

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

**STRATIGRAFICKÁ ANALÝZA ARCHÍVŮ
FLUVIÁLNÍ SEDIMENTACE NIVY
MORAVY V LITOVELSKÉM POMORAVÍ
Z MĚLKÝCH VRTŮ**

diplomová práce

Bc. Lenka Bartošová

**Environmentální geologie (1201-T)
prezenční studium**

vedoucí práce: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

duben 2013

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně za použití citované literatury a zdrojů.

V Olomouci dne 24. dubna 2013

Poděkování

Děkuji Doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za odborné vedení diplomové práce a trpělivost při jejím řešení. Dále chci poděkovat mým spolužákům a blízkým přátelům za pomoc v terénu a v neposlední řadě také mojí rodině za podporu při studiu.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Bc. Lenka Bartošová

Název práce: Stratigrafická analýza archívů fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví z mělkých vrtů

Typ práce: diplomová

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

Vedoucí práce: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Rok obhajoby práce: 2013

Abstrakt: V diplomové práci je detailně zpracována stratigrafická analýza v deseti vrtech odebraných na čtyřech lokalitách nivy Moravy v Litovelském Pomoraví na základě multi-proxy petrofyzikálních a geochemických parametrů. Výsledkem aplikovaných analytických metod (magnetická susceptibilita, spektrální reflektance, rentgenová fluorescence a zrnitostní analýza) je posouzení vhodnosti použití jednotlivých metod ke korelaci stratigrafického záznamu a jeho interpretaci (index červenosti se jeví jako vhodné proxy pro indikaci zóny oxidačně-redukčních reakcí, magnetická susceptibilita umožňuje rozlišit zrnitost sedimentu, ...).

Klíčová slova: stratigrafická analýza, magnetická susceptibilita, spektrální reflektance, rentgenová fluorescence, zrnitost, facie, fluviální sedimentace, řeka Morava, CHKO Litovelské Pomoraví.

Počet stran: 66

Počet příloh: 4

Jazyk: čeština

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Bc. Lenka Bartošová

Title: Stratigraphic analysis of fluvial sedimentation archives in floodplains of the River Morava in the Litovelské Pomoraví protected landscape area from shallow boreholes.

Type of thesis: Master's

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

Supervisor: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

The year of presentation: 2013

Abstract: The thesis describes detailed stratigraphic analysis in ten vertical profiles taken at four locations in the River Morava floodplain of the Litovelské Pomoraví based on multi-proxy geochemical and petrophysical parameters. The result of analytical methods (magnetic susceptibility, spectral reflectance, X-ray fluorescence and grain-size analysis) is evaluating the appropriateness of the methods used to correlate stratigraphic record and its interpretation (redness index seems to be an appropriate proxy to indicate zones of oxidation-reduction reactions, magnetic susceptibility allows to differentiate grain-size of sediment, ...).

Keywords: Stratigraphic analysis, magnetic susceptibility, spectral reflectance, X-ray fluorescence analysis, grain-size analysis, facies, fluvial sedimentation, Morava river, protected landscape Litovelské Pomoraví.

Number of pages: 66

Number of appendices: 4

Language: Czech

Obsah

1	Úvod	7
2	Geografická a geologická charakteristika území	8
2.1	Geologie karpatské předhlubně	16
2.2	Kvartér Hornomoravského úvalu	20
3	Sedimentární archivy řek	24
4	Metody studia stratigrafického záznamu (proxy parametry)	32
5	Metodika	34
6	Výsledky	36
6.1	Litologie vrtných jader	37
6.2	Doubravice.....	40
6.3	Nové Zámky	45
6.4	Kurfürstovo rameno.....	50
6.5	Řepčín.....	54
7	Diskuze	58
8	Závěr	63
9	Literatura	64

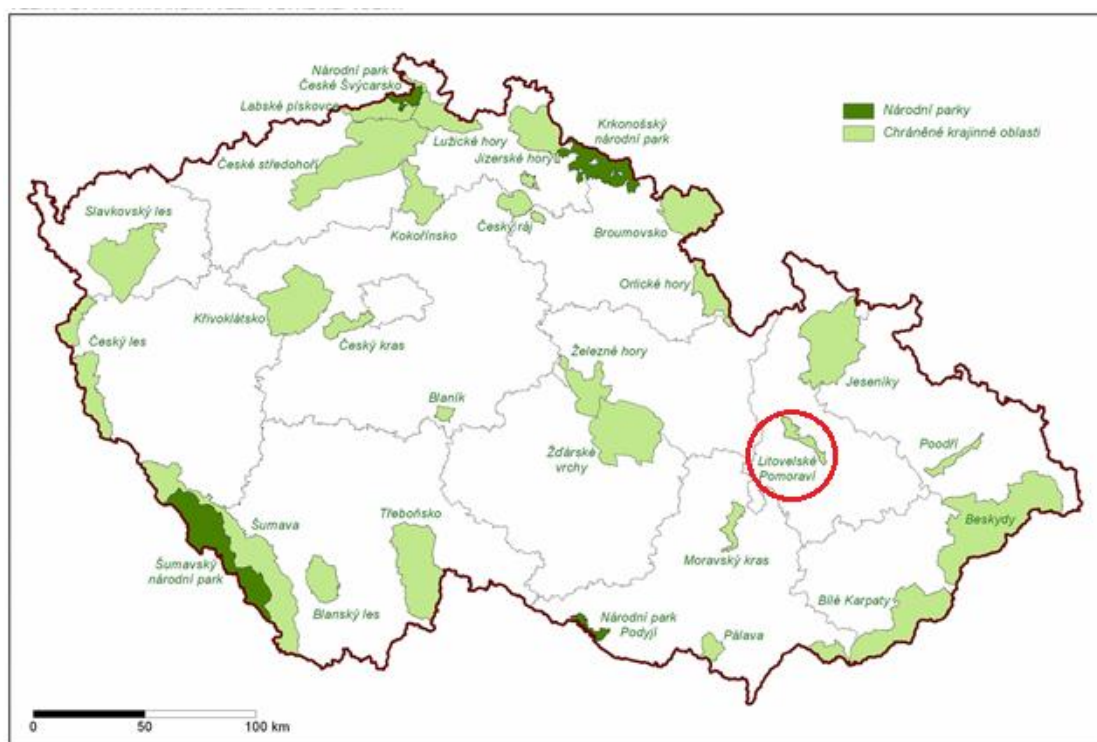
1 Úvod

Diplomová práce se zabývá detailní stratigrafickou analýzou nivních sedimentů řeky Moravy v Litovelském Pomoraví. Sedimenty říčních niv obecně představují dobré archívy klimatických, paleobiologických, paleohydrologických a dalších změn během holocénu. Odfiltrováním litologického pozadí (zrnitost, facie) od petrofyzikálního (magnetická susceptibilita) a geochemického signálu (obsahy vybraných kovů) lze interpretovat změny v daném stratigrafickém úseku (dle očekávání několik tisíc let). Litovelské Pomoraví je říčním systémem s aktivní nivní sedimentací v meandrující/anastomozující řece, který je poměrně málo antropogenně ovlivněn regulací. Proto nivní sedimenty Litovelského Pomoraví představují vhodný archív pro studie tohoto typu.

Cílem práce je stratigraficky a litologicky zhodnotit nivní sedimenty Moravy v Litovelském Pomoraví a v odebraných vrtech identifikovat přítomné facie. Identifikace jednotlivých facií, diagenetických změn a případné antropogenní kontaminace těžkými kovy je stanovena na základě ověření použitelnosti vybraných parametrů (magnetické susceptibilita, odraznosti ve viditelném světle, EDXRF prvkové analýzy). Výstupem jsou vrtná data poskytující podklad pro interpretaci faciální architektury nivních sedimentů.

2 Geografická a geologická charakteristika území

Studované území je situováno v lužních lesích podél horního toku řeky Moravy mezi městy Olomouc a Mohelnice (obr. 1). Vyznačuje se záplavovými nivami, které vznikly meandrováním koryta. Řeka Morava protéká chráněnou oblastí v délce 44 km a větví se na velký počet bočních ramen, z nichž některé jsou pouze sezónní a periodické (MÜLLEROVÁ 2007; ŠAFÁŘ ET AL. 2003). Geomorfologické výzkumy poukazují na skutečnost, že jde o anastomozující (větvicí se) řeku, která nemá v České republice obdoby. Vzhledem k této skutečnosti se Litovelské Pomoraví řadí mezi středoevropsky významné krajiny (ŠAFÁŘ ET AL. 2003).



Obrázek 1: Lokalizace CHKO Litovelské Pomoraví. Zeleně jsou vyznačena velkoplošná chráněná území České republiky (převzato a upraveno z <http://www.litovelskepomoravi.ochranaprirody.cz>).

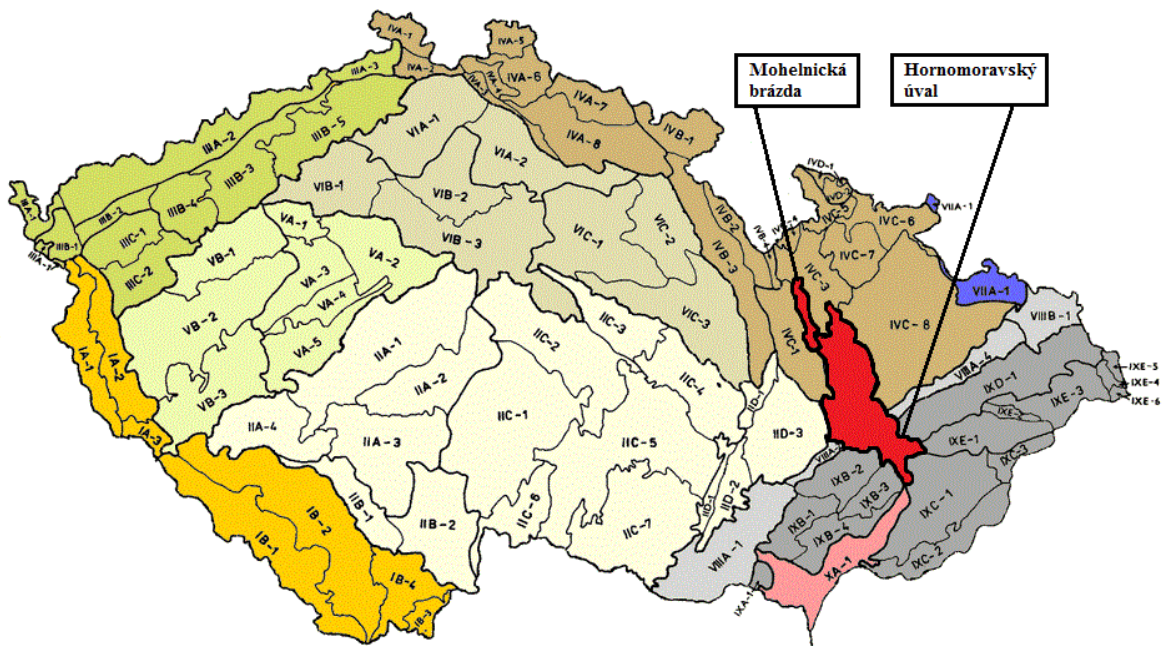
Území Litovelského Pomoraví je díky přirozeně meandrujícímu toku řeky Moravy a jejími stálými i periodickými bočními rameny, tůňmi a slepými rameny od 15. listopadu roku 1990 vyhlášeno Ministerstvem životního prostředí chráněnou krajinnou oblastí (MACHAR 2009; HUSÁKOVÁ 2007). CHKO Litovelské Pomoraví se rozprostírá na celkové ploše 96 km² a díky 4 zónám odstupňované ochrany je zde zajištěno vhodné hospodaření. Dnes je v oblasti zřízeno 27 maloplošných zvláště chráněných území a kvůli jedinečnosti krajiny se spekuluje o přeřazení jádrové části CHKO do kategorie národního parku (ŠAFÁŘ ET AL.

2003). Litovelské Pomoraví je také zařazeno do soustavy evropsky chráněných oblastí NATURA 2000, v jejímž rámci byla tato oblast vyhlášena jako jedna z ptačích oblastí ČR (MÜLLEROVÁ 2007), a také je zařazeno do Seznamu mezinárodně významných mokřadů Ramsarské konvence. Do připravované Evropské ekologické sítě států EU (EECONET) je navrženo jako evropsky významné biocentrum (ŠAFÁŘ ET AL. 2003). Oblast leží v mírném podnebném pásmu, kde se průměrná roční teplota oblasti pohybuje v rozpětí 8-9°C. Srážkový úhrn kolísá během roku mezi 200 až 400 mm. I tak je ale území mezi městy Litovel, Olomouc a Přerov nejsušší oblastí celého kraje (MÜLLEROVÁ 2007).

Litovelské Pomoraví je styčnou oblastí dvou geomorfologických provincií (tab. 1) České vysočiny (geomorfologický celek Mohelnická brázda) a Západních Karpat (geomorfologický celek Hornomoravský úval). Středem Mohelnické brázdy (obr. 2), která se rozkládá mezi Bludovem, Zábřehem na Moravě a Třesínským prahem, protéká řeka Morava. Sedimenty Moravy vyplňují tuto SSZ-JJV orientovanou tektonickou depresi a jsou zastoupeny převážně neogenními a kvarterními říčními či jezerními typy sedimentů (DEMEK ET AL. 1987). Meandrující tok řeky Moravy s podélně se táhnoucí údolní nivou tvoří také osu Hornomoravského úvalu (obr. 2) (MÜLLEROVÁ, 2007).

provincie	Česká vysočina		Západní Karpaty	
subprovincie	IV	Krkonošsko-jesenická soustava	VIII	Vněkarpatské sníženiny
podsoustava	IVC	Jesenická	VIIIA	Západní vněkarpatské sníženiny
celek	IVC-2	Mohelnická brázda	VIIIA-3	Hornomoravský úval
podcelek		–	VIIIA-3A	Prostějovská pahorkatina
podcelek		–	VIIIA-3B	Středomoravská niva
podcelek		–	VIIIA-3D	Uničovská plošina

Tabulka 1: Geomorfologické jednotky zasahující na území Litovelského Pomoraví. (DEMEK ET AL. 1987)



Obrázek 2: Geomorfológické členění České republiky. (DEMEK ET AL. 1987, upraveno)

Horninové složení území je velmi pestré, protože se zde stýkají dva významné geologické celky Český masív a Vnější Západní Karpaty. Východní část Českého masívu, tedy oblast Moravskoslezská zahrnuje 4 geologické jednotky: moravikum, silezikum, brunovistulikum a moravskoslezské paleozoikum. Svrchnoproterozoický podklad - brunovistulikum (OTAVA – POŠMOURNÝ 2007) tvoří mnoho typů magmatitů (převážně kadomsky postiženými granitoidy, které mají na SV území monotónnější charakter), podloží většiny území CHKO Litovelské Pomoraví a zasahuje také až pod jednotky Vnějších Západních Karpat (CHLUPÁČ 2002). Karpatská soustava je naproti tomu výrazně mladší. Vznikala při alpinském vrásnění horstev, které postihlo celou střední Evropu hlavně v období od svrchní křídly do terciéru (CHLUPÁČ 2002). Horotvorné procesy spojené s nasouváním flyšových sedimentů na Český masív, které se uplatnily hlavně až během miocénu (tj. přibližně mezi 15-25 mil lety) (CHLUPÁČ 2002) dodnes neustaly, a jsou hlavní příčinou meandrování koryta Moravy (MÜLLEROVÁ 2007).

Brunovistulikum je tvořeno různými typy magmatitů a ultrabazik, v menší míře metamorfovanými vulkanity prekambriického až proterozoického stáří – svrchní proterozoikum (590-580 Ma). Granitoidy jsou tlakově a metasomaticky přeměněny, hlavně epidotizací a uralitizací procházejících žil aplitového, pegmatitového, porfyrového a porfyritového složení. Brunovistulikum jako celek tvoří kadomsky metamorfovaný podklad většiny moravskoslezské oblasti a zasahuje až k bradlovému pásmu karpatských příkrovů. Je upro-

střed rozděleno poruchovým pásmem Hané (SZ-JV směru) na sv. část monotónnějšího charakteru, tvořenou biotitickými pararulami, méně gabry a gabrodiority, a jz. pestřejší část odpovídající složením brněnskému masivu. Hlavní výskyty jsou v okolí Brna (Brněnský masiv), v jádře dyjské klenby (dyjský masiv), v jádře svratecké klenby, kde je tvořeno svrateckým metagranitem (deblínská skupina) a v okolí Olomouce. Brněnský masiv je tvořený mnoha typy granodioritů, které jsou rozděleny metabazitovou zónou sj. směru na monotónnější sv. a pestřejší jz. část lišící se jak složením, tak i směrem magnetických lineací (CHLUPÁČ 2002). Dyjský masiv, tvořený biotitickými granodiority a granity, místy diority, vystupuje v severní části Znojma (CHLUPÁČ 2002).

Moravskoslezské paleozoikum je tvořeno diskordantně nasedajícími devonskými sedimenty a vulkanity, které buď vystupují na povrch na Dražanské vrchovině a v Hrubém i Nížkém Jeseníku nebo jsou překryty mladšími karbonskými či terciárními sedimenty. Vývoj moravskoslezského paleozoika v okolí Prostějova počíná sedimentárním silurským sledem mořských sedimentů - grafitickými graptolitovými břidlicemi přecházející do vápnitých břidlic s konkréciemi a vložkami vápenců, které jsou varisky deformovány. V devonu moravskoslezského paleozoika se uplatnily 4 odlišné typy vývoje (obr. 3): pánevní (dražanský), platformní (vývoj Moravského krasu), přechodný (ludmírovský) a okrajový (tišnovský). Dražanský vývoj se vyznačuje rozsáhlým sedimentačním prostorem s velkými mocnostmi klastik a submarinním vulkanismem tzv. spilit-keratofyrové formace (CHLUPÁČ 2002).

Přes 1 km mocný sled vrbenské skupiny je tvořen při bázi bazálními fylity a více než 200 m mocnými drakovskými kvarcity s hojnými zástupci fauny spodnosedevonského stáří. Vyskytují se především v okolí Vrbna pod Pradědem, Rejvízu a Jeseníku. Svrchní část vrbenské skupiny je tvořena fylity a svory s tělesy metamorfovaných bazik a kyselých vulkanitů, místy s ložisky Fe-rud (u Zlatých Hor). Nejvyšší polohy jsou tvořeny krystalickými heřmanovickými vápenci s faunou řazenou do givetu (střední devon). Na podloží typových lokalit dražanského vývoje Dražanské vrchoviny a šternbersko-hornobenešovského pruhu Nížkého Jeseníku, tvořené proterozoickými kladeckými fylity, nasedají bazální klastické pískovce, slepence a písčité vápence. Na nich je uložen sled anchimetamorfovaných jílových a prachovitých, místy vápnitých, břidlic stínavsko-chabičovského souvrství s polohami bazických vulkanitů, tufů, vápenců a místy s ložisky Fe-rud. Starší stínavské vrstvy (prag až spodní ems) jsou charakteristické vyšším podílem prachové frakce, například na lokalitách Stínava a Ptení (prag) a Čabová u Moravského Berouna (ems). Mladší

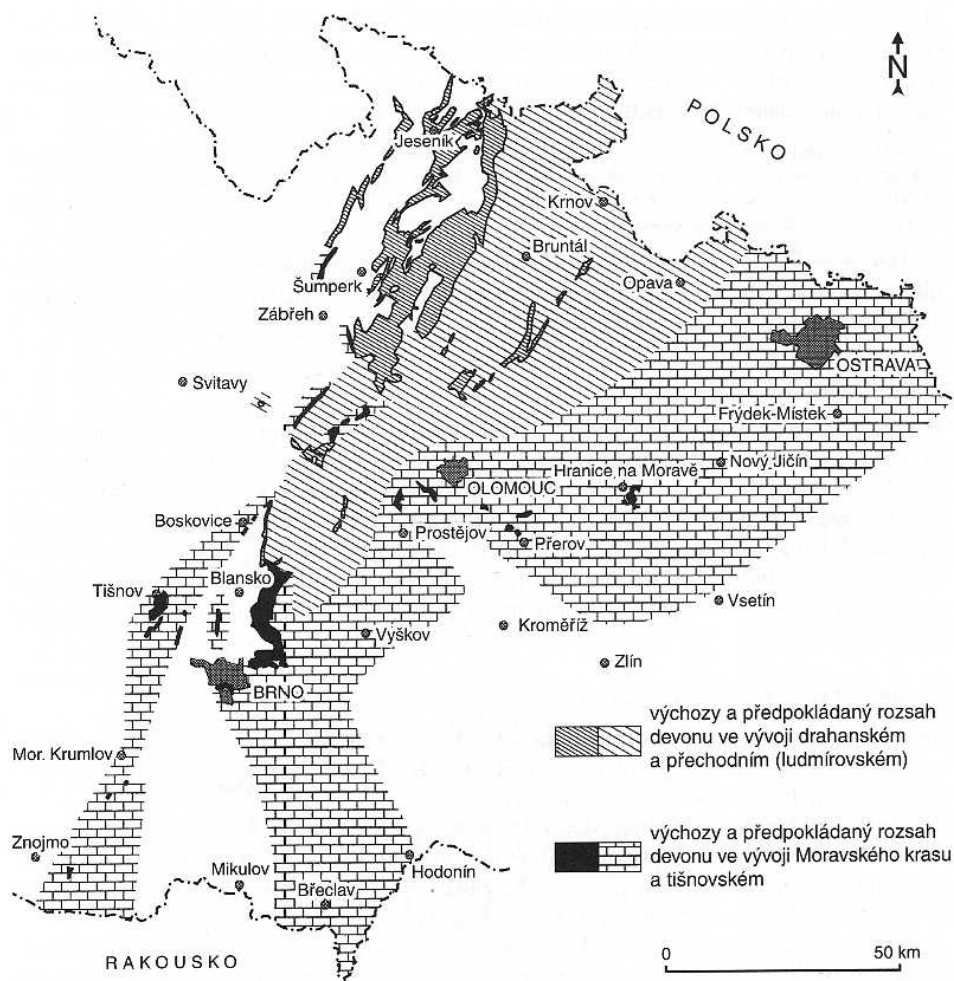
chabičovské vrstvy jsou tvořeny jílovými a vápčitými břidlicemi a vyskytují se v Chabičově u Šternberka a Křišťanovicích u Bruntálu (ems) a také v okolí Horního Benešova (eifel). V okolí vulkanických těles se usazovaly jesenecké vápence (střední devon až spodní karbon) (CHLUPÁČ 2002). Svrchní část drahanského vývoje je tvořena ponikevským souvrstvím (vyšší frasn a famen až spodní karbon (tournai-visé)). Tyto prachové a jílové břidlice obsahují hojné vložky páskovaných silicitů (radiolaritů). Metamorfované bazaltové lávy a intermediární až kyselé vulkanity spilit-keratofyrové formace vyššího spodního devonu až spodního karbonu se vyskytují v okolí Moravského Berouna, Horního Benešova, ve vrbenské skupině u Horního Města a Zlatých Hor; patrně k nim náleží i metamorfity jesenického a sobotínského amfibolitového masivu se zelenými břidlicemi s magnetitem a čočkami mastku (CHLUPÁČ 2002).

Ludmírovský vývoj je faciálním přechodem mezi prohlubujícím se centrem pánve a pobřežními plošinami. Charakterizuje ho vrstevní sled přechodného prostředí mezi drahanským vývojem a vývojem Moravského krasu, který začíná spodnodevonskými bazálními klastiky tvořené křemennými slepenci až písčitými vápenci (ems). Bazální klastika volně přecházejí do břidlic stínavsko-chabičovského souvrství, které se od drahanského vývoje liší pouze mocností sedimentů a absencí vulkanitů. Jejich stáří dokládá fauna na lokalitě Ludmírov (svrchní ems) a Petrovice (prag až spodní eifel) (CHLUPÁČ 2002). Břidlice střídá vápencový sled, který je ekvivalentem macošského souvrství vývoje Moravského krasu. Je tvořen krinoidovými vápenci eifelu až frasn a je uložen na Konicku. V nejvrchnějších částech vrstevního sledu jsou uloženy břidlice s radiolarity, místy s vápencovými polohami ponikevského souvrství.

Karbonátová sedimentace středního devonu je znakem vývoje Moravského krasu, při bázi jsou vyvinuta různě mocná (několik m až přes 1 km) červená bazální klastika, tzv. „brněnský Old Red“, tvořená křemennými slepenci, pískovci, arkózami a prachovci (spodní devon až frasn). V jejich nadloží jsou uloženy mělkovodní sedimenty s korálovou a stromatoporoidovou faunou macošského souvrství, typického pro tento typ vývoje. Vespod se ukládaly tmavě šedé písčité nebo dolomitické vápence s brachiopodovou faunou (josefovské vápence), nad nimi tmavě šedé vápence se stromatoporoideovou faunou (lažánecké vápence) a nejvýše světle šedé vápence s korálovou, stromatoporoideovou a jinou bentózní faunou a řasovou florou (vilémovické vápence). Tyto faciální sledy, které dokládají časové rozpětí givet-frasn se mohou cyklicky opakovat a tato cykličnost je vázána na změny úrovně mořské hladiny a na stádia osidlování mořského dna. Neznámějšími cykly jsou čele-

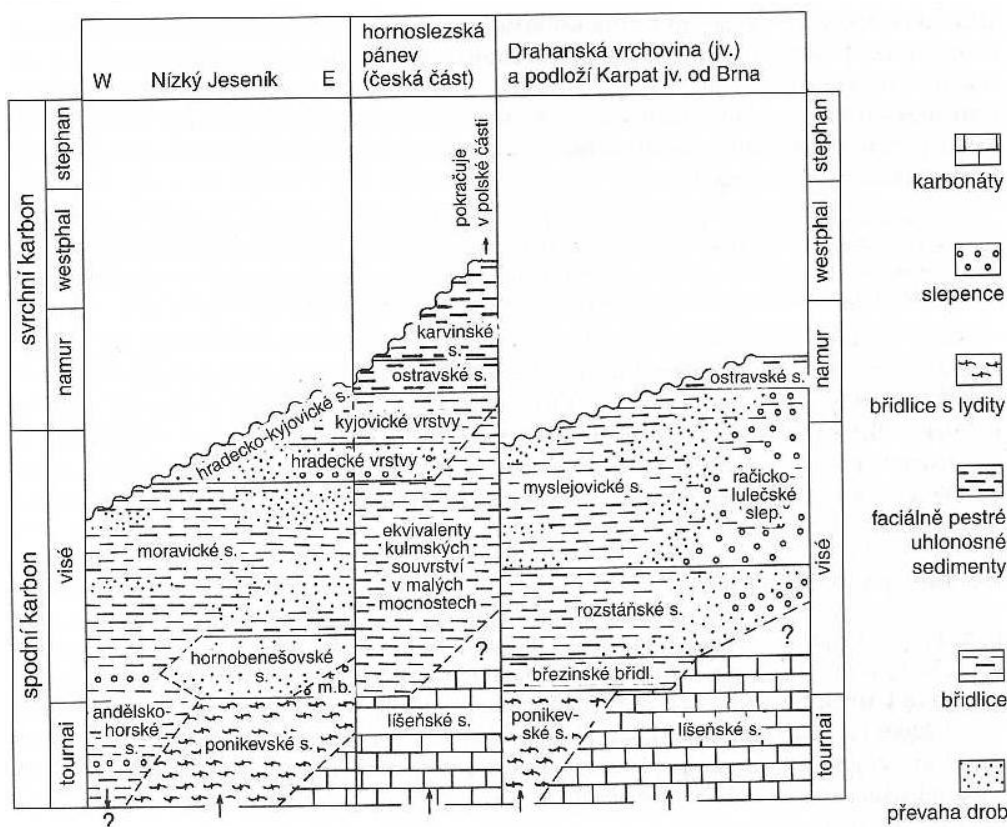
chovický, Býčí skály, ochozský a mokerský. Macošské vápence jsou velmi často zkrasovělé a jsou v nich situovány i zpřístupněné jeskyně a propast Macocha. Nad nimi leží líšeňské souvrství tvořené od podloží křtinskými vápenci (velmi jemnozrnné (mikritové) vápence v odstínech červené, růžové nebo šedé, s různým podílem jílových složek), hádkoříčskými vápenci (deskovité bituminózní tmavě šedé bioklastické a mikritové vápence s vložkami vápnitých břidlic a tmavých rohovců) (CHLUPÁČ 2002) a hněvotínskými vápence (tenké laminované vápence s gradačním zvrstvením a s vložkami vápnitých břidlic). Na základě výskytu paleontologických nálezů konodontové, faraminiferové, ostrakodové a trilobitové fauny byla stanovena uvnitř líšeňského souvrství hranice mezi devonem a karbonem.

Tišnovský vývoj je zastoupen jen okrajově v moraviku a silezikum jako metamorfovaný sled klastického materiálu, který je složený ze slepenců, kvarcitů a fylitů (CHLUPÁČ 2002). Doložen je z okolí Tišnova a Vitošova a je stanoven na stáří givet-frasn díky nálezům stromatoporoideové a korálové fauny (CHLUPÁČ 2002).



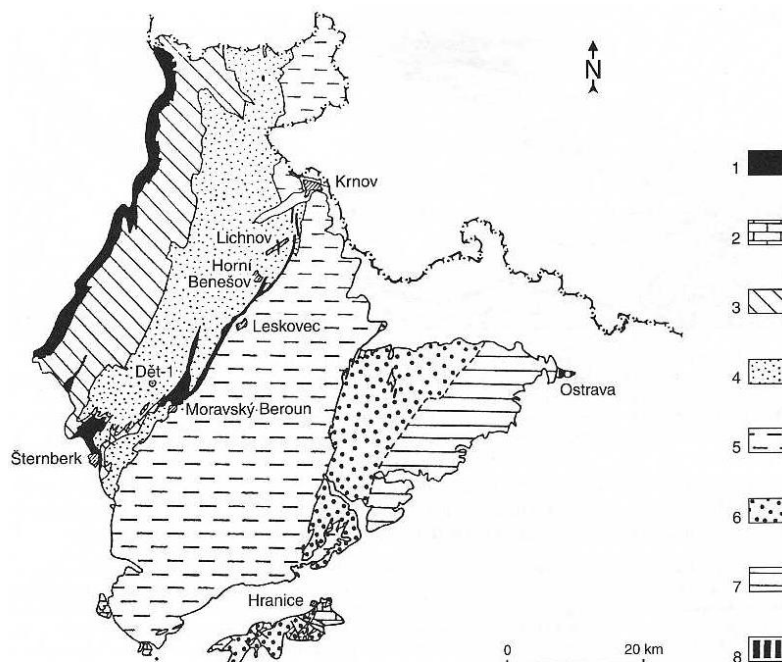
Obrázek 3: Plošné rozšíření hlavních vývojů moravkoslezského devonu. (CHLUPÁČ 2002)

Moravskoslezský spodní karbon plynule navazuje na uloženiny vápenců a břidlic ze svrchního devonu. Kulmský vývoj započal s nástupem variské orogeneze na přelomu tour-nai-visé jako důsledek rychlého snosu klastického materiálu z elevací. Jedná se o střídání vrstev drob a břidlic o různých mocnostech (CHLUPÁČ 2002). Kulm je zastoupen hlavně na Dražanské vrchovině, v Nížkém Jeseníku j. od Krnova, ve kře Maleníku a v dalších izolovaných odkryvech.



Obrázek 4: Stratigrafické schéma spodního karbonu moravskoslezské oblasti. (CHLUPÁČ 2002).
Vysvětlivky: s – souvrství, m.b. – moravskoberounské slepence, slep – slepence, břidl. – břidlice.

Kulm Nížkého Jeseníku je charakteristický největší mocností spodnokarbonských sedimentů. Andělskohorské souvrství (obr. 5) má více než 1 km mocné střídající se tmavé jílové a prachové břidlice, prachovce a droby, místy s několika set metrových poloh drob a skluzových slepenců, jež jsou produktem distálních turbiditů. Sousední a východněji položené hornobenešovské souvrství, ležící konkordantně na ponikevském souvrství (obr. 4), je tvořeno nezřetelně zvrstvenými tmavošedými drobami s polohami drobnozrnných slepenců. Jde o produkt bahnotoků a hustých gravitačních proudů (ZAPLETAL 1972) stáří nižšího visé (CHLUPÁČ 2002).



Obrázek 5: Schematická mapa karbonu Nízkého Jeseníku a přilehlých výskytů. (CHLUPÁČ, 2002)
Vysvětlivky: 1 – devon v drahanském vývoji, 2 – devon ve vývoji Moravského krasu, 3 – Andělskohorské souvrství, 4 - hornobenešovské s., 5 – moravické s., 6 – hradecké vrstvy, 7 – kyjovické vrstvy, 8 – ostravské vrstvy.

Moravické souvrství se vyskytuje v nadloží hornobenešovského souvrství. Je tvořeno tmavě šedými prachovitými a jílovitými břidlicemi a prachovci ve flyšovém vývoji o mocnosti až 1,5 km. Na něj nasedá hradecko-kyjovické souvrství, při bázi tvořené hradeckými vrstvami (nejvyšší visé) lavicovitých drob s ččkami slepenců (kulmské horniny jsou nahrazovány křemennými valouny a kvarcitu) a na nich nasedajícími kyjovickými vrstvami (nejnižší namur), kde jsou droby nahrazovány více prachovými a jílovými polohami. V nadloží je sled zakončen ostravským souvrstvím hornoslezské pánve (obr. 4).

Na drahanské vrchovině (obr. 4) pokračuje sedimentace bez přerušení ze svrchního devonu líšeňského (křtinské a hádsko-říčské vápence) a ponikevského souvrství (břidlice). Kulmské sedimenty počínají ukládáním zelenavých a pestře zbarvených březinských břidlic s polohami prachovců (spodní visé). Na ně navazují sedimenty protivanovského souvrství flyšového rázu (jemný flyš - velenovské břidlice a hrubý flyš - brodecké droby a roztáňské břidlice). Kulmský sled zakončuje až 2 km mocné myslejovické souvrství (obr. 4), které je tvořeno v nejnižších polohách hrubými račicko-lulečskými slepenci, ty směrem k jihu (okolí Vyškova – Opatovice, Nemojany, Pístovice) přecházejí do jemnozrnných drob a břidlic, tzv. studnických břidlic, které jsou stáří svrchního visé. Podle paleontologických závěrů je spodní část myslejovického souvrství ekvivalentem hradecko-

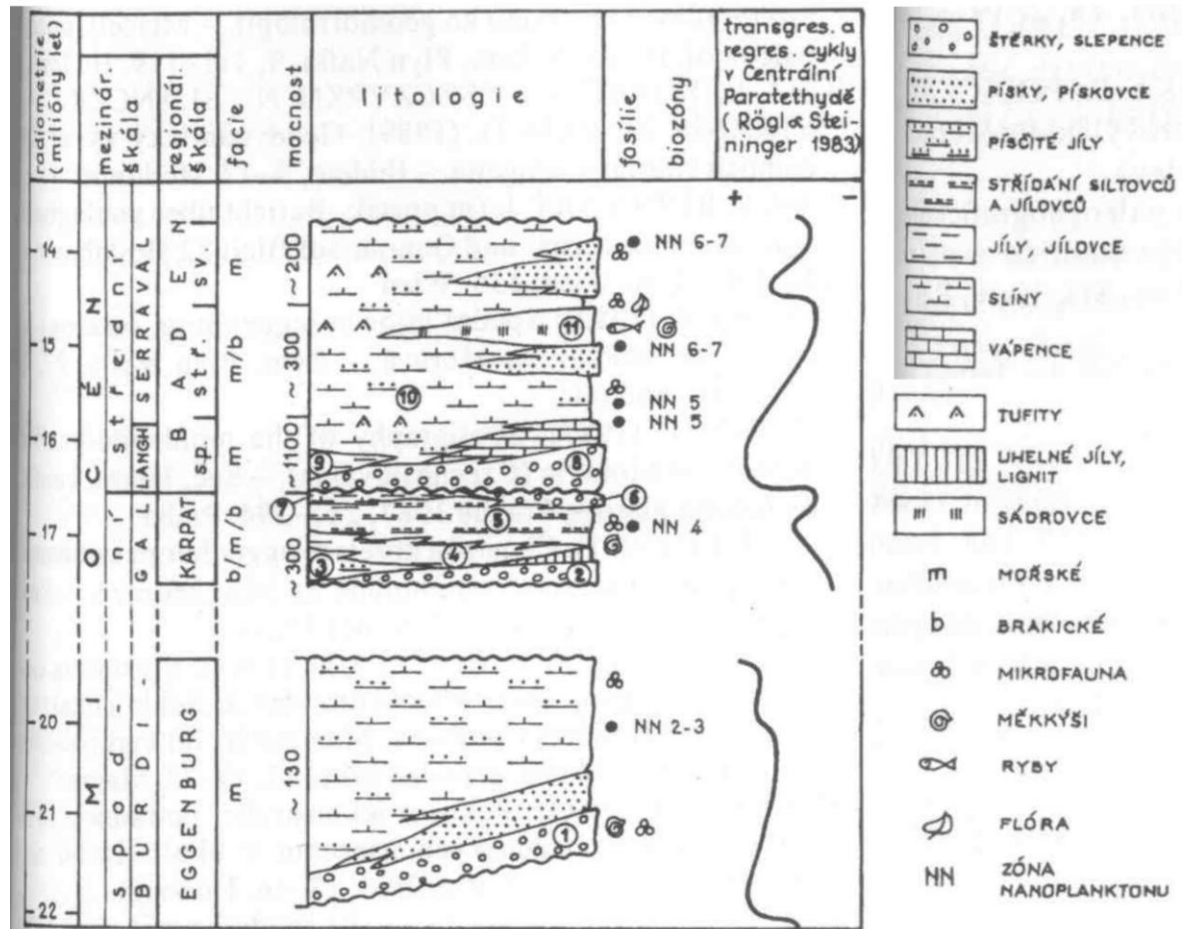
kyjovického souvrství Nízkého Jeseníku a vyšší část ekvivalentem moravického souvrství (CHLUPÁČ 2002).

Důsledkem kolize Gondwany a Laurussie byly závěrem spodního karbonu devonské a spodnokarbonské sedimenty zvrásněny a deformovány procesy variského vrásnění. Nejvíce metamorfovány jsou horniny silezika v okolí Hrubého a Nízkého Jeseníku a jsou směrem od Z k V budovány velkovrbenskou jednotkou, skupinou Brané, keprnickou „klenbou“, skupinou Červenohorského sedla a desenskou „klenbou“. Tyto jednotky vykazují příkrovovou stavbu a jsou nasouvány na metamorfovaný podklad (brunovistulikum). Intenzita tektonického postižení i metamorfózy v oblasti klesá směrem od Z k V. V důsledku komprese metamorfóza klesá od epizonální chloritové zóny ve vrbenské skupině, přes anchimetamorfované horniny šternbersko-hornobenešovského pruhu, až k nemetamorfovaným horninám, budujícím Oderské vrchy. Extenzi doprovázely vertikální pohyby a horizontální posuny po poruchách SZ-JV směru. Příkladem je okrajový sudetský zlom, bělský zlom a systém zlomů Hornomoravského úvalu. V západní části je silně vyvinuta břidličnatost hornin. Kulm Nízkého Jeseníku je tvořen silně vyvinutými vrásovými strukturami na SZ s vergencí k V a na V s vergencí k V. Tyto vrásové struktury jsou silně porušeny střížnými poruchami a tvoří tzv. doškovitou stavbu. V závislosti na variském vrásnění vznikly také hlubinná tělesa magmatitů svrchnokarbonského stáří - Žulovský masiv, tvořený biotitickými granodiority, granity až křemennými diority (CHLUPÁČ 2002) a Šumperský masiv tvořený granity a granodiority s četnými pegmatitovými žilami a erlany (bludovit). V moraviku, na Dražanské vrchovině a v podloží vnějších Karpat je směr násunu totožný s jesenickým blokem, tj. ve směru od Z k V. Stavba jednotek je založená na vzniklých klenbách, jejichž jádro tvoří brunovistulikum, na něj jsou nasunuty příkrovy moravika, které v nejvyšších částech ještě překrývají horniny moldanubika. Na kontaktu moravika s moldanubikem je metamorfóza nejsilnější a klesá směrem do středů klenb. K moraviku řadíme Svrateckou klenbu (S) a Dyjskou klenbu (J), které označujeme jako tektonická okna. Deformace Dražanské vrchoviny a Moravského krasu se řadí do období svrchního visé. Východně od moravika je vyvinutá Boskovická brázda, která je vyplněna nedeformovanými svrchnokarbonskými a permskými uloženinami (CHLUPÁČ 2002).

2.1 Geologie karpatské předhlubně

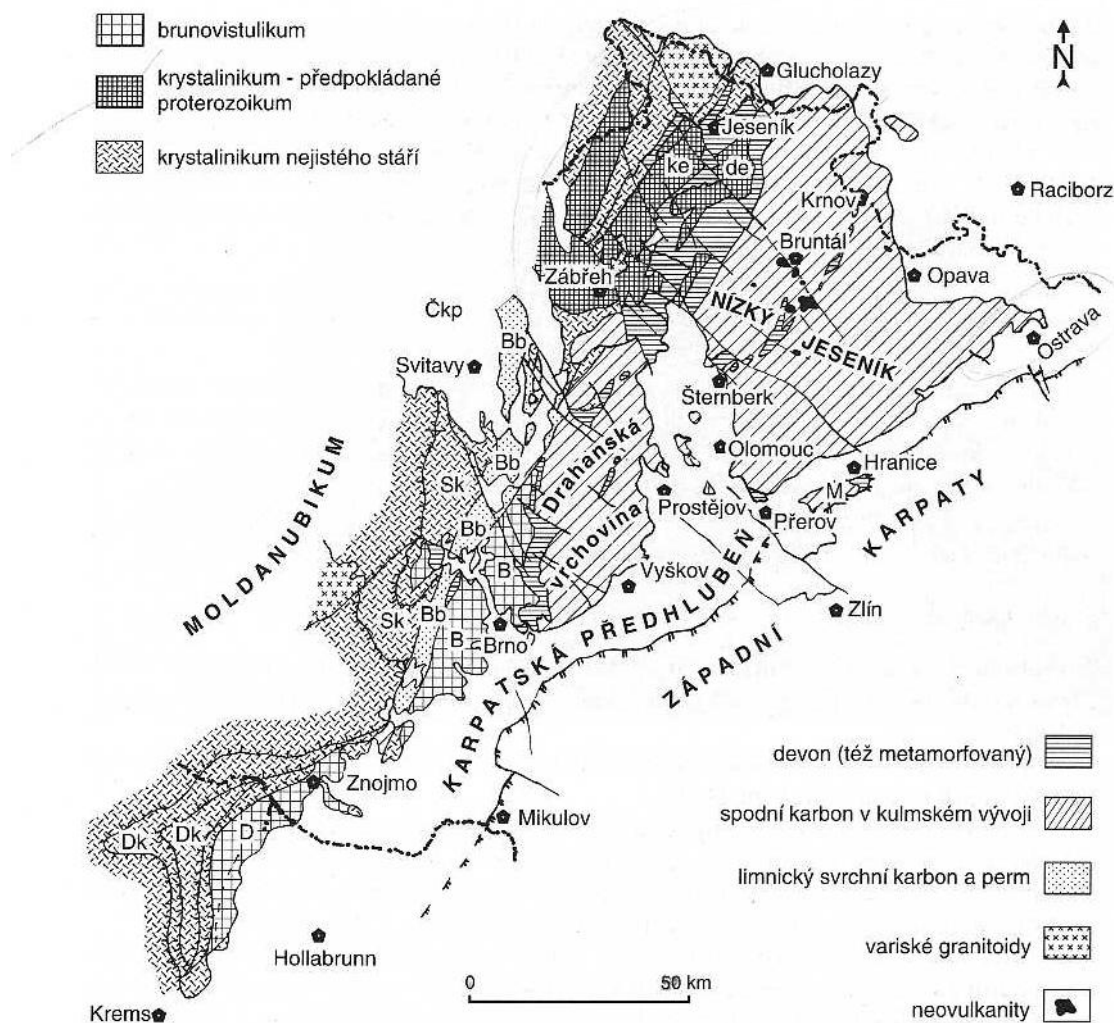
Karpatská předhlubeň (obr. 7), styčná oblast Českého masivu a Vnějších Západních Karpat, je vlastním předpolím Karpat ležící diskordantně na horninách Českého masivu

prekambrického až paleogenního stáří (CHLUPÁČ 2002). Jedná se o protáhlou depresi vyplněnou miocenními sedimenty (obr. 6) mořského původu a pliocenními sladkovodními sedimenty (CHLUPÁČ 2002), která se táhne několik km ve směru SV-JZ. Karpatská předhlu-
bež se vyznačuje kernou stavbou. Neustále pohybující se kry jsou dodnes tektonicky aktivní (MÜLLEROVÁ 2007).



**Obrázek 6: Stratigrafické schéma miocénu střední a severní části Karpatské předhlu-
bě na Moravě. (BRZOBOHATÝ - CÍCHA 1993)**

Vysvětlivky: 1 – jaklovecké slepence, 2 – bazální klastika karpatu, 3 – bazální pestré vrstvy, 4 – hnědé vrstvy, 5 – šedé vrstvy, 6 – kroměřížské souvrství, 7 – svrchní pestré vrstvy, 8 – bazální klastika spodního badenu („detrit“), 9 – „pestré souvrství“ (Opavsko), 10 – pelity spodního a svrchního badenu, 11 – kobeřícké sádrovce.



Obrázek 7: Zjednodušená geologická mapa moravskoslezské oblasti (podle geol. Mapy ČR 1:500 000). (CHLUPÁČ 2002)

Vysvětlivky: B – brněnský masiv; Bb – boskovická brázda; Čkp – česká křídová pánev; D – dyjský masiv; de – desenská klenba; Dk – dyjská klenba; ke – keprnická klenba; M – kra Maleníku; Sk – svratecká klenba.

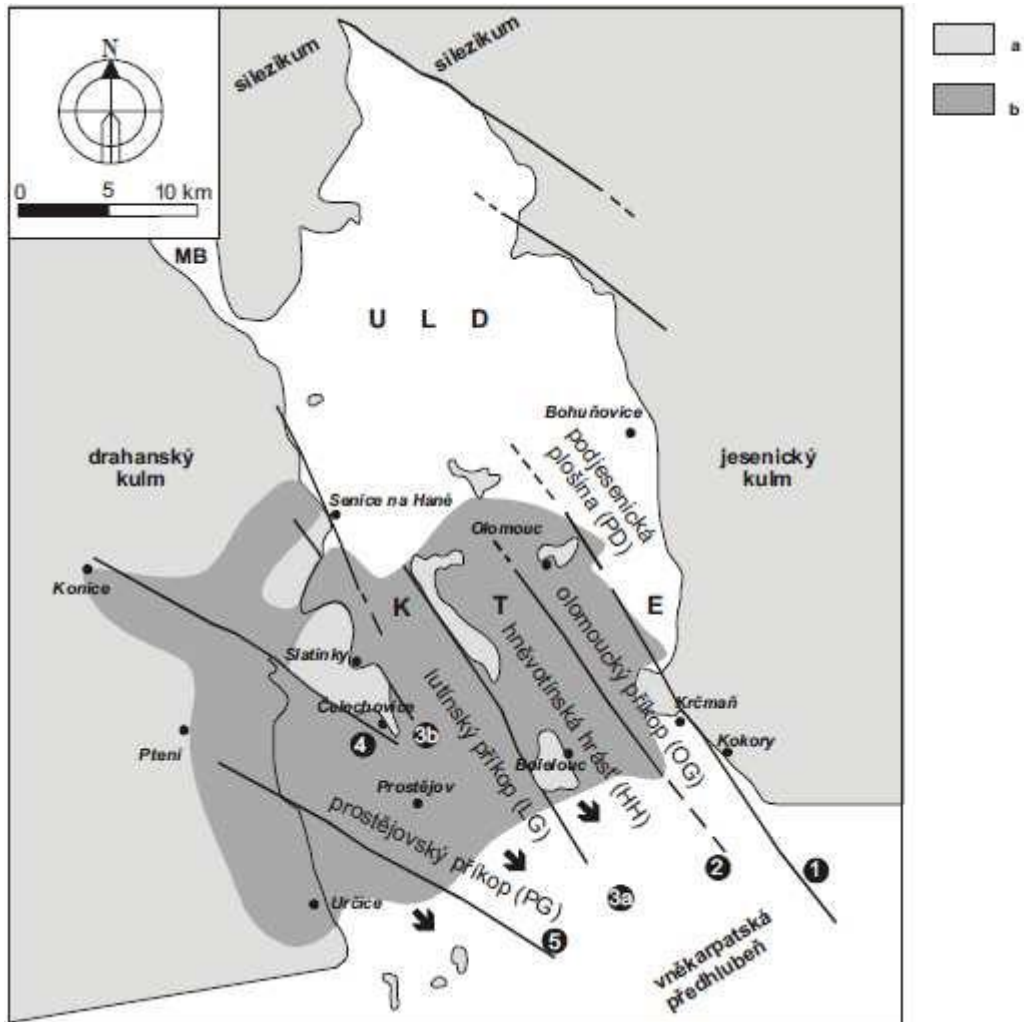
Nesvačilský příkop na jihu a vnější okraj Hornomoravského úvalu na severu ji ve střední části příčně rozděluje a vzniklá příčná příkopová propadlina s odlišnou genezí je vyplněna fluvioakustrinními sedimenty pliocenního stáří (BRZOBOHATÝ – CÍCHA 1993). Dnes ji známe jako oblast Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy (CHLUPÁČ 2002).

V eggenburgu (transgrese na jz předhlubně) vystupovala Mohelnická brázda a oblast Hornomoravského úvalu jako nezaplavená elevace. V oblasti karpatské předhlubně je proměnlivý litofaciální i biofaciální vývoj, a to především na Znojemsku, kde jsou bazální vrstvy tvořeny jemnozrnnými štěrky, písky, pískovci – často kaolinickými. Výše se ukládají silty, písčité jíly, vápnité i nevápnité jíly s vložkami písků a uhelných jílu. Na Ostravsku probíhala sedimentace bryzoových vápenců, hrubozrnných pískovců a slepenců. První vý-

zdvih celé karpatské předhlubně byl zaznamenán v ottnangu. Sedimentace karpátu na severu Moravy v oblasti Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy se projevila větší faciální pestrostí. Při bázi se usazují klastické sedimenty, které zjemňují do brakických prachovců. Následuje sedimentace tzv. hnědých vrstev, místy vápnatých jílovců, nad kterými leží nadložní šlírová facie, tzv. šedá vrstva, která vzniká usazením marinních uvigerinových společenstev. Následná transgrese spojená se spodnobadenskou sedimentací se projevila usazováním bazálních suťových štěrků a brekcií suchozemského, místy i marinního původu (spíše v hlubších depresích v okolí Brna, Drahanské vrchoviny a Ostravska), a různými typy písků a štěrků, jejichž složení je ovlivněno místem původu materiálu. Současně se ukládaly také vápnaté jíly. Z druhé rozsáhlejší transgrese pocházejí vrstvy hnědozelených nevrstevnatých vápnatých jílovců se střípkovitým rozpadem, tzv. tégly, místy s písčítými či vápnatými čočkami. Vápнатé jíly místy obsahují několik cm mocné polohy kyselých tufitů. V oblasti Opavska má sedimentace pestřejší charakter, sedimentovala bazální klastika, pestrá souvrství, šedé vápнатé jíly s produkty čedičového vulkanismu doprovázené ukládáním jim podobných facií (BRZOBOHATÝ – CÍCHA 1993). Snosová oblast pliocenních sedimentů (na S Český masiv, na J Západní Karpaty) určuje složení sedimentů, nejvíce se usazovaly jíly, silty, písky a (BRZOBOHATÝ – CÍCHA 1993) místy dokonale vytříděné monomiktní stejnozrné písky, silty a jíly, ale také hrubě vytříděné až nevytříděné písčité jíly, či dokonce jíly s klastickou příměsí. Klasy jsou až ze 40 % tvořeny křemenem a různými typy metamorfitů (RŮŽIČKA 1989). Vyšší stupeň opracování vykazují klasy uložené dále k jihu. Na severu převládá podíl klastů tvořených křemenem, kromě východního okraje Olomouce, kde převládají klastika kulmských hornin z blízkého okolí. Také podíl těžkých minerálů v sedimentech se odvíjí od složení zdrojových hornin (RŮŽIČKA 1989). V různých úrovních souvrství, jak na J tak i na S, byly zjištěny polohy organických sedimentů. V okolí Litovle byly popsány výskyty rašeliny, a i jinde byly zjištěny polohy tmavých jílovců a prachů s organickou hmotou a šedých písků s příměsí úlomků rostlinných zbytků (RŮŽIČKA 1989). Podél hlavního toku oblasti, kterým byla už v miocénu řeka Morava (již s dnešní podobou koryta), byl sedimentační prostor omezen prohloubením poklesového zlomu Mohelnické brázdy, která má SZ-JV směr (BRZOBOHATÝ – CÍCHA 1993). Podle RŮŽIČKY (1989) by mohla báze sedimentů pliocenního stáří v prostoru západně od Olomouce sahát do hloubek v intervalu 210 – 240 m pod dnešním terénem a obecně klesat shodně s dnešní topografií po proudu řeky Moravy a naopak, se vzdáleností osy sedimentačního prostoru, nadmořská výška výskytů pliocenních sedimentů stoupat.

2.2 Kvartér Hornomoravského úvalu

Poklesová jednotka orientovaná napříč styčné linie Českého masivu a Vnějších Západních Karpat zhruba SZ-JV směru, jak Hornomoravský úval nazývá ZAPLETAL (2004), je posttektonickou strukturou ležící na podkladě, který byl formován variským a alpínským vrásněním.



Obrázek 8: Strukturálně-geologická stavba Hornomoravského úvalu (HMÚ) s vyznačenými liniemi zlomového pásma Hané (ZAPLETAL 2004).

Zlomové linie: 1 - olomoucko-přerovská; 2 - holešovská; 3a - východní lučenská; 3b - západní lučenská; 4 - nectavsko-konická; 5 – kvasická.

Členění HMÚ: ULD - uničovsko- litovelská deprese; KTE - kosířsko-tršická elevace; MB - mohelnická brázda; a - předneogenní útvary; b - rozšíření sedimentů sp. badenu v olomoucko-prostějovské pánvi. Šipky poukazují na přímé spojení s vněkarpatskou předhlubní.

Příčné struktury (podjesenická plošina, olomoucký příkop, hněvotínská hrást', lučenský a prostějovský příkop) dělí Hornomoravský úval na dvě morfologicky rozdílné oblasti uničovsko-litovelskou depresi a kosířsko-tršickou elevaci (obr. 8). Kosířsko-tršická elevace

ZSZ-VJV směru má tvar vyklenutého tělesa se značně členitým hřbetem a obnaženými výchozy brunovistulika a paleozoika (ZAPLETAL 2004). Kosířsko-tršická elevace spolu s prostějovským příkopem a přilehlými částmi dražanského kulmu je tvořena až 100m mocnými sedimenty badenského stáří, které nasedají na podložní horniny dnešní olomoucko-prostějovské pánve, která má shodný směr s karpatskou předhlubní (SZ-JV) (ZAPLETAL 2004). Rozpadem kosířsko-tršické elevace na dílčí elevace a deprese získal Hornomoravský úval dnešní ráz a během spodního badenu se deprese rozšířila až k Olomouci (ZAPLETAL 2004). Uničovsko-litovelská deprese jako postbadenský sedimentační prostor (ZAPLETAL 2004) je tvořena pliocenními a kvartérními sedimenty s mocností až 130 m (ZAPLETAL 2004 podle HRUBEŠE 1994). Během svrchního pleistocénu se usadilo velké množství eolických sedimentů, převážně spraší, které se vyskytují v okolí Třesína a volně přechází do svahových sedimentů, které volně při rozhraní pleistocénu a holocénu přechází do hlinitopísčitých až kamenitých svahovin tvořených nivními hlínami a písky. Pod kvartérním pokryvem středomoravské nivy leží sedimenty neogenní předhlubně a karpatského flyše (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Na Opavské pahorkatině, na okrajích Nízkého Jeseníku, Ostravské pánvi, v severozápadním okraji Podbeskydské pahorkatiny a v oderské části Moravské brány se vyskytují sedimenty vzniklé kontinentálním zaledněním. Sálský glaciál je reprezentován glaciofluviálními štěrkopísky, jejichž mocnost dosahuje až 15 m. Viselský glaciál je reprezentován převážně eolickými sedimenty sprašových hlín a spraší. V Osoblažské pahorkatině se vyskytují nunataky (MUSIL 1993). Ledovec postupoval ve směru SZ-JV (MUSIL 1993). Ve všech vodních tocích vyplňují údolní dna fluviální štěrkopísky s různou mocností, které jsou vždy překryté holocenními povodňovými hlínami. Pleistocén je díky tektonice na tomto území charakterizován vznikem terasového systému. V oblasti litovelsko-uničovské sníženiny byly odhaleny lakustrinní sedimenty pestré série ležící na nerovném miocenním podkladu, což by mohlo být dokladem o nejstarší pohřbené údolní síti (MUSIL 1993). Podle ZEMANA a HAVLÍČKA (1980) se za nejstarší sedimenty nivy Moravy považují 50 m mocné fluviolakustrinní sedimenty mindelu, které vyplňují tektonickou depresi mezi jz. okrajem Přerova, Hulínem, Tlumačovem a Kroměříží a druhou rozsáhlou depresní strukturu, tzv. Uničovskou kotlinu, které byly dříve propojeny nivou Moravy. Sedimentace lakustrinních sedimentů pravděpodobně trvala celý svrchní pliocén (OTAVA – POŠMOURNÝ 2007). Hlavním typem uloženin jsou v tomto prostoru písčité štěrky, které postupem k jihu zjemňují do písků. Petrografické složení fluviolakustrinních sedimentů se liší v závislosti na směru přinášení klastického materiálu. Písky a štěrky převládá-

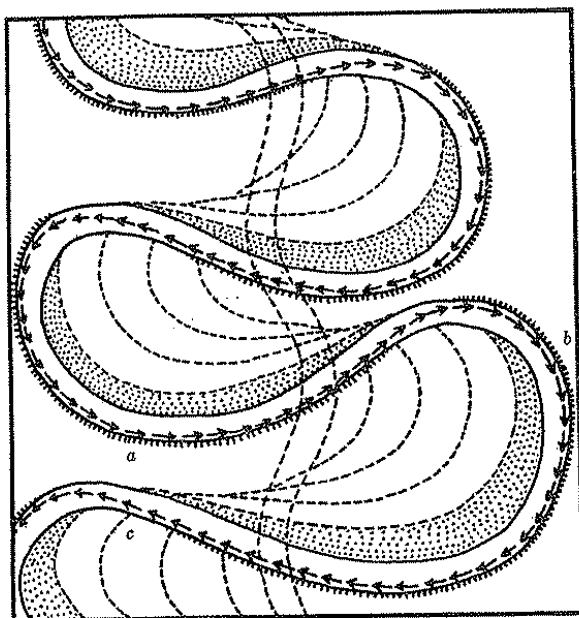
jí na severu oblasti. Velikost zrn klesá směrem k jihu až k Chropyni a Hulínu, kde převládají písky (MACOUN - RŮŽIČKA 1967). Ve štěrcích a písčích se nacházejí polohy písčitých jíílů a siltů s mocností od několika dm až m. Makroskopicky se tyto sedimenty shodují s uloženinami plioleistocenního stáří ale na základě paleontologických nálezů a asociace těžkých minerálů (hlavní minerály staurolit, amfibol, granát, dále epidot, sillimanit, disten, turmalín, zirkon, rutil, andalusit a opakní minerály) svědčí o kvartérním stáří (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Zatímco pliocenní písky obsahují převážně staurolit, zirkon, rutil, turmalín, tj. vysoko-rezistní minerály, v kvartérních fluviolakustrinních písčích a štěrcích se vyskytuje spíše amfibolit, staurolit, granát, pyroxen (MACOUN – RŮŽIČKA 1967). Na území středomoravské nivy v nadloží mindelských fluviolakustrinních sedimentů jsou uloženy fluviální sedimenty Moravy a jejích přítoků (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980), které vytvořily (dnes ojediněle zachované) akumulční roviny o celkové rozloze 500 km² (MUSIL 1993). Hlavní a plošně nejrozsáhlejší terasou Hornomoravského úvalu je Kralická terasa, která je nejlépe vyvinuta na levém břehu Moravy mezi Hulínem a Záhlinicemi. Dnes je nejdůležitější morfostratigrafickou úrovní oblasti a vznikla v období mezi holsteinským interglaciálem (mindel-riss) (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980) a spodním rissem (MUSIL 1993). Kralická terasa je ekvivalentem Radslavické terasy, jejíž vznik předcházela saalskému zalednění (MACOUN – RŮŽIČKA 1967). Fluviální sedimenty jsou zde vyvinuty ve dvou stratigrafických úrovních (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Báze svrchní akumulace Kralické terasy kolísá kolem dnešní úrovně hladiny Moravy (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Mocnost svrchní akumulace se pohybuje mezi 5-9 m, po jejímž ukončení se Morava zařizla do údolí přibližně o 18 m a vytvořila si tak dnešní podobu koryta (MUSIL 1993). Podél řeky Moravy se táhne niva široká 4-5 km a je tvořena až 6-7 m mocnými vrstvami štěrků převážně würmského stáří (svrchní část štěrků je datovaná do atlantiku). Mocnost proluviálních a deluviálních sedimentů je značně proměnlivá, často jsou překryty velkými mocnostmi svahových sedimentů s pohřbenými fosilními půdami nebo sprašovými hlínami. Na některých místech se vyskytují deluviální sedimenty s vložkami sprašových hlín či půdních horizontů. Západně od nivy Moravy se vyskytují až 20 m mocné vrstvy eolických spraší s hojně pohřbenými půdními horizonty na rozdíl její od východní části, kde nejsou vyvinuté v takové míře (MUSIL 1993). Vápňité spraše z konce posledního glaciálu pocházejí v prostoru Úsovské vrchoviny v Mohelnické brázdě, nalezeny byly spraše i risského, würmského a mindelského stáří. V malé míře se zde vyskytují také váté písky, jejichž stáří je zatím sporné, nejvyšší stáří uvádí MUSIL (1993) jako risské. Povodňové hlíny zachycují vývoj celého holocénu od po-

sledního glaciálu (stáří povodňových hlín Opava-Kateřinky pozdní boreál až mladší atlantik). Povodňové hlíny Odry u obce Košatky se datují do období mladšího atlantiku, subboreálu (vytvořen jako subfossilní půda) a subatlantiku. Podle MUSILA (1993) za akumulací povodňových hlín stojí především odlesňování svahů člověkem spolu se zvýšením úhrnu dešťových srážek. Mocnost povodňových hlín je proměnlivá, průměrně se pohybuje okolo 2 m (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Závisí především na míře odlesnění přilehlé oblasti a obvykle nepřesáhne 6 m (MUSIL 1993). Jsou známy také vápnité povodňové hlíny s měkkější faunou, většinou mladoholocenního stáří (například v nivě Hané u Bezměrova, severně od Tlumačova) (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). V nejspodnější poloze povodňových hlín se nachází rašelina. Severně od Olomouce a u Blaty byla rašeliniště datována do období preboreálu. Údolní niva se vlivem eroze v boreálu a starším atlantiku snížila o 3 m, ale hned nato započala nová etapa ukládání povodňových sedimentů, která pokračuje dodnes (MUSIL 1993). Středověká sedimentace povodňových hlín je dokázána nálezy plodů a semen kulturních plodin (ZEMAN – HAVLÍČEK 1980). Také náplavové kužely, vzniklé na údolních štěrcích nebo povodňových hlínách spolu s deluviofluviálními a deluviálními sedimenty a pěnovci, které se vytvářejí okolo vápnitých hornin, spadají do holocenního stáří (MUSIL 1993).

V celé oblasti převládají nivní půdy. Tyto tzv. glejové fluvizemě (ŠARAPATKA 1996; MÜLLEROVÁ 2007) se nejčastěji nacházejí na recentních uloženinách řek, které jsou periodicky zaplavovány, a kde v průběhu roku hladina podzemní vody kolísá. Dalším typem půd vyskytujících se v nižších polohách říčních koryt jsou kambizemě, které jsou zároveň nejrozšířenějším půdním typem u nás (MÜLLEROVÁ 2007; ŠARAPATKA 1996). Malou část Litovelského Pomoraví tvoří luvické černozemě (MÜLLEROVÁ 2007). Jejich půdotvorných substrátem bývá nejčastěji spraš a tvoří se na okrajích listnatých lesních porostů a travnatých svahovinách (ŠARAPATKA 1996). Na vápencích v krasových puklinách a dutinách se vytvořila červenohnědá terra rossa (stěna lomu Brodka u Měrotína) (OTAVA – POŠMOURNÝ 2007).

3 Sedimentární archivy řek

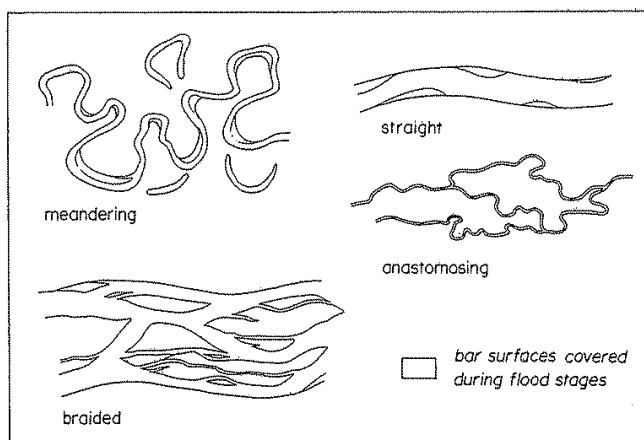
Sedimentární archivy vznikají erozní, transportní a depoziční činností řeky v různých typech říčního systému. Sedimenty jsou transportovány třemi způsoby: velké a těžké klasty jsou transportovány válením a kutálením po dně, lehčí jsou transportovány ve vzhledu saltací a nejlehčí částice v suspenzi (PERRY – TAYLOR 2006). Transport a sedimentace jednotlivých zrnitostních frakcí závisí na unášecí síle toku, kterou řídí množství vody v systému, sklon koryta, charakter dna, pevnost břehů, množství srážek a výjimečné nebo periodické události (nejčastěji povodně). V meandrujících říčních systémech se nejvíce uplatňuje laterální migrace koryta charakterizovaná erozí na výsepních valech a sedimentací na jesepních valech (obr. 9). Díky tomuto jevu lze odhadovat posloupnost sedimentů jednotlivých zrnitostních frakcí (COLLINSON 1996).



Obrázek 9: Vývoj meandru řeky s vysokým zakřivením. Jsou zde zobrazeny výsepní valy, na kterých probíhá eroze (na vnějším břehu) a jesepní valy (na vnitřní straně břehu, vyplněno tečkovaně). (CHAMBERLIN – SALISBURY 1909).

Říční systém je systém propojených říčních koryt v povodí (HUDSON-EDWARDS 2006). Lze charakterizovat několika rysy, z nichž nejdůležitější je koryto řeky a záplavová oblast – údolní niva. V horní části povodí, kde je členitý horský reliéf, je koryto zařezáváno do podloží. Zde jsou záplavová údolí zpravidla velmi úzká. Ve středních až nižších partiích říčního systému jsou údolní nivy díky nižšímu reliéfu širší s rozsáhlejším záplavovým územím. HUDSON-EDWARDS (2006) dělí řeky podle jejich stavby a geometrie na 4 základní

typy (obr. 10): přímé a meandrující (jednokorytové) a divočí a anastomozující (vícekorytové). Vlivem změny zakřivení mohou jednotlivé typy přecházet do jiných typů, k drastickým změnám nejčastěji dochází během povodní.



Obrázek 10: Čtyři základní typy říčních koryt. (MIALL 1977)

Fluviální sedimenty vznikají ukládáním unášených klastik. MIALL (2006) je jednoduše rozdělil na 3 základní litofacie: šterk (G-gravel), písek (S-sand) a jemnozrnnou litofacii (F-fine-grained), kam spadá velmi jemnozrnný písek, silt a jíl. Zařazení do jednotlivých kategorií se provádí podle převažující zrnitosti třídy. Podle charakteru dna a energie toku popisuje 16 říčních systémů, resp. faciálních modelů. Na základě charakteru říčního dna jsem je rozdělila do tří skupin (tab. 2):

Šterkové dno	divočí řeky se šterkovým dnem a se sedimenty gravitačních proudů
	mělké divočí řeky se šterkovým dnem Skotského typu „Scott type“
	hluboké divočí řeky se šterkovým dnem typu „Donjek“
	překládané řeky se šterkovým dnem
	meandrující řeky se šterkovým dnem
Šterkopísčité až písčité dno	meandrující řeky se šterkopísčitým dnem „hrubozrnného meandrujícího modelu“
	meandrující řeky s písčitým dnem „klasického meandrujícího modelu“
	periodicky meandrující řeky s písčitým dnem
	meandrující řeky s jemnozrnným dnem
	anastomozující řeky
Písčité dno s nízkým zakřivením toku	málo zakřivené divočí řeky se střídavými valy
	mělké, trvale divočí řeky „Plattského typu“
	hluboké, trvale divočí řeky „Saskatchewanského typu“
	vysoko-energetické divočí řeky s písčitým dnem
	distální divočí řeky s plošným odtokem
	periodicky prudké řeky s plošným odtokem typu „Bijou Creek“

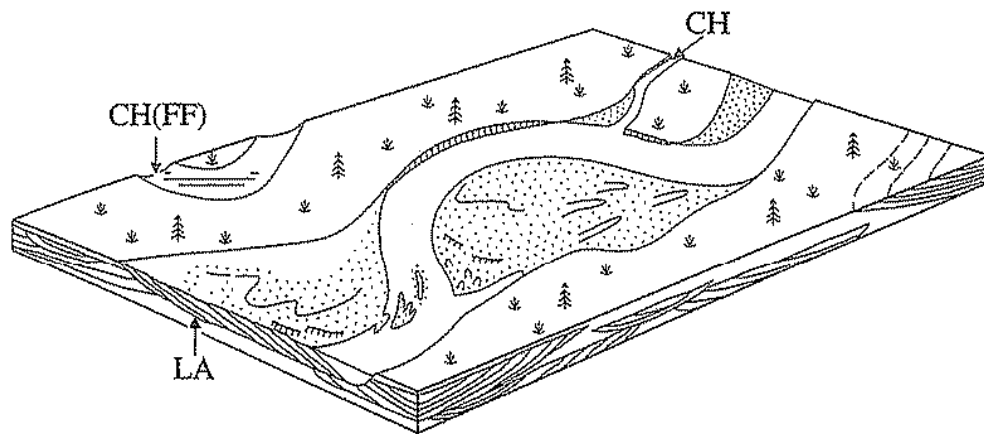
Tabulka 2: Typy říčních systémů dle MIALLA (2006)

Typ facie	Kód facie	Název facie	Sedimentární struktury	interpretace
ŠTĚRK	Gmm	Masivní štěrk s podpůrnou strukturou matrix	Slabě gradovaný	Plastické úlomkotoky (vysoká pevnost, viskozní)
	Gmg	štěrk s podpůrnou strukturou matrix	inverzně nebo pozitivně gradovaný	Pseudoplastické úlomkotoky (nízká pevnost, viskozni)
	Gci	štěrk s podpůrnou strukturou klastů	inverzně gradovaný	Úlomkotoky bohaté na klasty (vysoká pevnost) nebo pseudoplastické úlomkotoky (nízká pevnost)
	Gcm	masivní štěrk s podpůrnou strukturou klastů	_____	Pseudoplastické úlomkotoky (turbulentní proudy)
	Gh	Hrubě zvrstvený štěrk s podpůrnou strukturou klastů	Horizontální zvrstvení, imbrikace	Podélná nebo izolovaná tělesa, vyříděné sedimenty
	Gt	Zvrstvený štěrk	Křížové zvrstvení	Sekundární výplně koryt
	Gp	Zvrstvený štěrk	Planární zvrstvení	Příčná tělesa, vznikající delty
PÍSEK	St	Jemnozrný až velmi hrubozrný písek, může být oblázkový	Izolované nebo seskupené šikmé zvrstvení	2-D duny
	Sp	Jemnozrný až velmi hrubozrný písek, může být oblázkový	Izolované nebo seskupené planární zvrstvení	Příčná tělesa a 2-D duny
	Sr	Velmi jemnozrný až hrubozrný písek	Čeřinově šikmá laminace	Čeřiny (režim nižšího průtoku)
	Sh	Velmi jemnozrný až hrubozrný písek, může být oblázkový	Horizontální laminace, proudová lineace	(kritický průtok)
	Sl	Velmi jemnozrný až hrubozrný písek, může být oblázkový	Nízký sklon (< 15°), šikmo zvrstvený	zaniklé výplně nebo duny, antiduny
	Sc	Jemnozrný až velmi hrubozrný písek, může být oblázkový	Široké, mělce drhnoucí	zaniklé výplně
	Sm	Jemnozrný až hrubozrný písek	Masivní nebo slabá laminace	Sedimenty gravitačních proudů
SILT/JÍL	Fl	Písek, silt, jíl	Jemná laminace, velmi malé čeřiny	Přelivové sedimenty, opuštěná řečiště, slábnoucí přílivové sedimenty
	Fsm	Silt, jíl	masivní	bažinatá nebo opuštěná řečiště
	Fm	Jíl, silt	Masivní, vysušené trhliny	Přelivové sedimenty, opuštěná řečiště
	Fr	Jíl, silt	Masivní, kořinky, bioturbace	Kořenová, vznikající půda
UHLÍ	C	Uhlí, uhlíkový jíl	Rostliny, jílovité filmy	Živoříčí bažinné sedimenty
KARBONÁTY	P	Uhličitan. paleosoly (kalcit, siderit)	Půdotvorné funkce: uzliny, vlákna	Půda s chem. srážením

Tabulka 3: Přehled facií a jejich interpretace dle MIALLA (2006).

- **Meandrující řeky se štěrkovým dnem**

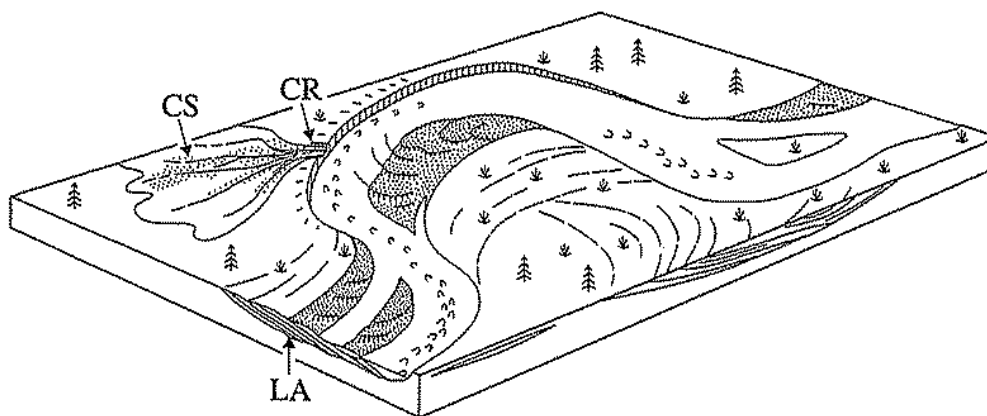
Pro tento typ řeky je charakteristické vysoké zakřivení koryta a strmé štěrkové dno. Vyvinuto je zpravidla jedno hlavní aktivní koryto s valy a ostrůvky a občasnými vedlejšími rameny. Sedimentace probíhá na rozsáhlých plochých valech a bočních valových komplexech. Směrem po proudu klesá velikost zrna, se štěrkovitými dunami ve vyšších partiích toku a písčitémi dunami při jeho ústí. Pro tento typ je také charakteristická laterální akrece, která je zobrazena na obrázku 11 (MIALL 2006). Vertikální profil meandrující řeky se štěrkovým dnem je tvořen převážně štěrkovou facií **Gh**, na kterých leží ukloněné vrstvy **Gp** a místy jsou vloženy **Sp** vrstvy. Nad štěrky se ukládají pod mírným úhlem písčité facie **Sr** a **St**, které budují výplň koryta a výsepní valy. Nejsvrchnější partie jsou tvořeny horizontálně uloženou litofacií **Fm**.



Obrázek 11: Model meandrujícího toku se štěrkovým dnem. CH (FF) – výplň opuštěného meandru; CH - koryto, řečiště; LA – sedimenty boční akrece. (MIALL 1985)

- **Meandrující řeky se štěrkopísčitém dnem**

Klasický model meandrující řeky, kde sedimentace probíhá výhradně na jesepním valu a eroze na valu výsepním. Tento model vzniká nejlépe ve středních částech toku, kde koryto a sedimentární útvary sestávají z písku a písku s oblázky nebo písku se štěrkovitou příměsí. V povodňových oblastech se často vyskytují opuštěná koryta původních meandrů, která jsou vyplněna jílovito-siltovitým sedimentem. Často také dochází k protržení meandrové šíje (obr. 12) a laterální migraci koryta (MIALL 2006).



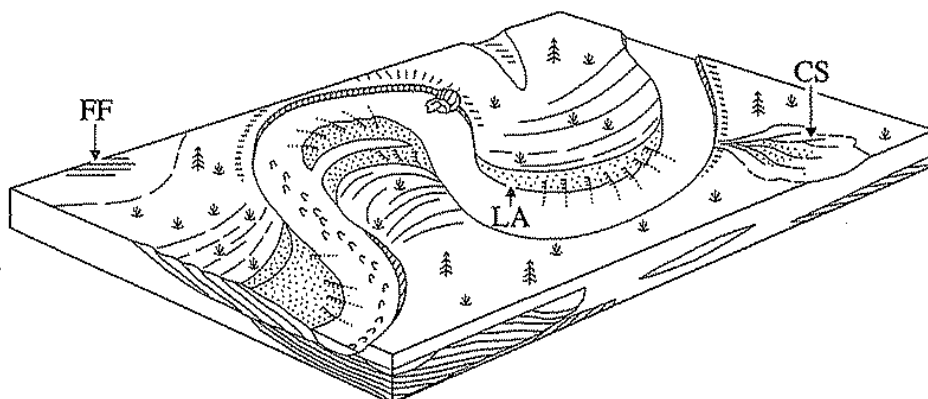
Obrázek 12: Model meandrujícího toku se štěrkopísčítým dnem. CS – nivní sedimenty vzniklé protržením meandrové šíje; CR – protržená meandrová šíje, LA - sedimenty boční akrece. (MIALL 1985)

Nejspodnější část systému je tvořená štěrkovou facií (**Gh**), která se ukládá zpravidla horizontálně nebo pod velmi malým úhlem (maximálně 5°). Štěrková facie tvoří protáhlá izolovaná tělesa, místy dobře vytríděná. Na horním úseku jsou valy tvořené hrubšími sedimenty (štěrk), tělesa dále po proudu jsou více tvořena jemnozrnnými sedimenty, nejčastěji pískem (MIALL 2006). Štěrky bývají ve sledu překryty kombinací písčítých facií **Sr**, **St**, **Sh** a jemnozrnné facie **Fl**, které se ukládají po úhlem 12° (MIALL 2006). Nejvýše na jesepním valu leží paralelně uložené písčité facie **Sr**, které tvoří asymetrické čeřiny, a písčité facie **St**, které jsou pravděpodobně vytvořeny migrací laloků přes štěrkovité dno, vyplňují rýhy v korytech a migrují směrem na jesepní val, jež mohou i zcela nahradit. Nad nimi leží písčité facie **Sh**, která se střídá s ukloněnými jemnozrnnými vrstvy **Fl**. Údolní niva nebo opuštěná řečiště jsou nejčastěji vyplňována facií **Fl**, která často obsahuje až 1cm mocné vrstvy litofacie **St**. Jsou na nich pozorovatelné malé čeřiny (MIALL 2006).

- **Meandrující řeky s písčítým dnem**

Dobrým příkladem je řeka Mississippi, tento typ byl studován ze všech typů nejvíce. Koryto a akreční valy jsou dominantně písčité, někdy může být zachován relikt tvořený slepenci, které jsou reprezentanty rezidua říčního koryta. Sedimentace je velmi podobná typu meandrující řeky se štěrkopísčítým dnem. Odlišná je litofacie koryta a akrečních valů. Běžně se mohou protrhnout ramena meandru, čímž mohou vznikat nivní sedimenty protržených ramen (obr. 13). Ty jsou dominantně tvořeny horizontálně uloženými sedimenty facií **Sh**, **St** a **Sp**, které jsou prokládány jemnozrnnými sedimenty facie **Fm** (MIALL 2006). Výplň koryta i jesepní valy jsou při bázi tvořeny nejčastěji horizontálně uloženou vrstvou

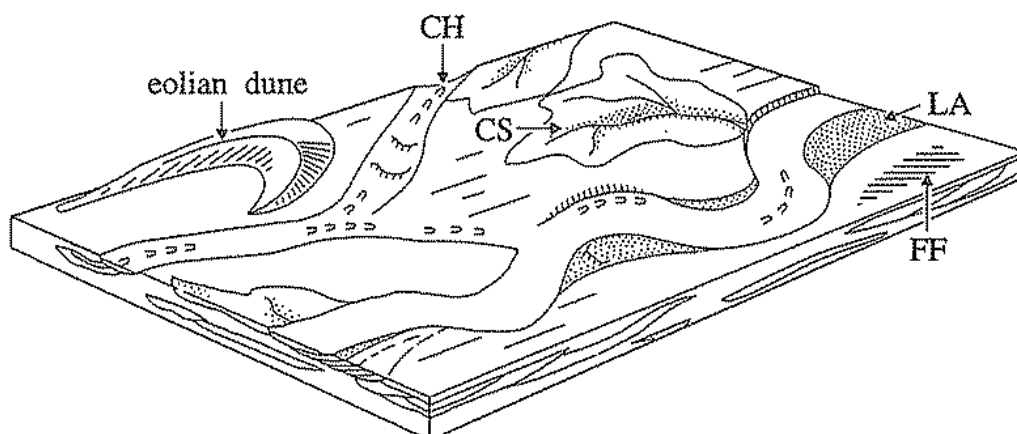
Sc. Na ni pod strmým úhlem nasedají facie **St**, **Sp**, nad nimi se horizontálně ukládají sedimenty facií **St**, **Sl**, **Sr** zjemňující do horizontálně uložených **Fm**, které celý sled zakončují.



Obrázek 13: Model meandrujícího toku s písčítým dnem. FF – nivní sedimenty; CS – nivní sedimenty vzniklé protržením meandru. (MIALL 1985)

- **Periodické meandrující řeky s písčítým dnem**

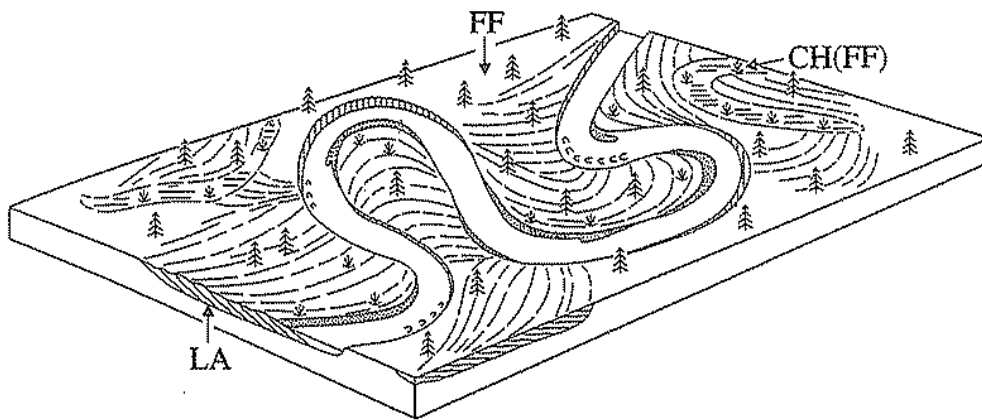
Od výše uvedeného modelu se odlišují jen v detailech založených na jemnozrnných faciálních rysech, které odrážejí klimatické výkyvy. Jsou charakteristické sezónním průtokem, proto jejich vývoj nastává hlavně v aridních oblastech při sezónních záplavách. Nejčastěji se v nivních sedimentech (obr. 14) ukládají facie **Sh** a **St**, které obecně indikují výskyt vysokoenergetických mělkých toků (MIALL 2006). Při bázi jsou ukládány eolické čočky tvořené facií **Sl**, na kterou nasedají horizontálně nebo pod velmi malým úhlem facie **Sr**, **Sc**, **Sp** zjemňující do nadložní facie **Fm**. Na nich se velmi často objevují vrstvy karbonátů (paleosoly). Při povrchu se tvoří eolické duny.



Obrázek 14: Model periodicky meandrujícího toku s písčítým dnem. CH – koryto, řečiště; CS – nivní sedimenty vzniklé protržením meandru; LA – sedimenty boční akrece; FF – nivní sedimenty. (MIALL 1985)

- **Meandrující řeky s jemnozrnným dnem**

Geometrie toku je velmi podobná meandrujícím řekám s písčným dnem, přičemž meandrující řeky s jemnozrnným dnem mají obecně vyšší zakřivení toku. Liší se pouze tím, že dno tvoří jemnozrnné sedimenty, kde převažuje nejčastěji jemnozrnný písek, silt a jíly. Sedimenty se ukládají na jesepních valech pod úhlem až 25°, a tvoří jednoduchou stavbu charakteristickou planárním zvrstvením nebo vytvářením lavic. Báze jesepních valů je tvořena štěrky (**Gh**) a středně až hrubě zrnitými šikmo zvrstvenými písky (litofacie **St**). Čeriny jsou nejhojnější sedimentární tělesa tohoto říčního typu (litofacie **Sr**) a lze vypočítovat sled zjemňování směrem nahoru, s nímž dochází také ke snižování mocnosti jednotlivých vrstev. Tlusté vrstvy jemnozrnných nivních sedimentů (obr. 15) občas obsahují tenké vložky uhelných slojí a karbonátů (MIALL 2006). Ve spodní části vertikálního profilu se usazují ukloněné vrstvy (přibližně pod úhlem 15°) facie **Sm**, na kterých se usazují horizontální vrstvy **Fm** s vložkami karbonátů. Následuje opětovné ukládání facií **St** a **Sr** pod úhlem zhruba 25°, zakončené horizontálními faciemi **Fm** a **Fl**. Nad nimi jsou uloženy **Sr**, **Sl**, **Sp** facie ukloněné taktéž 25°, zakončené **Fm**, **St** a **Sr**, což značí cyklické opakování sedimentárního sledu v závislosti na změnách klimatických podmínek.

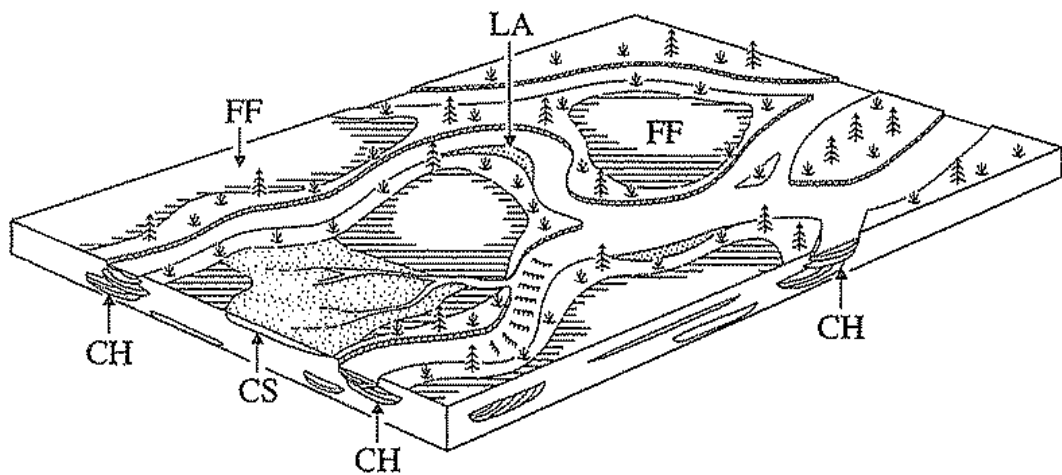


Obrázek 15: Model meandrujícího toku s jemnozrnným dnem. LA – sedimenty boční akrece; FF – nivní sedimenty; CH (FF) – výplň opuštěného meandru. (MIALL 1985)

- **Anastomozující řeky**

Tento typ řek vzniká v údolních nivách za vhodných podmínek především v oblastech, kde dochází k minimální laterální migraci koryt. U tohoto typu říčního systému mají koryta spíše tendenci se úplně osamostatňovat. Koryta bývají ohraničená pevnými soudržnými břehy, tvořenými jemnozrnnými nivními sedimenty. Nejčastěji vznikají protržením meandrové šije. Vytvoří tak nové stabilní koryto, které se může i nemusí připojit

dále po proudu zpět k hlavnímu korytu. Takto rozvětvené vodní toky (obr. 16) můžeme nacházet nejčastěji v humidním, ale i aridním klimatu. V závislosti na klimatu se mohou v nivních sedimentech vytvářet vložky uhlí, kalcitových krust nebo evaporitů (MIALL 2006). Anastomóza se může objevovat na malých i větších vodních tocích, v pouštních podmínkách tyto typy toků vznikají při radikálním snížení hladiny řeky při vypouštění způsobených velkými klimatickými posuny. Anastomóza se projevuje nejvíce na středních a dolních tocích, horských plochých kotlinách a v deltách, a její spád je zpravidla menší než v sousedních úsecích (COLLINSON 1996). Při bázi jsou usazovány horizontálně uložené facie **St**, **Sp** a **Sc**, místy s vložkami karbonátů a tlusté vrstvy facie **Fm** sled při povrchu zakončují.



Obrázek 16: Model anastomozujícího toku. CH – koryto, řečiště; CS – nivní sedimenty vzniklé protržením koryta; FF – nivní sedimenty; LA – sedimenty boční akrece. (MIALL 1985)

4 Metody studia stratigrafického záznamu (proxy parametry)

- **Rentgenová fluorescence**

Rentgenové fluorescence se využívá především ke stanovení prvkového složení sedimentu. Má velký význam jako proxy litologie, ale zejména slouží jako základní zdroj informací o průmyslové kontaminaci nebo kontaminaci těžkými kovy. Těžké kovy mohou pocházet z přirozeného nebo antropogenního zdroje. Koncentrace těžkých kovů se udává v mg/kg a jedná se zejména o kovy Hg, Mo, Cd, Sb, As. Malé až minimální koncentrace se vyskytují v písčítých vrstvách, naproti tomu se koncentrace těžkých kovů zvyšují ve vrstvách tvořených jíly, vrstvách tvořených sedimenty bohatými na hydroxidy Al, Fe a Mn a také ve vrstvách bohatých na organickou hmotu (KIELAR 2011). Ke stanovení litogenního pozadí se nejčastěji využívá koncentrace Al, která slouží k normalizaci ostatních detekovaných prvků. Jelikož metoda XRF neměří koncentrace Al, bylo použito Rb jako litogenního prvku, na který jsou koncentrace detekovaných prvků normalizovány. Ke zjištění kontaminace těžkými kovy je využíváno prvkových poměrů (např. Pb/Rb, aj.).

- **Zrnitost**

Zrnitostní analýza sedimentu primárně udává procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí. Zrnitost slouží především jako proxy litologie a rozlišuje v sedimentárním záznamu jednotlivé facie, na které mohou být vázané prvky, které jsou produktem antropogenního znečištění, či jiného charakteru.

- **Magnetická susceptibilita**

Magnetická susceptibilita jako proxy koncentrace magnetických částic napříč sedimentárním záznamem. Může být použita jako proxy stanovení hloubky podzemní vody v závislosti na obsahu oxy-hydroxidů Fe i antropogenního znečištění způsobeného nejčastěji pevným spadem.

- **Spektrální reflektance**

Spektrální reflektance funguje na principu zjištění identifikovatelných chromoforů, jakými jsou celkový jas, používaný jako proxy obsahu organického uhlíku a procento od-

raznosti v červeném pásmu (625 – 700 nm) používané jako proxy obsahu oxy-hydroxidů Fe.

- **Datování pomocí ^{137}Cs a ^{14}C**

V případě potřeby jsou stratigrafické údaje doplněny datováním sedimentu. Metoda datování pomocí ^{137}Cs je vhodná zejména k datování sedimentů, které se usadily v moderní době. Během testování jaderných zbraní koncem 50. a začátkem 60. let 20. století a následkem havárie Černobylské jaderné elektrárny v roce 1986 radikálně vzrostla koncentrace izotopu ^{137}Cs v prostředí a jeho obsahy lze využít k datování (GRYGAR ET AL. 2008) mladších sedimentů. Lze přímo pozorovat anomální hodnoty ^{137}Cs způsobené havárií v Černobylu. Pomocí izotopu ^{137}Cs lze také odhadnout průměrnou rychlost sedimentace. Datování pomocí ^{14}C je obecně nejvyužívanější metodou ke zjištění stáří recentních, holocenních a svrchnopleistocenních sedimentů. Je založená na měření zbytkové koncentrace nestabilního izotopu uhlíku ^{14}C zpravidla v organické hmotě, přičemž se předpokládá, že se do vzorku ukládal uhlík, který byl v té době v rovnováze s atmosférickým CO_2 . V posledních třech stoletích ale metoda nedává jednoznačné výsledky z důvodu kolísání sluneční aktivity a globálního koloběhu uhlíku. Pro datování vrstev starých desítky nebo maximálně stovky let je lepším řešením použít jinou datovací metodu (GRYGAR ET AL. 2008).

5 Metodika

- Terénní práce

Terénní práce probíhala formou odběru 10 vrtných jader na 4 lokalitách v Litovelském Pomoraví v prostoru mezi Olomoucí a Mohelnicí. K odběru těchto nivních sedimentů bylo použito perkusní vrtné soupravy Eijkelkamp (Nizozemí), která se používá k odběru nezpevněných sedimentů (obr. 17). Hloubka vrtných jader byla limitována hloubkou první šterkové lavice a pohybovala se mezi 62 cm a 396 cm (obě jádra z lokality Doubravice – DO3 a DO4). Lokality a GPS souřadnice vrtů byly vybrány v závislosti na současném provádění multielektrodového odporování a dipólového magnetického profilování na stejných lokalitách s přihlédnutím k leteckým snímkům lokalit.



Obrázek 17: Terénní odběr vrtných jader pomocí perkusní vrtné soupravy na lokalitách Doubravice a PP Kurfürstovo rameno. (Foto L. Bartošová a I. Medek)

- Laboratorní práce

Laboratorní část práce probíhala na Katedře geologie na Univerzitě Palackého v Olomouci. V laboratoři byla odebraná vrtná jádra podélně rozříznuta, detailně popsána z hlediska barvy, textury, zrnitosti a doplněna fotodokumentací. Poté byla jádra ovzorkována s pravidelným krokem 2 cm, čímž vzniklo 1244 vzorků, které byly následně vysušeny při teplotě 40-50°C.

Všechny takto připravené vzorky byly rozděleny na dvě části, z nichž jedna byla zvážena a podrobena měření magnetické susceptibility na kapamůstku KLY-4S AGICO. Jelikož hmotnostně specifická magnetická susceptibilita je závislá na hmotnosti vzorku, byly naměřené hodnoty přepočítány podle vzorce $\text{Chi} = \text{bulk/hmotnost vzorku}/1000$, čímž byla získána objemová magnetická susceptibilita potřebná pro další interpretaci.

Vybrané úseky (75 vzorků) posloužily jako materiál ke granulometrické analýze, která probíhala suchou i mokrou cestou v závislosti na zjevné zrnitosti (šterková a písčité frakce zpracována přednostně suchou cestou). K získání jednotlivých frakcí byla využita vibrační prosévačka Fritsch Analysette se sadou kalibrovaných sít.

Pro aplikaci dalších metod výzkumu byla druhá část vzorků upravena rozetřením v třecí misce. Na přístroji X-Rite Color Master SP-62 byly měření získány hodnoty spektrální odraznosti ve viditelném světle (400 – 700 nm) a hodnoty kolorimetrických parametrů v barevném prostoru CIE*L*a*b. Tyto byly přepočteny na procenta odraznosti v jednotlivých barevných pásmech. Index červenosti byl získán podílem celkové hodnoty odraznosti v červeném pásmu vůči celkové odraznosti ve viditelném světle.

Pro zjištění prvkových koncentrací bylo použito přístroje Delta Premium od firmy Innov-X. Přístroj na měření RTG fluorescence byl nastaven na režim lehká matrice, která se používá pro sypké sedimenty s dobou měření 180 s. K RTG fluorescenční analýze bylo využito celkem 725 vzorků. Pro lepší interpretaci byla jádra DO 1, DO 2, NZ 1 a KR1 touto metodou zpracována kompletně.

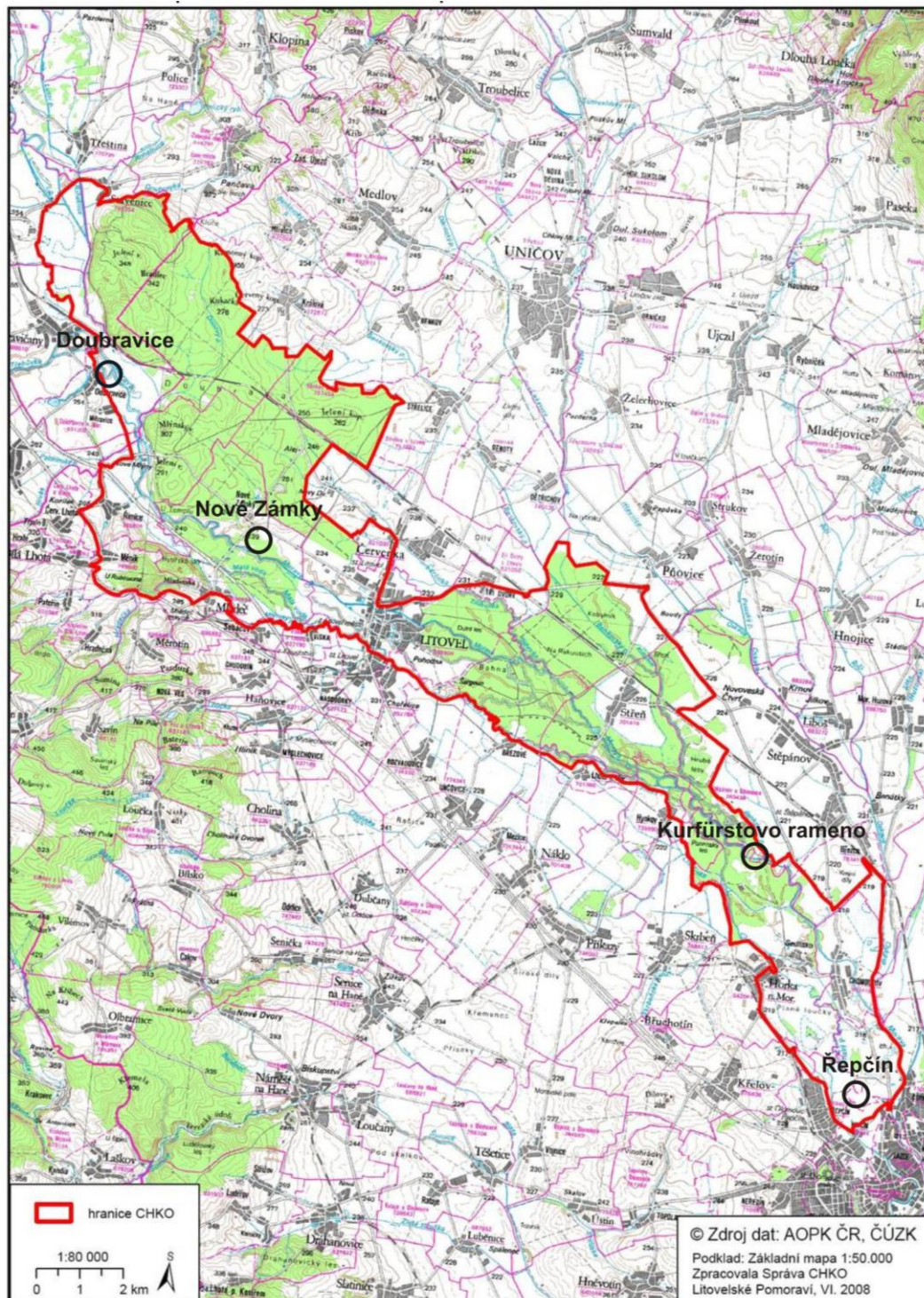
K lokalizaci odběrových míst byla použita GPS zapůjčená na katedře geografie.

Data byla zpracována v programech MS Excel a Corel Draw.

Datování radiokarbonovou metodou provedl pan Alexandr Cherkinsky, Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia.

6 Výsledky

Vrtná jádra z lokalit (obr. 18) byla zkoumána laboratorním měřením, jejichž výsledky jsou uvedeny níže.



Obrázek 18: Orientační mapa CHKO Litovelské Pomoraví s vyznačenými zájmovými lokalitami. (<http://www.litovelskepomoravi.ochranaprirody.cz> – upraveno).

6.1 Litologie vrtných jader

Při bázi ve vertikálním profilu vrtných jader je uložena štěrková facie. Směrem do nadloží sedimenty zjemňují přes hrubozrnný písek, jemnozrnný písek, jíl a jílovitý silt až po svrchní část (25 – 40 cm) tvořenou jílovitým siltovou směsí se zbytky kořínků a rostlin (místy i se štěrkovými klasty) tzv. ornici, kterou MIALLA (2006) označuje jako facii Fr (tab. 3). Sedimenty ze všech vrtných jader byly rozčleněny do pěti faciálních typů.

- **Facie 1: Jílovitý silt**

Hnědošedě zbarvené polohy jílovitého siltu velmi hojně obsahují konkrce oxyhydroxidů železa a makroskopicky pozorovatelná zrnka slíd. Jejich mocnost je rozdílná. Zatímco na lokalitě Doubravice ve vrtu 3 mocnost facie 1 dosahuje pouze 15 cm, na téže lokalitě ve vrtu 4 dosahuje mocností až 135 cm. V ostatních vrtech je typický rozsah mocností 50-120 cm. Granulometrické analýzy facie 1 (obr. 19, jílovitý silt) ze tří měření ukazují, že v této facii převažuje jílovito-siltová frakce s malou příměsí písku. Facie 1 průměrně obsahuje 80,7% jílovito-siltové frakce (směrodatná odchylka, dále jen δ , je 8,7), 19,2% písčité frakce ($\delta=8,6$) a 0,1% štěrkové frakce ($\delta=0,1$). Jílovitý silt facie 1 reprezentuje povodňové sedimenty. Dle klasifikace MIALLA (2006) se jedná o kombinaci jemnozrnných litofacií Fl a Fm (tab. 3).

- **Facie 2: Jíl**

Jílovité polohy hnědošedé, ocelově modro-šedé nebo hnědé barvy mají typický rozsah mocností 50-80 cm. Jílovité polohy jsou bohaté na zrnka slíd. Místy se objevují konkrce tvořené oxyhydroxidy Fe, které způsobují načervenalé zbarvení. Více písčité polohy jsou způsobeny větším výskytem konkrecí, jinak převažuje jílovitá složka. Granulometrická analýza jílovité facie z vrtů DO 1, NZ 1 a KR 1 (obr. 19) ukazuje na převahu jílovité frakce, se siltovou a písčitou příměsí. Zrnitostní charakteristika facie 2 ze tří měření ukazuje, že průměrně zaujímají silt + jíl 48,5% ($\delta=27,4$); písek 48,6% ($\delta=25$) a štěrk 2,8% ($\delta=2,8$). Jílovité facie odpovídají faciálnímu typu Fm (dle MIALLA 2006) a představují nejsvrchnější partii sedimentárního sledu na jesebním valu.

- **Facie 3: Jemnozrnný písek**

Písčité polohy jsou obvykle hnědé nebo šedohnědé barvy, místy velmi jemnozrnné se siltovou příměsí. Granulometrie studovaných vrtů (obr. 19, jemnozrnný písek) ukazuje na převažující jemnozrnně písčitou frakci. Ve facii 3 se nejvíce koncentrují narezavělé konkrce oxyhydroxidů železa, které místy způsobují červenohnědé zbarvení sedimentu. Po-

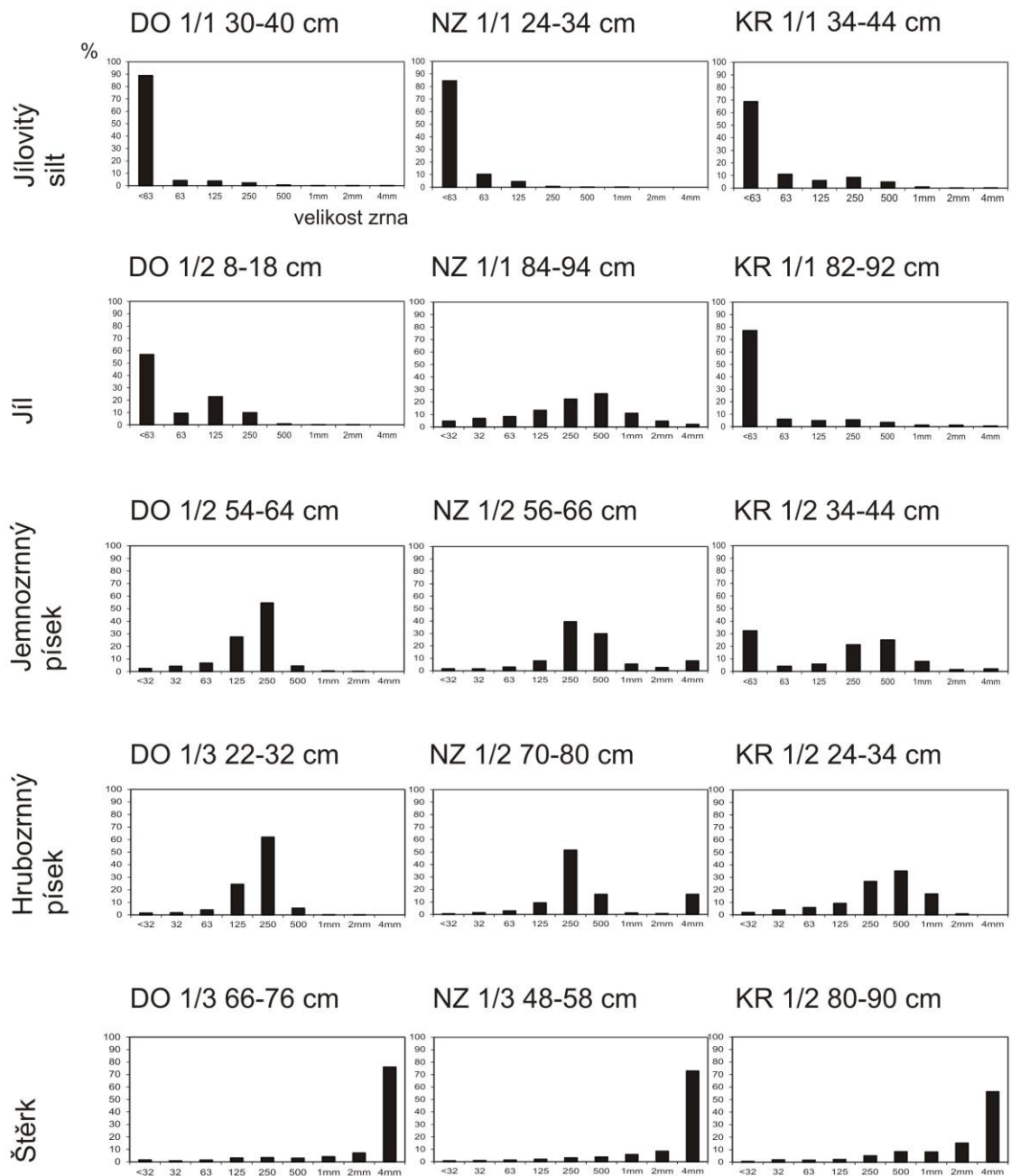
lohy s konkracemi jsou hrubozrnější než jejich okolí. Ve facii 3 byla makroskopicky pozorovatelná zrnka slíd, jejichž velikost často přesahovala 1 mm. Ze tří měření jsou ve výsledku průměrně zastoupeny silt + jíl: 5,2% ($\delta=1,4$); písek: 90,9% ($\delta=3,7$) a štěrk: 3,8% ($\delta=4,8$). Polohy jemnozrného písku dosahují maximální mocnosti 65 cm a při jejich bázi je velmi často pozorovatelná pozitivní gradace. Tato facie odpovídá v klasifikaci MIALLA (2006) kombinaci facií St, Sp, Sr a Sl (tab. 3) a reprezentuje sedimenty jesevního valu.

- **Facie 4: Hrubozrný písek**

Středně zrnitý až hrubozrný písek tvoří polohy často s pozitivní gradací (byla zaznamenána i inverzní). Ve většině případů plynule navazuje na předchozí facii jemnozrného písku. Typická mocnost této facie je 10-60 cm. V několika vrtech byla zaznamenána i horizontální stratifikace, kdy byl hrubozrný písek prokládán jílovými sedimenty nebo jemnozrnými písky. Polohy hrubozrného písku místy obsahují konkrace oxy-hydroxidů železa a zrnka slíd a hojně zastoupené zbytky organického materiálu. Zrnitostní charakteristika ze tří vzorků (obr. 19, hrubozrný písek) ukazuje na převážné zastoupení středně zrnitého písku, z granulometrické analýzy vyplývá průměrný obsah frakcí: silt + jíl 12,6% ($\delta=14$); písek 80,4% ($\delta=13$) a štěrk 6,8% ($\delta=7,2$). Tato facie odpovídá facii Sm (dle klasifikace MIALLA 2006) a představuje spodní partii jesevního valu. Písečítá zrna byla nejčastěji tvořena křemenem a živci a v těchto vrstvách byly hojně přítomny lupínky slíd (makroskopicky pozorovatelné).

- **Facie 5: Štěrk**

Štěrkovité polohy s podpůrnou strukturou klastů, převážně polozaoblených a polostrohranných, s písčitou, ojediněle jílovito-písčitou matrix. Klasy jsou tvořeny přepracovanými úlomky minerálů a hornin o maximální velikosti klastů do 6 cm. Nejčastěji se vyskytuje křemen, granitoidy s makroskopicky identifikovatelným křemenem a různě zbarvenými živci a slídami, a převážně světlými metamorfity s páskovanou texturou s hojnými slídami a tmavými minerály. Zde je koncentrována většina zachovalého organického materiálu (zbytky dřev). Zrnitostní charakteristika (obr. 19, štěrk) ukazuje na převahu štěrkové frakce s písčitou příměsí. Výsledky ze tří měření facie 5 studovaných vrtů průměrně obsahují tyto frakce: silt + písek 2,2% ($\delta=0,4$); písek 18,9% ($\delta=4,9$) a štěrk 78,7% ($\delta=5,1$). Štěrková facie odpovídá facii Gh (MIALLA 2006) a reprezentuje rezidua sedimentů říčního koryta nebo nejspodnější část jesevního valu.



Obrázek 19: Granulometrické analýzy z vrtů DO 1, NZ 1 a KR 1. Zobrazuje procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí: jílovito-siltová frakce ($< 63\ \mu\text{m}$), písčité frakce ($63\ \mu\text{m} - 2\ \text{mm}$), štěrková frakce ($> 2\ \text{mm}$).

6.2 Doubravice



Obrázek 20: Lokalita Doubravice s vyznačenými místy odběru (Mapy.cz, upraveno)

Lokalitou je zemědělsky využívané pole v povodňové nivě Moravy severně od obce Doubravice. Pole se nachází v blízkosti meandru řeky Moravy, místa odběru (obr. 20) byla vybrána na základě leteckých snímků lokality v návaznosti na doprovodný geoelektrický profil (začátek profilu je u cesty, GPS: $N 49^{\circ}44,653'$, $E 16^{\circ}58,890'$; $\pm 4 m$ a konec profilu GPS: $N 49^{\circ}44,789'$, $E 16^{\circ}59,036'$; $\pm 3 m$). Na linii profilu byla odebrána 4 vrtná jádra:

DO 1: Vrt byl odebírán na 50 m profilu do hloubky 290 cm.

GPS: $N 49^{\circ}44,673'$, $E 16^{\circ}58,916'$; $\pm 3 m$),

DO 2: Vrt byl odebírán na 180 m profilu do hloubky 326 cm.

GPS: $N 49^{\circ}44,736'$, $E 16^{\circ}58,981'$ $\pm 5 m$

DO 3: Vrt byl odebírán na 220 m do hloubky 62 cm.

GPS: $N 49^{\circ}44,755'$, $E 16^{\circ}59'$ $\pm 5 m$

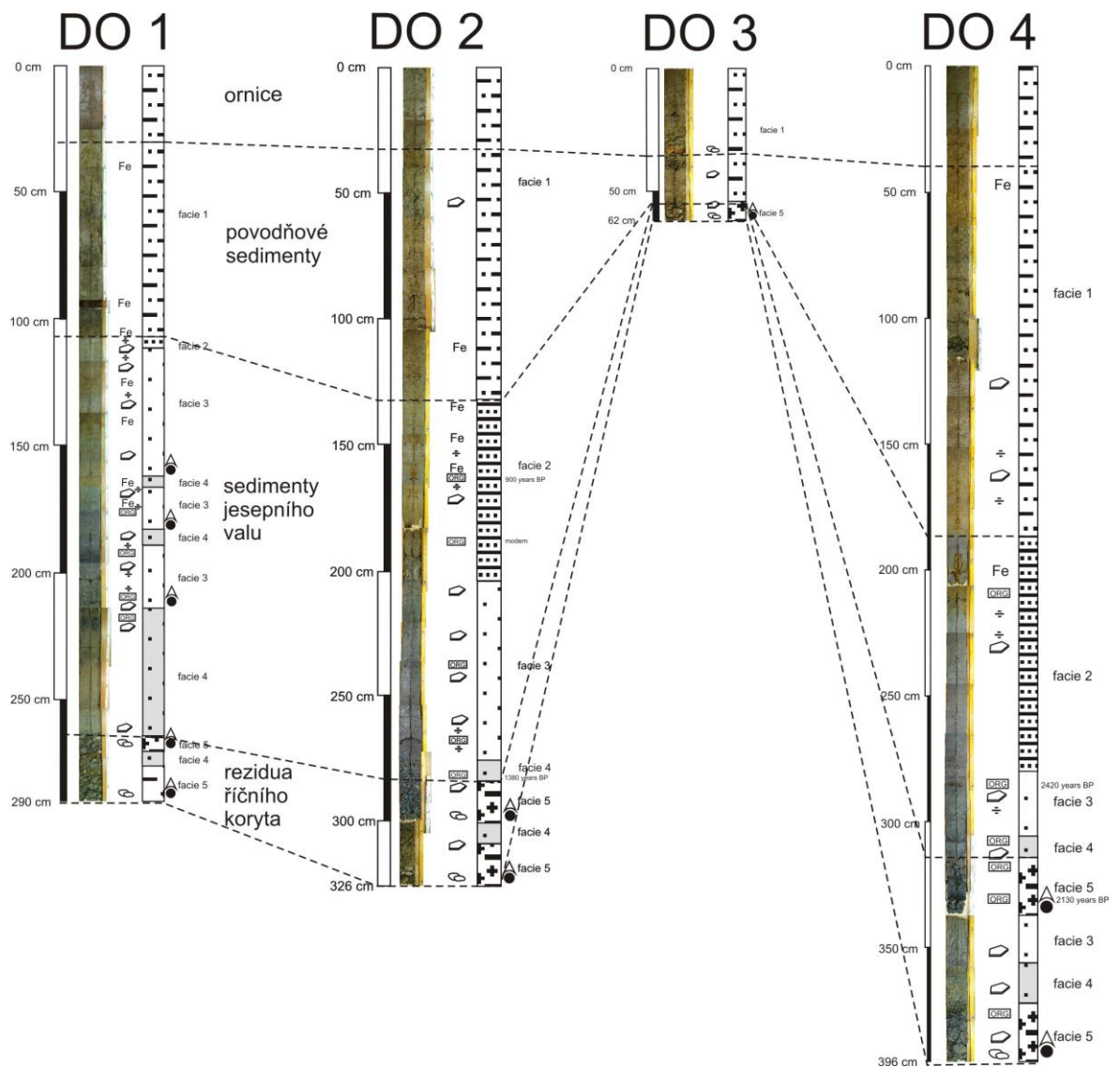
DO 4: Vrt byl odebírán na 250 m do hloubky 396 cm.

GPS: $N 49^{\circ}44,767'$, $E 16^{\circ}59,013'$ $\pm 4 m$

- **Litologie**

Při bázi všech profilů (obr. 21; ke všem litologickým popisům je přiřazena legenda s vysvětlivkami na obr. 22) jsou vyvinuty štěrky o mocnostech 5-25 cm. Nad nimi je uložen sled sedimentů jeseptního valu, jejichž mocnost se pohybuje v rozmezí 125-150 cm. Hrubozrnné písky facie 4 mají nejčastěji mocnosti 5–50 cm a jsou velmi často střídány s jemnozrnnými písky facie 3 s mocnostmi od 15 do 65 cm. V hloubkách 100-160 cm pod povrchem (vrty DO 1 a DO 2) a 180-220 cm u vrtu DO 4 v sedimentech jeseptního valu, byl zaznamenán nárůst výskytu oxy-hydroxidů Fe, který způsobuje červenohnědé zbarvení těchto poloh. Písčité vrstvy jeseptního valu u většiny vrtů vykazují pozitivní gradaci a smě-

rem do nadloží zjemňují do jílu (facie 2). Nejvyšší část jeseptního valu je tvořena až 100 cm mocnou jílovou vrstvou místy s makroskopicky pozorovatelnými konkréci (ve vrtu DO 1 je pouze 10 cm mocná a ve vrtu DO 3 není vyvinuta vůbec). Nad sedimenty jeseptního valu je vytvořena zhruba 100-135 cm mocná vrstva povodňových sedimentů, tvořených jílovitým siltem (mocnost facie 1 se ve vrtech pohybuje v širokém rozmezí od 15 do 135 cm; největší mocnost povodňových sedimentů byla zaznamenána u jádra DO 4, naopak ve vrtu DO 3 (obr. 21) jsou povodňové sedimenty nejméně mocné, vyvinuté přímo na štěrčích). V hloubce 37 cm byl v jádře DO 3 zaznamenán 6 cm velký úlomek antropogenního materiálu (podle makroskopického odhadu by se mohlo jednat o pálenou cihlu). Nejvrchnější partie v hloubkách 30-40 cm jsou tvořeny ornici (obr. 21).

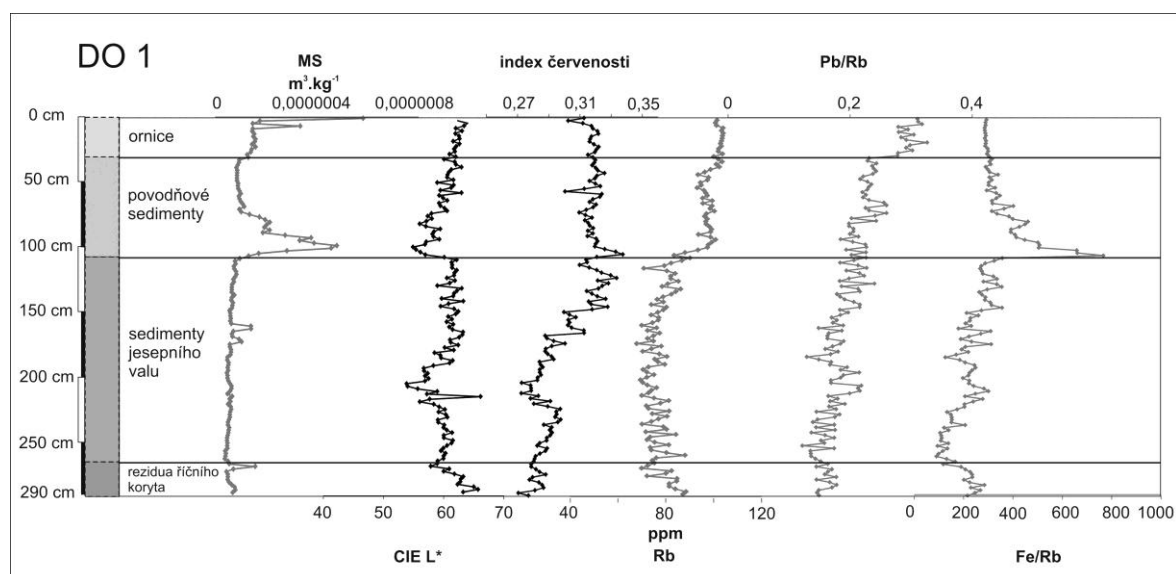


Obrázek 21: Litologie jader z lokality Doubravice. Legenda je uvedena na obr. 22.

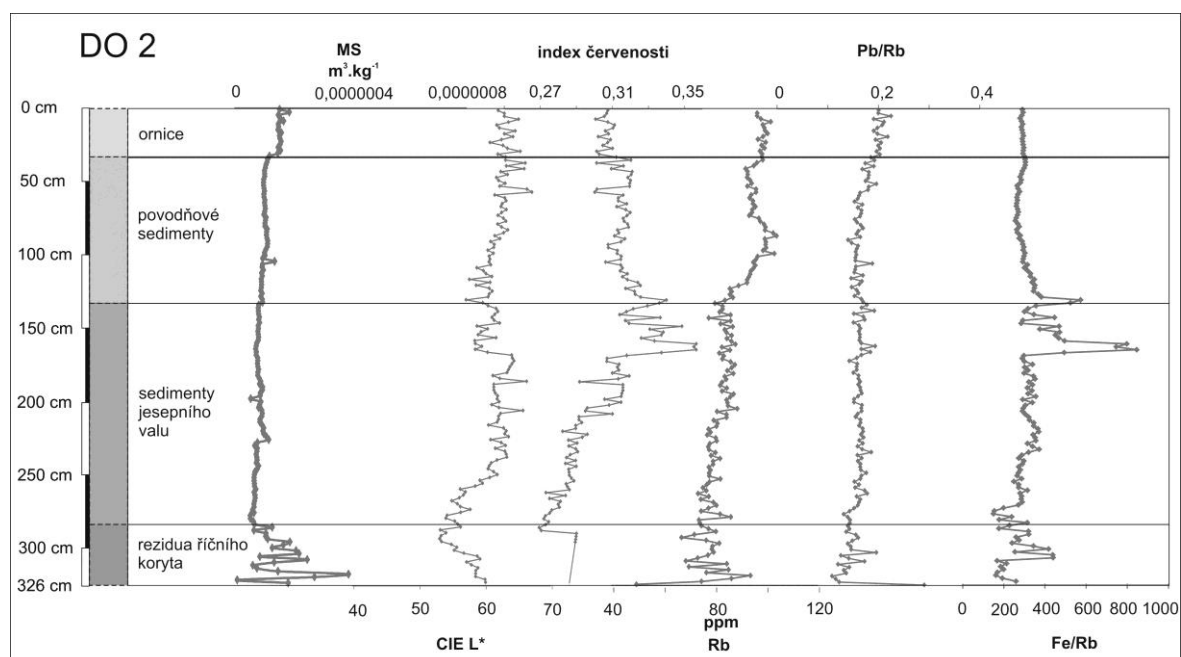
Legenda

	jílovito-písčitý silt		štěrk		oxy-hydroxidy Fe
	jíl		organický materiál		pozitivní gradace
	jemnozrný písek		valouny		inverzní gradace
	hrubozrný písek		horizontální stratifikace		slídy

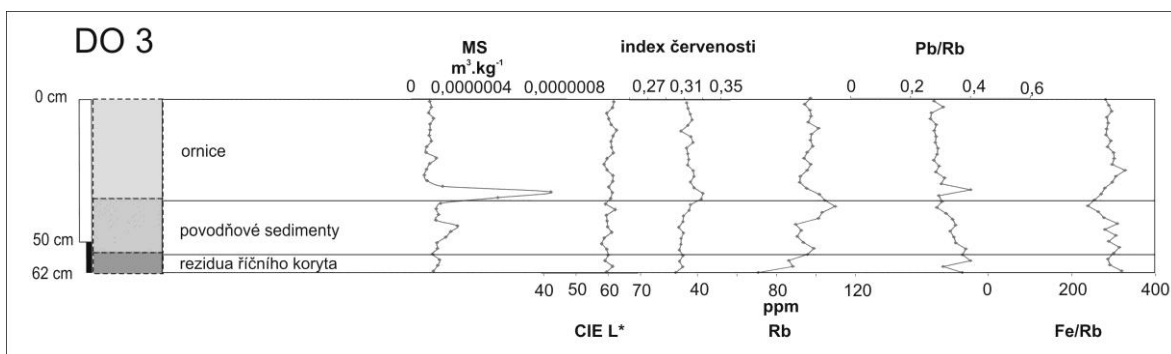
Obrázek 22: Legenda k litologickým popisům odebraných jader.



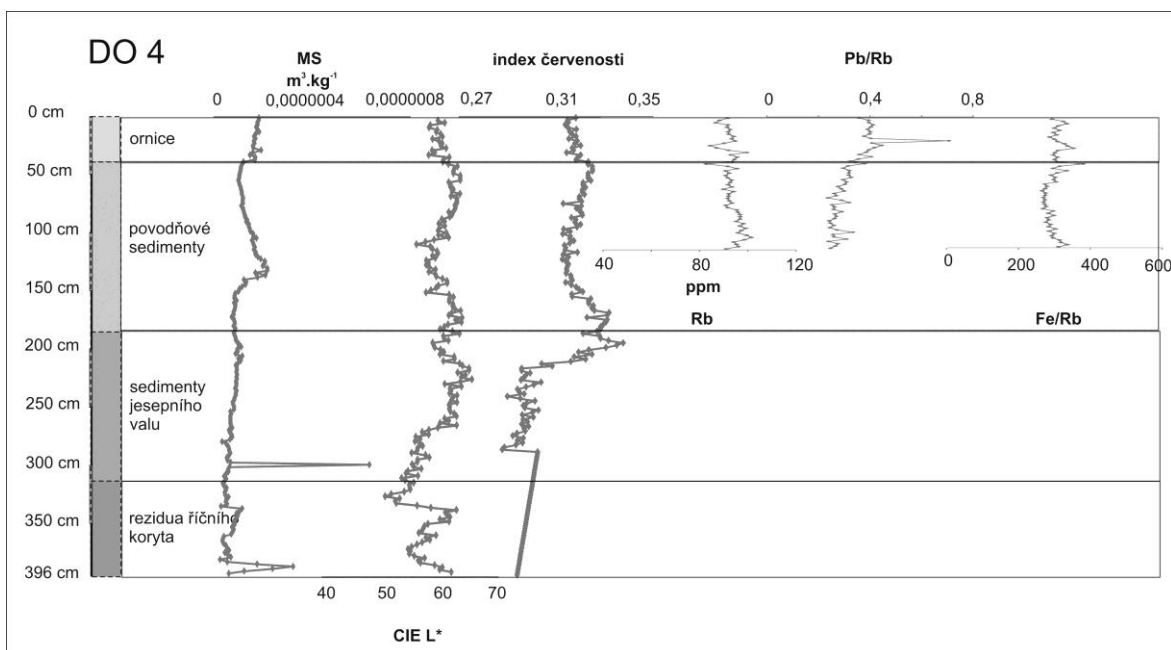
Obrázek 23: Vrtné jádro DO 1, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.



Obrázek 24: Vrtné jádro DO 2, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.



Obrázek 25: Vrtné jádro DO 3, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.



Obrázek 26: Vrtné jádro DO 4, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.

- **Magnetická susceptibilita**

Hodnoty magnetické susceptibilita (dále jen MS) získané z vrtů u Doubravic se pohybují řádově od $1 \cdot 10^{-8}$ do $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$. Průměrná hodnoty MS ve vrtech jsou pro vrt DO 1: $1,05 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=8,72 \cdot 10^{-8}$) a pohybují se v rozmezí hodnot $5 \cdot 10^{-8}$ - $5,8 \cdot 10^{-7}$; pro DO 2 jsou $1,05 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=4,29 \cdot 10^{-8}$) v rozmezí hodnot $1 \cdot 10^{-8}$ - $3,9 \cdot 10^{-7}$; pro DO 3 jsou $2,27 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=1,86 \cdot 10^{-7}$) v rozmezí hodnot $1 \cdot 10^{-7}$ - $1 \cdot 10^{-6}$ a pro DO 4 jsou $1,09 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=6,07 \cdot 10^{-8}$) v rozmezí hodnot $2,6$ - $6,3 \cdot 10^{-7}$.

Všechny křivky MS (obr. 23-26) mají mírně stoupající trend do nadloží. Ve všech vrtech od štěrkové facie velmi mírně stoupají až k prvnímu výskytu povodňových sedimentů, kde byl zaznamenán mírný nárůst hodnot. Odtud hodnoty opět konstantně stoupají až

k ornici, kde náhle skokově vzrůstají k vyšším hodnotám. Průběh křivky DO 1 a DO 2 má podobný náhlý vzrůst hodnot v hloubkách 100–125 cm, kde dosahují svých maximálních hodnot. Zde se nachází hranice mezi sedimenty jeseptního valu a povodňovými sedimenty a byly zde makroskopicky zjištěny přítomnosti oxy-hydroxidů Fe. Ostré píky byly zaznamenány ve vrtu DO 3 v hloubce 37 cm a ve vrtu DO 4 v hloubce 301 cm a rozkolísaný průběh křivek MS byl zjištěn při bázi vrtů DO 1, DO 2 a DO 3.

- **Kolorimetrie**

Kolorimetrické parametry celkový jas (dále jen CIE L*) nabývají hodnot v rozmezí od 50,8 do 67,2 a index červenosti v rozmezí hodnot od 0,27 do 0,36 (obr. 23-26). Průměrné hodnoty jsou pro vrt DO 1: CIE L* 60,3 ($\delta=2,2$) a index červenosti 0,30 ($\delta=0,02$); pro vrt DO 2 jsou CIE L* 60,9 ($\delta=2,9$) a index červenosti 0,31 ($\delta=0,02$); pro vrt DO 3 jsou CIE L* 60,8 ($\delta=1,1$) a index červenosti 0,31 ($\delta=0,01$); a pro vrt DO 4 jsou CIE L* 59,8 ($\delta=2,9$) a index červenosti 0,30 ($\delta=0,02$).

Průběh křivek CIE L* (obr. 23-26) je značně rozkolísaný. Celkový jas sedimentu vykazuje nízké hodnoty v písčitých vrstvách jeseptního valu ve faciích 3 a 4. Ve vrtech DO 1, DO 2 a DO 3 má křivka celkového jasu mírně stoupající charakter s častými výkyvy. V DO 4 v přípovrchové zóně hodnoty klesají. V DO 1, DO 2 a DO 4 lze vypořozovat klesající tendenci při bázi povodňových sedimentů s následným nárustem hodnot v ornici (kromě DO 4). Vrt DO 3 si drží relativně konstantní hodnoty v celém průběhu.

Křivky indexu červenosti (obr. 23-26) mají nejmenší hodnoty při bázi vrtů, kde jsou uloženy tmavší šedé až šedohnědé sedimenty. Výrazný pokles hodnot se objevuje na bázi sedimentů jeseptního valu (rozhraní štěrku a písku). Hnědé až hnědočerveně zbarvené sedimenty způsobují výraznější výkyvy k vyšším hodnotám v hloubkách 125-150 cm (DO 1), 140–225 cm (DO 2) a 150-180 cm (DO 4), kde je také makroskopicky zaznamenán větší výskyt oxy-hydroxidů Fe. Od těchto poloh si index červenosti buď udržuje hodnoty pozvolna klesající směrem do nadloží s občasnými výkyvy, nebo relativně konstantní (DO 3). Mírný nárust ve všech profilech je zaznamenán těsně pod hranicí ornice, odtud ale opět hodnoty klesají směrem k povrchu. Ve vrtu DO 3 je výrazný pík situován v hloubce 37 cm.

- **EDXRF**

Hodnoty obsahu rubidia se pohybují v rozmezí 48,9–109,8 ppm; Pb/Rb v rozmezí 0,12–0,71; a Fe/Rb v rozmezí 98,9–837 (obr. 23-26). Průměrné hodnoty pro vrty DO 1 jsou pro obsah Pb 85,1 ppm ($\delta=11,3$), Pb/Rb 0,2 ($\delta=0,04$) a Fe/Rb 273,5 ($\delta=106,5$); pro vrt DO 2 je obsah Pb 86 ppm ($\delta=9,1$), Pb/Rb 0,33 ($\delta=0,04$) a Fe/Rb 304,9 ($\delta=3,4$); pro vrt DO

3 je obsah Pb 95,5 ppm ($\delta=6,7$), Pb/Rb 0,32 ($\delta=0,04$) a Fe/Rb 292,4 ($\delta=18,1$) a pro vrt DO 4 je obsah Pb 94,5 ppm ($\delta=3,5$), Pb/Rb 0,33 ($\delta=0,08$) a Fe/Rb 303 ($\delta=22,4$).

Křivka obsahu Rb má v profilech DO 1, DO 2 a DO 3 (obr. 23-25) rostoucí charakter, nárůst hodnot je patrný při bázi povodňových sedimentů, který konstantně narůstá až do hloubek výskytu ornice, kde začíná druhá fáze nárůstu a trvá až k povrchu. Křivka části profilu DO 4 (obr. 26) má klesající charakter, v hloubce báze ornice hodnoty je zaznamenán další pokles a hodnoty nadále klesají až k povrchu.

Křivky Pb/Rb profilů DO 1, DO 2 a DO 4 (obr. 23, 24 a 26) mají poměrně klidný rostoucí trend do nadloží s mírnými výkyvy, největší hodnoty jsou zaznamenány v ornici. Křivka pro Pb/Rb vrtu DO 3 (obr. 25) má klesající charakter do nadloží, výraznější pík byl zachycen v hloubce 37 cm.

Křivky Fe/Rb (obr. 23-26) mají buď konstantní, nebo mírně rostoucí charakter s různě velkými výkyvy. Většina vysokých hodnot je situována na rozhraní povodňových sedimentů a jílové facie jesevního valu.

6.3 Nové Zámky



Obrázek 27: Lokalita Nové Zámky (Mapy.cz - upraveno)

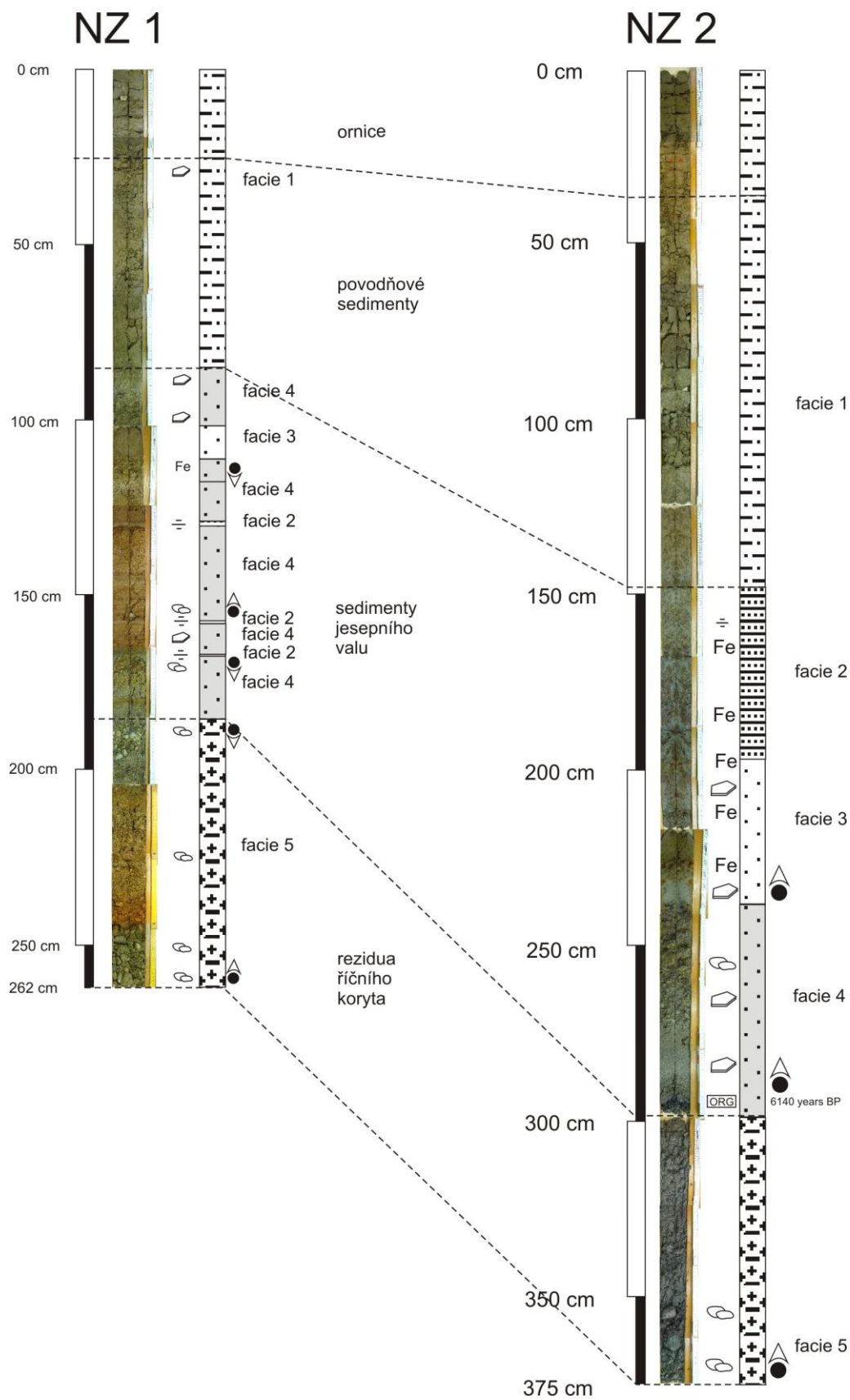
Lokalita se nachází jižně od obce Nové Zámky uprostřed zemědělsky využívané plochy v blízkosti vodního toku. Z leteckého snímku (obr. 27) je patrný průběh opuštěného meandru řeky Moravy. V závislosti na průběhu geoelektrického profilu, který probíhal rovnoběžně s komunikací, byla v místech protnutí profilu a opuštěného meandru odebrána dvě vrtná jádra:

NZ 1: GPS: $N 49^{\circ}43,146'$, $E 17^{\circ}02,066' \pm 3 m$

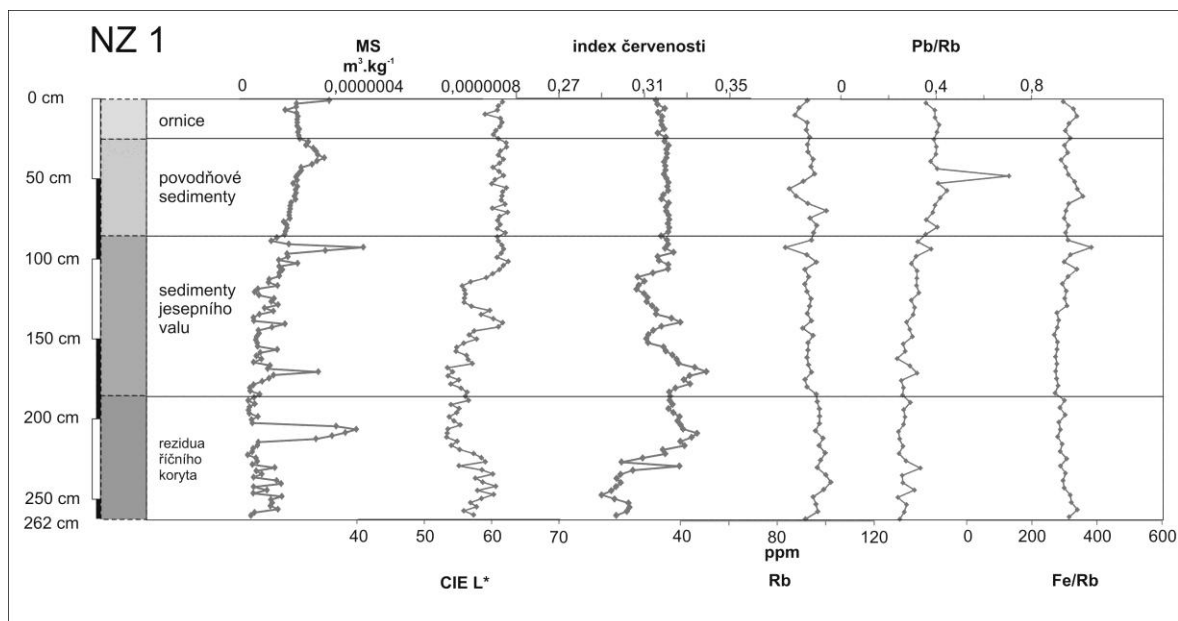
NZ 2: GPS: $N 49^{\circ}43,126'$, $E 17^{\circ}02,126' \pm 3 m$

- **Litologie**

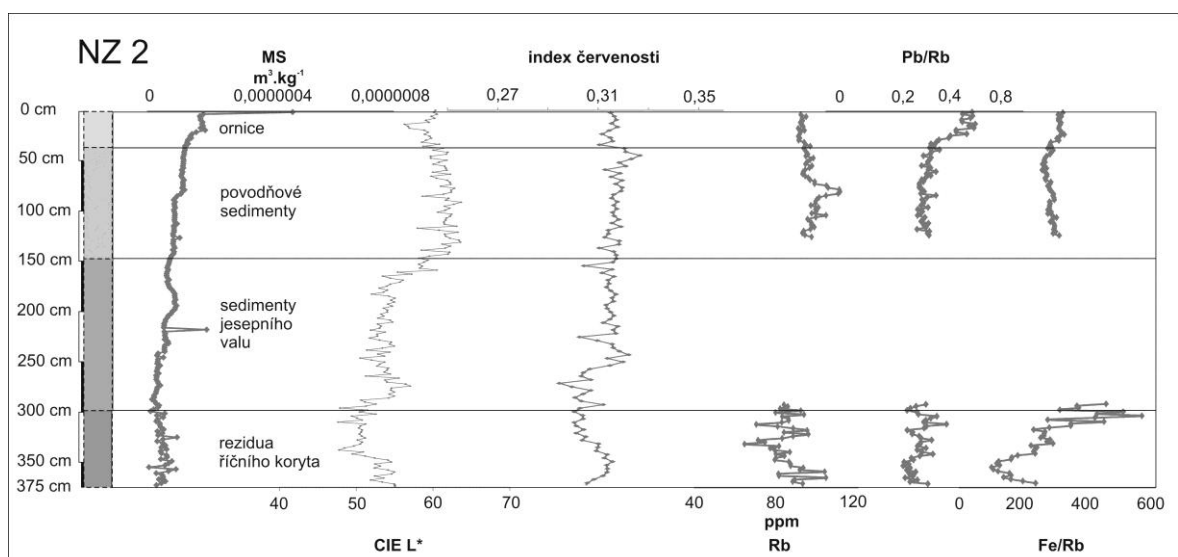
Vrtná jádra NZ 1 a NZ 2 dosahují hloubek 262 a 375 cm (obr. 28). Při bázi profilu byla zjištěna rezidua říčního koryta (facie 5), která dosahují mocnosti až 75 cm. Nad nimi jsou vyvinuty sedimenty jesevního valu mocné 100-150 cm, kde je vrstva hrubozrnného písku (facie 4) mocná 65 -80 cm. V hloubkách 115 a 165 cm vrtu NZ 1 byla zjištěna inverzní gradace do štěrkopísků, kdy směrem do nadloží narůstal podíl valounů i jejich velikost (3-6 cm). V hloubce 155 cm téhož profilu a v 240 cm ve vrtu NZ 2 byla zachycena pozitivní gradace s maximální velikostí klastů 2 cm. Ve faciích 3 a 4 byla zaznamenána barevná stratifikace. Mocnost jemnozrnných písků se pohybuje od 10 do 40 cm a také v ní jsou hojně obsaženy oxy-hydroxidy Fe. Tyto polohy jsou velmi bohaté na zrnka slíd. Sled jesevního valu je zakončen jíly facie 2 pouze ve vrtu NZ 2, které jsou místy horizontálně stratifikované. Také jsou v ní zjištěny hojné konkrce oxy-hydroxidů Fe. 50 cm mocná facie 2 je ukázkově vyvinutá ve vrtu NZ 2, v profilu NZ 1 prakticky chybí. Nad sedimenty jesevního valu jsou uloženy povodňové sedimenty, jejichž mocnost kolísá v rozmezí 55-105 cm. Báze ornice se pohybuje v hloubce 25–32 cm.



Obrázek 28: Litologie vrtných jader z lokality Nové Zámky. Legenda je uvedena na obr. 22.



Obrázek 29: Vrtné jádro NZ 1, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.



Obrázek 30: Vrtné jádro NZ 2, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.

- **Magnetická susceptibilita**

Hodnoty MS z Nových Zámků se pohybují řádově od $5,8 \cdot 10^{-9}$ do $4,7 \cdot 10^{-7}$. Průměrné hodnoty MS pro vrt NZ 1 jsou $1,33 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=8 \cdot 10^{-8}$) a pohybují se v rozmezí hodnot $2,6 \cdot 10^{-8}$ – $4 \cdot 10^{-7}$; pro vrt NZ 2 jsou $8,1 \cdot 10^{-8}$ ($\delta=4,9 \cdot 10^{-9}$) v rozmezí hodnot $5,8 \cdot 10^{-9}$ – $4,7 \cdot 10^{-7}$.

Průběh křivky MS v profilu NZ 1 (obr. 29) má mírně vzrůstající charakter s občasnými extrémy. Při bázi vrtu hodnoty mírně kolísala, ale prudší nárůst byl zaznamenán ve štěrcích v hloubce 221–208 cm, kde hodnoty dosahují svého maxima. Dále je tendence křivky pozvolna stoupající do nadloží s mírnými výkyvy v hloubce 171–101 cm, kde

jsou hrubozrnné písky facie 4 laminovány jílovitými polohami facie 2. Ostrý pik vybíhá v hloubce 90 cm na bázi povodňových sedimentů, odtud hodnoty MS opět narůstají směrem k povrchu. Poslední skokový nárůst byl zaznamenán v hloubce 45–35 cm na bázi ornice. Křivka MS vrtu NZ 2 (obr. 30) má uniformní průběh s mírně rostoucím trendem do nadloží. Mírný nárůst hodnot byl zaznamenán v hloubce 150 cm na bázi povodňových sedimentů a dále v hloubce 100 cm, odkud hodnoty stále stoupají až na rozhraní povodňových sedimentů a ornice, kde je zaznamenán prudký nárůst k maximálním hodnotám přímo na povrchu profilu.

- **Kolorimetrie**

Kolorimetrické parametry CIE L* nabývají hodnot od 47,8 do 63,7 a index červenosti se pohybuje v hodnotách od 0,28 do 0,34 (obr. 29-30). Průměrné hodnoty pro vrty NZ 1 jsou: CIE L* 58,7 ($\delta=2,8$) a index červenosti 0,32 ($\delta=0,01$); pro vrt NZ 2 jsou: CIE L* 56,2 ($\delta=4,3$) a index červenosti 0,31 ($\delta=0,01$).

Křivky CIE L* (obr. 29-30) jsou od báze až do prvního výskytu povodňových sedimentů výrazně rozkolísané, pohybují se v nižších hodnotách s mírně rostoucím trendem. Nejnižší hodnoty jsou naměřeny ve facii 4 a 5, což jsou hrubozrnné písky jesevního valu a rezidua říčního koryta. Nejvyšší hodnoty jsou zaznamenány v povodňových sedimentech, kde si zachovávají přibližný konstantní průběh, na jejich hranici s ornici je patrný prudší pokles a následný nárůst k vyšším hodnotám při povrchu profilů.

Křivka indexu červenosti sedimentu z vrtu NZ 1 (obr. 29) vykazuje velký rozsah hodnot, ve kterých kolísá zvláště v hloubce od 220-120 cm. V povodňových sedimentech si křivka drží stejné, relativně vyšší hodnoty, ve svrchní části (ornice) je zřetelný její mírný pokles. Křivka indexu červenosti v profilu NZ 2 (obr. 30) má poměrně uniformní průběh s mírnými výkyvy, nejvyšší hodnoty byly naměřeny v polohách tvořených hrubozrnnými a jemnozrnnými písky (okolo 220 cm pod povrchem), kde je také sediment oranžově zbarvený (patrné i na obr. 28). Hodnoty v povodňových sedimentech nepatrně vzrůstají, pod ornici byl zaznamenán pokles hodnot s jejich následným zvýšením ve svrchní části ornice.

- **EDXRF**

Hodnoty obsahu rubidia se pohybují v rozmezí hodnot od 65,1 do 111,2 ppm; Pb/Rb v rozmezí 0,16–0,46 a Fe/Rb v rozmezí 116,8–929,5. Průměrné hodnoty v profilech NZ 1 jsou pro obsah Rb 85,8 ppm ($\delta=7,47$), Pb/Rb 0,27 ($\delta=0,07$) a Fe/Rb 255,9 ($\delta=113,3$); ve vrtu NZ 2 jsou pro obsah Rb 92,5 ppm ($\delta=8,4$), Pb/Rb 0,31 ($\delta=0,05$) a Fe/Rb 276,7 ($\delta=73,1$).

Průběh křivek pro obsah Rb je velmi kolísavý v obou profilech (obr. 29-30), největší výkyvy byly zaznamenány ve štěrčích (facie 5) a hrubozrnných pískách (facie 4). V povodňových sedimentech je zřetelný posun k vyšším hodnotám, přičemž v ornici opět hodnoty mírně klesají (NZ 1), ve vrtu NZ 2 obsahy Rb v ornici stoupají.

Křivka pro Pb/Rb v obou vrtech (obr. 29-30) má jasnou rostoucí tendenci s vyššími obsahy v povodňových sedimentech a ornici (pokud jsou stanoveny).

Rozkolísané hodnoty na křivce Fe/Rb v obou profilech (obr. 29-30) byly zaznamenány od báze až na hranici facie 4 s povodňovými sedimenty, kde si naopak křivka drží uniformní hodnoty (na NZ 2 nepatrně klesá a v ornici opět narůstá). Výrazný pík byl zachycen v hloubce 50 cm.

6.4 Kurfürstovo rameno



Obrázek 31: Lokalita PP Kurfürstovo rameno (mapy.cz – upraveno)

Vegetací zarostlá lokalita situovaná v místě opuštěného meandru řeky Moravy se nachází přibližně 2 km SZ od obce Chomoutov.

Na této lokalitě byla odebrána dvě vrtná jádra (obr. 31) se souřadnicemi:

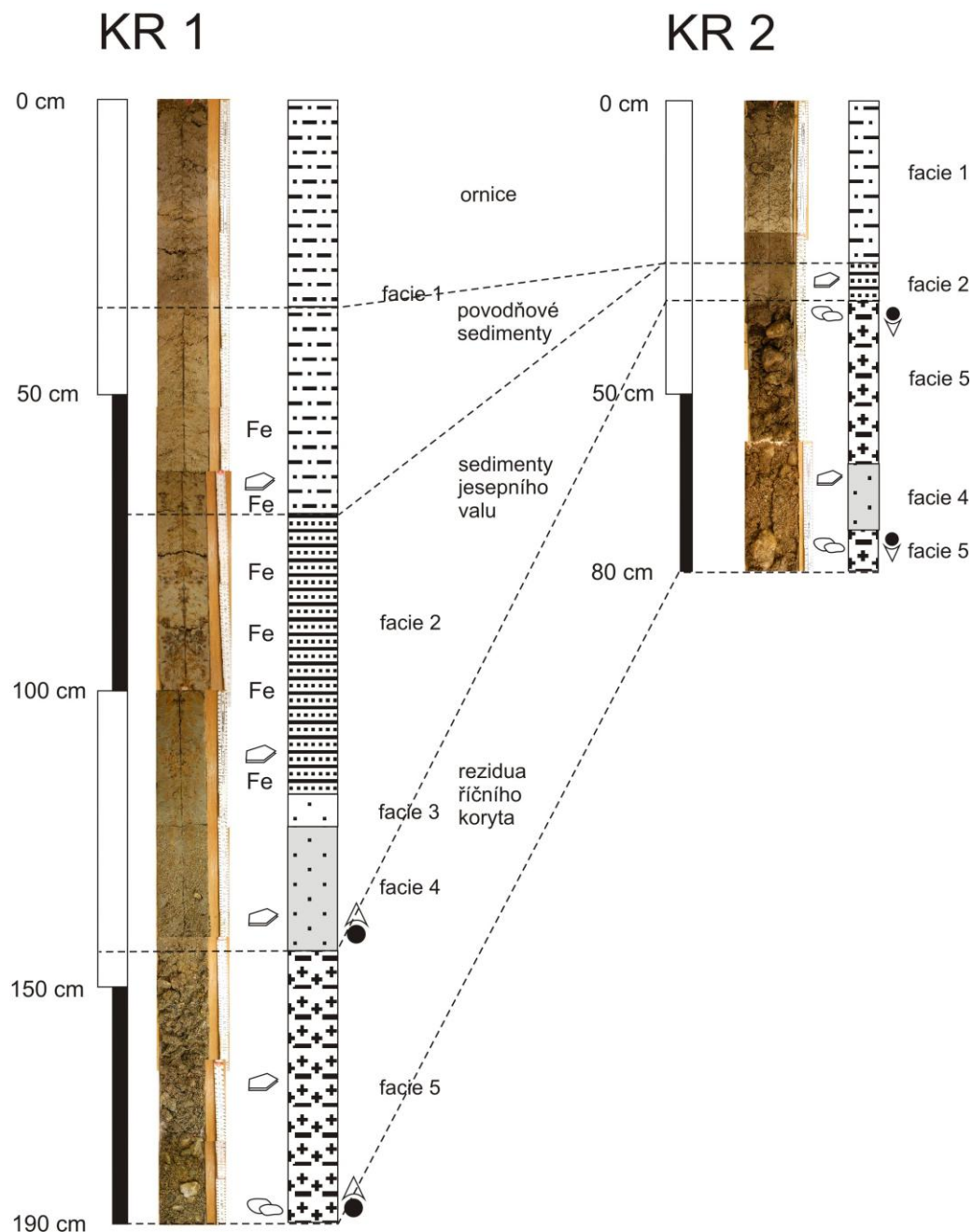
KR 1: GPS: $N 49^{\circ}39,720'$, $E 17^{\circ}12,566' \pm 5 m$

KR 2: GPS: $N 49^{\circ}39,706'$, $E 17^{\circ}12,623' \pm 5 m$

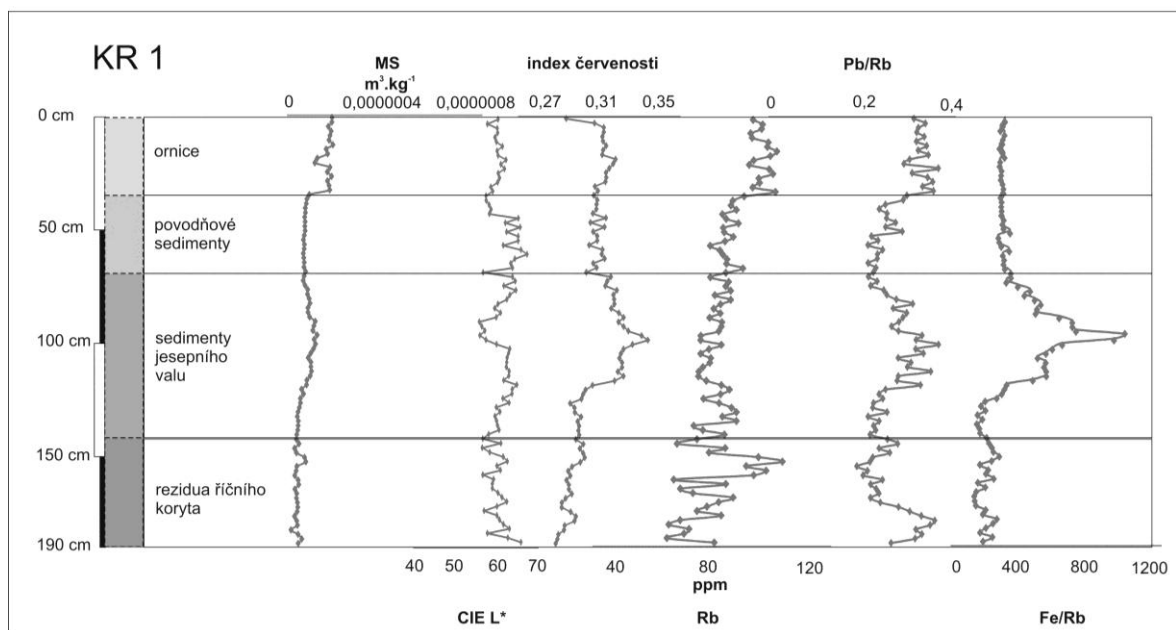
- **Litologie**

Vrty odebrané na lokalitě PP Kurfürstovo rameno (obr. 32) se liší svojí hloubkou, KR 1 dosahuje hloubky 190 cm, kdežto KR 2 má hloubku pouze 80 cm. Rezidua říčního koryta jsou při bázi tvořena štěrky s mocností 50-60 cm, v hloubkách 145 a 190 cm profilu KR 1 byla zaznamenána pozitivní gradace, inverzní gradace byla zachycená v hloubce 30 cm a při bázi ve vrtu KR 2. V profilu KR 2 (obr. 32) je hned nad reziduálními štěrky vyvinuta

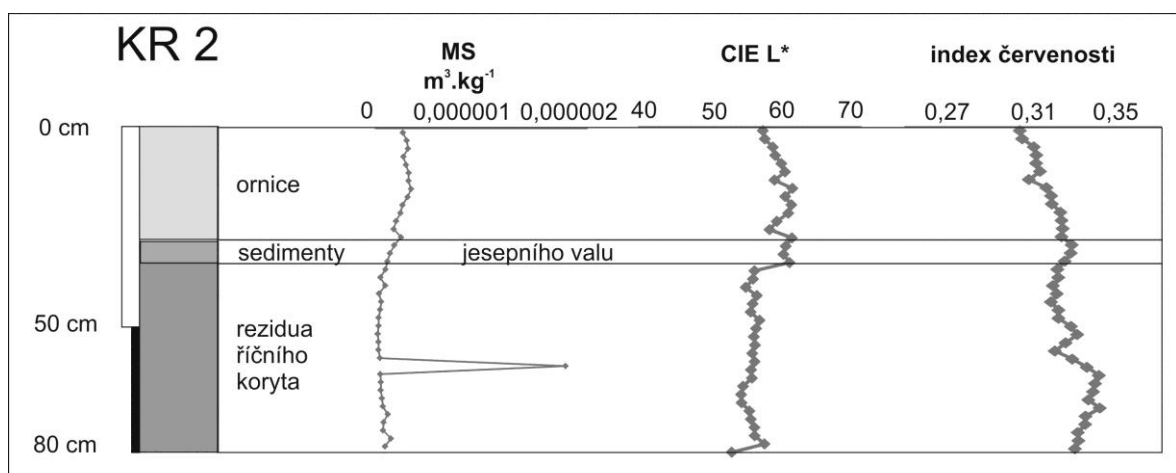
10 cm mocná vrstva jílu (facie 2) jesevního valu, svrchních 25 cm tvoří ornice. V profilu KR 1 jsou vyvinuty všechny facie jesevního valu o mocnosti 80 cm (facie 4 o mocnosti 20 cm, facie 3 o mocnosti 10 cm a facie 2 o mocnosti 50 cm). V profilu KR 1 (obr. 32) byly zachyceny povodňové sedimenty o mocnosti 70 cm, z nichž svrchních 35 cm tvoří ornice, ve facii 2 a na hranici jílu jesevního valu a povodňových sedimentů jsou v profilu KR 1 hojné oxy-hydroxidy železa (obr. 32).



Obrázek 32: Litologie vrtných jader odebraných na lokalitě PP Kurfürstovo rameno. Legenda je uvedena na obr. 22.



Obrázek 33: Vrtné jádro KR 1, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L*, index červenosti, obsah Rb, poměr Pb/Rb a Fe/Rb.



Obrázek 34: Vrtné jádro KR 2, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L* a index červenosti.

- **Magnetická susceptibilita**

Hodnoty MS se na lokalitě PP Kurfürstovo rameno pohybují řádově od $1,6 \cdot 10^{-8}$ do $1,8 \cdot 10^{-6}$. Průměrné hodnoty MS pro vrt KR 1 jsou $8,59 \cdot 10^{-8}$ ($\delta=4,5 \cdot 10^{-8}$) a pohybují se v rozmezí hodnot $1,6 \cdot 10^{-8}$ – $1,8 \cdot 10^{-7}$; pro vrt KR 2 jsou $1,9 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=2,8 \cdot 10^{-7}$) v rozmezí hodnot $3,9 \cdot 10^{-8}$ – $1,8 \cdot 10^{-6}$.

MS křivka z vrtu KR 1 (obr. 33) má rostoucí trend do nadloží, bez ostrých piků. Nárůst hodnot je zaznamenán v hloubce 120 cm, při bázi facie 2, z nich dále hodnoty vzrůstají v hloubce 35 cm, kde je hranice povodňových sedimentů a ornice. MS křivka v profilu KR

2 (obr. 34) má stoupající trend do nadloží. Rozhraní je patrné na přechodu mezi štěrky a jíly, a mezi jíly a povodňovými sedimenty.

- **Kolorimetrie**

Kolorimetrické parametry CIE L* nabývají hodnot v rozmezí od 52,6 do 67 a index červenosti nabývá hodnot od 0,28 do 0,34. Průměrné hodnoty pro vrt KR 1 jsou CIE L* 60,7 ($\delta=2,5$) a index červenosti 0,30 ($\delta=0,01$), pro vrt KR 2 jsou CIE L* 56,9 ($\delta=2,2$) a index červenosti 0,32 ($\delta=0,01$).

Křivka z profilu KR 1 (obr. 33) vykazuje rozkolísané hodnoty po celém průběhu, nejnížší hodnoty jsou zaznamenány ve štěrcích a jílech, nejvyšší naopak na rozhraní jílu a písků a v povodňových sedimentech, mírný pokles byl zaznamenán v ornici. Křivka KR 2 (obr. 34) roste s mírnými poklesy od báze až do hloubky 35 cm, kde skokově roste až do 10 cm, odtud pak mírně klesá.

- **EDXRF**

Hodnoty obsahu rubidia se pohybují v rozmezí hodnot od 65,1 do 111,2 ppm; Pb/Rb v rozmezí hodnot 0,16–0,46 a Fe/Rb v rozmezí hodnot 116,8–929,5. Průměrné hodnoty v profilu KR 1 pro obsah Rb jsou 85 ppm ($\delta=8,7$), pro Pb/Rb jsou 0,27 ($\delta=0,05$) a pro Fe/Rb jsou 327,9 ($\delta=163,3$).

Křivka Rb (obr. 33) má rozkolísaný průběh s rostoucí tendencí. Největší výkyvy byly pozorovány ve facii 5 a nejvýraznější nárůst v ornici.

Křivka Pb/Rb (obr. 33) má rostoucí trend do nadloží, v ornici vykazuje vyšší hodnoty.

Zvýšené hodnoty Fe/Rb (obr. 33) byly pozorovány v místech kolísání hladiny podzemní vody. Hodnoty klesají ve štěrcích.

6.5 Řepčín



Obrázek 35: Lokalita Řepčín. (mapy.cz - upraveno)

Jedná se o zemědělsky využívané pole v městské části Olomouc-Řepčín. Lokalita byla opět vybrána na základě leteckých snímků a zjištění původního průběhu opuštěného meandru řeky Moravy (obr. 35).

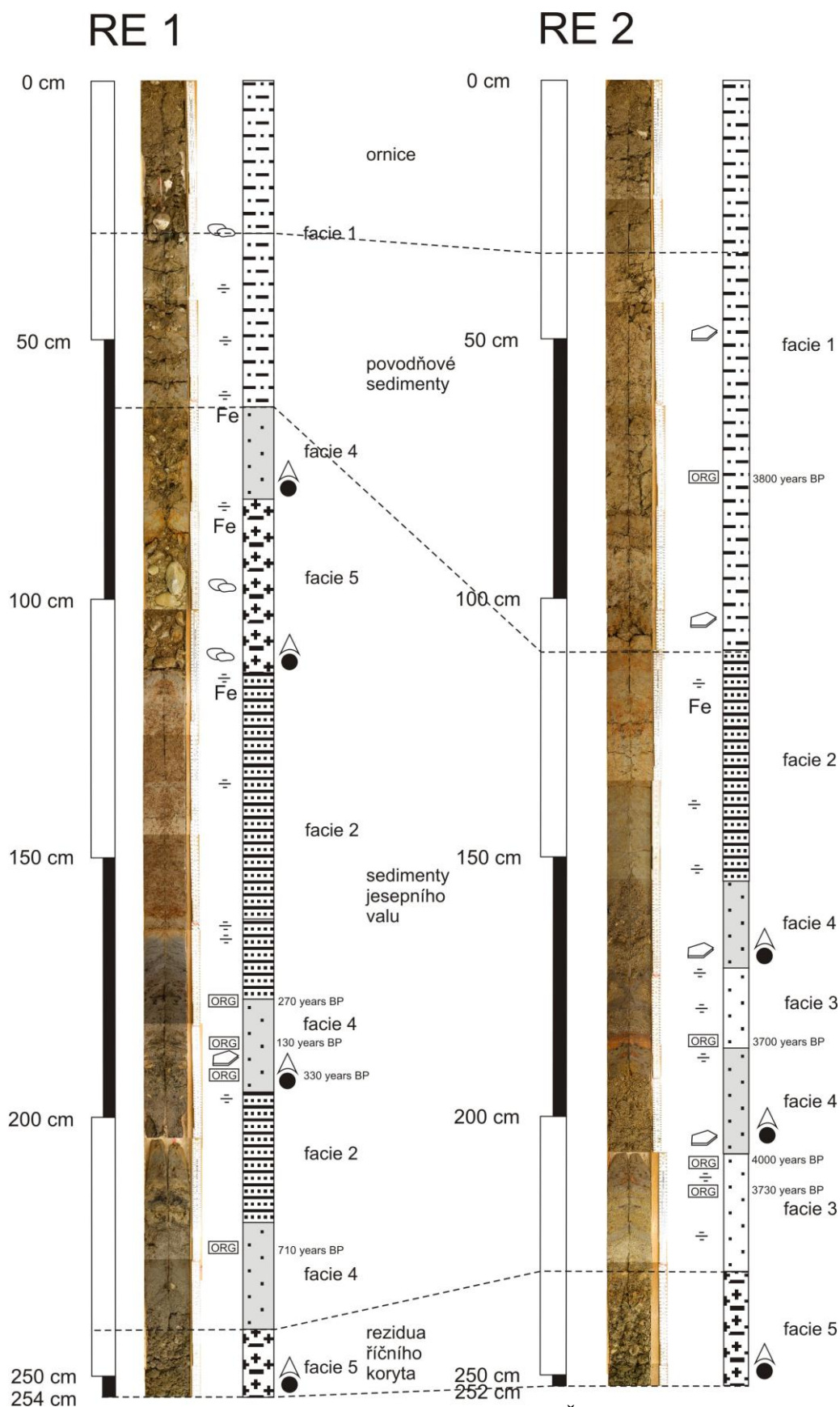
Na lokalitě byla odebrána dvě vrtná jádra:

RE 1: GPS: $N 49^{\circ}37,031' E 17^{\circ}14,304' \pm 2 m$

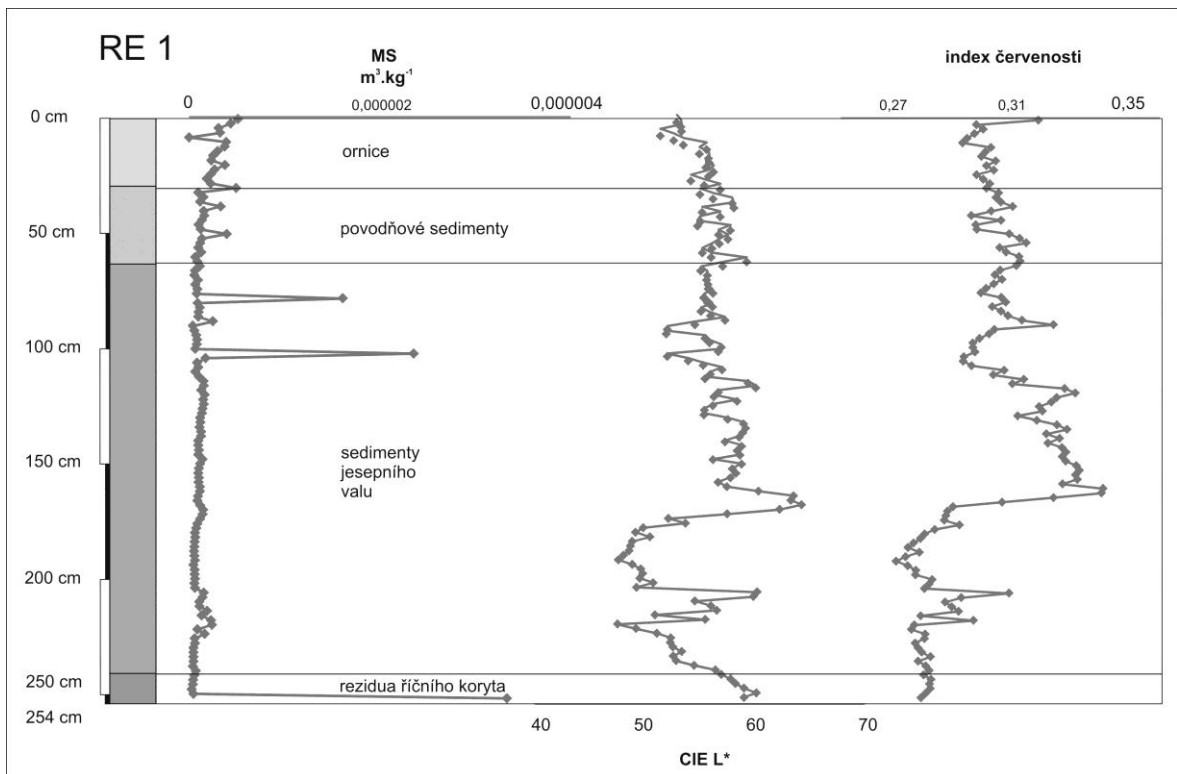
RE 2: GPS: $N 49^{\circ}36,959' E 17^{\circ}14,391' \pm 3 m$

• Litologie

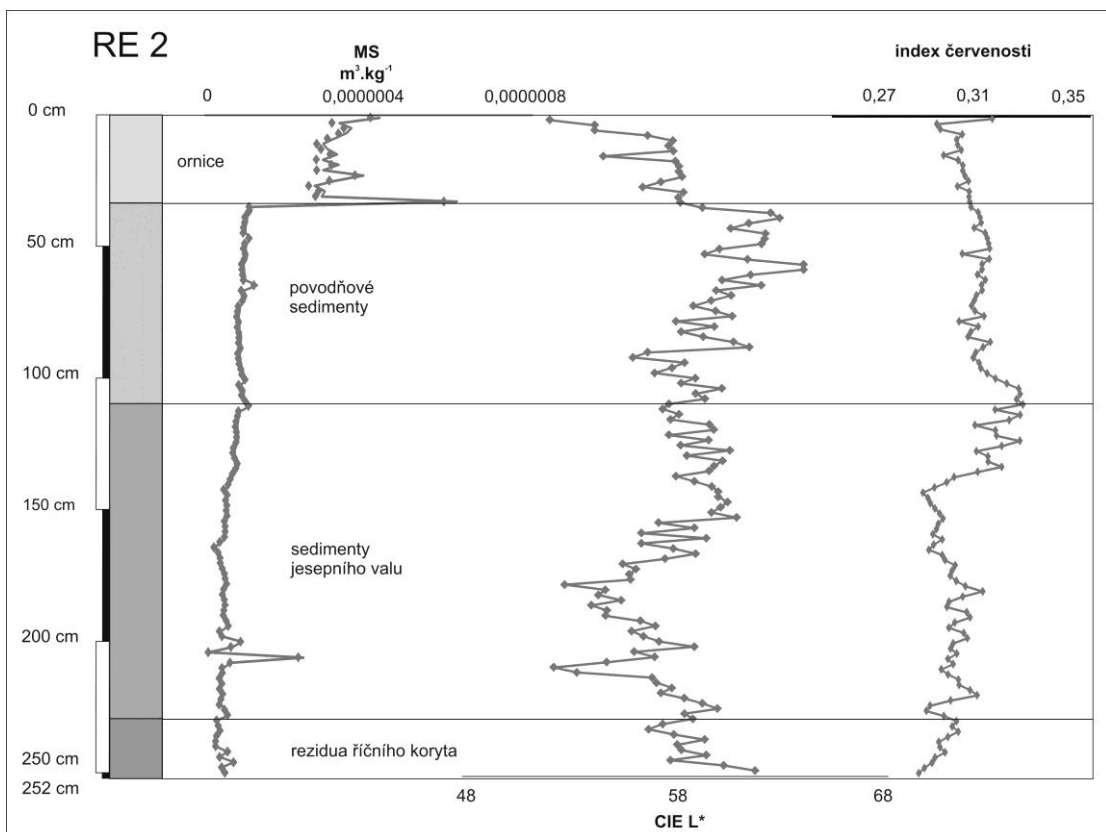
Obě jádra byla odebrána do stejné hloubky 252–254 cm (obr. 36). Na bázi vrtů se vyskytují štěrky. Štěrková facie byla zachycena i v profilu RE 1 v hloubce 80 – 120 cm, kde lze také pozorovat pozitivní gradaci. Sedimenty jeseptního valu jsou vytvořeny podobně u obou jader s výjimkou vrtu RE 1, kde se sedimentační sled opakuje dvakrát (štěrková báze). Tyto sedimenty mají mocnost od 150 do 200 cm. Facie 4 v obou profilech dosahovala mocností 20 cm a skoro vždy vykazovala pozitivní gradaci. Jemnozrné písky facie 3 byly vyvinuty pouze ve vrtu RE 2 v mocnostech 10 až 20 cm. Facie 2 dosahuje mocností 25–60 cm, často je horizontálně stratifikovaná a místy se objevují konkrce oxy-hydroxidů Fe. V obou vrtech byly zachyceny povodňové sedimenty (facie 1) o mocnosti 62–110 cm, svrchní část je přetvořena zemědělskou činností na ornici s bází do hloubek 30–35 cm. Na bázi ornice byly ve vrtu RE 1 zaznamenány zaorané úlomky antropogenního materiálu, blíže nespecifikovaného složení.



Obrázek 36: Litologie vrtných jader odebraných na lokalitě Řepčín. Legenda je uvedena na obr. 22.



Obrázek 37: Vrtné jádro RE 1, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L* a index červenosti.



Obrázek 38: Vrtné jádro RE 2, jeho litologický popis a průběh křivek pro MS, CIE L* a index červenosti.

- **Magnetická susceptibilita**

Hodnoty MS na lokalitě Řepčín se pohybují řádově od $4,7 \cdot 10^{-10}$ do $3,3 \cdot 10^{-6}$. Průměrné hodnoty MS pro vrt RE 1 jsou $1,9 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=3,8 \cdot 10^{-7}$) a pohybují se v rozmezí $4,7 \cdot 10^{-10}$ – $3,3 \cdot 10^{-6}$; a pro vrt RE 2 jsou $1 \cdot 10^{-7}$ ($\delta=9,5 \cdot 10^{-8}$) v rozmezí hodnot $8,9 \cdot 10^{-9}$ – $5,8 \cdot 10^{-7}$.

Křivka MS jádra RE 1 (obr. 37) je značně rozkolísaná, klidnější průběh má v hloubkách 253-105 cm, kolísá v hloubkách 225-205cm ve vyšších hodnotách. Zaznamenány byly píky v hloubkách 253 cm, 172 cm, 149 cm, 115-121 cm, 89 cm a 79 cm. Od hloubky 53 cm se hodnoty prudčeji zvyšují a kolísají ve vyšších hodnotách, píky byly zachyceny v hloubkách 51, 39, 31, 21 a 11 cm. Klidný a mírně rostoucí průběh má křivka RE 2 (obr. 38) v hloubce 252-35 cm, vybíhající pík byl zachycen v hloubce 207. Od hloubky 35 cm je zřejmý skokový nárůst k vyšším hodnotám, které si drží relativně konstantní až k povrchu.

- **Kolorimetrie**

Kolorimetrické parametry CIE L* nabývají hodnot v rozmezí od 47,7 do 65,2 a index červenosti se pohybuje v rozmezí hodnot od 0,27 do 0,34. Průměrné hodnoty pro vrt RE 1 jsou CIE L* 55,6 ($\delta=3,3$) a index červenosti 0,30 ($\delta=0,02$); a pro vrt RE 2 jsou hodnoty CIE L* 59,4 ($\delta=2,3$) a index červenosti 0,31 ($\delta=0,01$).

Křivky pro CIE L* a index červenosti v profilu RE 1 (obr. 37) vykazují stejná minima ve vrstvách tvořených hrubozrnnými písky a naopak maxima ve vrstvách tvořených jíly facie 2. U vrtu RE 2 (obr. 38) jsou hodnoty mnohem více rozkolísané, jejich trend je do nadloží klesající, maximálních hodnot dosahuje index červenosti na hranici facie 2 a povodňových sedimentů.

7 Diskuze

Vrtná jádra z vybraných lokalit byla detailně stratigraficky a litologicky zpracována a podrobena měření magnetické susceptibility, spektrální odraznosti, prvkové EDX analýze a přítomné zbytky organické hmoty byly datovány radiokarbonovou metodou.

Na základě litologického popisu lze korelovat vrty na jednotlivých lokalitách (přílohy 1-4) a rozpoznat přítomnost několika typů sedimentů. Rezidua říčního koryta jsou zastoupena facií 5, tedy šterky, na které se ukládaly sedimenty jeseptního valu. Ty jsou od báze k povrchu tvořeny faciemi 4-2 a zjemňují do nadloží od hrubých písků do jílu. Při rozhraní sedimentů jeseptního valu a nadložních povodňových sedimentů byl zjištěn relativně vysoký nárůst oxidů a hydroxidů Fe, který způsoboval jak barevnou stratifikaci, tak oranžové zbarvení určitých poloh. Svrchní část povodňových sedimentů je přetvořena zemědělskou činností na ornou půdu, kde se často vyskytují zbytky kořínků rostlin, antropogenní materiál či šterkové klasy. Na základě stratigrafického výzkumu, kdy je patrné zjemňování sedimentů směrem do nadloží a v písčitéch a šterkových faciích přítomná převážně pozitivní gradace lze předpokládat laterální migraci koryta. Přítomné povodňové sedimenty značí časté záplavy v prostoru nivy Moravy.

Měření objemové magnetické susceptibility bylo provedeno na všech vzorcích. Křivky mají stoupající trend do nadloží. Na povrchu sedimentu magnetická susceptibilita vykazuje nejvyšší hodnoty, jak je známo i z jiných studií (BÁBEK 2010) které jsou zřejmě způsobeny vyšší koncentrací feromagnetických minerálů (např. magnetit). Vysoké hodnoty MS v ornici jsou pravděpodobně způsobeny antropogenním znečištěním (nárůst hodnot MS byl korelovatelný s normalizovanou křivkou obsahu Pb). K tomu se přiklání i závěry ze studie BĀBKA (2010). Výjimkou jsou píky vybíhající ostře z nízkých či průměrných hodnot. Tyto píky mohou naznačovat náhlou faciální změnu v jinak klidném stratigrafickém sledu spíše než známku antropogenního znečištění. Z křivek je patrný podobný průběh u všech profilů, který naznačuje jistou faciální závislost. Nejvíce patrná je také závislost MS na zrnitosti materiálu ve vrtech z lokality Doubravice (DO 1, DO 2 a DO 3), kde je průběh křivek MS a Rb korelovatelný. Korelovat lze také průběh křivky MS s křivkou normalizovaného Fe, což značí nárůst MS v hloubkách bohatých na Fe (převážně antropogenního původu). Anomální hodnoty byly zachyceny v hloubce 37 cm v profilu DO 3, který lze korelovat s přítomností úlomku stavebního materiálu (pravděpodobně červená pálená cihla). Rozkolísaný průběh křivek MS byl zjištěn při bázi profilů, kde je patrně

způsoben nehomogenitou materiálu (štěrk). Korelace hodnot MS s hodnotami spektrální reflektance je možná, shodný nárůst lze pozorovat na rozhraní povodňových sedimentů a jílu sedimentů jesevního valu, doprovázených zvýšeným výskytem oxy-hydroxidů Fe.

Spektrální odraznost byla zjišťována na všech vzorcích. Metoda měření celkové odraznosti v barevném pásmu 625-700 nm (index červenosti) se osvědčila hlavně jako proxy obsahu oxy-hydroxidů Fe. Lze díky ní spolehlivě korelovat hladinu podzemní vody, která byla převážně v hloubkách 120-220 cm pod povrchem, kde byl zaznamenána jak barevná stratifikace, tak oranžové zabarvení sedimentu a makroskopicky rozeznatelný výskyt samotných konkré. V této zóně nejvíce dochází k hydratačním a oxidačním reakcím a následnému srážení oxy-hydroxidů Fe. Jelikož se tato zóna nacházela nejvíce na rozhraní povodňových sedimentů a jílu sedimentů jesevního valu, lze ji použít i jako doplňkové proxy litologického rozhraní. Z hodnot celkového jasů je zřejmé, že se při bázi usazovaly velmi tmavé sedimenty (štěrk a hrubozrnné písky) s vysokým obsahem organického materiálu. Celkový jas sedimentu tak lze použít jako proxy parametr obsahu organického uhlíku. Vyšší hodnoty celkového jasů byly zaznamenány v povodňových sedimentech, což můžeme považovat jako další doplňkové proxy při korelaci profilů. Z výsledků měření spektrální odraznosti lze vymapovat jednotlivé typy sedimentů a odlišit sedimenty jesevního valu od povodňových sedimentů a stanovit hloubku kolísání hladiny podzemní vody.

Z vrtných jader byla vybrána jádra s největší možnou hloubkou, z nichž byla odebrána organická hmota (byla použita pouze jádra, ve kterých byla organická hmota přítomna). Radiokarbonové datování bylo prováděno na University of Georgia (Center for Applied isotope Studies) Dr. Alexandrem Cherkinským.

Z výzkumu vyplynulo, že pouze jeden vzorek byl datován jako moderní, viz Doubravice 2 (tab. 4). Ostatní vzorky, pocházející z jader ze stejné lokality či nikoliv, byly zařazeny do holocénu. Vzorky odebrané z vrtů 2 a 4 na lokalitě Doubravice z hloubek od 164 do 330 (kromě vzorku moderního) lze podle MUSILA (1996) zařadit do období subboreálu. Na lokalitě Nové Zámky, byl vzorek z hloubky 296 cm zařazen až do období boreálu. Z výsledků datování v prvním vrtu na lokalitě Řepčín je patrné, že sedimenty uložené v hloubkách od 179-220 cm (vrt RE 1) jsou výrazně mladší než v druhém vrtu na stejné lokalitě. Tyto sedimenty vznikly patrně v mladším subboreálu někdy v době železné. Sedimenty v hloubkách 76-212 cm z druhého vrtu na stejné lokalitě jsou zařazeny do mladšího atlantiku na rozhraní neolitu a eneolitu (MUSIL 1996).

Lokalita	Vrt	Hloubka vzorku (cm)	Stáří v letech BP	Statistická chyba ±
Doubravice	2	164	900	25
Doubravice	2	191	modern	
Doubravice	2	281	1380	20
Doubravice	4	285	2420	25
Doubravice	4	330	2130	25
Nové Zámky	2	296	6140	25
Řepčín	1	179	270	20
Řepčín	1	186	130	20
Řepčín	1	191	330	20
Řepčín	1	220	710	20
Řepčín	2	76	3800	30
Řepčín	2	185	3700	25
Řepčín	2	209	4000	25
Řepčín	2	212	3730	25

Tabulka 4: Přehled stáří vzorků odebraných z vrtných jader. Údaje v letech před naším letopočtem (before present – 1950).

Na základě výsledků z (polo)matice korelačních koeficientů (tab. 5) získaných přepočtením dat z EDXRF analýzy, lze rozdělit prvky, které spolu do jisté míry souvisí a mají podobné geochemické vlastnosti. Jako litologický proxy parametr můžeme použít přítomnost skupiny prvků Zr, Th a Ti, které jsou v sedimentu vázány především na těžké minerály (např. rutil, monazit, zirkon, ilmenit aj.). Zr je přednostně vázáno na těžké minerály a koreluje nejčastěji s Rb, Ti, Th a V. Ti je vázán nejčastěji na rutil, jílové minerály skupiny montmorillonitu a pozitivně koreluje nejčastěji s Rb, Zr a Th. Jako další proxy litologie (nejčastěji je najdeme v siltovitých polohách) lze použít prvky Rb a K, které se vyskytují ve fylosilikátech, K-živcích (často je ve struktuře K-živců draslík nahrazován rubidiem) a jílových minerálů. Skupina Pb, Zn a Cu je vázaná v sedimentech na polohy těžkých minerálů a jsou součástí především sulfidů (např. chalkopyrit, galenit, aj.), Pb je hojně přítomno

také v minerálech železa a manganu a také ho najdeme v jílových minerálech. Pozitivně koreluje s Th a S. U prvku Cu byla zaznamenána pozitivní korelace především s Co, Zn a S. Zn je vázán kromě předchozích minerálů také na oxidy Fe. Lze je do jisté míry považovat jako litogenní proxy, ale v sedimentech hrají důležitou roli jako antropogenní prvky, které značí znečištění prostředí. Cr se v sedimentu chová částečně jako skupina Co, Cr, Fe a částečně jako skupina Pb, Zn, Cu. Je vázáno na minerály skupiny illitu a montmorillonitu a často vykazuje pozitivní korelaci s Ni a Zn (tedy spíše v sedimentech ovlivněných antropogenní činností), dále s Co, Cr, Fe. Fe je vázáno nejvíce na sulfidy (např. pyrit), jako produkt zvětrávání na oxidy (např. hematit, limonit, aj.) a také na jílové minerály skupiny chloritu a montmorillonitu. Co nejčastěji pochází z klastických jílových minerálů a vulkanického materiálu, koreluje nejčastěji s Ni (ADAMOVI 1986).

	S	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Co	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Zr	Pb	Th
S	1	-0,07289	-0,01306	-0,18288	-0,09229	-0,05848	-0,09977	-0,14958	0,126581	-0,07003	0,02898	-0,20965	0,128304	-0,08186	0,014383	-0,21072
K		1	0,13495	0,53083	0,261719	0,040798	0,192262	0,261463	0,167754	0,230928	0,425231	0,616363	-0,3085	0,33347	0,349188	0,323897
Ca			1	0,036095	0,090663	0,054769	0,102747	0,083472	0,018087	0,164252	0,122065	0,036849	-0,02004	0,094274	0,123403	0,173219
Ti				1	0,687395	0,292544	0,561569	0,70866	0,43383	0,684753	0,608674	0,568691	-0,49905	0,848379	0,545419	0,700726
Cr					1	0,461339	0,6395	0,766467	0,453128	0,816774	0,556308	0,576493	-0,4734	0,715638	0,566805	0,65391
Mn						1	0,555143	0,528098	0,169219	0,476044	0,370849	0,259466	-0,28167	0,338716	0,233744	0,343065
Fe							1	0,920097	0,379722	0,669716	0,694456	0,345097	-0,34629	0,534558	0,394273	0,540011
Co								1	0,491767	0,7907	0,765651	0,505166	-0,46532	0,720195	0,538243	0,682211
Cu									1	0,601406	0,553863	0,375072	-0,16181	0,629113	0,75477	0,515707
Zn										1	0,614834	0,588469	-0,42139	0,769193	0,698801	0,732013
As											1	0,556421	-0,4499	0,647344	0,615101	0,612687
Rb												1	-0,44605	0,524226	0,61778	0,562236
Sr													1	-0,42374	-0,39317	-0,37723
Zr														1	0,674803	0,804259
Pb															1	0,565067
Th																1

Tabulka 5: Matice korelačních koeficientů.

Z vypočítaných korelačních koeficientů je zřejmé, které prvky a v jaké míře spolu korelují. Červeně jsou vyznačeny hodnoty negativní korelace (tab. 5), většinou jde o negativní korelaci síry a stroncia s ostatními prvky. Černou barvou jsou označeny hodnoty pozitivní korelace do 0,5. Jedná se především o pozitivní korelaci draslíku skoro se všemi prvky (kromě negativní korelace se Sr a výrazně pozitivní korelace v rozmezí hodnot (označeno modrou barvou) s Ti a Rb) a vápníku, který pozitivně koreluje se všemi prvky kromě

negativní korelace se Sr. Vysoká míra korelace mezi prvky od 0,5 do 0,8 je označena modrou barvou (tab. 5). Žlutě označené hodnoty značí, že spolu prvky nejlépe korelují a jejich korelační koeficient je vyšší než 0,8. Jedná se o korelaci prvků Co s Fe, Zn s Cr, Zr s Ti, a Zr s Th.

8 Závěr

Na základě ověření použitelnosti multi-proxy analytických metod ve studovaných sedimentárních profilech lze zhodnotit petrofyzikální proxy parametry jako užitečné k rozlišení litologických vlivů v říčních sedimentech. Hodnota indexu červenosti sedimentu indikuje zónu oxidačně-redukčních reakcí, která patrně souvisí s pohybem hladiny podzemní vody. Magnetická susceptibilita indikuje (antropogenně ovlivněný) půdní pokryv a umožňuje rozlišit zrnitost sedimentu.

Elementární proxy úzce souvisí s litologií sedimentu a částečně indikují antropogenní znečištění. Oblast Litovelského Pomoraví vykazuje jen velmi nízké znečištění těžkými kovy jako je Pb, Zn a Cu.

Datování sedimentu ukazuje stáří od atlantiku po recent a indikuje recyklaci materiálu v důsledku překládání meandrů.

Niva litovelského Pomoraví má poměrně jednotnou stratigrafii. Při bázi studovaného sedimentárního sledu se nacházejí rezidua říčních koryt, která jsou tvořena šterkovou facií. Nad nimi jsou uloženy sedimenty jeseptních valů tvořené hrubozrnnými písky při bázi zjemňující přes jemnozrnné písky až do jílu ve svrchní partii sedimentárního sledu. Nad sedimenty jeseptního valu jsou vyvinuty různé mocnosti povodňových hlín, jejichž nejvrchnější část je přetvořena zemědělskou činností na ornici.

Na základě litologického popisu a souboru naměřených dat lze korelovat jednotlivé profily na studovaných lokalitách (přílohy 1-4) a interpretovat říční stavbu sedimentů Moravy.

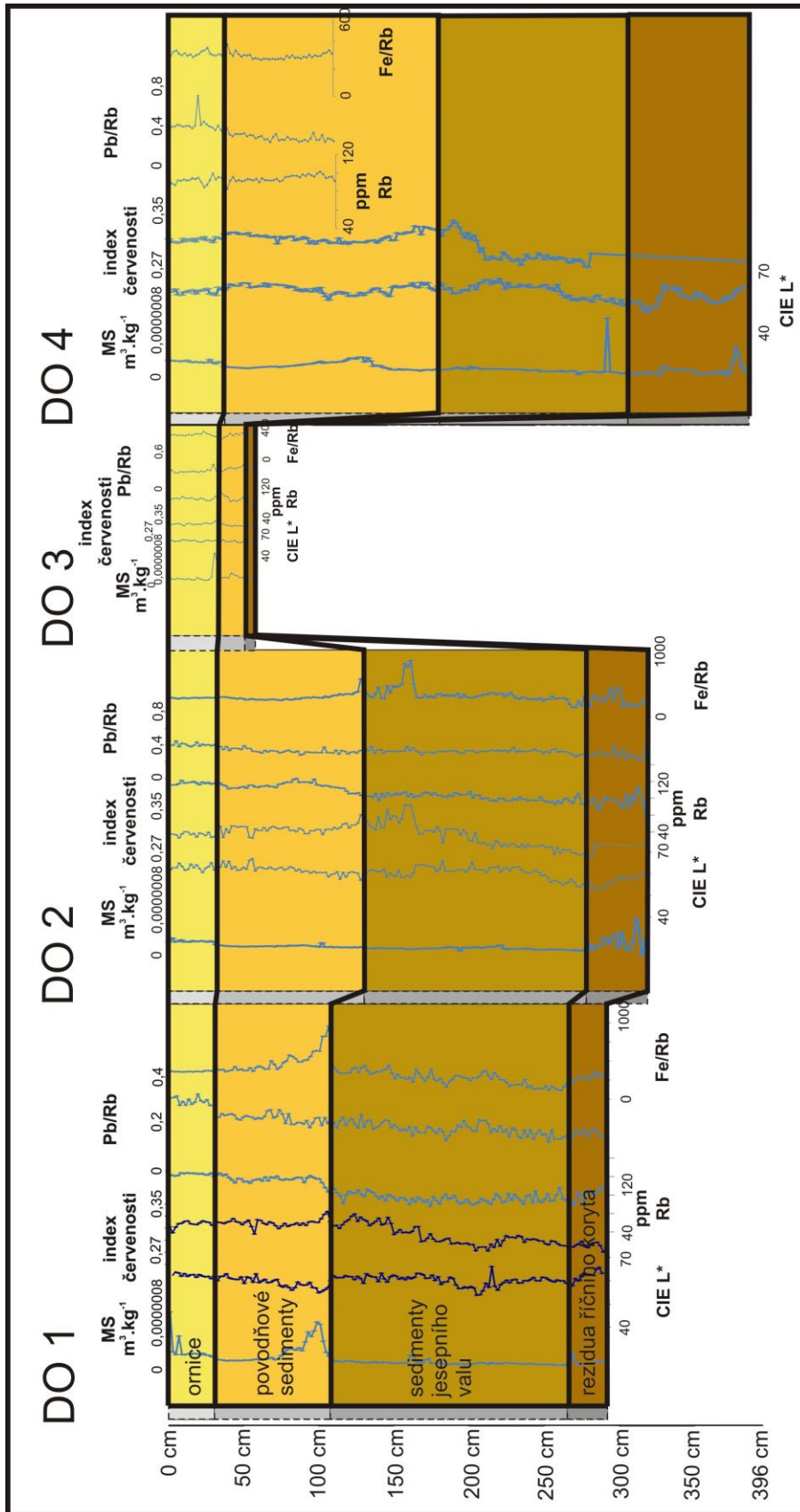
9 Literatura

- Adamová M. (1986): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 167-245. Praha.
- Bábek O. (2010): Stratigrafie a facie kvartérních sedimentů nivy Vltavy u Hluboké nad Vltavou. MU. Brno
- Brzobohatý R., Cicha I. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PFMU, 124-127, Brno.
- Collinson J. D. (1996): Alluvial sediments. In: Reading H. G. (): Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science. 37-82, ISBN: 0-632-03627-3.
- Demek J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Brno. 584 s.
- Grygar T., Světlík I., Lisá L., Koptíková L., Bajer A., Wray D. S., Ettler V., Mihaljevič M., Nováková T., Koubová M., Novák J., Máčka Z., Smetana M. (2009): Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from the last milénium. *Catena*.
- Grygar T., Kadlec J. (2008): Přírodní archiv řeky Moravy. *Časopis Vesmír*, č. 87.
- Grygar, T., Světlík, I., Lisá, L., Koptíková, L., Bajer, A., Wray, D.S., Ettler, V., Mihaljevič, M., Nováková T., Koubová, M., Novák, J., Mačka, Z., Smetana, M. (2009): Geochemical tools for the stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava river in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from tle last millenium. – Elsevier, 80, 106-121.
- Hrubeš M. (1994): Nové poznatky o pliocénních a kvartémích sedimentech v severní části Hornomoravského úvalu. - *Zpr. geol. Výzk.* 1993, 41-43. Praha.
- Hudson-Edwards K. (2006): Fluvial environments. 75-143. In: Perry C., Taylor K. (2006): *Environmental Sedimentology*. 416 s.
- Husáková T. (2007): Chráněná krajinná oblast Litovelské Pomoraví. AOPK ČR – Správa CHKO Litovelské Pomoraví. Litovel.
- Chamberlin T. C., Salisbury R. D. (1909): *Geology: processes and their results*. Second edition. London.

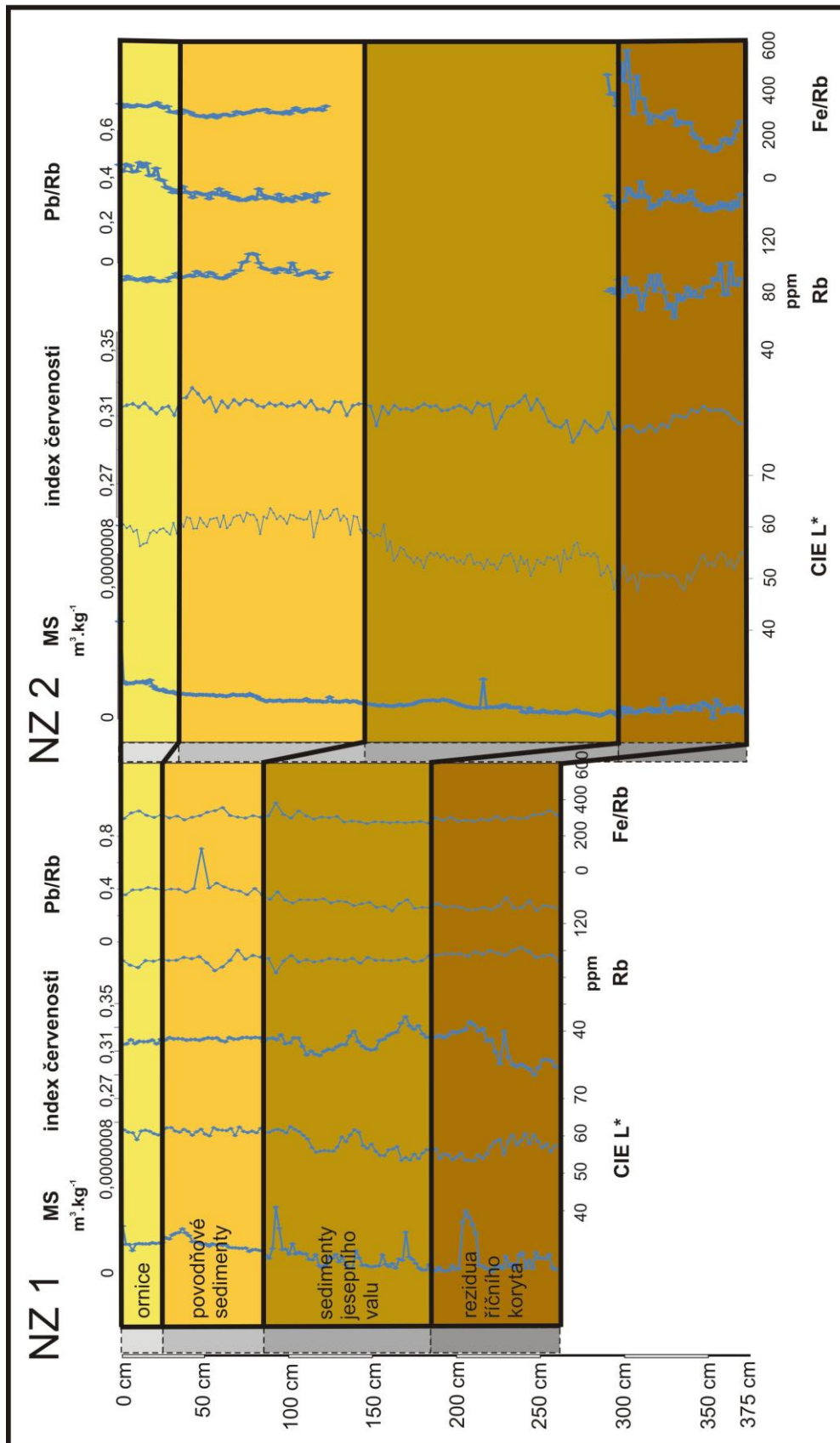
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. 436 str. Academia. ISBN: 80-200-0914-0.
- Kielar O. (2011): Stratigrafie a kontaminace recentních sedimentů ve vybraných sedimentačních pastech podél toku řeky Moravy. Diplomová práce, katedra geologie, PřF Masarykova Univerzita, Brno. 51 s.
- Macoun J., Růžička M. (1967): The Quarternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the Continental glaciation. Sbor. geol. Věd, Antropoz. 4, 125-168. Praha.
- Machar I. (2009): Conservation and Management of Floodplain Forests in the Protected Landscape Area Litovelské Pomoraví (Czech Republic). 108 str. UP, Olomouc. ISBN: 978-80-244-2355-5.
- Miall A. D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci Rev* 13, 1-62.
- Miall A. D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci Rev* 22, 261-308.
- Miall A. D. (2006): The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, ISBN: , 582 s, Berlin-Heidelberg.
- Musil R. (1993): Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, Mor. Zem. Muz., PFMU, 133-155, Brno.
- Musil R. (1996): IV. Čtvrtohory. In: Přichystal, A., Hladilová, Š., Doláková, N. & Musil, R.: Morava a Slezsko v geologické minulosti, 29-41. MZM. Brno.
- Müllerová M. et al. (2007): Litovelské Pomoraví. CHKO pro environmentální výchovu. 72 str. Olomouc. ISBN: 978-80-244-1801-8.
- Otava J., Pošmourný K. (2007): Litovelské Pomoraví. Geologie chráněných krajinných oblastí České republiky. Česká geologická služba. Praha. ISBN: 978-80-7075-689-8.
- Perry C., Taylor K. (2006): Environmental sedimentology: introduction. Manchester Metropolitan University. 1-31. In: Perry C., Taylor K. (2006): Environmental Sedimentology. 416 s.

- Růžička M. (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. Sbor. geol. Věd, Antropoz., 19, 129-151. Praha
- Šafář J. et al. (2003): Olomoucko. Chráněná území ČR IV. 454 str. Str. 350 - 371. Agentura ochrany přírody a krajiny. Praha.
- Šarapatka B. (1996): Pedologie. 235 str. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc. ISBN: 80-7067-590-X
- Zapletal J. (2004): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, Brno 2005
- Zeman A., Havlíček P., Minaříková D., Růžička M., Fejfar O. (1980): Kvartérní sedimenty střední Moravy. Sbor. geol. Věd, Antropoz., 13, 37-91. Praha
- www.litovelskepomoravi.ochranaprirody.cz - citováno dne 2. 12. 2012
- www.mapy.cz – citováno dne 3. 12. 2012

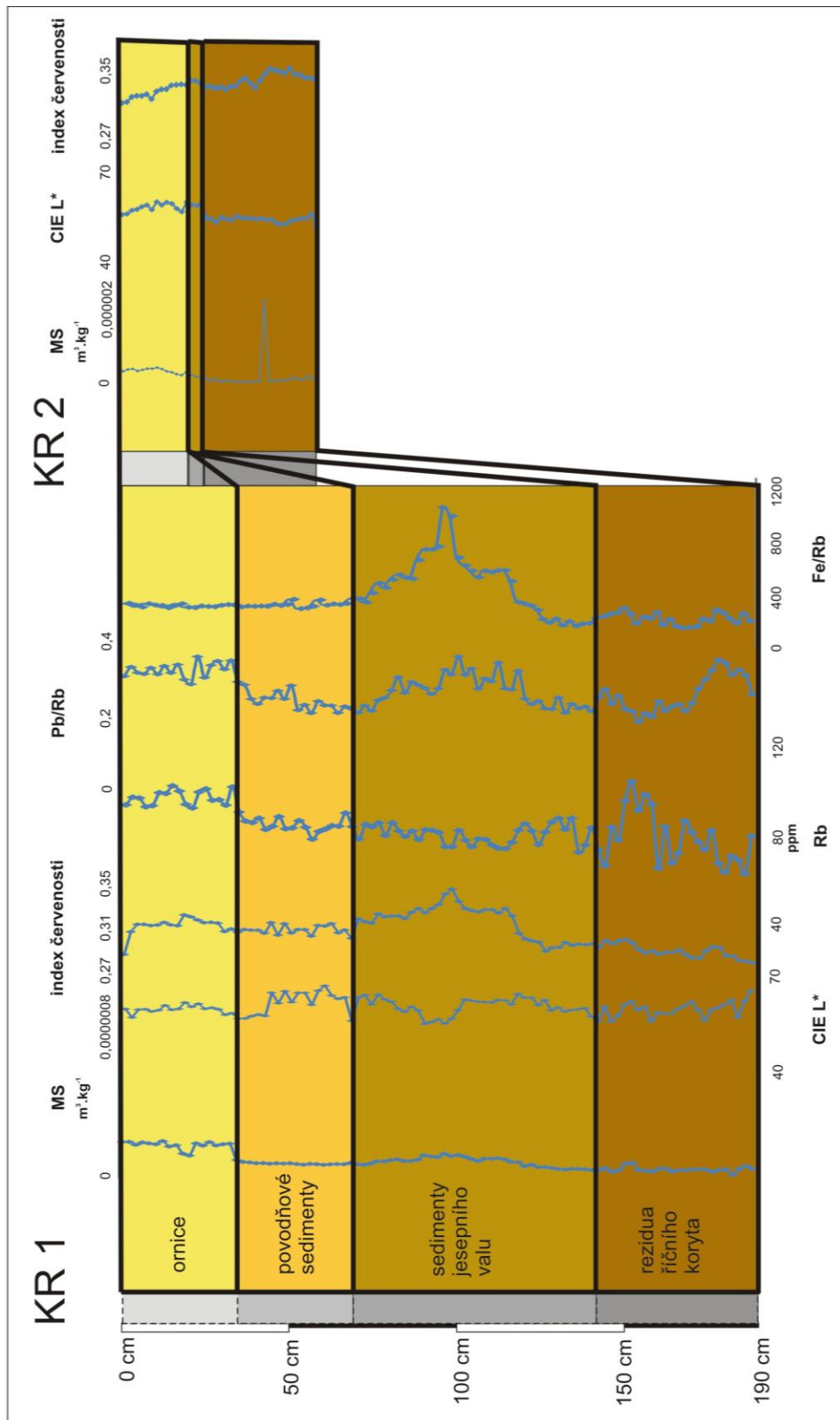
Příloha 1- korelace vrtů z lokality Doubravice



Příloha 2 – korelace vrtů z lokality Nové Zámky



Příloha 3 – korelace vrtů z lokality Kurfürstovo rameno



Příloha 4 – korelace vrtů z lokality Řepčín

