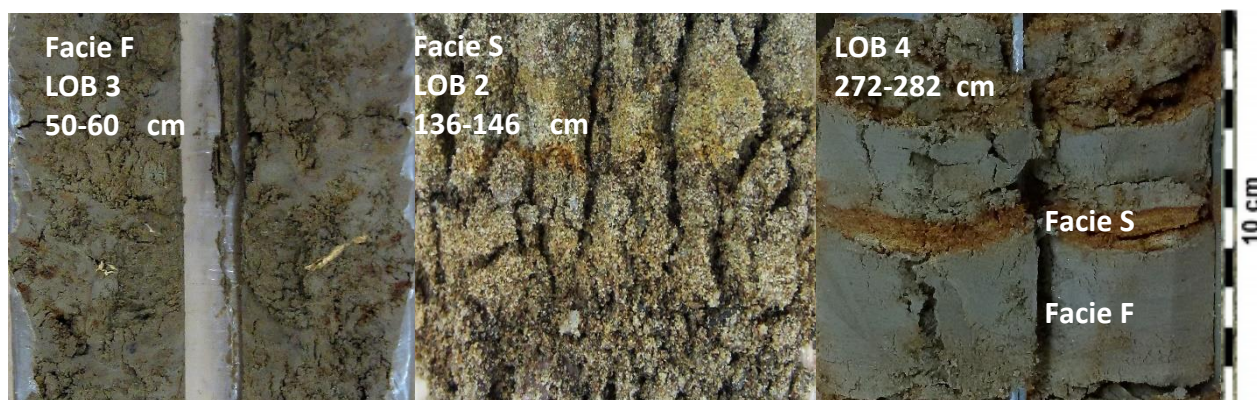


Obr. 37: ERT profil 3 s vyznačenými doménami A, B, C a strukturou meandru (černá přerušovaná linie).

7.3 Litologie a stratigrafie

Na lokalitách bylo odebráno 5 sedimentárních jader o maximální hloubce 2,84 m. Na základě makroskopického popisu a zrnitostních analýz byly podle Mialla (1977) vymezeny dvě hlavní litofacie F a S (obr. 38).

Facii F zastupují jemnozrnné až středně zrnité sedimenty s vysokým, ale variabilním podílem jílu, prachu a písku (prachovitý písek, píscítý prach), často převažuje prach a jíl. Sedimenty facie F jsou tmavě šedé, tmavě hnědé až černošedé, ojediněle s rezavými polohami Fe oxy-hydroxidů. Jsou homogenní nebo vykazují různý stupeň laminace. Sediment je slabě zvodnělý, kompaktní, plastický, humózní se značným obsahem fyto-detritu v podobě kořínků a nerozložených částí rostlin a ojedinělými šupinami muskovitu. Facie S charakterizuje převaha zrn píscíté frakce s příměsí jílu a prachu, občas minoritním zastoupením šterkové frakce. V některých případech zastoupení významného hmotnostního procenta šterků lze sediment nazývat šterkopísky. Barva je světle hnědá až světle šedá s občasnými povlaky Fe oxy-hydroxidů rezavě-oranžové barvy, často se šikmým zvrstvením a heterogenní texturou. Sediment je často suchý, ojediněle vlahý, nekomaktní, s nízkým obsahem fyto-detritu zastoupeném kořínky a zbytky rostlin.



Obr. 38: Snímky facie F, S a jejich hranice (foto: R. Šimáček, 2017).

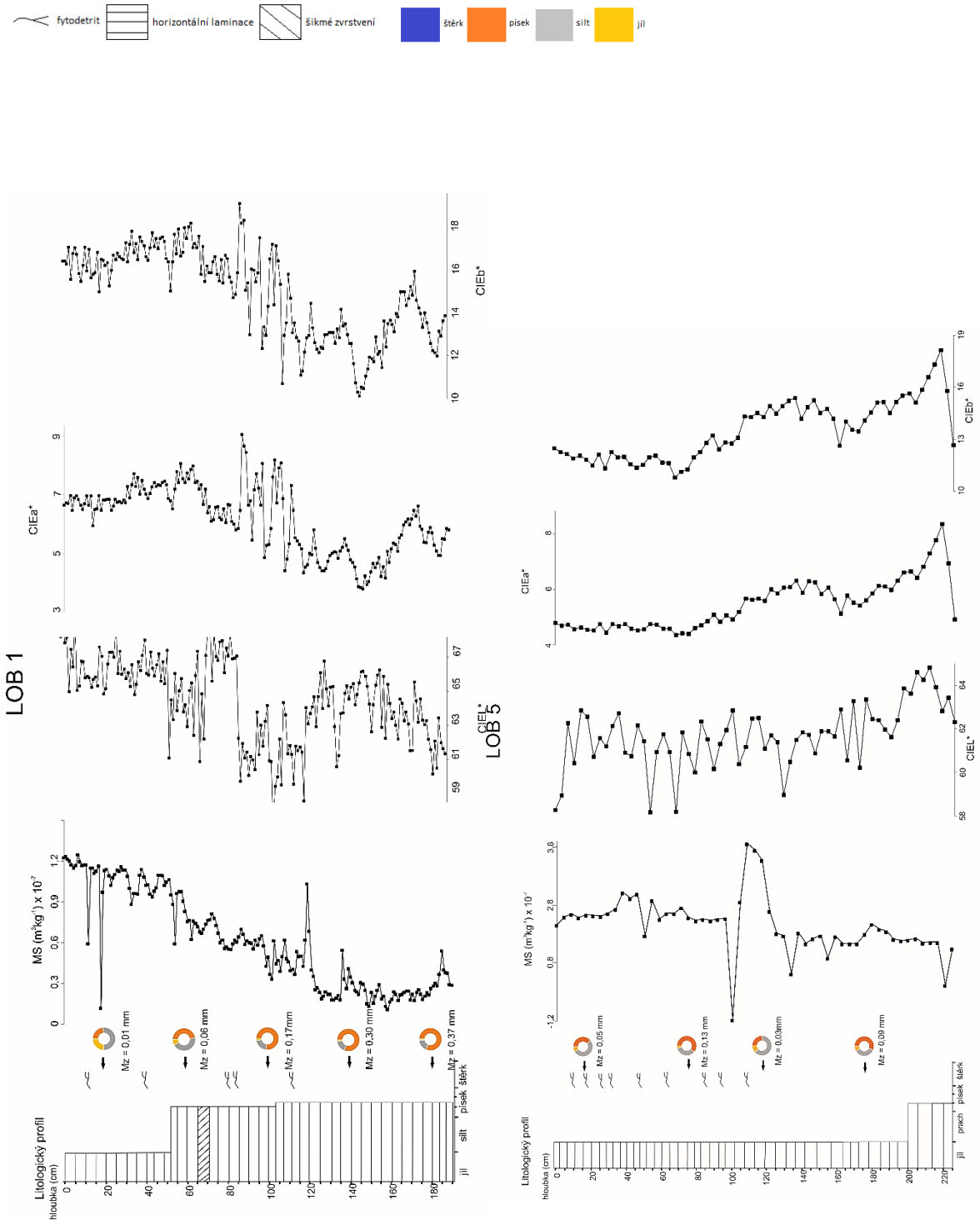
Ze zrnitostních rozborů provedených ve vybraných hloubkových úrovních jader byla určena průměrná procentuální zastoupení jednotlivých frakcí a střední velikost zrn zrna (M_z). Vybrané analýzy byly převedeny do kruhových diagramů s procentuálním zastoupení jednotlivých frakcí a umístěny vedle litologických schémat jader.

7.3.1 Rozbor jader z paleomeandrů

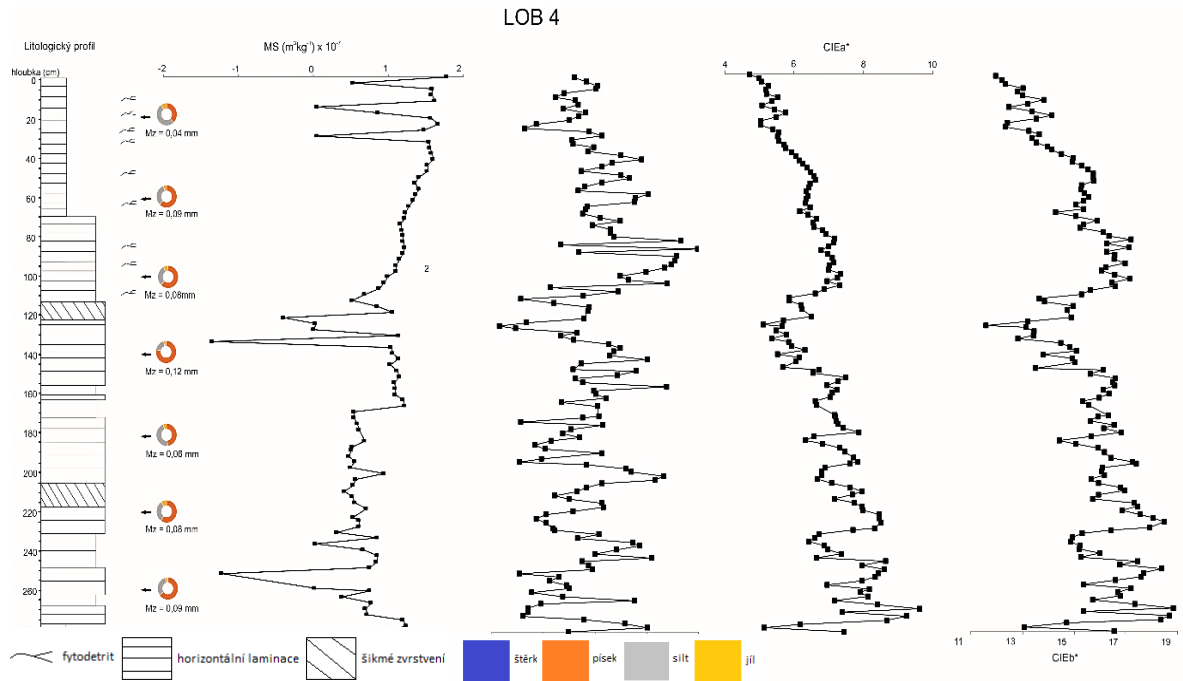
V jádře LOB 1 (obr. 39) je dominantní písčité frakce (\emptyset 66,03 hm. %), následována prachovitou frakcí (\emptyset 18,42 hm. %), menším zastoupením jílovité frakce (\emptyset 6,90 hm. %) a jen minoritní příměsí šterkovitých klastů (\emptyset 0,07 hm. %). V bazální části jádra převládá facie S, která je směrem do nadloží vystřídána facíí F v hloubce 45 cm. Od bazálních šterků směrem do nadloží pozorujeme trend zjemňování zrnitosti od písků k prachu a jílu. Orientačně provedené zrnitostní rozborů ukázaly ve 180 cm hloubky zastoupení šterkové frakce 0,59 hm. %, písčité 80,73 hm. %, prachovité frakce 16,77 hm. % a jílové 1,91 hm. %. Střední velikost zrn (M_z) je 0,37 mm. Sedimenty vykazují v hloubce 20 cm 23,58 hm. % písku, 51,92 hm. % prachu a 24,50 hm. % jílu, střední velikost zrna (M_z) je 0,01 mm. Dle výsledků střední velikost zrna do nadloží klesá a lze pozorovat výrazný nahoru zjemňující trend, s tímto narůstá podíl jílovité a prachovité frakce na úkor frakcí hrubozrnnějších. Jádro LOB 5 (obr. 39) vykazovalo podobný trend jako jádro LOB1. Ve spodních částech jádra byla popsána litofacie S, s přechodem do facie F v hloubce cca. 2 m. Největší podíl zastupuje písčité frakce (\emptyset 45,85 hm. %), o něco méně je zastoupen prach (\emptyset 35,40 hm. %), s nejmenším podílem jílovité frakce (\emptyset 8,10 hm. %) a bez zastoupení šterkové frakce. Zrnitostní rozbor z hloubky jádra 173 cm představuje písek 56,55 hm. %, prach 35,18 hm. %, jíl 8,27 hm. % se střední velikostí zrna (M_z) 0,09 mm.

Zrnitostní rozbor provedený v 17 cm hloubky jádra vyznačuje písek 39,06 hm. %, prach 52,75 hm. % a jíl 8,19 hm. % se střední velikostí zrna (Mz) 0,05 mm. Komplikovanější stavbou a největší délkou (2,84 m) se vyznačuje jádro LOB 4 (obr. 40). Také v tomto jádře znamená písek největší procentuální zastoupení frakce (ϕ 52,64 hm. %), další je prach (ϕ 28,84 hm. %) a v poslední řadě jíl (ϕ 8,55 hm. %). Průběh jádra vykazuje bázi facie S, která je nahrazena jemnozrnnou prachovito-jílovitou facií F. Facie S je ve 140 cm hloubky jádra zastoupena 78,28 hm. % písku, 17,63 hm. % prachu a 4,10 hm. % jílu. Střední velikost zrna (Mz) byla stanovena hodnotou 0,12 mm. Ve facii F byl proveden rozbor zrn, poukazující na podíly písčité frakce 38,13 hm. %, prachovité 52,27 hm. % a s nejmenším podílem jílu 9,60 hm. %. Střední velikostí zrna (Mz) činila 0,04 mm. Jádro je charakteristické pravidelným střídáním prachovito-jílovitých lamin (facie F) s písčitými (facie S). Mocnost lamin kolísá od několika mm po vrstvy o tloušťce několika cm.

Obr. 39. Litologické schéma profilu jádra LOB 1 a LOB 5 (dle makroskopického popisu), prstencové diagramy uvádí zastoupení jednotlivých frakcí (M_z = střední velikost zrna). Hodnoty magnetické susceptibility, hodnoty $CIEI^*$, $CIEa^*$ a $CIEb^*$ a jejich korelace.



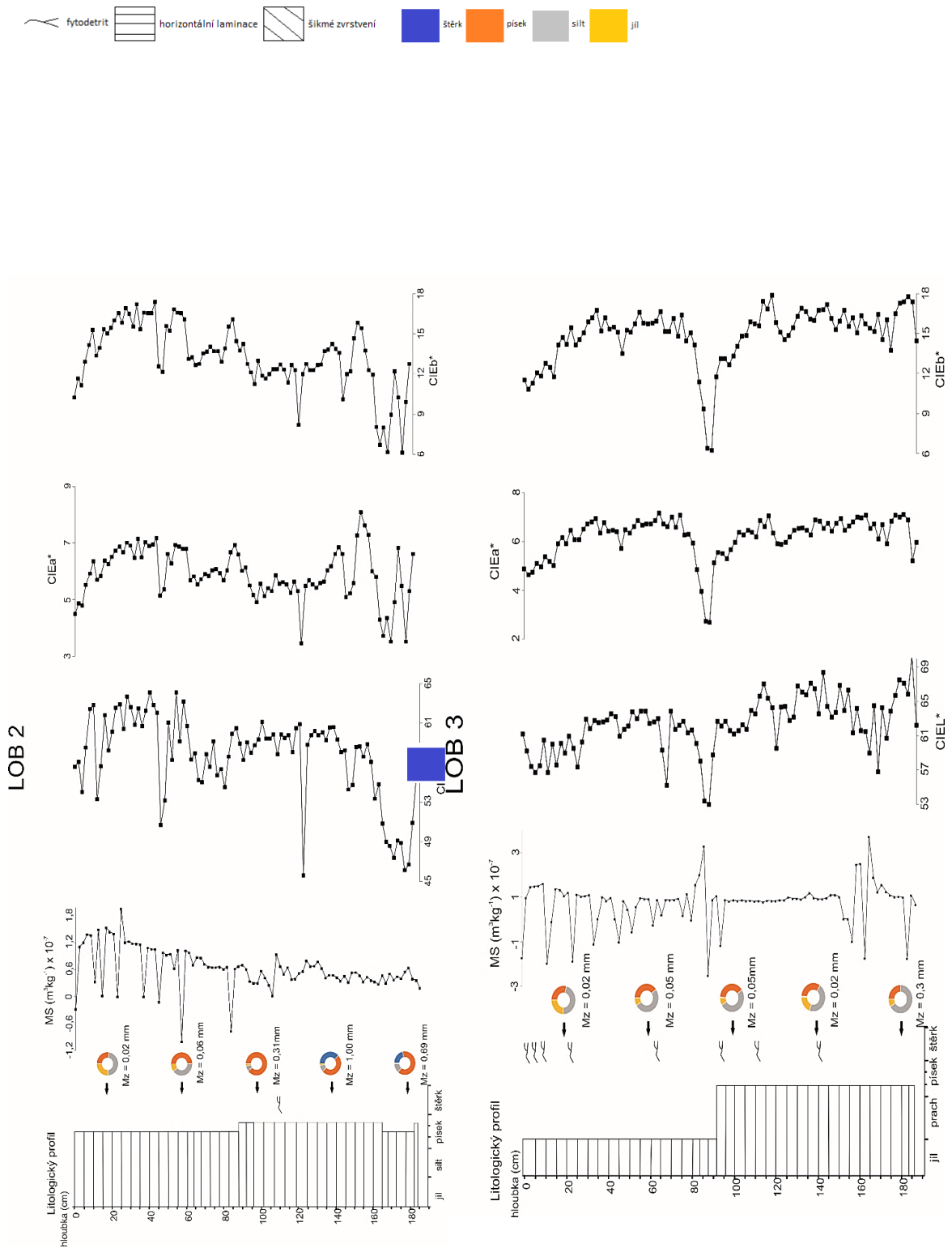
Obr. 40. Litologické schéma profilu jádra LOB 4 (dle makroskopického popisu), prstencové diagramy uvádí zastoupení jednotlivých frakcí (Mz = střední velikost zrna). Hodnoty magnetické susceptibility, hodnoty CIEl* CIEa* a CIEb* a jejich korelace.



7.3.2 Jádru nivy LOB 2 a jesevního valu LOB 3

Hranice přechodu facie F a S u jádra LOB 2 (obr. 41) se nachází přibližně v 90 cm hloubky. Podloží facie S zastupují písky a v rozmezí báze jádra až do hloubky 130 cm zjevný poměr štěrků. Průměrná hodnota převládajícího písku je 58,48 hm. %, za nimi je prach (Ø 20,60 hm. %), dále štěrky (Ø 8,67 hm. %) a nejmenší podíl jílu (Ø 7,15 hm. %). Střední velikost zrna (Mz) dosahuje v hloubce 140 cm 1,00 mm. Zrnitostní rozbor nižších hloubek jádra facie F ukázal převahu prachovité frakce 46,37v%, dále zastoupení písku 27,27 hm. %, prachu 46,37 hm.% a jílu 26,36 hm. % se střední velikostí zrna (Mz) 0,02 mm. Jádro LOB 3 (obr. 41) odebrané na stejné lokalitě Lobodice 1 identifikuje pouze facie F v celé jeho délce. Střední velikost zrna (Mz) se pohybuje v rozmezí hodnot 0,02 mm až 0,05 mm. V celém rozsahu převládá prachovitá složka (Ø 39,39 hm. %), následuje písčítá frakce (Ø 34,93 hm. %), jílovitá frakce (Ø 15,74 hm. %) a minoritní podíl štěrkové frakce (Ø 0,36 hm. %).

Obr. 41. Litologické schéma profilu jádra LOB 2 a LOB 3 (dle makroskopického popisu), prstencové diagramy uvádí zastoupení jednotlivých frakcí (M_z = střední velikost zrna). Hodnoty magnetické susceptibility, hodnoty $CIEl^*$, $CIEa^*$ a $CIEb^*$ a jejich korelace.



7.4 Magnetická susceptibilita

7.4.1 Jádra paleomeandrů

Hodnoty magnetické susceptibility jádra LOB1 (obr. 39) nejsou příliš vychýlené. Minimální hodnota $1,09 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ leží v hloubce vrtu 157 cm a maximální hodnota $1,25 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ v hloubce 7 cm od nadloží. Vypočítaný aritmetický průměr hodnot magnetické susceptibility je $6,16 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a medián $5,88 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Hodnoty MS se do nadloží pomalu, ale dlouhodobě zvyšují, kromě výchylek v lokálních minimech a maximech. Celkově tento trend koresponduje se zjemňující se litologií. Trend vývoje křivky je konstantně rostoucí směrem do nadloží. Na bázi je křivka poměrně rovná s hodnotou $2,89 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ve 188 cm. Poté je od hloubky 140 cm směrem do nadloží o $3,08 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ průběh křivky mírně rozkolísaný.

Hodnoty od 113 cm stoupají od hodnoty $5,40 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ až po povrchovou magnetickou susceptibilitu $1,23 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Největší vychýlení je identifikováno v hloubkách 12, 18 a 118 cm pod povrchem.

Hodnoty MS se v jádře LOB5 (obr. 39) pohybují od $-1,16 \cdot 10^{-7}$ do $4,94 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Hodnota aritmetického průměru činí $1,95 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ s mediánem o hodnotě $1,84 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Bazální část jádra s nejhlubším bodem měření v hloubce 226 cm ($3,50 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$) charakterizuje téměř konstantní průběh hodnot MS. Výrazný výkyv byl identifikován v hloubkovém intervalu 220-158 m. Na začátku výkyvu hodnoty stoupají až na maximum $4,94 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ v hloubce 193 cm a téměř vzápětí klesají na minimum v hloubce 175 cm. Směrem do nadloží opět křivka vykazuje téměř konstantní průběh s minimálními výchyly.

V jádře LOB 4 (obr. 40) byly naměřeny hodnoty MS v rozmezí od $-1,34 \cdot 10^{-7}$ do $1,78 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Průměrná aritmetická hodnota činí $8,08 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a medián $7,66 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Hloubkový průběh křivky MS lze charakterizovat částmi s výraznými výchyly, které jsou vystřídány téměř konstantním průběhem. Výrazné minimum se projevuje v hloubce 250 cm s následným nárůstem na původní hodnotu před výchyly. Další skokový nárůst byl pozorován v hloubce 160 cm. Poté se hodnoty drží a v hloubkovém intervalu 140-120 cm dochází k několika výrazným výchyly od $5,00 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ do $9,45 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a do nadloží až do hloubky 30 cm křivka MS vykazuje pozvolný, téměř lineární nárůst. Podpovrchové hodnoty opět vykazují několik dílčích výchylek.

7.4.2 Jádru nivy LOB 2 a jesevního valu LOB 3

Naměřené hodnoty magnetické susceptibilitu jádru LOB 2 (obr. 41) se pohybují mezi hodnotami $1,96 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a $-1,00 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Naměřené hodnoty mají aritmetický průměr $6,32 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Medián činí $6,14 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Celkový průběh křivky je mírně klesající do nadloží a v horní části rozkolísaný výraznými odchylkami. V bázi jádru (182 cm) byla naměřena hodnota $2,00 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Do hloubky 134 cm je křivka téměř konstantní. Největší odchylky pozorovány v hloubce 82 cm ($-7,72 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$) a 56 cm ($-1,00 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$) a při povrchu ($-2,77 \cdot 10^{-8}$).

V jádru LOB 3 (obr. 41) byly naměřeny jak kladné hodnoty materiálu, tak i množství záporných hodnot. Výsledné hodnoty jsou vymezeny minimem $-2,52 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ve 188 cm a maximem $3,72 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ve 164 cm. Aritmetický průměr naměřených hodnot je $7,23 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ a medián činí $9,19 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Celkový poměrně vyrovnaný charakter křivky vykazuje velké odchylky v hodnotách a množství záporných hodnot. Báze křivky má hodnotu měření $6,59 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Podloží jádru vykazuje nespecifikované odchylky v hodnotách. Od 94 do 80 cm dochází k velkým odchylkám. Na povrchu byla vypočítána magnetická susceptibilita $-1,72 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$.

7.5 Spektrální odraznost ve viditelném světle

7.5.1 Jádra paleomeandrů

Výsledná data byla prezentována v barevném prostoru CIEL*a*b* a ukazují na detailní rozdíly v barvě sedimentu, které zčásti korespondují s hodnotami MS a litologickým popisem. Někde naopak MS vykazuje konstantní průběh, zatímco kolorimetrické parametry silně kolísají. Vyšší hodnoty CIEL* znamenají posun ke světlejším barvám a nižší naopak. CIEa* ukazuje posun v rámci zeleno-červené osy a CIEb* v rámci modro-žluté osy. Výsledné grafy měření jádru LOB 1 jsou uvedeny na obr. 39. Hodnoty CIE L* se pohybují v rozmezí od 55,15 do 67,21; parametr CIE a* vykazuje hodnoty od 3,76 do 9,07 a CIE b* nabývá hodnot od 10,12 do 19,02. Průměrné hodnoty jsou: CIE L* 62,49; CIE a* 6,16 a CIE b* 14,89. Medián byl stanoven hodnotami: CIE L* 62,86; CIE a* 6,46; CIE b* 15,39. Na bázi je hodnota 59,63. Směrem do nadloží je trend vývoje křivky CIE L* rostoucí s lokálními výchyly. Grafy CIE a* a CIE b* lze ztotožnit s grafem CIE L*.

Rozdíl je jen v odchylkách, kde křivky CIE a* a CIE b* nevykazují tak velké vychýlení. Hodnota báze CIE a* je 5,85 a CIE b* pak bod 13,83.

Výsledky měření jádra LOB 5 jsou uvedeny na obr. 39. Hodnoty CIE L* jsou vymezeny v rozmezí od 58,17 do 64,83; CIE a* charakterizuje hodnoty od 4,37 do 8,35 a rozmezí hodnot CIE b* je od 10,79 do 18,13. Průměrné hodnoty jsou: CIE L* 61,69; CIE a* 5,46 a CIE b* 13,51. Hodnoty mediánu jsou: CIE L* 61,75; CIE a* 5,32 a CIE b* 13,33. Průběh křivky CIE L* je kolísavý a mírně klesající směrem do nadloží. Trend křivky CIE a* je do nadloží jádra rostoucí. Křivka je ukončena na bázi vychýlením do hodnoty 4,93. CIE b* má zpočátku mírně klesající tendenci hodnot křivky, ale ve 38 cm se křivka po ose X zvětšuje.

Grafické znázornění hodnot měření jádra LOB 4 je uvedeno na obr. 40. Rozmezí hodnot CIE L* se pohybuje v hranici od 58,29 do 65,97; parametr hodnot CIE a* je od 4,72 do 9,61 a hodnoty CIE b* byly stanovené od 11,57 do 18,82. Průměrné hodnoty jsou: CIE L* 61,80; CIE a* 6,74; CIE b* 15,46. Medián vymezen hodnotami: CIE L* 61,66; CIE a* 6,72 a CIE b* 15,62. Charakter křivky CIE L* má od báze do nadloží poměrně vyvážené hodnoty, které od 82 cm k povrchu mírně klesají. Průběh grafu CIE L* je zakončen v hodnotě 61,59 na bázi. Trend křivky CIE a* je klesající do nadloží. Hodnoty CIE b* jsou v grafu interpretovány stejným vývojovým trendem jako CIE a*.

7.5.2 Jádro nivy LOB 2 a jesevního valu LOB 3

Grafy měření jádra LOB 2 zaznamenává obr. 41. Parametr CIE L* je vymezen hodnotami v rozmezí od 45,63 do 64,10; CIE a* vykazuje hodnoty od 3,45 do 8,09 a hodnoty CIE b* se pohybují v rozmezí od 6,09 do 17,37. Průměrné hodnoty jsou: CIE L* 57,72; CIE a* 5,90 a CIE b* 13,24. Medián byl stanoven hodnotami: CIE L* 58,78; CIE a* 5,85 a CIE b* 13,17. Křivka CIE L* představuje extrémní výchyly v celém průběhu křivky. Konečná hodnota je 55,34 ve 182 cm. Vývojový trend CIE a* je od báze do nadloží klesající. Vývoj křivky CIE b* je ztotožněn s předchozím grafem CIE a*.

Výsledky jádra LOB 3 jsou znázorněny na obr. 41. Rozmezí hodnot CIE L* se pohybuje v rozmezí od 53,03 do 70,21; parametr hodnot CIE a* od 2,71 do 7,17 a CIE b* vykazuje hodnoty od 6,23 do 17,92. Průměrné hodnoty jsou vymezeny: CIE L* 62,28; CIE a* 6,20 a CIE b* 14,90. Medián je zastoupen hodnotami: CIE L* 62,62; CIE a* 6,46 a CIE b* 15,39. Charakter křivky CIE L* je poměrně rozkolísaný s mírně klesajícím trendem směrem do

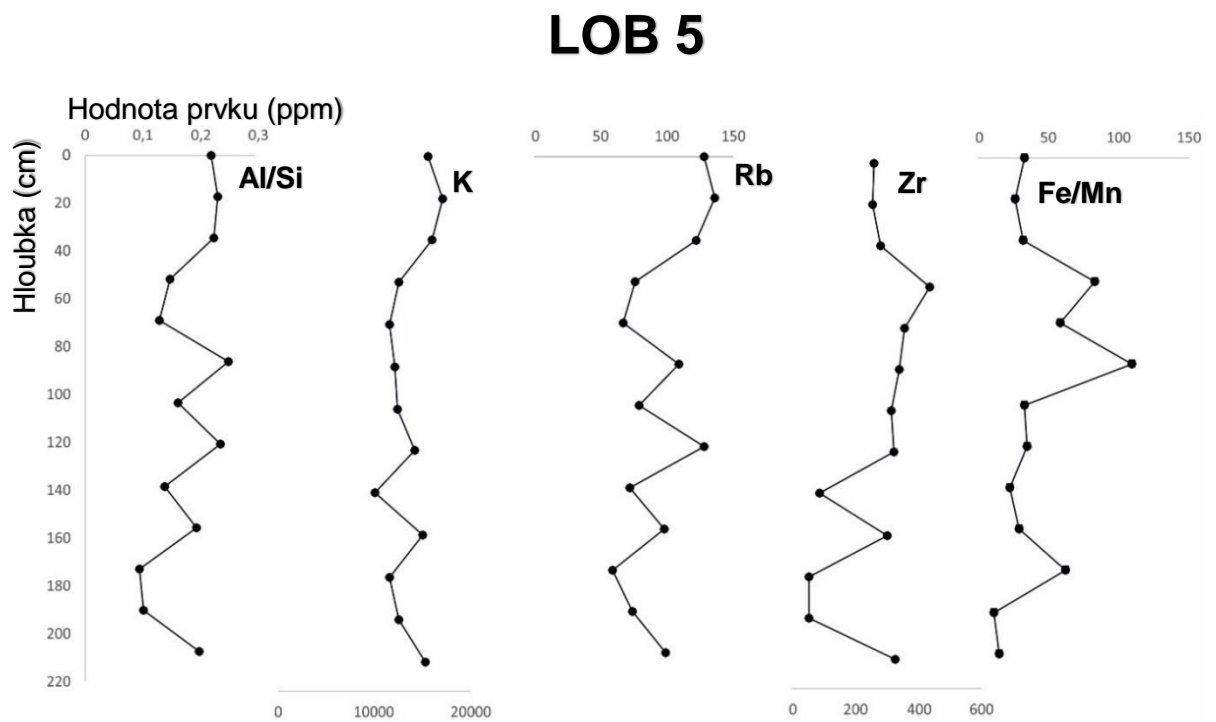
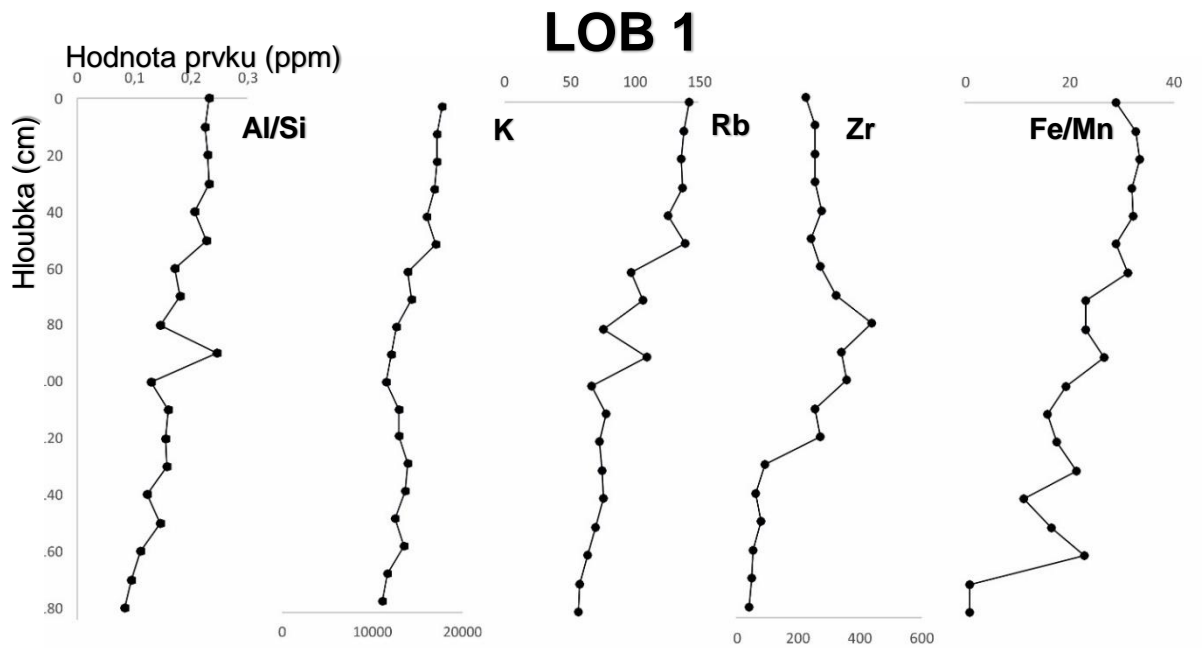
nadloží. Křivka CIE a* má od podloží konstantní průběh, který v hloubce 34 cm směrem nahoru klesá. Křivka CIE b* má podobný průběh jako předchozí CIE a* se zpočátku rovným průběhem, který v nadloží klesá.

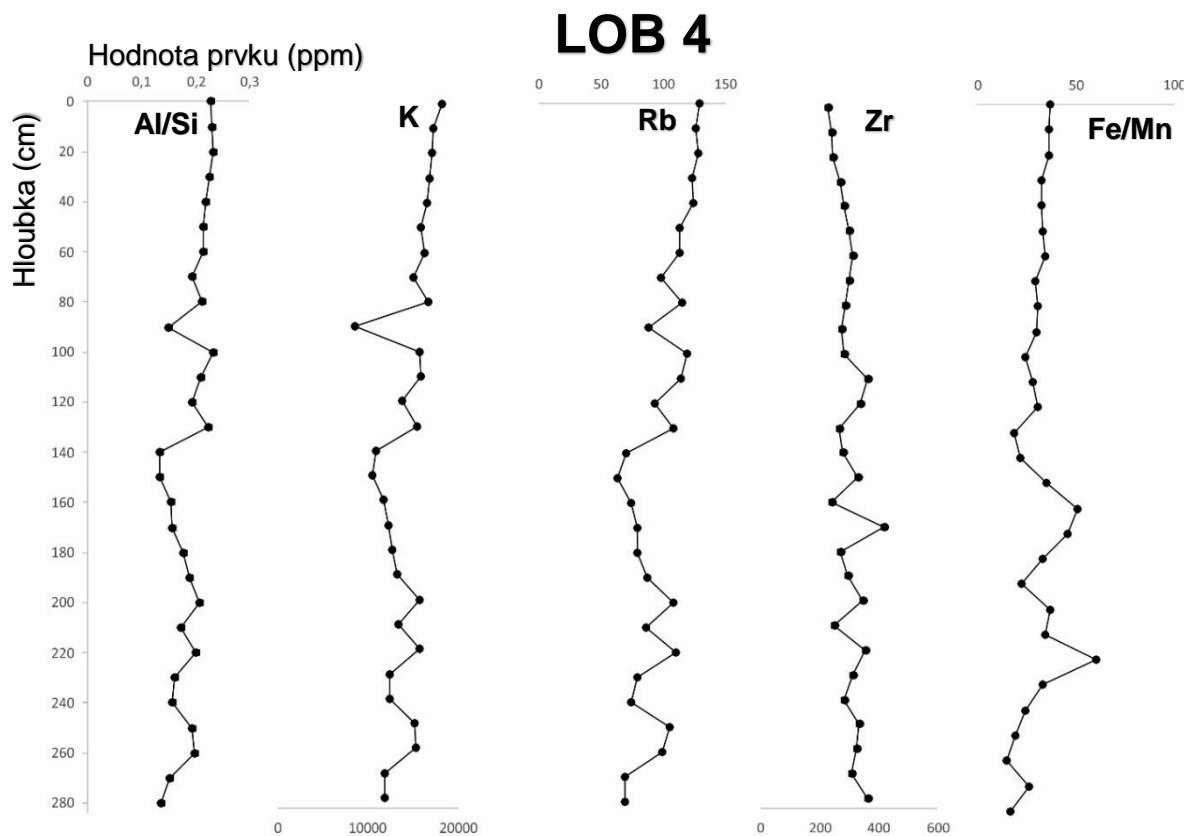
7.6 Prvková distribuce sedimentů

7.6.1 Jádra paleomeandrů

Hloubková distribuce vybraných litogenních prvků byla změřena ve vertikálním intervalu 10 cm u jader z paleomeandrů (LOB 1, LOB 4 a LOB 5) (obr. 42). Byly změřeny koncentrace prvků K, Rb, Zr, P, S a prvkové poměry Al/Si a Fe/Mn. Výsledný poměr hodnot Al/Si u jádra LOB 1 se pohybuje v rozmezí od 0,09 do 0,25. Svého minima dosahuje v hloubce 180 cm a maxima v 90 cm, tedy v polovině hloubky jádra. Celkově hodnoty Al/Si směrem do nadloží mírně narůstají a vykazují dlouhodobý trend, ovšem s určitými odchylkami v hodnotách. Jádra LOB 4 a LOB 5 vykazují přibližně stejné poměry Al/Si jako LOB 1 a LOB 5. Svého maxima zastoupení poměru dosahuje v hloubce 100 cm hodnotou 0,23. Minimální hodnota byla naměřena 0,13 v hloubce 140 cm. Poměr Al/si v jádře LOB 5 má své minimum hloubce 173 cm o hodnotě 0,11 a maximum (0,25) se nachází v 87 cm pod povrchem. Parametr Al/Si vykazuje velmi dobrou korelaci s K a Rb. Hodnoty K se ve všech paleomeandrových jádrech pohybují v rozmezí mezi 1-2 %. Minimální hodnoty K ve všech grafech byly pozorovány na bázi jader a směrem do nadloží pozvolně a konstantě narůstají až do maximálních hodnoty v nadloží, stejný průběh hloubkové distribuce platí pro Rb. Nevýrazná odlišnost se projevuje pouze většími odchylkami hodnot uprostřed jádra. Hodnoty Rb se všude pohybují v rozmezí přibližně od 50 do 150 ppm. Hodnoty Zr jsou rozdílné, v některých partiích jádra LOB 5 nebyl Zr detekován vůbec, ale horní hranicí ze všech měření je hodnota 438 ppm. Hloubková distribuce Zr je u jádra LOB 1 mírně rostoucí s výraznějším nárůstem v rozmezí od 70 do 130 cm a maximální hodnotou 80 cm pod povrchem, do nadloží opět koncentrace klesají. Jádro LOB 4 charakterizuje opačný vývoj křivky Zr a to klesající směrem do nadloží. Obsahy Zr u jádra LOB 5 vykazují větší výkyvy. Křivka poměru Fe/Mn je od báze směrem do nadloží rostoucí až na určité odchylky. Maximum poměru Fe/Mn LOB 1 leží v hodnotě 33,32 v 10 cm hloubky a minimum 0,96 na bázi jádra. LOB 4 má rozmezí hodnot 16,93 (280 cm) - 60,55

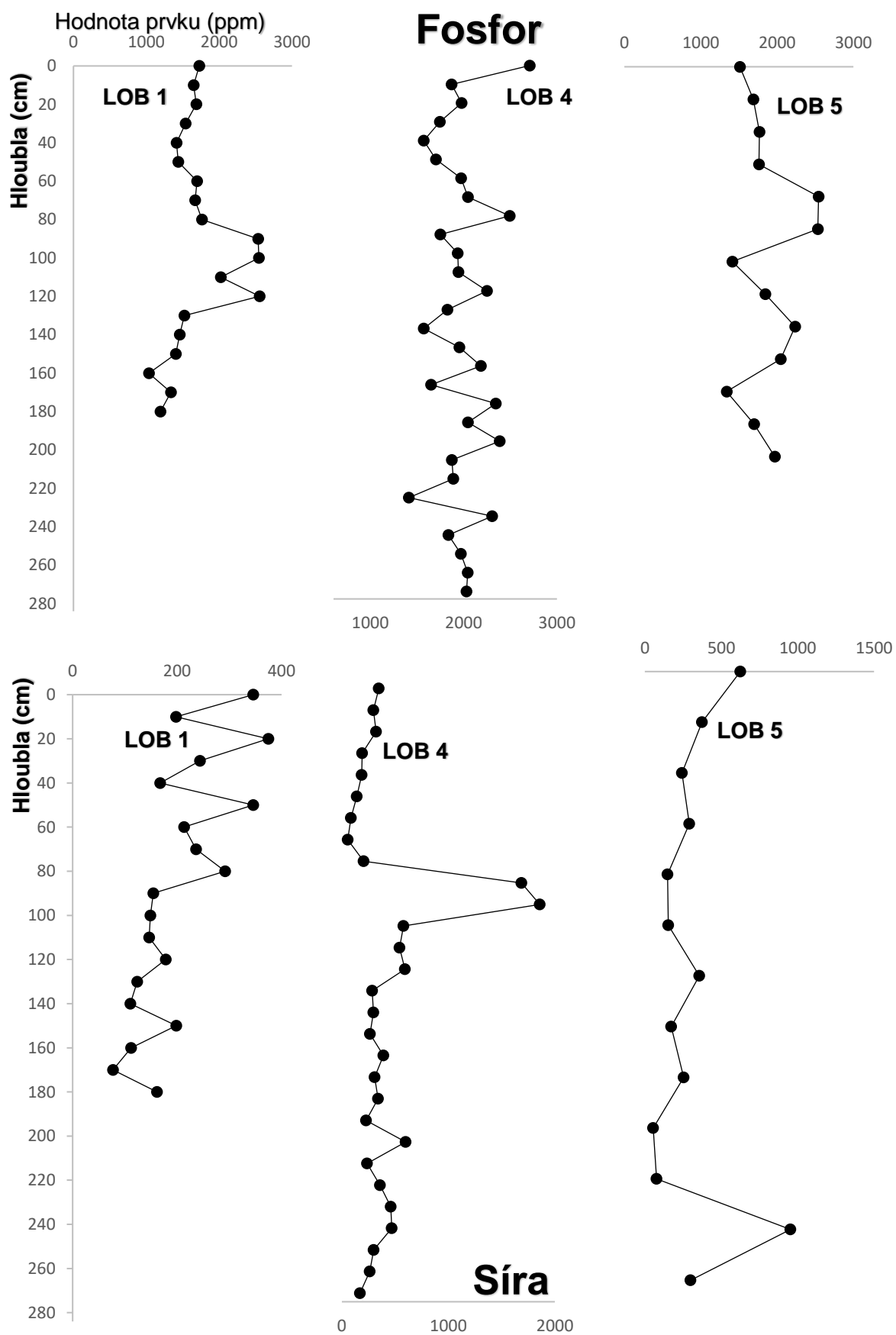
(220 cm). LOB 5 má spodní hranici hodnot v hloubce 190 cm (11,18) a horní hranici opět výše do nadloží v hloubce 87 cm (109,38).





Obr. 41: Hloubková distribuce prvků mrtvých jader.

Dále byl analyzován fosfor a síra (obr. 42). Fosfor je indikátor eutrofizace (Sedláček 2013), kterou interpretujeme míru obohacení živinami. Celkové hodnoty fosforu v mrtvých ramenech jsou poměrně nízké s drobnými odchylkami. Dvojnásobné zvýšení hodnot lze pozorovat u jádra LOB 1 v hloubce 90 – 130 cm. Hodnoty fosforu jádra LOB 4 se pohybují v okolí 2000 ppm. Hodnoty LOB 5 se pohybují v hraničních hodnotách minima 1339,12 ppm v hloubce 173 cm a maxima 2544,3 ppm v hloubce 70 cm. Celkově lze obsah fosforu charakterizovat jako do nadloží konstantní až mírně rostoucí s určitými odchylkami. Koncentrace síry jsou nižší. Celkově nejvyšší podíl síry byl zjištěn v jádře LOB 4, a naopak nejnižší podíl 77,2 ppm je v jádře LOB 1. Hloubková distribuce síry je v jádrech LOB 4 a LOB 5 téměř konstantní s mírnými odchylkami. Velký výkyv odchylek v hodnotách je patrný v jádře LOB 1 zhruba mezi 80 – 120 cm hloubky.

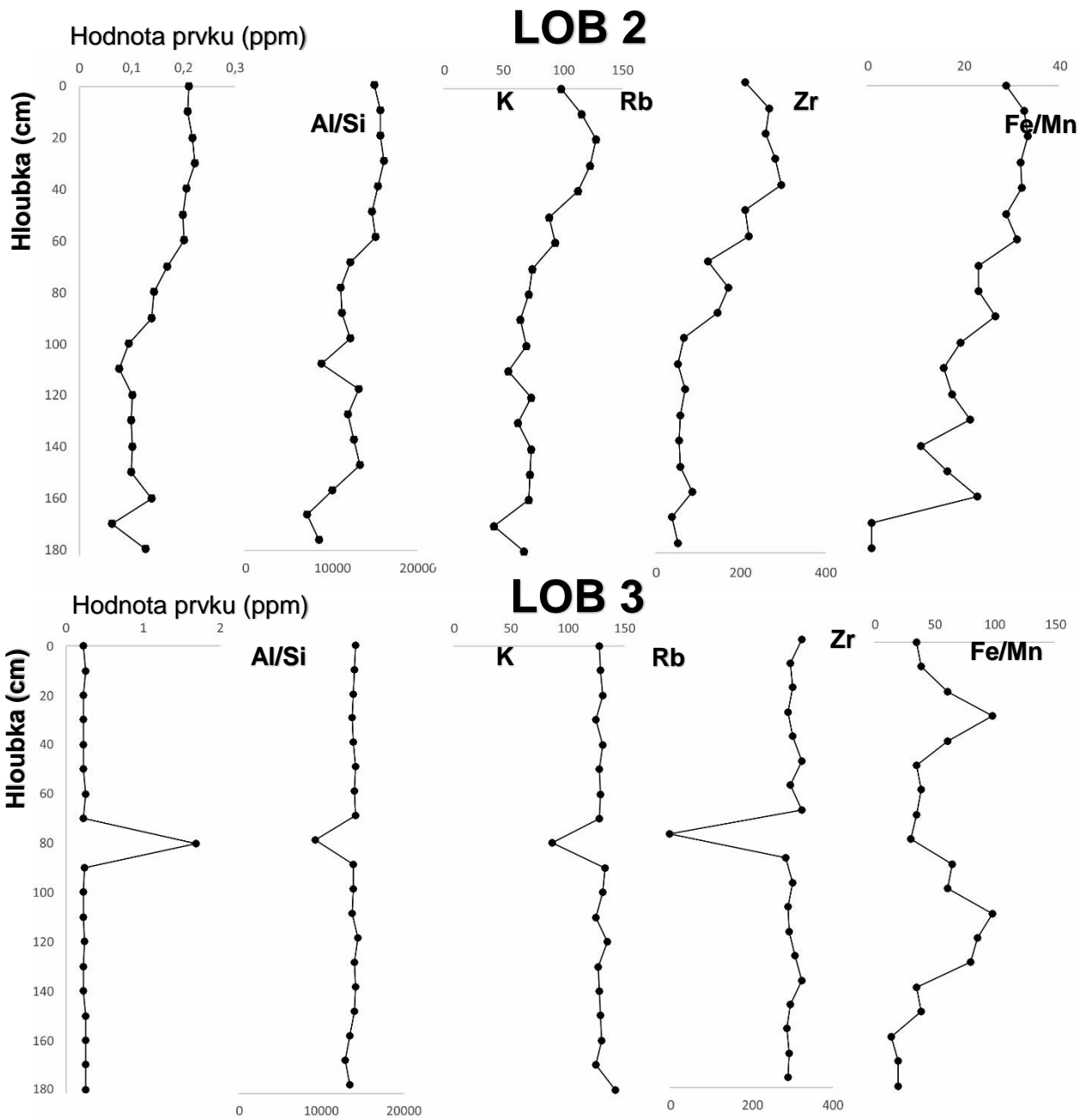


Obr. 42.: Obsahy fosforu a síry v jádrech paleomeandrů.

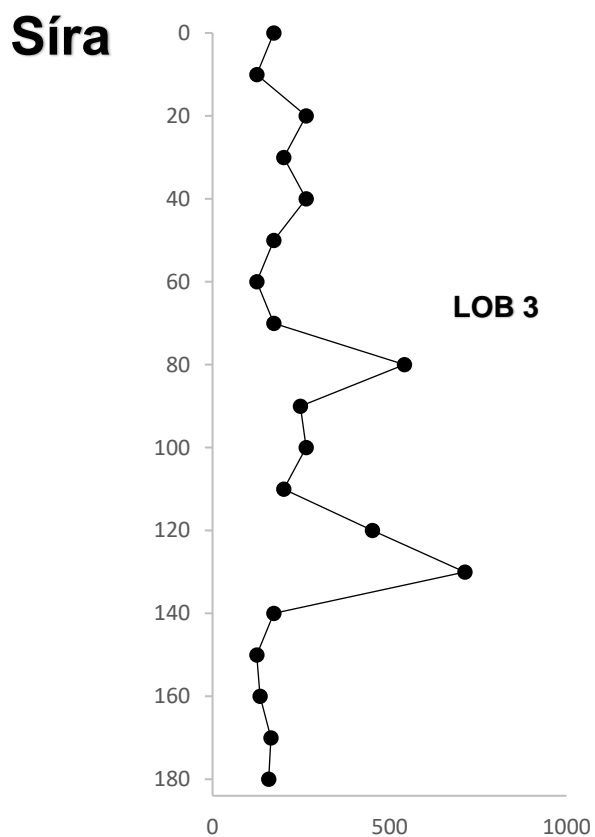
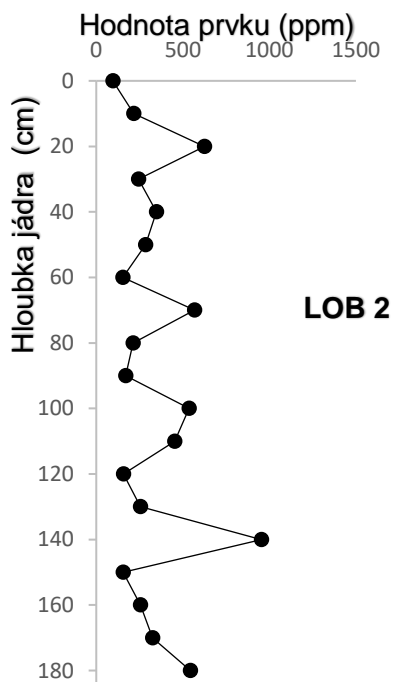
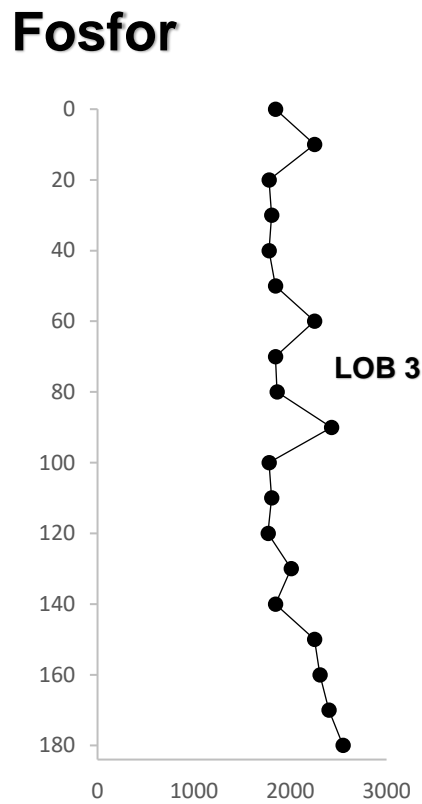
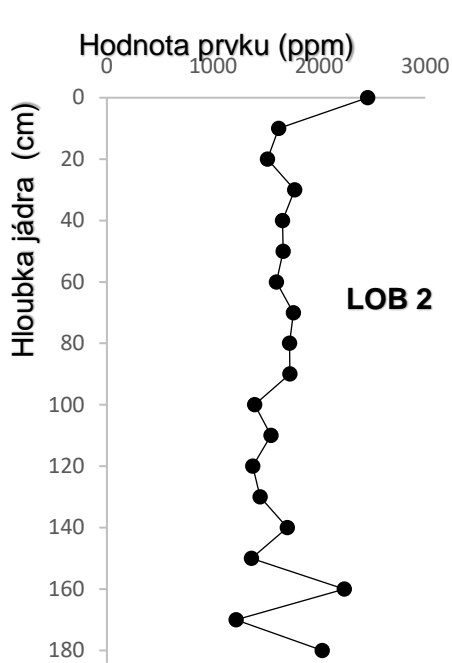
7.6.2 Jádru nivy LOB 2 a jesevního valu LOB 3

Hodnoty litogenních prvků K, Rb, Zr, P, S a poměry Al/Si a Fe/Mn byly změřeny i u jader LOB 2 a LOB 3 (obr. 43). Hodnoty Al/Si jádra LOB 2 jsou v rozmezí od 0,06 do 0,22. Svého minima dosahuje v hloubce 170 cm a maxima v 30 cm. Hodnoty směrem do nadloží narůstají a vykazují mírný trend. Jádro LOB 3 má maximum poměru Al/Si v 80 cm hloubky a minimum ve 40 cm hloubky. Hodnoty K jsou v jesevnímu valu LOB 2 v rozmezí hodnot od 0,7 do 1,4 %, ale u nivy jsou vyšší hodnoty parametru zastoupení prvkem K (od 1,3 do 1,5 %). Minimální hodnoty K jsou opět vyzorovány na bázi jader se stoupající tendencí hodnot směrem do nadloží. S prvkem K jádra LOB 2 dobře koreluje Rb, který je v rozmezí hodnot od 43 do 128 ppm. Graf změřených hodnot Rb je v jádře LOB 3 veden směrem do nadloží opačným směrem. Hodnoty mají klesající tendenci od báze v rozmezí hodnot od 142 do 124 ppm. Hloubková distribuce Zr má v obou případech nárůst do nadloží. Minimální hodnoty Zr se pohybují od 38 do 295 ppm (LOB 2) a od 283 do 322 ppm (LOB 3). Křivky poměru Fe/Mn vykazují korelaci s hodnotami Zr. Maximální poměr Fe/Mn LOB 2 leží v hodnotě 33 ppm v nadloží a minimum 1 ppm na bázi. LOB 3 má menší parametr hodnot Fe/Mn od 283 ppm (zhruba uprostřed jádra) do 322 ppm (v nadloží jádra).

Dále byl analyzován fosfor a síra (obr. 44). Zastoupený fosfor má mírně klesající trend směrem do nadloží (LOB 3) nebo téměř konstantní průběh (LOB 2). Hodnoty P jsou patrně vyšší v jádře LOB 2 (1-2 %), zatímco jádro LOB 3 má hodnoty maximálně 1 %. Koncentrace síry je patrně nižší a v obou případech mají klesající vývoj křivky do nadloží. Distribuce hodnot je také téměř totožná (od 95 do 950 ppm). Výraznější pravidelné odchylky obsahu S pozorujeme na vývoji grafu LOB 2.



Obr. 43: Hĺoubkova distribuce prvkvu nivy a jesenu.



Obr. 43 . Obsahy fosforu a síry v jádře jesepního břehu (LOB 2) a nivy (LOB 3).

8 Diskuze

8.1 Srovnání s jinými pracemi

Studie se zabývá fluviálními sedimenty mrtvých ramen řeky Moravy v úseku NPR Zástudánčí a jejího blízkému okolí. Výzkumem fluviálních sedimentů se zabývá spousta vědeckých publikací (Ciesyevski *et al.* 2008, Bábek *et al.* 2008, Kadlec *et al.* 2009, Grygar *et al.* 2009). V povodí řeky Moravy byla stratigrafie recentních sedimentů mrtvých studována v úseku Litovel – Přerov (Křeháčková 2016), dále byl prozkoumán úsek Otrokovice – Uherské Hradiště (Kovaříková 2016). Rychlostí sedimentace mrtvých ramen se v úseku Postřelmov – Olomouc zabývali Kielar & Bábek (2013). Je důležité zmínit, že výše uvedené práce se většinou zabývaly studiem mrtvých ramen, ve kterých je stále přítomna voda. Studie již zazemněných paleomeandrů nebyly v daném povodí provedeny. Výjimkou je práce Lepařové (2013), která se zabývala geofyzikální detekcí paleomeandrů za pomoci metody dipólového elektromagnetického profilování v Litovelském Pomoraví. Tato metoda poskytuje dobré výsledky, ale vzhledem k vegetačnímu pokryvu zkoumaného území nemohla být využita.

8.2 Geofyzikální obraz

Naměřené ERT profily poskytly podrobný obraz hloubkové distribuce a vymezení sedimentárních těles. Na všech lokalitách byl nalezen podobný faciální vzor. Svrchní, podpovrchová vrstva o mocnosti ~0,5 m je tvořena půdním horizontem. Ve všech případech byly pod touto vrstvou indikovány paleomeandry, tvořené jemnozrnnými a nízko odporovými sedimenty, což bylo potvrzeno provedenými vrty. Prostorové vymezení těchto struktur je také v souladu s povrchovými projevy a také v modelu DMR. Tato doména vykazuje většinou hodnoty měrného odporu mezi 20-40 Ωm a vytváří dobrý kontrast oproti okolnímu prostředí. Lehce vyšší hodnoty měrného odporu pro paleomeandr naměřené u profilu LOB 2 mohou být způsobeny drobnými rozdíly v litologii a odlišnými obsahy vody. Celkově lze říci, že v paleomeandrech se vyskytuje více vody, díky jejímu jemnozrnnému charakteru (Toonen *et al.* 2012). Také byly ve výplních těchto paleomeandrů indikovány prvky typické pro meandrující řeky, a to prudší nárazové a pozvolnější jesešní břehy (Sedláček *et al.* 2016). Hloubkový dosah výplně paleomeandrů je u všech profilů podobný a činí cca 1,5 m. U některých profilů (ERT Lob 2) byly pozorovány v podloží analogické struktury a může jít o výplně starších paleomeandrů. Vyšší hodnoty měrných odporů patrně patří hrubozrnnějším

faciím meandrujícího systému, hlavně jesebním sedimentům a uloženin nárazových valů stejně jako ve výzkumu mrtvých ramen řeky Moravy mezi Postřelmovem a Olomoucí (Kielar & Bábek 2013). Velmi vysoké měrné odpory v podloží pak mohou odpovídat štěrkovitým faciím a možná i říčním terasám. Štěrkové facie tvoří jednolitou vrstvu, ale spíše protáhle čočkovitá tělesa. Místy dochází ke střídání štěrkových a písčitých poloh, které mají mnohdy omezenou mocnost (max. 0,5 m). Takové polohy nelze pomocí ERT rozlišit. Na bázi profilů jsou zachyceny jíly. V georadarovém řezu lokality Lobodice 1 je zřetelná struktura meandru a reflexní rozhraní, která korespondují s profilem ERT 1. Reflektory poukazují na nezřetelnou horizontální laminaci uvnitř meandru.

8.3 Depoziční prostředí

Naměřené výsledky pomohly interpretovat postupnou evoluci studovaných lokalit. Mapy z III. vojenského mapování ukazují situaci, kdy byla řeka Morava již vedena v novém korytě, ale meandry s ní byly stále propojeny. To umožnilo jejich protékání vodou, což se odrazilo na hrubozrnějším charakteru sedimentů v bazálních částech jader. Po oddělení od hlavního koryta došlo k vytvoření mrtvých ramen. Při povodňových stavech patrně docházelo k opětovnému propojení s tokem. Vzhledem k poměrně ostrému střídání facií, mohlo docházet k rychlé změně podmínek.

Paleomeandr na lokalitě Lob 1 se patrně vyvíjel dlouhodobě s postupným zjemňováním sedimentace, zvyšujícím se stupněm akumulace organické hmoty a rostoucí anoxií. Zatímco zbylé dva mladší studované paleomeandry byly odstaveny při jedné události a jejich sukcese byla pravděpodobně rychlejší.

Finální stadia vývoje byla charakterizována oddělením od hlavního toku, a tedy klidnou sedimentací ze suspenze s vyšším podílem org. hmoty.

Jak ukazují data z DMR, po vytvoření nového koryta řeky Moravy a jeho narovnání došlo k místnímu snížení erozní báze. Současné koryto je oproti druhé pol. 19. století o několik metrů níže a leží ve výšce 191,5 m. Báze výplně paleomeandrů (dle ER profilů) leží přibližně ve výšce zhruba 192,5 m n.m. a současný povrch paleomeandrů (lokality Lobodice 2 a Lobodice 3) ve výšce 193,8 m n. m. Po proudu ležící lokalita Lobodice 1 (ale starší) má bázi výplně paleomeandru ve výšce cca. 192,5 m n. m. a povrch v 194,6 m n. m. Vertikální a prostorové změny proxy parametrů

Změny proxy parametrů mohou ukazovat na změnu fyzikálně chemických podmínek v sedimentech. Jejich změna je ve fluviálních sedimentech a sedimentech mrtvých ramen spojena obvykle se změnou unášecí energie toku, změnou typu sedimentace a podmínek v samotném mrtvém rameni. Poměr Al/Si je používán jako proxy zrnitosti, kdy vyšší poměry značí jemnozrnější sedimenty, zejména jílové minerály bohaté na Al. S tímto korespondují vyšší obsahy K a Rb (Bábek 2011). Nižší hodnoty odpovídají hrubozrnějším faciím a korespondují s obsahem Zr. Vyšší obsahy Si a Zr jsou obvykle spojeny s vyšším zastoupením zrn písčité frakce s vyššími podíly křemene a živců. Dobrá korelace byla nalezena mezi poměry Al/Si a podílem jílu. Litologie a distribuce prvků

Poměr Fe/Mn je používán jako indikátor redoxních podmínek (Boyle et al. 2002).

Hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility lze využít jako proxy pro zrnitostní a minerální složení sedimentu (Bábek 2013). Vyšší hodnoty magnetické susceptibility koreluje s vyšším podílem jemnozrných sedimentů, zejména jílové a prachovité frakce. Naopak, nižší hodnoty souvisí s vyšším podílem písčité frakce, zejména diamagnetického křemene. Výrazné výkyvy k vyšším hodnotám mohou způsobovat přítomné paramagnetické fylosilikáty. Proxy parametry odráží měnící se podmínky rychlosti změn. Tamm, kde dochází k rychle měnícím se přínosu parametry silně kolísají a naopak klidná sedimentace je odrazem konstantního průběhu křivky Bábek 2013). Dle Ghilardi *et al.* (2007) souvisí MS hlavně se složením sedimentu... Křivky výsledných hodnot magnetické susceptibility vykazují v paleomeandrech více či méně rostoucí hodnoty směrem do nadloží. Podobný průběh mají i zrnitosti jader. Křivky magnetické susceptibility koreluje také s poměrem Al/Si, čímž je také potvrzena souvislost mezi zrnitostí a hodnot magnetické susceptibility. Dobrá korelace mezi MS a vyšším zastoupením jemnozrných facií byla prokázána také v mrtvých ramenech v okolí Olomouce (Křeháčková 2016).

Hodnoty CIELb* jsou v místech výskytu facie F nakloněny ke žluté barvě vlivem množství organogenní hmoty v sedimentech. V tomto píku má jemnozrný homogenní sediment charakteristickou tmavě hnědou barvu a vyšší hodnoty CIEa* koreluje s hodnotami CIEb*. Druhý typ sedimentace písků probíhal v aktivním řečišti. Sedimenty jsou charakteristické nižšími hodnotami spektra CIEa*, které koreluje s nižšími hodnotami CIEb*. Výsledek potvrzuje studium rychlostí sedimentace mrtvých ramen se v úseku Postřelmov – Olomouc (Kielar & Bábek 2013).

Vyšší hodnoty CIEL* korespondují s materiálem obohaceným o zrna písčité frakce, tedy jde o proxy obsahu světla zbarvených minerálů (křemen a živce), zatímco nižší hodnoty reflektují vyšší obsahy tmavých jílových minerálů a organické hmoty (Bábek *et al.* 2011).

Základem studia se staly vymezené facie prachů a jílu F a písku a štěrku S. Všechny vrty byly podrobeny granulometrické analýze. Jádra mrtvých koryt obsahovala pestré střídání vrstevnatosti facií F a S. V mrtvých jádrech byl zaznamenán větší objem písčité frakce. Na bázích jader z mrtvých koryt je podíl hrubozrnné frakce písku a štěrku vyšší než podíl jemnozrnných frakcí. S hrubozrnností koreluje i nízký poměr Al/Si, nízké hodnoty distribučních prvků K a Rb a naopak vyšší hodnoty Zr. Směrem do nadloží se frakce zjemňují a dochází ke střídání vrstev facií F a S. Vrchní část jader je přeměněna na půdu lužního lesa s hojnou plošnou vegetací. Při povrchu všech jader je zaznamenána facie F. Nejjemnozrnější frakci jader ve facii F dokazují v nadložích vyšší hodnoty poměrů Al/Si a zvýšené hodnoty obsahu K, Rb, které mezi sebou velmi dobře korelují. Poměry Al/Si mimo to dokazují i vysokou homogenitu materiálu. Obsahy fosforu a síry odrážejí eutrofizaci prostředí (Smol 2008). Síra odrážejí zastoupení organické hmoty a fytodetritu. V mrtvých ramenech je toto zastoupení rostoucí směrem do nadloží. Naopak tomu je v jádrech LOB 2 a LOB 3, kde je podíl síry větší v podloží a minimální hodnoty se objevují v nadloží.

Mocnost distribuce sedimentů závisí na výšce vodní hladiny řeky a na rozložení rychlosti proudu vody v korytě řeky (Miall 2006). Rychlost sedimentace v mrtvých ramenech byla řízena množstvím řekou přineseného materiálu a posléze autochtonními procesy, zejména stupněm akumulace organické hmoty. Homogenní charakter nadložních částí všech jader a téměř celého jádra LOB 3 charakterizuje stabilní sedimentační prostředí posledních let. Distribuce sedimentů mrtvých jader a jádra LOB 2 je nerovnoměrná, ovlivněna zaplavováním oblastí.

8.4 Evoluce paleomeandrů

Napřímení koryta řeky Moravy proběhlo během období 40.-70. let 19. století a došlo ke změně v sedimentaci v mrtvých ramenech. Na základě hydromorfologického studia řeky (Krejčí & Máčka 2007) se jedná o antropogenní regulaci, která je vysvětlena na základě studia archivních map nevyvinutými šíjí meandru a nemožnosti tak rychlého vývoje. Naproti tomu některé práce ukazují, že k protržení meandrové šíje může dojít velice rychle. Napřímení proběhlo v rámci relativně krátké doby, ale i dnes můžeme na některých korytech České

republiky pozorovat rychlé opuštění mrtvého ramene. Při studiu ortofoto map z průběhu vývoje řeky Odry mezi Bohumínem a Ostravou nebylo třeba k vytvoření mrtvého ramene uplynutí takové doby, jako v NPR Zástudánčí. Při zkoumání archivní literatury a záznamů nebyly nalezeny žádné jiné zmínky o regulaci zájmového úseku koryta.

9 Závěr

Diplomová práce byla zaměřena na sedimentární výplň mrtvých ramen řeky Moravy lokalizovaných v NPR Zástudánčí a blízkém okolí. Na základě terénních prací a laboratorních metod byly vymezeny dvě faciální rozhraní F a S. Studované paleomeandry byly v zájmové oblasti vytvořeny v 19. století a jejich evoluce proběhla v rozmezí čtyřiceti let. Jednotlivé lokality nevznikly ve stejnou dobu. Paleomeandr na lokalitě Lobodice 1 byl vytvořen dříve, mezi I. a II. Vojenským mapováním a byl zde pozorován dlouhodobý vývoj s postupným zjemňováním sedimentace, zvyšujícím se stupněm akumulace organické hmoty a rostoucí anoxií. Zbylé dva mladší studované paleomeandry byly odstaveny při stejné události a jejich sukcese byla pravděpodobně rychlejší. Závěrečné stadium vývoje znamenalo oddělení od hlavního toku, a tedy klidnou sedimentací ze suspenze s vyšším podílem organické hmoty.

Na základě studia distribuce sedimentů v jádrech paleomeandrů a jejich korelace s ostatními hodnotami laboratorního výzkumu je napřímení vysvětleno spíše jako přirozené opuštění meandrů řekou Moravou a jejich postupné zazemňování s občasnými povodňovými eventy. Koryto řeky aktuálně vykazuje určitou křivolakost se stále zvyšujícím úhlem vlivem energie proudění. Do budoucna řeka pravděpodobně opět vytvoří meandrující charakter, který bude znovu postupem času napřímen a vytvoří se mrtvá ramena. To může být rizikový faktor pro blížká Tovačovská jezera.

10 Zdroje

10.1 Monografie, články, sborníky

Barth V. (1971): Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. – Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, 96 s. Olomouc.

Bábek O., Hilscherová K., Nehyba S., Zeman J., Fáměra M., Franců J., Holoubek I. Machát J., Klánová J. (2008): Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years. *Journal of Soils and Sediments* 8 (3), 165–176.

Bábek O., Fáměra M., Hilscherová K., Kalvoda J., Dobrovolný P., Sedláček J., Machát J., Holoubek I (2011): Geochemical traces of flood layers in the fluvial sedimentary archive, implications for contamination history analyses. *Catena*, 87: 281–290.

Bábek, O. (2013): Moderní metody stratigrafické analýzy. — Univerzita Palackého v Olomouci. Přírodovědecká fakulta. Olomouc.

Boyle J. F. (2001): Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In: Last WM., Smol JP (Eds.): *Tracking environmental change using lake sediments - Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological (Developments in Paleoenvironmental Research)*. Kluwer Academic publisher, Dordrecht.

Brázdil R. & Kirchner K. (2007): Vybrané přírodní extrémny a jejich dopady na Moravě a ve Slezsku: Selected natural extremes and their impacts in Moravia and Silesia. – Masarykova univerzita, Brno.

Ciszewski, D., Czajka, A., Blazej, S. (2008): Rapid migration of heavy metals and ¹³⁷Cs in alluvial sediments, Upper Odra River valley, Poland. – *Environmental Geology*, Springer-Verlag, 55, 1577-1586.

Czudek T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – Sursum. Tišnov.

Demek J., Balatka, B., Czudek, T., Láznička, Z., Linhart, J., Loučková, J., Panoš, V., Raušer, J., Seichterová, H., Sládek, J., Stehlík, O., Štelcl, O., Vlček, V. (1965): *Geomorfologie českých zemí*. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Demek J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Slavík, P., Vašátko, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – AOPAK ČR, Brno.

Demek J. & Mackovčín, P. (2014): Zeměpisný lexikon ČR. – Mendelova univerzita, Brno.

Dvořák J. (1996): Geologická minulost země: úvod do historické geologie a paleontologie: učebnice pro vysoké školy. – SNTL, Praha.

Eliáš M. (1959): Proterozoikum a paleozoikum na listu gen. Mapy Olomouc (M-33-XXIV). – Geofond, Praha.

Ghilardi M., Kunech S., Styllas M., Fouache E., (2007): Reconstruction of Mid-Holocene sedimentary environments in the central part of the Thessaloniki Plain (Greece), based on microfaunal identification, magnetic susceptibility And braun-size analyse. – Elsevier Geomorphology 97, 617-630.

Grygar T., Kadlec J., Žigová A., Michaljevič M., Nukutová T., Lojka R., Světlík I. (2009): Chemostratigraphic correlation of sediments containing expendable clay minerals based on ion Exchange with Cu (II) triethylenetetramine. Clays and Clay Minerals 57, 168-182.

Holzer M. (2007): Biologické posouzení dvou starých ramen řeky Moravy u Moravičan. Biologické průzkumy a analýzy, s. 1. Olomouc.

Hooke J. M. (1977): The distribution and nature of changes in river channel patterns. In: Gregory, K. J. ed. Channel Changes. Chichester: John Wiley and Sons.

Hooke J. (2004): Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. Geomorphology. 61, 225-238.

Howard A. D., Knutson T. R. (1984): Sufficient conditions for river meandering: A simulation approach. Water Resources Research 20, 1659-1667.

Hrubeš M., Adamová M., Bláha, J. Břízová, E. et al. (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR v měřítku 1:25 000, list 24-224 Olomouc. – Český geologický ústav, Praha.

Hugget R. (2003): Fundamentals of geomorphology. Routledge, Routledge fundamentals of physical geography series, London.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., (2002): Geologická minulost České republiky – Academia, Praha.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., (2011): Geologická minulost České republiky – Academia, Praha.

Kadlec J., Grygar T., Světlík I., Ettlér V., Mihaljevi, M., Diehl J.F., Beske-Diehl S., Vitásková-Svobodová H. (2009): Morava river floodplain development during the last millenium, Strážnické Pomoraví, Czech republic. – The Holocene, SAGE Publication, 19 (3), 499-509.

Kalvoda J., Brzobohatý, R., Bábek O. (2002): Historická geologie. – Univerzita Palackého, Olomouc.

Kielar O. & BÁBEK, O. (2013): Rychlosti sedimentace recentních fluviálních sedimentů v mrtvých ramenech Moravy mezi Postřelmovem a Olomoucí. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 20 (1–2), 45–48.

Knighton D. (1984): Fluvial forms and processes. – Edward Arnold, London.

Kováč M., Michalík J., Plašienka, D., Maťo, L. (1993): Alpínský vývoj Západných Karpát – Masarykova univerzita, 96 s. Brno.

Krásný, J. (2012): Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. – Česká geologická služba, Praha.

Krejčí L. & Máčka Z. (2007): Morava v NPR Zástudánčí, hydromorfologický průzkum řeky. Studie, Unie pro řeku Moravu, 51 s. Brno.

Křeháčková P. (2016): Stratigrafie a kontaminace sedimentů mrtvých ramen řeky Moravy v úseku Litovel-Přerov. – Diplomová práce [rukopis]. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, Olomouc.

Leopold L. B. & Wolman M. G. (1957): River channel patterns: braided, meandering, and straight. U.S. Govt. Print. Off., Geological Survey professional paper, 282-B. Washington.

Lepárová H. (2012): Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví, mapování říčních paleokoryt metodou dipólového elektromagnetického profilování (demp). – Diplomová práce [rukopis]. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, Olomouc.

Lipský Z. (1998): Krajinná ekologie pro studenty geografických oborů. – Karolinum, Praha.

Macoun J. & Růžička M. (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of continental glaciation. – Sborník Geologických věd. Antropozoikum, 4, 125–168, Praha.

Miall A. D. (2006): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. – Springer, Berlin.

Misař Z., Dudek A., Havlena H., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336 s.

Mišík M., Chlupáč I., Cicha I. (1985): Stratigrafická a historická geológia. – Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava.

Netopil R. (1984): Fyzická geografie: celostátní vysokoškolská učebnice pro stud. přírodověd. a pedagog. fakulty stud. oboru 76-12-8 učitelství všeobecně vzdělávacích předmětů - aprobace zeměpis. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Petts G.E. & Amoros, M. (1996): Fluvial hydrosystems. – Chapman & Hall, New York.

Press F. & Siever R. (1998): Understanding Earth. – W.H. Freeman and Company, New York.

Příchystal A., Obstová V., Suk M. (1993): Geologie Moravy a Slezska: sborník příspěvků k 90. výročí narození prof. dr. Karla Zapletala. – Moravské zemské muzeum, Brno.

Růžička M. (1973): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. Sbor. geol. věd, Antropozoikum 9, 7-43, Praha

Růžička M. (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. Sbor. geol. věd, Antropozoikum 19, 129-151.

Růžičková M. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. – Česká geologická služba, Praha.

Sedláček J. (2013): Vysokorozlišující stratigrafie a historie kontaminace recentních sedimentů přehradních nádrží na Moravě. – Disertační práce [rukopis]. Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, Olomouc.

Smith A. M., Dubbin W. E., Wright K., Hudson-Edwards K.A. (2006): Dissolution of lead and lead arsenic jarosites at pH 2 and 20 °C: insights from batch experiments. – Chem. Geol. 229 (4), 344–361.

Smol J. P. (2008): Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective, 2nd Edition, Wiley-Blackwell, London.

Stoluma, H. (1996): River Meandering as a Self-Organization. Science 271, 1710-1713.

Summerfield, M. A. (1991): Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. Pearson Prentice Hall, Harlow.

Špaček P., Bábek, O., Štepančíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J. (2015): The Nysa-Morava Zone: an active domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). Int. J. Earth. Sci. (Geol Rundsch) 104: 963–990.

Toonen W. H., Kleinhans M. G., Cohen K. M. (2012): Sedimentary architecture of abandoned channel fills. Earth Surface Processes and Landforms 37 (4), 459–472.

Zapletal J. (2004): Příspěvek k paleogeografickému vývoji sedimentace spodního badenu na střední Moravě. - Scripta Nat. Univ. Masaryk. Brunensis, Vol. 31 - 32 (2001 - 2002), Geology, 87 – 98.

Zeman A. (1971): Pleistocenní fluvioakustrinní a fluvialní sedimenty v jižní části Hornomoravského úvalu. Ústřední ústav geologický, 46, 19-29, Praha.

10.2 Internetové zdroje

Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. [online]. 2018 [cit. 2018-04-02]. Dostupné z: <http://www.ochranaprirody.cz/>

Hruban, R. *Hornomoravský úval*. [online]. 2014 [cit. 2018-05-02]. Dostupné z: <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/geomorfologie/hornomoravsky-uval/>

Hruban, R. *Regulace řeky Moravy*. [online]. 2015 [cit. 2018-05-02]. Dostupné z: <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/hydrografie/regulace-reky-moravy/>

Povodí Moravy [online]. 2010-2018 [cit. 2018-04-03]. Dostupné z: <http://www.pmo.cz/cz/situace/>

10.3 Mapové portály

Geoportál – ČÚZK. [online]. 2010 [cit. 2018-04-03]. Dostupné z: [http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(uxrgyyptrvn40c2gljyjnk10\)\)/Default.aspx?head_tab=sekce-00-gp&mode=TextMeta&text=uvod_uvod&menu=01&news=yes&UvodniStrana=yes](http://geoportal.cuzk.cz/(S(uxrgyyptrvn40c2gljyjnk10))/Default.aspx?head_tab=sekce-00-gp&mode=TextMeta&text=uvod_uvod&menu=01&news=yes&UvodniStrana=yes)

Google Maps. [online]. 2018 [cit. 2018-04-03]. Dostupné z: <https://www.google.com/maps>

Mapová aplikace CENIA. [online]. 2009 [cit. 2018-05-02]. Dostupné z: <http://kontaminace.cenia.cz>

Mapy.cz [online]. 2018 [cit. 2018-04-03]. Dostupné z: <https://en.mapy.cz/zakladni?x=16.6333010&y=49.2000010&z=11>

10.4 Legislativa

Zákon č. 17/1992 Sb. *Zákon o životním prostředí*.