

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE



Vnitřní stavba nivy řeky Odry na lokalitě Proskovice a magnetická susceptibilita jako proxy znečištění

bakalářská práce

Kristýna Zimová

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Martin Faměra, Ph.D.

Olomouc 2018

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Kristýna Zimová

Název práce: Vnitřní stavba nivy řeky Odry na lokalitě Proskovice a magnetická susceptibilita jako proxy znečištění

Typ práce: Bakalářská

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

Vedoucí práce: Mgr. Martin Faměra, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2018

Klíčová slova: říční sedimenty, vnitřní stavba nivy, antropogenní znečištění, magnetická susceptibilita, elektrická odporová tomografie, dipólové elektromagnetické profilování, EDXRF analýza, geochemická normalizace, svrchní kontinentální kůra

Počet stran: 47

Počet příloh: 9

Jazyk: Čeština

Abstrakt:

Práce se zabývá popisem vnitřní stavby nivy meandrující řeky Odry na lokalitě Proskovice za použití geofyzikálních metod ERT a DEMP. Metoda ERT, měřící měrný odpor (rezistivitu), a DEMP měřící zdánlivou vodivost (konduktivitu), jsou inverzní a vzájemně porovnatelné. Litologie je ověřena pomocí odebraných vzorků, které jsou v terénu makroskopicky popsány a analyzovány v laboratoři. Na základě laserové granulometrie známe zastoupení jednotlivých frakcí (jílu, prachu, písku). Zároveň je v práci využívána magnetická susceptibilita (MS) jako proxy parametr znečištění nivních sedimentů. Výsledné hodnoty MS jsou následně porovnávány s poměry normalizovaných rizikových prvků, které jsme získali z XRF analýz a přehledně zpracovány v podobě grafů.

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Kristýna Zimová

Title: Internal structure of the Odra River floodplain at the locality Proskovice and magnetic susceptibility as a proxy for contamination

Type of thesis: bachelor's

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

Supervisor: Mgr. Martin Faměra, Ph.D.

The year of presentation: 2018

Keywords: river sediments, Floodplain inner structure, antropogenic pollution, magnetic susceptibility, electrical resistivity tomography, dipole electromagnetic profiling, EDXRF analysis, geochemical normalization, upper continental crust

Number of pages: 47

Number of appendices: 9

Language: Czech

Abstract:

The thesis deals with the description of the inner structure of the Odra River floodplain at the locality Proskovice using the geophysical methods ERT and DEMP. The ERT method, measuring resistivity, and DEMP measuring conductivity, are inverse and mutually comparable. The lithology is verified on basis of obtained samples which are macroscopically described and analyzed in the laboratory. Based on the laser granulometry we know the representation of individual fractions (clay, silt, sand). At the same time, the magnetic susceptibility (MS) is used as a proxy parameter of the sediment pollution. The resulting MS values are then compared with the normalized risk factor ratios we have obtained from XRF analyzes.

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

V Olomouci 16. července 2018

.....
Kristýna Zimová

PODĚKOVÁNÍ

Chtěla bych poděkovat svému vedoucímu Mgr. Martinu Faměrovi, Ph.D. za odborné vedení bakalářské práce, užitečné rady, ochotu a pomoc v terénu. Dále bych ráda poděkovala RNDr. Tomáši Matys Grygarovi, CSc. (Ústav anorganické chemie AV ČR v Řeži) za užitečný komentář k bakalářské práci a konzultaci výsledků XRF analýz, Ing. Štěpánce Tůmové (Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem) za přípravu digitálního modelu terénu lokality Proskovice a vizualizaci výsledků měření DEMP, a v neposlední řadě bych ráda poděkovala Ing. Monice Maříkové a Petru Vormovi za pomoc při zpracování XRF analýz.

OBSAH

1	Úvod	7
2	Geografická a geologická charakteristika území.....	8
2.1	Geomorfologie a pozice v rámci ČR	8
2.2	Hydrogeologie a geologie	9
2.2.1	Karpatská předhlubeň (severní část)	10
2.2.2	Kvartér.....	12
3	Morfologie říčních systémů.....	15
3.1	Údolní niva, meandr.....	15
3.2	Fluviální (nivní) sedimenty	16
3.3	Říční terasy.....	16
4	Magnetická susceptibilita.....	17
5	Geofyzikální principy	18
5.1	Elektrická odporová tomografie	18
5.2	Dipólové elektromagnetické profilování	20
6	Metodika	21
7	Výsledky.....	25
7.1	Digitální model reliéfu (DTM)	25
7.2	DEMP.....	25
7.3	Elektrická odporová tomografie	26
7.4	Ověření vnitřní stavby nivy pomocí vrtů.....	27
8	Diskuze	32
9	Závěr.....	33
10	Použitá literatura	34

1 Úvod

Na území severní Moravy vytváří řeka Odra dva kontrastní úseky. Téměř přirozené koryto v Nížkém Jeseníku, které dále v Moravské bráně meandruje, a výrazně regulované koryto, které od Klimkovic až k polské hranici protéká průmyslově intenzivně využívanou krajinou. Rozvoj těžkého průmyslu a těžby černého uhlí je na Ostravsku spjat s počátky průmyslové revoluce. Již od konce 30. let 19. století se ve Vítkovicích začalo s výstavbou prvních železáren a koksoven a Ostrava se stává významným průmyslovým centrem celé rakouské monarchie. Těžba uhlí, výroba železa, strojírenský a chemický průmysl a s tím spojený růst dopravy mají za následek nadprodukcí znečišťujících látek (HAVRLANT 1984), zejména rizikových prvků, např. Cu, Zn, Pb, Hg, Cd, aj. (MATYS GRYGAR ET AL. 2016A, B, FAMĚRA ET AL. 2018B) nebo organických sloučenin (polycyklické aromatické uhlovodíky - PAU, pesticidy; HEIM A SCHWARZBAUER 2013, FIKAROVÁ ET AL. 2018). Po útlumu průmyslu na začátku 90. let 20. století zůstávají takto kontaminované sedimenty rizikem pro další generace. Pro popsání rozložení a pohybu znečišťujících látek v říční nivě a pro vyhodnocení rizika jejich remobilizace je mimo jiné nezbytná znalost její vnitřní stavby.

Tato bakalářská práce se zabývá popisem vnitřní stavby nivy řeky Odry a znečištěním nivních sedimentů na lokalitě Proskovice. Informace o vnitřní stavbě nivy byla získána za pomoci geofyzikálních metod, elektrické odporové tomografie (ERT) a dipólového elektromagnetického profilování (DEMP). Výsledky geofyzikálního průzkumu byly zpracovány, vyhodnoceny a porovnány s tematicky podobnými bakalářskými pracemi M. SEKANINY (OHŘE) A M. ŠULCE (PLOUČNICE) a publikacemi MAJEROVÁ ET AL. (2013), MATYS GRYGAR ET AL. (2013), MATYS GRYGAR ET AL. (2014), MATYS GRYGAR ET AL. (2015), FIKAROVÁ ET AL. (2018), FAMĚRA ET AL. (2018A). V linii ERT profilu, v recentním jesepe, bylo odebráno vrtné jádro pro ověření litologie. Další vrtná jádra, odebrána v říční nivě, byla sedimentologicky popsána (sedimentární textury, barva sedimentu) a analyzována metodou rentgenové fluorescence (XRF). Pro určení zrnitosti sedimentu byly na vybraných vzorcích provedeny orientační granulometrické analýzy. Jako nepřímý (proxy) ukazatel znečištění nivních sedimentů byla použita hmotnostně specifická magnetická susceptibilita (χ ; $\text{m}^3 \times \text{kg}^{-1}$).

2 Geografická a geologická charakteristika území

2.1 Geomorfologie a pozice v rámci ČR

Lokalita Proskovice (49°45'21,468" N, 18°11'21.404" E) se nachází ve východní části České republiky v Moravskoslezském kraji, na jižním okraji statutárního města Ostravy (asi 7 km jihovýchodně od Klimkovic), jehož je městským obvodem (HAVRLANT 1984). Lokalita leží uvnitř CHKO Poodří, cca 1 km západně od Proskovic, v místní části označované jako Velký rybník. Ze západu je omezena meandrem řeky Odry. V současné době je údolní niva na lokalitě využívána k pastvě zemědělského dobytka a jako louky.

Regionálně-geologicky (Tab. 1) leží lokalita Proskovice v severní části karpatské předhlubně (KACHLÍK 2003), v Ostravské pánvi. Na jihu plynule přechází do Moravské brány, na západě sousedí s Hlučínskou pahorkatinou, na východě s Podbeskydskou pahorkatinou a na severu pokračuje dále do Polska. Avšak podle DEMKA ET AL. (2006) nejsou hranice Ostravské pánve s okolními geomorfologickými útvary zcela zřetelné.

Tab. 1: Zařazení zájmového území do systému geomorfologických jednotek (DEMEK ET AL. 2006)

<i>provincie</i>	Západní Karpaty
<i>subprovincie</i>	Vněkarpatské sníženiny
<i>oblast</i>	severní Vněkarpatské sníženiny
<i>celek</i>	Ostravská pánev

Reliéf Ostravské pánve byl vytvořen převážně kvartérní akumulací, tzn., že zde v chladném období čtvrtohor docházelo k hromadění glacigenních, fluviálních a eolických sedimentů. Tyto akumulační tvary byly postupem času napadány a rozčleňovány (hlavně v pleistocénu) erozními a denudačními procesy. V neporušené formě se zachovaly pouze nejmladší roviny údolních niv (DEMEK ET AL. 2006).

Dominantními prvky reliéfu jsou antropogenní tvary, zejména haldy. Na území Ostravy pokrývají plochu o rozloze 660 km². Haldy představují nejen estetický problém, ale také způsobují poklesy terénu až o 12 m a vznik trhlin v údolních nivách (DEMEK ET AL. 2006).

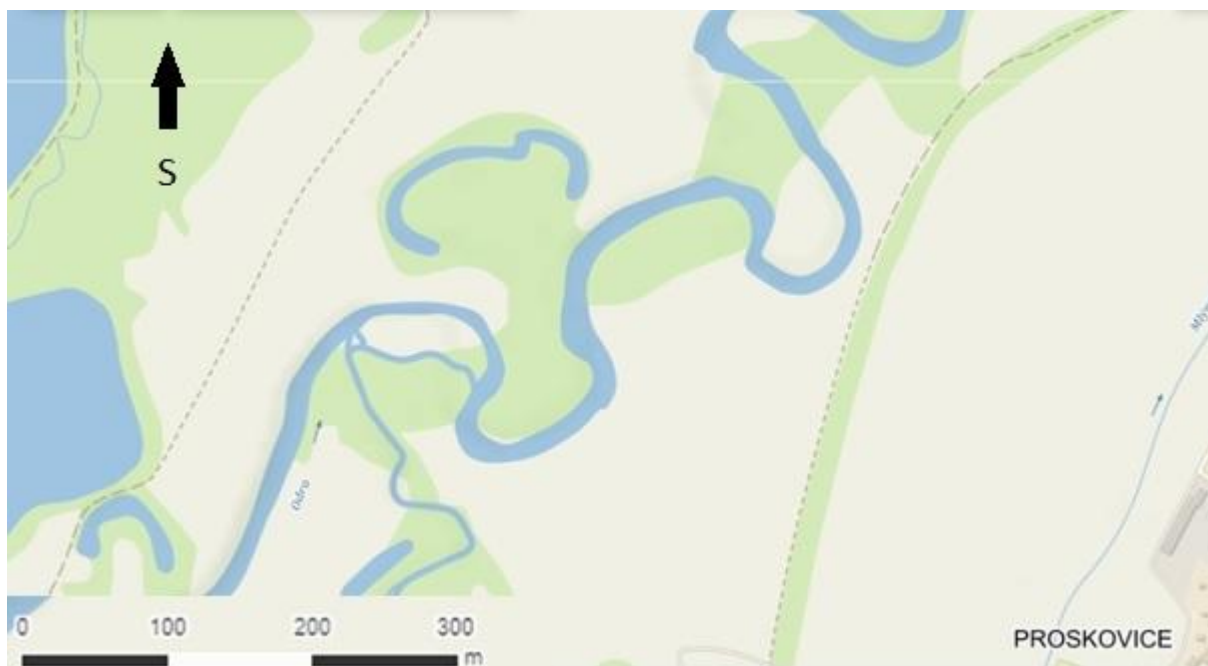
2.2 Hydrogeologie a geologie

Řeka Odra pramení u obce Kozlov v Oderských vrších, v jihovýchodním svahu Fidlova kopce v nadmořské výšce 633 m n. m. (49°36'48,3" N, 17°31'12,5" E). Povodí řeky Odry se rozkládá na území o celkové rozloze 136 528 km², převážná většina se nachází v Polsku, pouze necelých 5 % protéká Českem (RYBICKA ET AL. 2005). Českou republiku opouští u Bohumína pod soutokem s Olší (www1). Na území ČR se do Odry vlévá celkem 39 přítoků. Z toho je 16 levostranných (Budišovka, Bílovka, Polančice, Porubka, Opava, aj.) a 23 pravostranných (Luha, Teplé, Jičínka, Lubina, Ostravice, Olše, aj.; www1).

Tab. 2: Hydrologické parametry řeky Odry (www1)

Celková plocha povodí	136 528 km²
Plocha povodí na území ČR	7217 km²
Celková délka toku	854 km
Délka toku na území ČR	132, 3 km
Průměrný roční úhrn srážek	820 mm
Průměrný průtok (u Bohumína)	49 m³/s

Charakter toku je ovlivněn převážně geomorfologií terénu, kterým řeka protéká. Na území vojenského prostoru Libavá je řeka téměř nedotčena lidskou činností. V oblasti Ostravské pánve se však dostává do kontaktu s každodenní průmyslovou aktivitou zdejšího regionu, což ji viditelně ovlivňuje. Důležitým znakem toku jsou meandry (Obr. 1). Ve studované oblasti tvoří řeka meandrový pás a často také mrtvá (oddělená) ramena (www1).



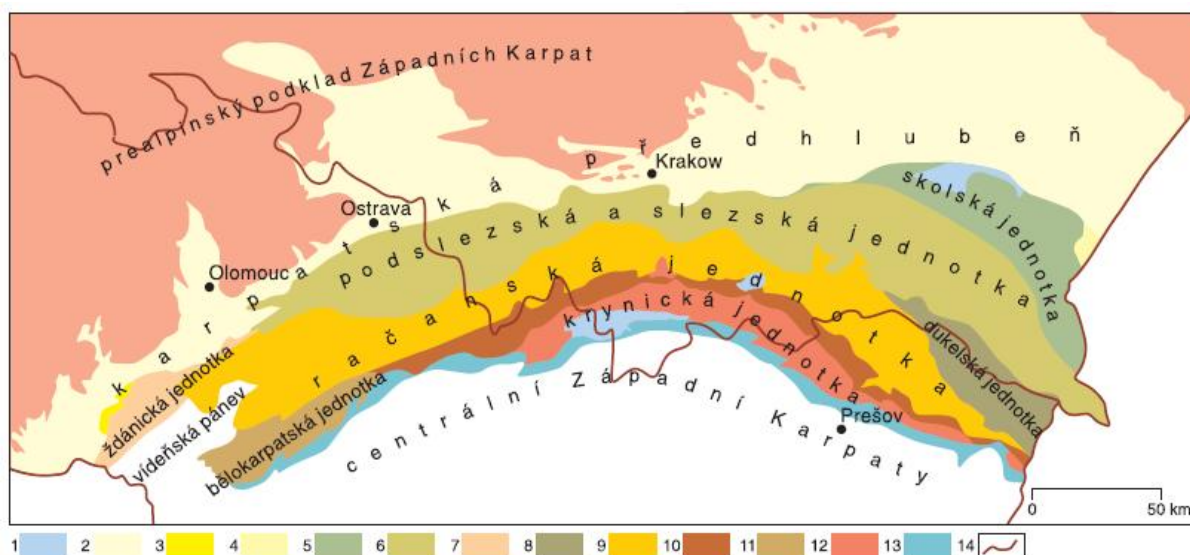
Obr. 1: Meandrový pás Odry s mrtvými rameny na lokalitě Proskovice (www2), upraveno

Z hlediska regionálně-geologického spadá studovaná oblast do Západních Karpat, Vnějších Západních Karpat, karpatské předhlubně a konkrétně do její severní části (KACHLÍK 2003). Následující dvě kapitoly se blíže zaměřují na severní část karpatské předhlubně a kvartérní sedimenty kontinentálního zalednění oderské oblasti.

2.2.1 Karpatská předhlubeň (severní část)

Karpatská předhlubeň vznikla v terciéru na rozhraní oligocénu a miocénu a zahrnuje soustavu miocenních pánví, jež jsou vyplněny mořskými sedimenty stáří eggeru až badenu. Na území ČR se rozprostírá v úzkém pruhu od státních hranic s Rakouskem u Znojma až po polskou hranici mezi Opavou a Karvinou (MÍSAŘ ET AL. 1983). Největší území však zaujímá v oblasti moravských úvalů, Vyškovské a Moravské brány, Ostravska a Opavska (BRZOBOHATÝ, CÍCHA IN PŘICHYSTAL ET AL. 1993). Západní hranice předhlubně je dána transgresní linií sedimentů předhlubně na horniny výchozové části Českého masivu. Východní hranice se překrývá s čely karpatských příkrovů (Obr. 2).

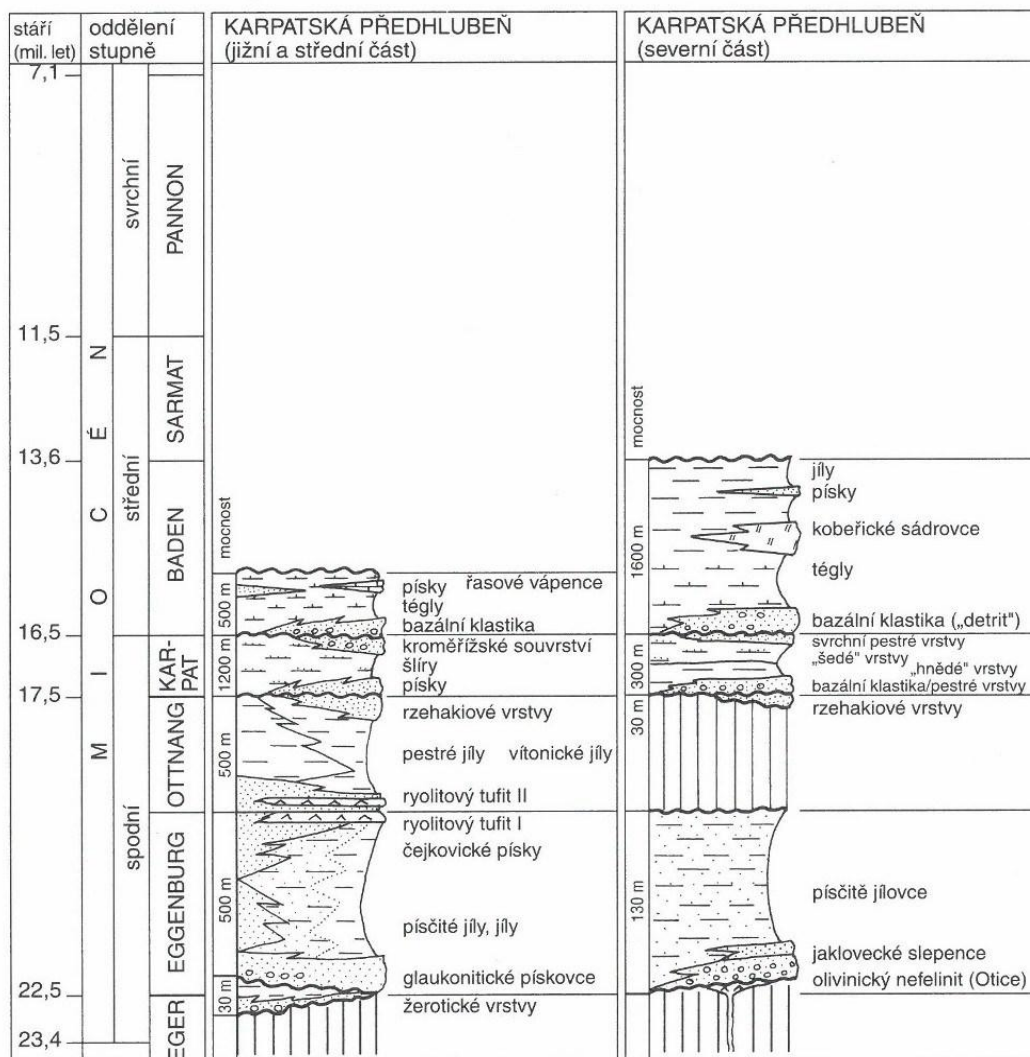
Sunutí příkrovů akrečního klínu současně se sedimentací způsobily to, že sedimenty karpatské předhlubně (Obr. 3) dnes leží pod flyšovými příkrovy, před nimi i na nich, nebo jsou do nich začleněny (MÍSAŘ ET AL. 1983). Vlivem silné pliocenní a kvartérní denudace, která postihla především nezpevněné sedimenty, se nám zachovaly pouze relikty výplně pánví (CHLUPÁČ ET AL. 2003).



Obr. 2: Schematická mapa rozšíření jednotek Vnějších Západních Karpat (KACHLÍK 2003)

1 mocnější akumulace kvartérních sedimentů uvnitř jednotek flyšového pásma Neogenní předhlubně a vídeňská pánev; **2** vnější karpatská předhlubeň v předpolí flyšových příkrovů; Vnitřní předhlubně částečně zakryté čely příkrovů; **3** pouzdřanská jednotka, **4** stebnická jednotka Vnější skupina příkrovů; **5** skolská jednotka, **6** ždánická jednotka, **7** podslezská a slezská jednotka, **8** dukelská jednotka Vnitřní skupina příkrovů; **9** račanská jednotka, **10** bystrická jednotka, **11** bělokarpatská jednotka; **12** krynická jednotka; **13** bradlové pásmo; **14** státní hranice

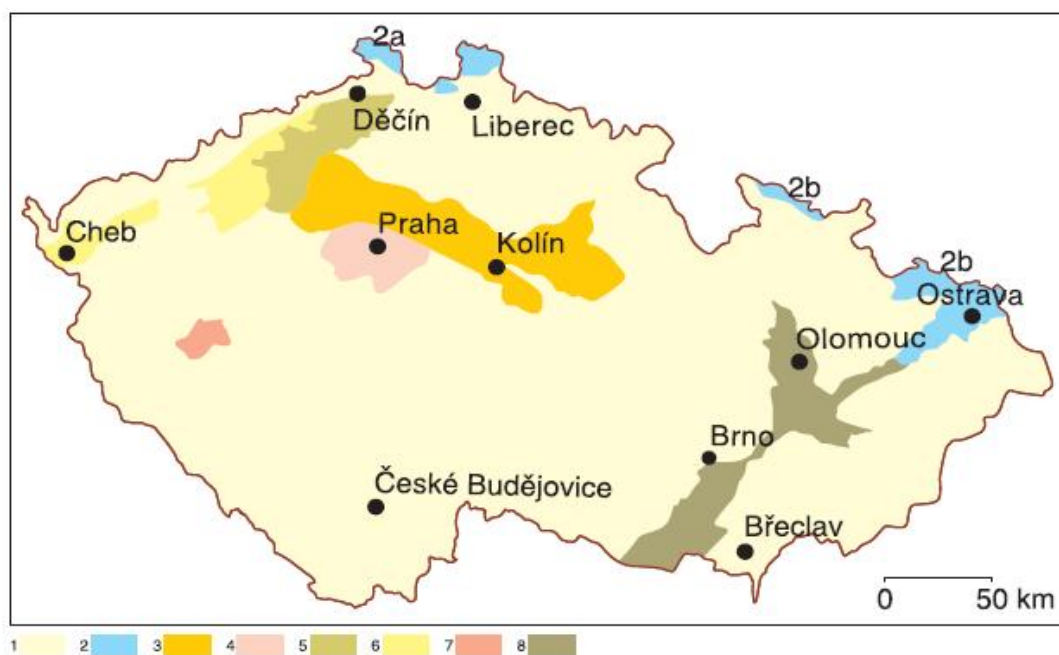
Na základě rozdílné stavby se karpatská předhlubeň v podélném směru člení na jižní (od rakouské hranice po osu nesvačilského příkopu), střední (po severní omezení Hornomoravského úvalu) a severní (po hranici s Polskem).



Obr. 3: Stratigrafické schéma neogénu karpatské předhlubně na Moravě (R. BRZOBOHATÝ IN CHLUPÁČ ET AL. 2003)

2.2.2 Kvartér

Období kvartéru se na území České republiky dělí podle převládajících procesů na dvě oblasti: denudační a akumulaci. Akumulační oblasti dělíme ještě na areály kontinentálního zalednění a oblasti extraglaciální (CHLUPÁČ ET AL. 2011). Studované území Ostravska spadá do akumulaci oblasti areálu kontinentálního zalednění, přesněji do oderské oblasti (Obr. 4)



Obr. 4: Rozšíření kvartérních uloženin Českého masivu (KACHLÍK 2003):

1 – kvartér denudačních oblastí; kvartér akumulčních oblastí: 2 – kvartér oblastí kontinentálního zalednění; 2a – severočeská oblast, 2b – oderská oblast; Kvartér extraglaciálních oblastí: 3 Polabí, 4 oblast Pražské plošiny, 5 oblast českého středohoří, 6 oblast podkrušnohorských pánví, 7 oblast Plzeňské pánve, 8 oblast moravských úvalů

Největší rozšíření v moravskoslezské glaciální oblasti (dříve oderská glacienní oblast) mají sedimenty pleistocenní (středního a svrchního pleistocénu). Jedná se o sedimenty pevninského ledovce z období elsterského (halštrovského) a mladšího, rozsáhlejšího sálského zalednění. Obecně lze sedimenty kontinentálního zalednění podle RŮŽIČKY (1995) IN CZUDEK (2005) rozdělit na:

- a) ledovcové *sensu stricto* (glacienní neboli „tilly“)
- b) sedimenty tavných ledovcových vod (glacilimnické a glacifluviální)

Na území Ostravska se vyskytují nejvíc glacienní, glacifluviální, glacilimnické, eolické, fluviální, proluviální a deluviální sedimenty (CZUDEK 2005). Z hlediska litologie jsou glacifluviální sedimenty tvořeny písky, štěrky a štěrkopísky šikmo, křížově, místy i rytmičky zvrstvenými. Obsahují rovněž různě mocné jílové vrstvy. Glacifluviální sedimenty (štěrky, písky) přechází obvykle do sedimentů glacialakustrinních. Není mezi nimi tedy zřetelná hranice (MACOUN ET AL. 1965).

Podle MACOUNA ET AL. (1965) se elsterské zalednění na území Ostravské glacigenní pánve (Obr. 5) člení na starší opavské a mladší kravařské oddělené otickým teplým úsekem. Jedná se o starší a méně rozšířené zalednění na našem území, jehož sedimenty tvoří podklad pro mladší sálské zalednění. Till opavského zalednění je vápnitý a má šedé zbarvení. V kravařském zalednění vznikla akumulace štěrků a písků hlavní terasy, která zahrnuje i plochu kolem řeky Odry. Till křavařského zalednění se vyznačuje hnědou až šedou barvou (MACOUN ET AL. 1965).

Sálské zalednění se kromě glacigenní, glacialimnické a glacifluviální sedimentace vyznačuje především fluviální akumulací v údolních dnech vodních toků (CZUDEK 2005). V rámci sálského zalednění Ostravské glacigenní pánve mluvíme ještě o starším palhaneckém a mladším oldřišovském zalednění. V oldřišovském zalednění dosahovaly glacifluviální akumulace písků a štěrků mocnosti až 15 metrů (MACOUN ET AL. 1965). Pro fluviální sedimenty hlavní terasy Odry jsou z doby sálského zalednění je typické překrývání glacifluviálními písky a glacifluviálními naplaveninami (NÝVLT ET AL. 2011).

Stáří v Ma	Mariní stupně 180 (v ka)	PLEISTOCÉN	Paleomagnetismus	Stratigrafický systém	
				Severoevropský	Ostravská glacigenní oblast
0,128-128	6	STŘEDNÍ Brunhes	Brunhes	Warthe	—
0,2	7			Treene	Postsálský teplý úsek
251	8			Saale 2	Oldřišovské zalednění
0,3	297			Saale 1/2	Neplachovický teplý úsek
347	9			Saale 1	Palhanecké zalednění
367	10			Elster / Saale	Stonavský interglaciál
0,4	11			Elster 3	2. Kravařské zalednění
440	12			Elster 2/3	Muglinovský teplý úsek
0,5	472			Elster 2	1. Kravařské zalednění
502	13			Elster 1/2	Otický teplý úsek
0,6	542	Elster 1	Opavské zalednění		
592	15				
0,7	16-18				
0,8	688		788		

Obr. 5: Severoevropský stratigrafický systém a kontinentální zalednění Ostravské glacigenní oblasti (MACOUN ET AL. 1965)

3 Morfologie říčních systémů

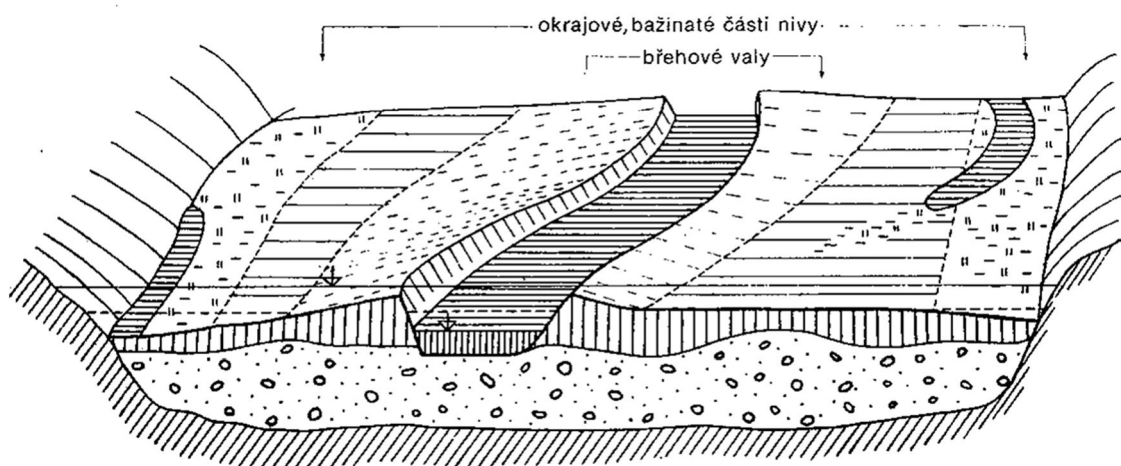
Pro pochopení říční dynamiky je potřeba si vymezit a definovat základními pojmy týkající se fluvialních tvarů a pochodů, které jsou charakteristické pro řeku Odru.

3.1 Údolní niva, meandr

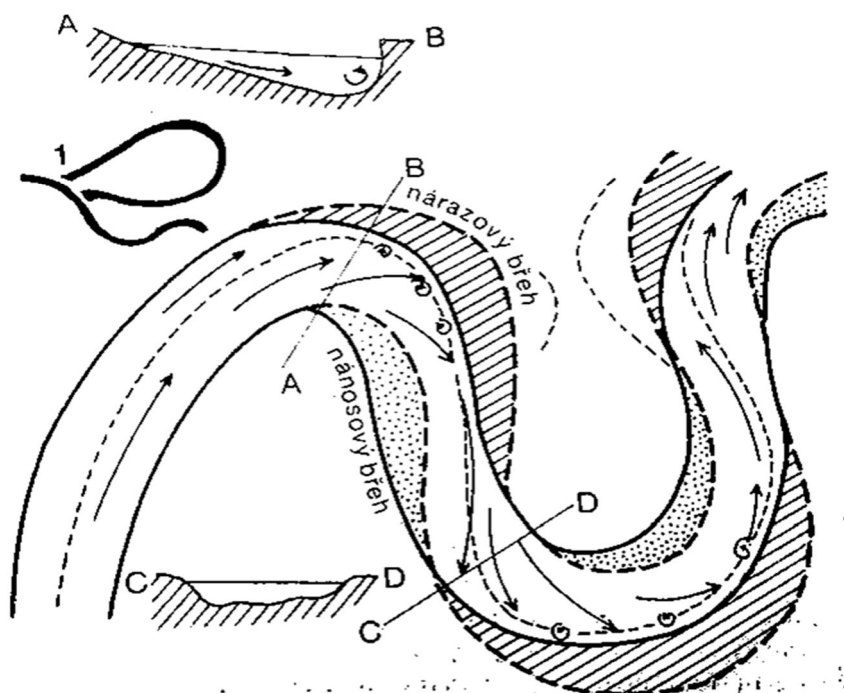
Podle DEMKA (1987) se za údolní nivu považuje akumulární rovina podél vodního toku, která je tvořena nezpevněnými sedimenty transportovanými a usazenými tímto vodním tokem (Obr. 6). Vodní toky podél niv jsou buď přímé, nebo zvlněné úseky. Zvlněné úseky označujeme jako meandry. Jedná se o pravidelné obloukovité zákruty říčního koryta. Na meandru můžeme pozorovat vypouklý nárazový břeh (jesep), kde se akumulují splaveniny a vydutý nánosový břeh (výsep), jenž je nejčastěji místem boční eroze (Obr. 7). V nejužším místě meandru může časem vlivem eroze k uzavření a protržení. Održená část zákruty je poté označována jako mrtvé či slepé rameno (DEMEK 1987).

V sedimentech údolní nivy můžeme podle DEMKA (1987) rozlišit:

- a) **korytovou facii** (ukládání hrubších sedimentů uvnitř meandrů, tj. písky, štěrky)
- b) **povodňovou facii** (vznik při povodních, tvořena jemnými sedimenty, tzv. povodňovými hlínami)
- c) **facii břehových valů**
- d) **facii mrtvých ramen** (tvořena jemnými sedimenty s vysokým podílem humusu, tzv. hnilokaly)



Obr. 6: Schéma údolní nivy řeky (NETOPIL ET AL. 1984)



Obr. 7: Vývoj meandru řeky vedoucí k jeho zaškrcení (NETOPIL ET AL. 1984)

3.2 Fluviální (nivní) sedimenty

Fluviální sedimenty, které byly ukládány mimo říční koryto, nazýváme nivní sedimenty. Tento typ sedimentů vzniká u meandrujících toků zejména během povodní. Sediment se ukládá na vnitřní straně meandru (jesepu). Na vnější straně meandru (výsepu) poté vznikají tzv. agradační valy tvořené většinou pískem (RŮŽIČKOVÁ ET AL. 2003). V různých úsecích vodního toku se mění rychlost proudění vody. To má za následek rozdílné ukládání jednotlivých frakcí. Při zvýšeném stavu vody a rychlejším proudění se ukládají písky (někdy i s příměsí drobnozrnného štěrku). Naopak prachovité a jílovité částice jsou unášeny níže a k jejich ukládání dochází při pomalejším proudění vody (RŮŽIČKOVÁ ET AL. 2003)

3.3 Říční terasy

Jako říční terasu označujeme bývalé údolní dno, které bylo proříznuto vodním tokem v další fázi prohlubování údolí. Jedná se o stupňovitý tvar tvořený rovným povrchem (tzv. terasová plošina) a srázným svahem (terasový svah). Vznik těchto povrchových tvarů je zapříčiněn erozí nebo akumulací (hromaděním) vodního toku. Takto vzniklé terasy můžeme poté rozdělit na: a) terasy erozní a b) terasy akumulární. Existuje samozřejmě řada kombinací, např. složené říční terasy, které vznikají současně akumulární a erozní činností vodního toku (DEMEK 1987).

4 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita (MS) je jedním z nejdůležitějších parametrů v magnetismu životního prostředí a lze ji brát jako míru koncentrace silně magnetických ferimagnetických minerálů (magnetitu, maghemitu; KAPIČKA A PETROVSKÝ 2004). MS je v environmentálních studiích používána od 90. let 20. století, kdy se mimo jiné osvědčila při mapování znečištění (DEARING ET AL. 1995, KAPIČKA ET AL. 1998). Mnohé studie také potvrdily dobrou korelaci mezi MS a koncentrací těžkých kovů ve znečištěných říčních sedimentech (STRZYSZCZ A MAGIERA 1998, DESENFANT ET AL. 2004, FRANČIŠKOVIĆ-BILINSKI ET AL. 2017, KADLEC ET AL. 2009, NOVÁKOVÁ ET AL. 2013). Magnetické částičky a těžké kovy mohou pocházet (a často pocházejí) z podobných zdrojů znečištění a rovněž mají podobný mechanismus ukládání (ADRIANO 1986, UHLÍŘOVÁ ET AL. 2002).

Magnetická objemová susceptibilita K [SI] je fyzikální veličina, jejíž hodnoty získáme laboratorním měřením, které nevyžaduje komplikovanou přípravu vzorků a je ve většině případů nedestruktivní (KAPIČKA A PETROVSKÝ 2004). Využívá se laboratorní střídací můstek s nástavcem a kyvetou, do které se vkládá vzorek v plastových sáčcích. Předpokladem pro získání objektivního výsledku je objem vzorku, tj. 11 cm³. V případě, že je objem jiný (zpravidla menší), je vhodné výsledné hodnoty pro vzájemné porovnání normalizovat přepočtem na hmotnostní MS podle následujícího vztahu:

$$\chi [\text{m}^3 \times \text{kg}^{-1}] = K[\text{SI}] * 10 / m[\text{g}] / 1000,$$

kde $K[\text{SI}]$ je změřená objemová MS v jednotkách SI, m je hmotnost vzorku (bez sáčku) v gramech, 10 je kalibrace můstku na objem 10 cm³ a 1000 je převod na výslednou jednotku m³×kg⁻¹.

5 Geofyzikální principy

5.1 Elektrická odporová tomografie

Elektrická odporová tomografie (z angl. electrical resistivity tomography, zkráceně ETR), nebo multielektrodové odporové profilování je jednou ze základních geoelektrických metod, pomocí které zjišťujeme měrný odpor hornin (rezistivita) ρ [$\Omega \cdot m$] (MAREŠ ET AL. 1990). Tato metoda patří mezi stejnosměrné odporové metody. Všechny odporové metody vychází z Ohmova zákona:

$$U = R \cdot I,$$

kde U [V] je napětí, R [Ω] odpor a I [A] proud.

Měrný odpor hornin ρ však spočítáme pomocí tohoto vzorce:

$$\rho = \frac{R \cdot S}{l},$$

kde R [Ω] je odpor vodiče, l [m] délka vodiče a S [m^2] příčný řez vodiče.

Metoda ERT se využívá k mapování rozhraní hornin s odlišným měrným odporem (např. rozhraní písek a jílu; Tab. 3). K tomu slouží proudové a měřicí elektrody, které vytváří a měří magnetické pole. Proudové elektrody slouží k uzemňování zdrojů. K měření potenciálu nebo napětí slouží měřicí elektrody. V terénu zavádíme proudovými elektrodami do země proud (I) a mezi měřicími elektrodami měříme potenciálový rozdíl (ΔV ; Obr. 8). Výsledný měrný odpor poté spočítáme pomocí vzorce:

$$\rho = k \cdot \frac{\Delta U}{I},$$
 kde k je konstanta uspořádání. Metoda má několik modifikací, tzn.

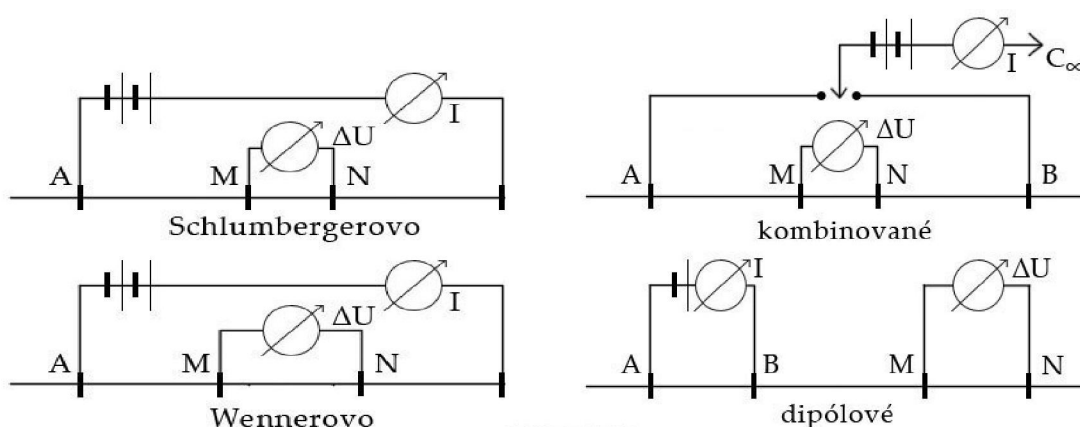
několik různých způsobů uspořádání elektrod (MAREŠ ET AL. 1990).

Nejčastěji používaná uspořádání měřících elektrod podle MAREŠE ET AL. (1990):

a) **potenciálové** (vzdálenost mezi měřícími elektrodami je dostatečně velká ve srovnání s délkou uspořádání). Mezi nejčastěji používaná potenciálová uspořádání patří *Wennerovo* (symetrické uspořádání a stejná vzdálenost všech sousedních elektrod)

b) **gradientové** (vzdálenost mezi měřícími elektrodami je podstatně menší než délka uspořádání) Měří se potenciál mezi dvěma blízkými elektrodami, který se může přepočítat na gradient. Ze dvou gradientových uspořádání můžeme vytvořit tzv. *kombinované uspořádání*. Pro geologické mapování se využívá nejčastěji *Schlumbergerovo* uspořádání, které jsme při měření použili i my.

c) **dipólové** (proudové i měřící elektrody vytvářejí dipóly)



Obr. 8: Uspořádání elektrod v odporových metodách (www3)

Tab. 3 Příklady měrných odporů některých sedimentárních hornin, upraveno podle MAREŠE ET AL. (1990)

TYP SEDIMENTÁRNÍ HORNINY	MĚRNÝ ODPOR [$\Omega \cdot m$]
hlína	$10^{-1} - 10^2$
jíl	$10 - 10^2$
písek	$10^2 - 10^4$
písek nasycený minerální vodou	$10^{-1} - 10$

5.2 Dipólové elektromagnetické profilování

Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP) patří mezi elektromagnetické metody, pomocí které se měří zdánlivá vodivost (konduktivita) σ [$\text{S}\cdot\text{m}^{-1}$]. Zdánlivá vodivost je inverzní hodnotou k měrnému odporu (rezistivitě). Vztah mezi těmito dvěma veličinami můžeme tedy vyjádřit podle vzorce: $\sigma = \frac{1}{\rho}$

Zkoumanou veličinou je elektromagnetické pole, jehož zdrojem je dipól, v praxi realizovaný dvojicí cívek, kterými protéká střídavý proud (MAREŠ ET AL. 1990). Přístroj se skládá z vysílače, který funguje jako zdroj magnetického pole. Princip tkví v tom, že primární magnetické pole (nevodivé prostředí) s vertikálně orientovaným dipólem indikuje vířivé proudy pod povrchem země. Následně smyčky vířivých proudů indikují sekundární magnetické pole. Přijímač poté přijímá vertikální složku sekundárního magnetického pole (www3).

Jednou z výhod této metody je, že nevyžaduje galvanické spojení se zemí, tzn., že měření můžeme provádět v pohybu (MAREŠ ET AL. 1990). Metoda je obecně využívána spíše v otevřeném terénu (Obr. 8) bez vegetace (FAMĚRA ET AL. 2018B).



Obr. 8: Měření pomocí metody DEMF v otevřeném terénu na louce

6 Metodika

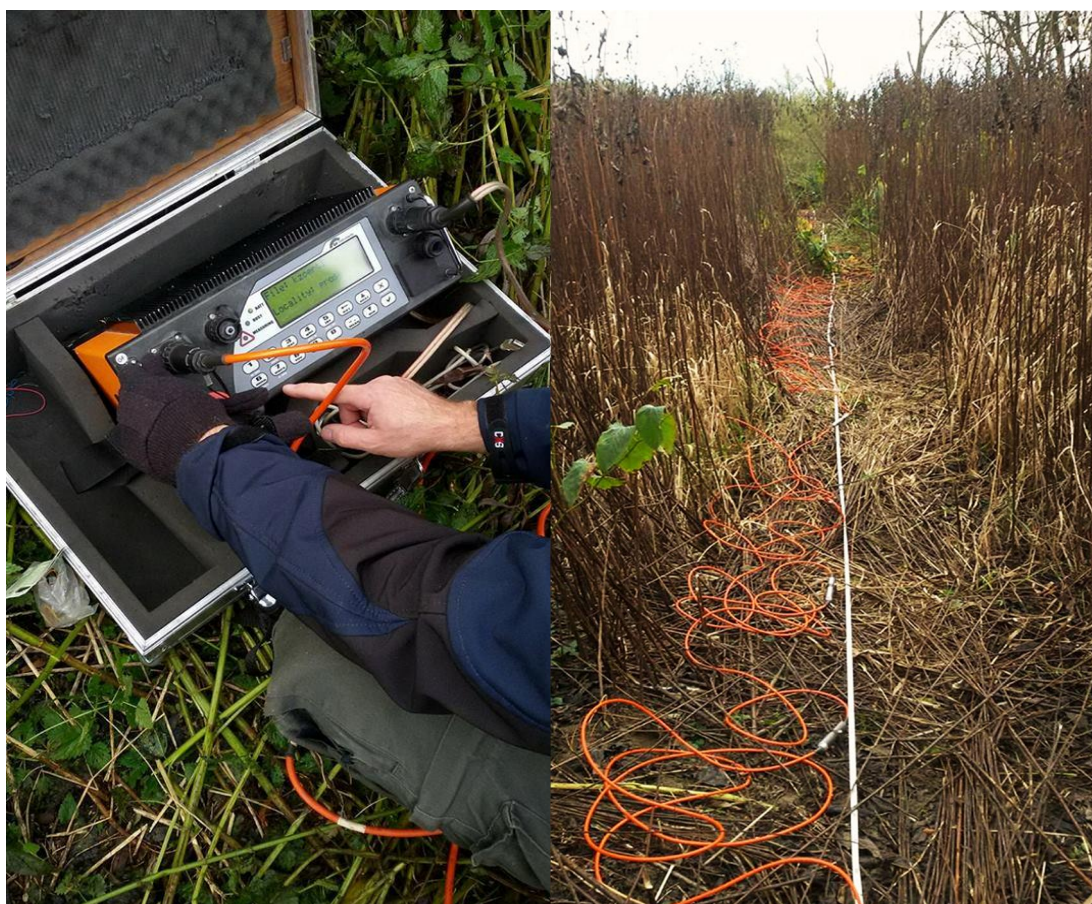
Pro studium vnitřní architektury povodňové plošiny řeky Odry byly použity geofyzikální metody DEMP (GF Instruments, s.r.o., Česká republika) a ERT (GF Instruments, Česká republika). Pro potřeby bakalářské práce byl Ing. Štěpánkou Tůmovou (UJEP Ústí nad Labem) vytvořen v geografickém informačním systému (GIS) digitální model reliéfu (DTM).

Metoda DEMP byla použita plošně v bezlesé části lokality za pomoci zařízení CMD (GF Instruments, s.r.o., Česká republika) s připojenou GPS (Obr. 9). Měření probíhalo kontinuálně s hloubkou měření do 3 m. Naměřená data zpracovala v programech WinGEM2 a DIKINS_analyzátor (GEOPHEX, USA) a laskavě poskytla Ing. Š. Tůmová. Výsledky byly prezentovány za použití krigingu programem Surfer software (Golden Software, USA) formou konturových map rezistivity ($\Omega \cdot m$).



Obr. 9: Elektromagnetický měřič vodivosti CMD-4 s připojenou GPS

Metoda ERT byla použita v linii v části nivy pokryté keři a stromy (Obr. 10). Použito bylo zařízení ARES (GF Instruments, s.r.o., Česká republika), rozteč elektrod byla 1 m a délka měřeného profilu 207 m. Při měření bylo použito uspořádání elektrod Schlumberger N6, které je vhodné pro zobrazení sedimentárních těles s ostrým a subhorizontálním omezením. Naměřená data byla zpracována metodou nejmenších čtverců v programu Res2Dinv (Geotomo Software, Malaysia; FAMĚRA ET AL. 2018B).



Obr. 10: vlevo: zařízení ARES, vpravo: rozmístění elektrod podél pásma na profilu

Na základě geofyzikálních měření byla vytipována místa odběru vzorků sedimentů. Odběr byl proveden pomocí žlábkového vrtáku o průměru 3 cm (Eijkelkamp, Holandsko). Vzorky se odebíraly kovovou špachtlí většinou po 5-10 cm v závislosti na litologii sedimentu a byly uloženy v uzavíratelných plastových sáčkách. Poté byly usušeny při pokojové teplotě a následně homogenizovány na planetovém mlýnku na Katedře geologie Univerzity Palackého v Olomouci.

Analýzy ke zjištění obsahu těžkých kovů byly prováděny metodou RTG fluorescenční spektroskopie, z *angl.* XRF spectroscopy (přesněji energiově disperzní spektroskopie EDS) na přístroji Epsilon 3x (PANalytical, Holandsko) v Ústavu anorganické chemie v Řeži s kalibrací pomocí certifikovaných referenčních materiálů SL-1 and SL-3 (IAEA, Vídeň, Rakousko); METRANAL 31 and METRANAL 34 (Analytika, Praha, Česká republika); 1646A, 2702, 2704, and 2711a (NIST, Gaithersburg, MD), jak je popsáno v práci Fikarové et al. (2018). Vysušené a namleté vzorky byly nasypány do plastových kyvet se dnem z Mylarovy fólie. Následně se takto připravené vzorky vložily do přístroje, který sestává z RTG lampy, detektoru a disperzního prvku. RTG lampa je zdrojem primárního RTG záření, jež budí sekundární RTG záření. Metoda je založena na pozorování tohoto sekundárního záření a dá se použít pouze u prvků, jejichž atomové číslo je vyšší než 11 (KLOUDA 2003).

Interpretace koncentrací rizikových prvků byla provedena pomocí geochemické normalizace ke korekci vlivu proměnlivé zrnitosti (hrubosti) sedimentů. Byly využity jednoduché poměry koncentrací rizikových prvků ke koncentracím vhodných normalizačních prvků (Zn/Rb, Pb/Ti, Cu/Rb), jejichž příklady jsou ukázány v práci MATYSE GRYGARA ET AL. (2013). Zásady interpretace koncentrací rizikových prvků pomocí geochemické normalizace byly popsány v práci MATYSE GRYGARA A POPELKY (2016), kde se také zdůvodňuje možnost srovnání takto získaných normalizovaných koncentrací se složením průměrně svrchní kontinentální zemské kůry (UCC). Průměrné poměry v UCC jsou pro Zn/Rb 0,80, Pb/Ti $44 \cdot 10^{-4}$ a Cu/Rb 0,33 (RUDNICK A GAO 2003). Jde o bezrozměrná čísla.

Pro měření K byl použit střídavý můstek KLY-4S Kappabridge (Agico, Česká republika) s intenzitou magnetického pole $300 \text{ A} \cdot \text{m}^{-1}$ a operační frekvencí 875 Hz. K byla následně vyjádřena jako χ ($\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$).

K měření velikosti částic sedimentu byly vybrány pouze některé vzorky s vysokou či nízkou hodnotou χ (Tab. 4). Měření probíhalo pomocí metody laserové granulometrie na analyzátoru velikosti částic FRITSCH ANALYSETTE 22 MicroTec plus s rozsahem měření 0,08-2000 μm . Výsledné hodnoty byly podle Wentworthovy zrnitostní klasifikace rozděleny na 3 skupiny: jíl ($< 0,002 \text{ mm}$), prach (0,003-0,063 mm) a písek (0,063-2 mm).

Tab. 4: Přehled vybraných vzorků pro laserovou granulometrii

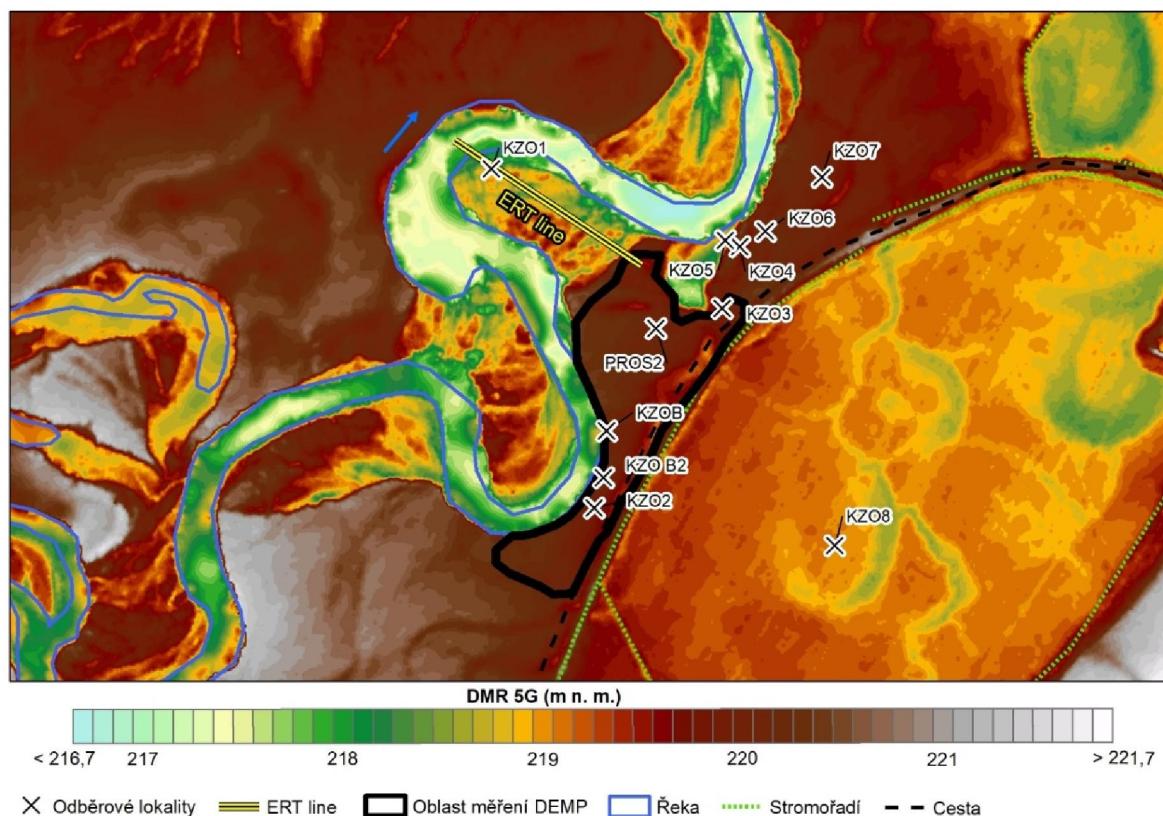
Vrt	KZO1	KZOB	KZO2	KZO3
Označení vzorku	18-25	15-20	20-25	30-35
	25-40	20-25	45-50	45-50
	40-63	30-35	60-65	60-65
	90-100	40-45	60-65	75-80
	146-150	135-140	70-74	85-90
	164-183	180-190	80-90	95-100
		240-250	90-99	150-160
			160-174	
KZO4	KZO5	KZO6	KZO7	KZO8
18-25	35-40		4-10	
30-35	80-85	25-30	35-40	10-15
80-90	85-90	30-35	40-45	30-35
90-100	135-140	35-40	70-80	40-45
100-110	140-145	45-50	80-90	70-80
200-210	170-176	50-57	90-100	
260-270				

Pro radiouhlíkové datování v Radiouhlíkové laboratoři provozované Ústavem jaderné fyziky a Archeologickým ústavem AV ČR v.v.i. v Praze byl z nárazového břehu odebrán cca 80 cm dlouhý kmen, který byl uložen v jílovitém říčním sedimentu (49°45'16,4" N, 18°11'21" E) šedé barvy, v hloubce 3,4 m od povrchu nivy. Kmen volně vystupoval z bahna na povrch, těsně při hladině vody (při vyšším stavu vody byl určitě zaplaven). Výsledky datování budou k dispozici do konce roku 2018.

7 Výsledky

7.1 Digitální model reliéfu (DTM)

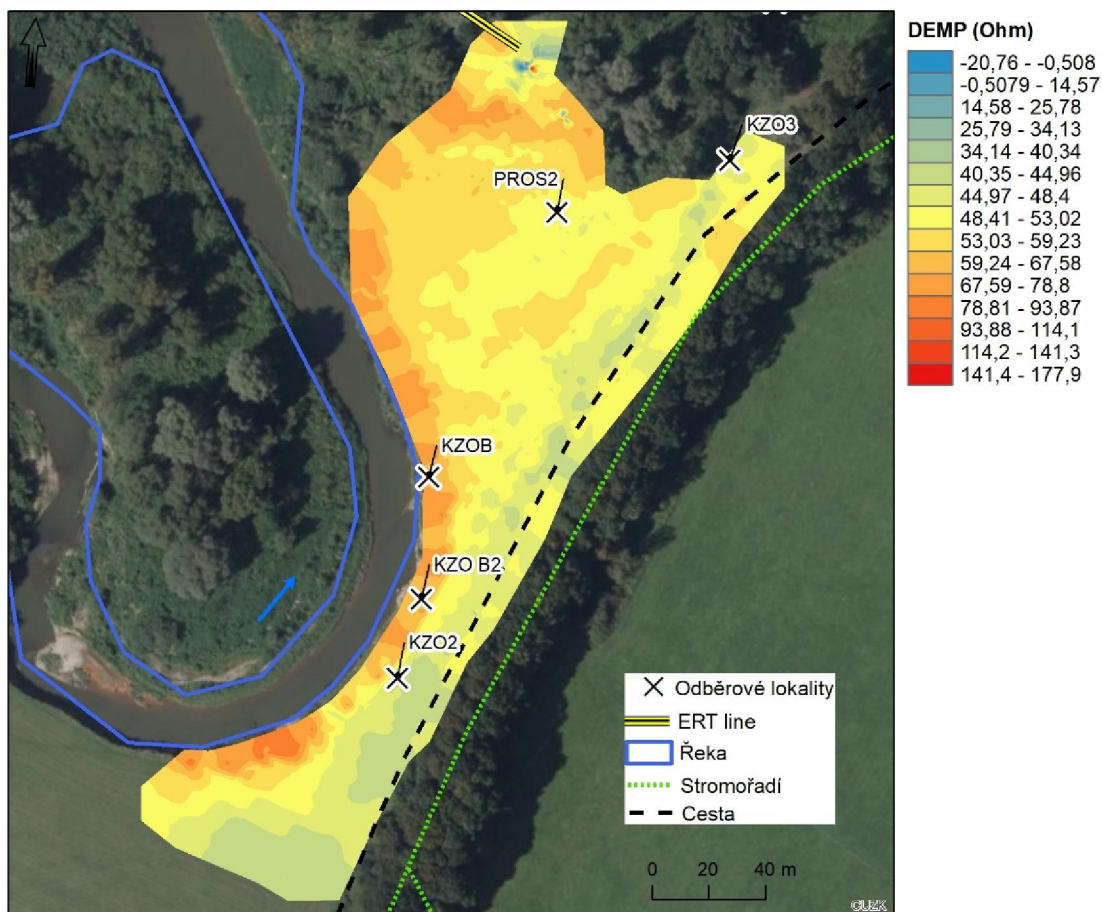
Z DTM (Obr. 11) je patrná pestrá morfologie říční nivy. Nižší položené jsou jesešní část nivy s vedeným ERT profilem a území mezi hrází bývalého „rybníka“ a vesnicí. Zde jsou patrná původní zazemněná koryta s meandry.



Obr. 11: Digitální model terénu v záměrném území. Patrná je heterogenní morfologie říční nivy – současný korytový pás, niva a distální niva se staršími zazemněnými meandry (vytvořila Ing. Štěpánka Tůmová)

7.2 DEMP

Metodou DEMP byla měřena vodivost (konduktivita) sedimentů na otevřeném prostranství (louce). Výsledné hodnoty měření (Obr. 12) poukazují na zvýšený odpor (~ 59-78 Ω) v okolí koryta řeky (oranžové zbarvení), což znázorňuje přítomnost hrubozrnného sedimentu, popř. agradačního valu. V horní části obr. 11 v místech jesepu ukazují pravděpodobně zvýšené hodnoty odporu (~ 59-78 Ω) původní (starší) linii korytového pásu před zaříznutím meandru. Plocha s nižším odporem (~ 45-53 Ω ; světlejší zbarvení na mapě) znázorňuje jemnozrnný povodňový sediment.

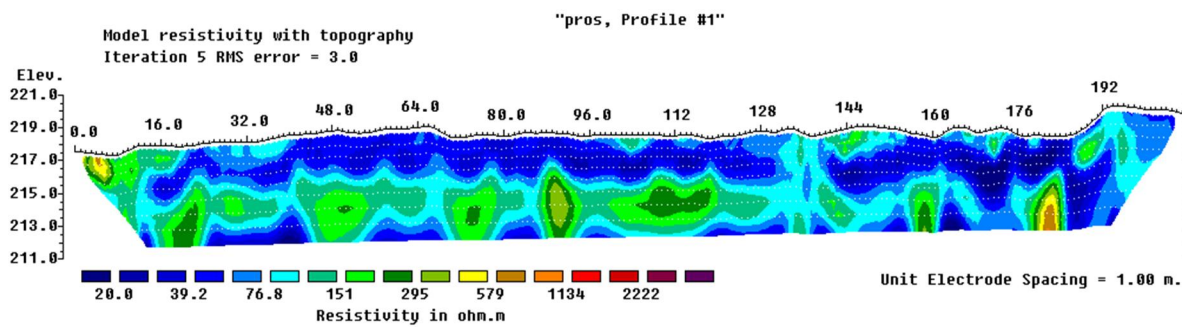


Obr. 12: Mapa s vizualizací výsledků DEMP

7.3 Elektrická odporová tomografie

Metodou elektrické odporové tomografie (ERT) byl změřen jeden profil KZOERT1 vedoucí napříč jesepelem od řeky ($49^{\circ}45'26''$ N, $18^{\circ}11'12,8''$ E) do distální nivy ($49^{\circ}45'22,9''$ N, $18^{\circ}11'21,6''$ E). Délka profilu byla 207 metrů a měřicí elektrody byly rozmístěny po 1 metru. Z naměřených hodnot byl vyhotoven 2D model s topografií (Obr. 13), který byl z důvodu lepší přehlednosti $3\times$ převýšen. Přístroj změřil hodnoty do hloubky zhruba 6 metrů. Přesnost měření je do 4 m. Hodnoty můžeme ověřit a porovnat na základě vrtu KZO1 do hloubky téměř 2 m.

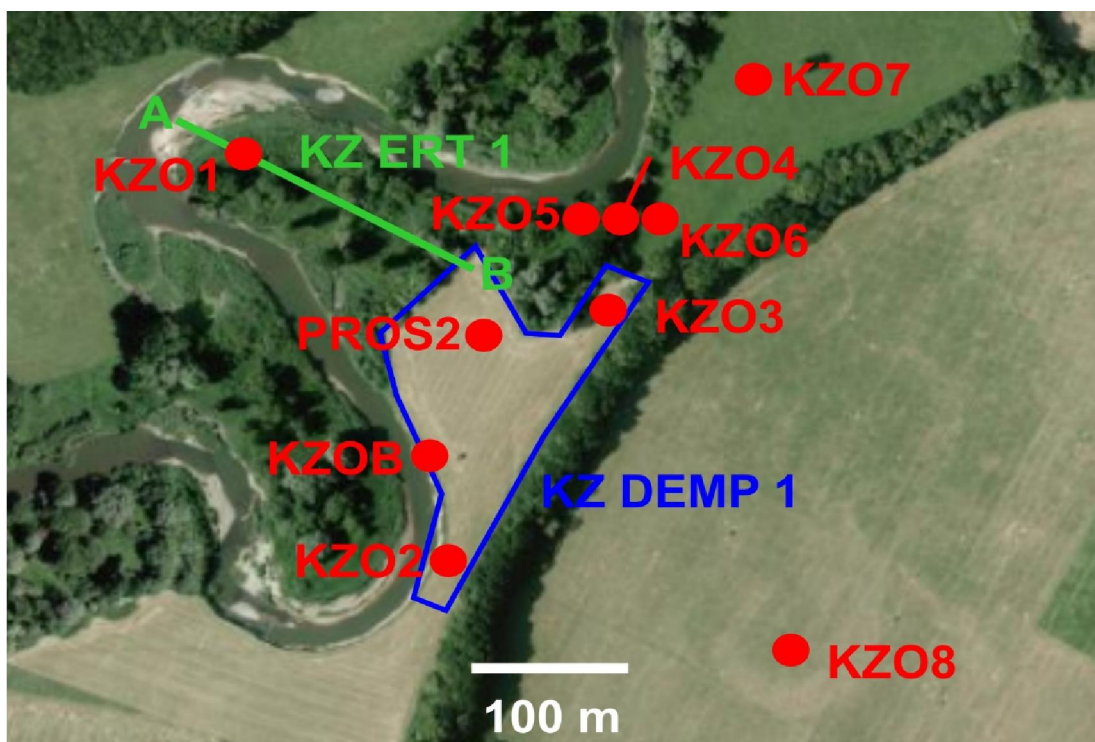
Z Obr. 12 je ve 2 m hloubky patrná vrstva se zvýšeným odporem. Podle MATYSE GRYGARA ET AL. (2013) se jedná o prachový písek až jemnozrnný písek. V prvních 10 m profilu (u řeky) a dalších 136-140 m pozorujeme zvýšení odporu odpovídající písčité až štěrkové frakci. Mírné zvýšení odporu odpovídající prachovému písku je patrné od 24-40 m v hloubce 1 m.



Obr. 13: Profil KZOERT1 zpracovaný v programu Res2Dinv

7.4 Ověření vnitřní stavby nivy pomocí vrtů

Pro ověření výsledků geofyzikálních měření bylo odebráno 8 vrtných jader (KZO1, KZO2, KZO3, KZO4, KZO5, KZO6, KZO7 a KZO8) z různých částí nivy a ovzorkován jeden nárazový břeh (KZOB). Na obr. 14 je zaznačen vrt PROS2, který byl odebrán již dříve a je k dispozici pro porovnání. Na základě výsledků XRF analýz, χ a litologie jsou odebraná vrtná jádra rozdělena do 4 skupin (Tab. 5).



Obr. 14: Rozmístění míst odběru vzorků z vrtů KZO1-KZO8 a nárazového břehu KZOB

Tab. 5: Přiřazení vrtů k sedimentačním říčním prostředím a celková hloubka vrtů

Sedimentační prostředí	Název vrtného jádra	Hloubka vrtného jádra [cm]	GPS souřadnice
Sedimenty jesepeu	KZO1	190	49°45'25,3" N 18°11'14,6" E
	KZO8	100	49°45'15" N 18°11'31,9"E
Sedimenty povodňové plošiny	KZO2	200	49°45'15,3" N 18°11'20,5" E
	KZOB	250	49°45'17,8" N 18°11'21" E
	KZO5	176	49°45'23,8" N 18°11'25,7" E
	KZO7	200	49°45'25,9" N 18°11'29,9" E
Sedimenty agradačního valu	KZO4	300	49°45'23,6" N 18°11'26,4" E
Navezené sedimenty	KZO3	174	49°45'16,4" N 18°11'25,8" E
	KZO6	57	49°45'24,1" N 18°11'27,5" E

Sedimenty jesepeu

Vrtné jádro KZO1 bylo odebráno do hloubky 190 cm ve 40. metru KZOERT1 profilu. Během vytahování žlábkového vrtáku horních 18 cm jádra vypadlo a chybí. 40-70% zastoupení písčité frakce (prachovitého písku) od 18 do 146 cm, v hloubce 146-150 cm a 154-164 cm měl více než 50% zastoupení jílovitý prach. Zrnitost sedimentu (písku) dál do hloubky roste. Rovněž z výsledků laserové granulometrie, která byla provedena u 6 vzorků s vysokou či nízkou χ , je zřejmá převaha písčité frakce a prachové frakce. Jílová frakce je ve vzorcích zastoupena do 10 %. Křivka Al/Si, která vyjadřuje poměr mezi minerály s obsahem hliníku (jílové minerály) a křemenem, koreluje s křivkou χ /Fe. Zobrazuje, že v jemnozrnném jílovém sedimentu (Al) je větší obsah magnetických minerálů (vyšší hodnoty χ), kdežto

v hrubší křemité frakci (Si) je tomu naopak (nízké hodnoty χ). Z výsledků XRF analýz je u vrtného jádra KZO1 (Příloha 1) patrné pouze mírné zvýšení poměru Zn/Rb, zvýšení Cu/Rb v celé hloubce a celkové zvýšení Pb/Ti oproti UCC (0,8; RUDNICK A GAO 2003). Křivka χ /Fe má podobný průběh jako křivky rizikových prvků.

Vrtné jádro KZO8 bylo odebráno v distální nivě na louce v místě bývalého zazemněného koryta (což je viditelné z leteckých snímků a digitálního modelu terénu). Vrt byl zhotoven do hloubky 1 m. Při vytahování vrtáku z půdy došlo ke ztrátě části jádra – první 3 cm a jádro mezi 51-64 cm. Od 3-43 cm se jednalo o tmavě hnědý jílovitý prach (50-65 %; 35-50 % jíl, 0 % písek), v hloubce 43-51 cm bylo vidět výrazné rezavé zbarvení způsobené oxidy železa (Fe). Ve zbývající části byl červeno-šedý prachovitý jíl (50-52 %; do 50 % prach, 0 % písek) opět s příměsí železa. Terénní popis litologie se shoduje s výsledky laserové granulometrie. Z výsledků XRF má KZO8 (Příloha 2) ve skocích zvýšené poměry Pb/Ti, Zn/Rb zvýšené nejvíc v prvním půl metru a Cu/Rb prakticky nezvýšené oproti UCC (0,33; RUDNICK A GAO 2003). Křivka χ /Fe zde kopíruje křivku Zn/Rb.

Sedimenty povodňové plošiny

Vrtné jádro KZO2 odebrané cca 2 metry od nárazového břehu dosahovalo hloubky 2 m. Prvních 6 cm a 99-140 cm jádra chybí. Do 74 cm není plné a částečně chybí. Z hlediska litologie se jedná o tmavě hnědý prachovitý jíl. Od 74 cm hloub je již jádro plně souvislé. V hloubce 80-90 cm je sediment rezavě zbarven oxidy Fe. Od 91 cm níže je rezavé zbarvení intenzivnější. Mezi 1,4 a 2 m se nachází plastický světle šedý jíl. Ten od 1,7 m opět obsahuje Fe a Mn příměsí a je tedy červenohnědě zbarven. Z granulometrické analýzy převažuje v celé hloubce prachovitá (50-70 %) a jílová frakce (25-50 %), písčítá frakce (do 10 %). Z XRF analýzy je patrné zvýšení koncentrací rizikových prvků oproti UCC (Příloha 3). Mírné zvýšení Cu/Rb v celé hloubce, celkové zvýšení Pb/Ti (nejvíc v horních $\frac{3}{4}$ hloubky) a Zn/Rb je zvýšené rovněž oproti UCC (44×10^{-4} ; RUDNICK A GAO 2003) v horních $\frac{3}{4}$ hloubky, v dolní části je normální. Křivka χ /Fe má zde podobný průběh s křivkou Pb/Ti.

Sedimenty KZOB byly odebrány z nárazového břehu do hloubky 2,5 m. Prvních 60 cm byla půda (tmavě hnědá jílovito-prachová hlína s kořínky rostlin). Od 60-120 cm světle šedý jíl. Od 120-190 cm prachovitý jíl. Od 190 cm hlouběji převládal plastický jíl. Od 130 cm níže byl sediment rezavě zbarven od příměsí železa. V hloubkách 120 a 135 cm se nacházely uhliky. Výsledky granulometrie však ukazují na 50-70% podíl prachové frakce, 10-20% podíl

jílové frakce a 10-20% podíl písčité frakce. V horní $\frac{1}{3}$ vrtu byly oproti UCC mírně zvýšené koncentrace Cu/Rb; Pb/Ti bylo zvýšené i ve spodním, ale nejvíc v horním 0,5 m. Koncentrace Zn/Rb od 60 cm hloubky dosahovaly normálních hodnot, v horních 60 cm byly hodnoty zhruba 1,5× vyšší oproti UCC (Příloha 4).

Vrt KZO5 se nacházel velmi blízko koryta v povodňové plošině. Jeho hloubka byla 176 cm a následkem vytahování vrtáku z půdy prvních 30 cm a dalších 100-122 cm sedimentu chybí. Z hlediska litologie obsahovalo vrtné jádro především tmavě hnědý jílovitý prach, místy se vyskytovaly rezavé Fe žilky (55-70 % prach, 15-35 % jíl). Písčité frakce byla podle granulometrické analýzy zvýšená pouze ve svrchním vzorku 35-40 cm (30 %), ve zbylé hloubce byl podíl písčité frakce do 5 %. XRF analýza ukázala prakticky nezvýšenou hodnotu Cu/Rb oproti UCC, hodnoty Pb/Ti jsou zvýšené v celém profilu (nahoru mírně klesají) a hodnoty Zn/Rb opět zvýšené v celém profilu (nahoru mírně rostou). Křivka γ /Fe v tomto případě kopíruje průběh křivky Cu/Rb (Příloha 5).

Vrt KZO7 se nacházel v proximální nivě SV od ostatních vrtů. Vrtné jádro mělo hloubku 2 m. Při vytahování vrtáku první 4 cm vrtného jádra vypadly a chybí. Od 4-70 cm byl tmavě hnědý jílovitý prach, od 70-100 cm světlejší jílovitý prach. Od 1-1,78 m opět tmavě hnědý jílovitý prach (60-75 %; 20-40 % jíl) a poslední centimetry vrtného jádra byly tvořeny jemnozrnným pískem (5-10 %). Výsledky laserové granulometrie potvrzují převahu prachové frakce. Koncentrace rizikových prvků jsou opět zvýšené oproti UCC (Příloha 6). V horních $\frac{3}{4}$ vrtu do hloubky 140 cm jsou koncentrace Cu/Rb mírně zvýšené, ve spodní části vrtu (140-190 cm) odpovídá hodnotám UCC. Koncentrace Pb/Ti jsou nad úroveň UCC v celé hloubce profilu, v horní části (32 cm) dosahují hodnot až 2× větších oproti UCC. Koncentrace Zn/Rb odpovídají ve spodní části vrtu (pod 115 cm) hodnotám UCC, poté paralelně spolu s koncentrací Pb/Ti do nadloží narůstá.

Sedimenty agradačního valu

Vrt KZO4 se nacházel na sever od vrtu KZO3 a byl hluboký 3 m. Prvních 18 cm chybí. Z hlediska litologie vrtné jádro obsahovalo střídavě tmavě hnědý jílovitý prach (30-60 %) a světle hnědý až žlutohnědý prachovitý písek (20-50 %), který převažoval v hloubce 260-270 cm (až 70% zastoupení). Výsledky laserové granulometrie rovněž potvrzují střídání prachové a pískové frakce, což je typické pro sedimenty agradačního valu (RŮŽIČKOVÁ ET AL. 2003). Jílová frakce (15-20 %). Přítomnost rizikových prvků se projevuje mírným zvýšením

Cu/Rb oproti UCC v celé hloubce, zvýšením Pb/Ti pouze v nejnižších hloubkách (20-60 cm) a mírným zvýšením (1,5x) Zn/Rb v prvních 20-40 cm hloubky. Křivka γ /Fe má shodný průběh s křivkami Zn/Rb a Pb/Ti (Příloha 7).

Navezené sedimenty

Vrtné jádro KZO3 bylo odebráno v proximální nivě, pravděpodobně na místě navážky. Jádro mělo hloubku 174 cm. Prvních 8 cm z vrtného jádra vypadlo při vytahování vrtáku. V hloubce 8-56 cm byl tmavě hnědý až hnědošedý jílovitý prach (40-70 %). Ve 30-32 cm byl nález asi 1 cm velké strusky černé barvy. V 53 cm byl 2-3 cm velký kousek cihly, což se zřejmě shoduje s navážkou. Od hloubky 56 cm převažoval prachovitý písek (46-60 %) s příměsemi uhlí a popela. Nejspodnější část vrtného jádra byla složena z tmavě hnědého jílovo-prachovitého písku (50-70 %). Přítomnost prachové a hlouběji písčité frakce potvrzují i výsledky granulometrie. Hodnoty poměrů rizikových prvků Zn/Rb a Pb/Ti jsou oproti UCC zvýšené v celé hloubce (u Zn/Rb hlavně od 58 cm směrem do podloží, u Pb/Ti je 6x větší ve 125 cm hloubky) a mají shodný průběh s křivkou γ /Fe. Křivka Cu/Rb má anomální průběh, hodnoty jsou od 60. cm téměř 2x větší oproti UCC, v horní 1/2 jsou podobné s UCC (Příloha 8).

Vrtné jádro KZO6 bylo odebráno na louce východně od vrtu KZO4 a dosahovalo hloubky 57 cm. Prvních 10 cm vypadlo a chybí. Do hloubky 39 cm se nacházel hnědý jílovitý prach (70-75 %; 20-25 % jíl, do 5 % písek). V hloubce 39-50 cm byly nálezy antropogenního materiálu, 3 cm velké strusky černé barvy a klastů křemene. Ve zbylé hloubce převládal jemnozrný písek rezavého zbarvení (60-70 %; 20 % prach, 10 % jíl). Z výsledků granulometrie je patrné, že převažuje prachovitá a částečně jílovitá frakce, ve vyšších hloubkách písčitá frakce. Z XRF analýz vyplývá anomální průběh křivky Cu/Rb, hodnoty se zvyšují směrem do hloubky (45-54 cm), jinak jsou jen mírně zvýšené oproti UCC. Hodnoty Zn/Rb jsou zvýšené zhruba 1,5x v celé hloubce. A hodnoty Pb/Ti jsou až 3x zvýšené především v horních 3/4 hloubky (Příloha 9).

8 Diskuze

Pro popis vnitřní stavby nivy byly využity geofyzikální metody ERT a DEMP. Metoda ERT ukazuje horizontální uspořádání oblastí s odlišnými odpory (MATYS GRYGAR ET AL. 2013). Vysoké hodnoty odporu odpovídající pískům až štěrům jsou způsobeny laterální akrecí a poukazují na přítomnost agradačního valu (MATYS GRYGAR ET AL. 2013, MATYS GRYGAR ET AL. 2016A, FIKAROVÁ ET AL. 2018). Nižší hodnoty odporu naopak odpovídají zrnitostně jílům (FIKAROVÁ ET AL. 2018). Ze zhotoveného 2D profilu nejsou patrná žádná starší zazemněná tělesa jako ve výsledcích M. Sekaniny (Ohře) a M. Šulce (Ploučnice).

Znečištění těžkými kovy je patrné v místech s nižší zrnitostí (distální nivy, povodňové plošiny), jelikož oxidy těžkých kovů mají tendenci se vázat na jemnější (jílovou) frakci nežli na hrubší (písčitou) frakci. Míru znečištění nepřímo odráží zrnitostní křivka Al/Si (vyšší hodnoty značí převahu jílové frakce, a tedy jemnozrnný sediment, kdežto nižší hodnoty naopak ukazují na převahu písčité frakce a hrubší sediment). Zrnitostní křivka Al/Si byla použita rovněž jako proxy ukazatel zrnitosti stejně jako v pracích MAJEROVÉ ET AL. (2013), MATYSE GRYGARA ET AL. (2013) a dalších. Hrubozrnné sedimenty jsou typické většinou pro přibližující se koryto (jesepy, agradační valy; MATYS GRYGAR ET AL. 2016A), kde nedochází k tak velké akumulaci těžkých kovů. Zvýšená koncentrace rizikových prvků (především Pb a Zn) se projevuje většinou v nejsvrchnější (20-60 cm) vrstvách sedimentů (MAJEROVÁ ET AL. 2013). U sedimentů, které byly navezené a nezaujímají původní místo, se trend vyvíjí opačně (v našem případě se jedná o vzorky odebrané z vrtů KZO3 a KZO6). Magnetická susceptibilita jako proxy ukazatel znečištění ve výsledcích velmi dobře koreluje s koncentracemi normalizovaných rizikových prvků jako v práci FAMĚRA ET AL. (2018A) a potvrzuje, že je vhodným ukazatelem míry znečištění.

9 Závěr

Na základě zpracování a vyhodnocení odebraných vzorků sedimentů z 8 vrtných jader, jednoho nárazového břehu a ERT a DEMP měření byla popsána stavba nivy řeky Odry na lokalitě Proskovice. ERT metodou byly naměřeny hodnoty měrného odporu sedimentů v podloží do hloubky 6 metrů a pro ověření litologie jsme hodnoty mohli porovnat s vrtným jádrem KZO1 odebraným ve 40. metru KZOERT1 profilu do hloubky cca 2 m. Podle výsledných hodnot odporu sedimenty v této hloubce litologicky odpovídají prachovému písku až jemnozrnnému písku stejně jako v práci MATYSE GRYGARA ET AL. 2013). Rovněž výsledky laserové granulometrie potvrzují přítomnost písčité a prachové frakce (50-70 % písek, 20-50 % prach, 10 % jílu). Věrohodnost výsledků měření pomocí metody ERT je pouze do hloubky 4 m, ve které již porovnání s výsledky získanými odběrem vrtných jader není možné. Doplnující metodou ke zjišťování vnitřní stavby nivy byla metoda DEMP, jejíž výsledné hodnoty jsou inverzní k hodnotám získaným metodou ERT. Metoda se ukázala jako vhodná při měření v otevřeném prostranství na louce. Měření pomocí této metody bylo mnohem pohodlnější a rychlejší než u ERT, ale výsledky ukázaly pouze nepatrné zvýšení odporů kolem korytového pásu řeky, jež znázorňují v určitých místech agradační val.

Vzhledem k podobné litologii a výsledkům χ a XRF analýz byla vrtná jádra rozdělena do 4 skupin: na sedimenty jesepe, povodňové plošiny, agradačního valu a sedimenty navezené. Výsledky měření ukázaly na přítomnost jílových až písčitých sedimentů. V místech jesepe a agradačního valu se vyskytovaly sedimenty většinou hrubozrnné, kdežto v povodňové plošině sedimenty jemnozrnné. Jako proxy ukazatel znečištění byl použit poměr χ/Fe a jako přímé ukazatele znečištění poměry nejvíce zastoupených rizikových prvků Zn/Rb , Pb/Ti a Cu/Rb . Pro všechny skupiny sedimentů je patrné zvýšení těchto poměrů oproti UCC. V prvních třech skupinách je však patrný trend klesání hodnot koncentrací rizikových prvků směrem do podloží. Stejný průběh mají i křivky χ/Fe , tudíž ukazují dobrou korelaci mezi χ a těžkými kovy. Kdežto u navezených sedimentů pozorujeme naopak nárůst směrem do podloží, což je neobvyklé (anomální) a potvrzuje, že se nejedná o původní sedimenty. Nejvýrazněji jsou nivní sedimenty znečištěny Pb/Ti , jehož koncentrace jsou až dvojnásobné oproti UCC.

10 Použitá literatura

Adriano D. C. (1986): Trace Elements in the Terrestrial Environment. – Springer-Verlag, NY, 533.

Czudek T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – Moravské zemské muzeum, Brno.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): Geologická minulost České republiky, Vydání 2., opr. – Academia, Praha.

Dearing J. A., Lees J.A., White C. (1995): Mineral magnetic properties of acid gleyed soils under oak and Corsican Pine. – Geoderma 68, 309-319.

Demek J. (1987): Obecná geomorfologie. – Academia, Praha.

Demek J., Mackovčín P., Balatka B., Buček A., Cibulková P., Culek M., Čermák P., Dobiáš D., Havlíček M., Hrádek M., Kirchner K., Lacina J., Pánek T., Vašátko J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. Vyd. 2. – AOPK ČR, Brno.

Desenfant F., Petrovský E., Rochette P. (2004): Magnetic signature of industrial pollution of stream sediments and correlation with heavy metals: case study from South France. – Water Air Soil Pollut 152, 297–312.

Faměra M., Matys Grygar T., Elznicová J., Grison H. (2018a): Geochemical normalization of magnetic susceptibility for investigation of floodplain sediments. – Environmental Earth Sciences 77, 189.

Faměra M., Kotková K., Tůmová Š., Elznicová J., Matys Grygar T. (2018b): Pollution distribution in floodplain structure visualised by electrical resistivity imaging in the floodplain of the Litavka River, the Czech Republic. – Catena 165, 157–172.

Fikarová J., Kříženecká S., Elznicová J., Faměra M., Lelková T., Matkovič J., Matys Grygar T. (2018): Spatial distribution of organic pollutants (PAHs and polar pesticides) in the floodplain of the Ohře (Eger) River, Czech Republic. J Soils Sediments 18, 259–275.

Frančišković-Bilinski S., Bilinski H., Maldini K., Milović S., Zhang Q., Appel E. (2017): Chemical and magnetic tracing of coal slag pollutants in karstic river sediments. – *Environ Earth Sci* 76, 476.

Havrlant M. (1984): Ostrava a okolí: průvodce, informace, fakta. – Olympia, Praha.

Heim S., Schwarzbauer J. (2013): Pollution history revealed by sedimentary records: a review. – *Environ Chem Lett* 11, 255–270.

Kadlec J., Grygar T., Světlík I., Ettler V., Mihaljevič M., Diehl J. F., Beske-Diehl S., Svitavská-Svobodová H. (2009): Morava River Floodplain development during the last millennium, Strážnické Pomoraví, Czech Republic. – *Holocene* 19 (30), 499–509.

Kachlík V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. – SÚRAO, Praha.

Kapička, A., Petrovský, E., Ustjak, S., Macháčková, K., (1998): Proxy mapping of fly-ash pollution of soils around a coal-burning power plant: a case study in the Czech Republic. – *Journal of Geochemical Exploration* 66 (1-2), 291-297.

Kapička A., Petrovský E. (2004): Magnetismus hornin a jeho aplikace při studiu znečištění životního prostředí. *Čs. čas. fyz.*, 54.

Klouda P. (2003): Moderní analytické metody. 2., upr. a dopl. vydání. – Pavel Klouda, Ostrava.

Macoun J, Šibrava V., Tyráček J, Knebllová-Vodičková V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Ústřední ústav geologický v Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Majerová L., Matys Grygar T., Elznicová J., Strnad L. (2013): The Differentiation between Point and Diffuse Industrial Pollution of the Floodplain of the Ploučnice River, Czech Republic. – *Water Air Soil Pollut* 224, 1688.

Matys Grygar T., Nováková T., Bábek O., Elznicová J., Vadinová N. (2013): Robust assessment of moderate heavy metal contamination levels in floodplain sediments: a case study on the Jizera River, Czech Republic. – *Sci Tot Environ* 452, 233–245.

Matys Grygar T., Elznicová J., Bábek O., Hošek M., Engel Z., Kiss T. (2014): Obtaining isochrones from pollution signals in a fluvial sediment record: A case study in a uranium-polluted floodplain of the Ploučnice River, Czech Republic. – *Applied Geochemistry* 48, 1-15.

Matys Grygar T., Bábek O., Faměra M., Hron K., Nováková T., Sedláček J. (2015): Geochemical background in polluted river sediments: how to separate the effects of sediment provenance and grain size with statistical rigour? – *CATENA* 135, 240–253.

Matys Grygar T., Popelka J. (2016): Revisiting geochemical methods of distinguishing natural concentrations and pollution by risk elements in fluvial sediments. – *Journal of geochemical exploration* 170, 39-57.

Matys Grygar T., Elznicová J., Kiss T., Smith H. G. (2016a): Using sedimentary archives to reconstruct pollution history and sediment provenance: the Ohře River, Czech Republic. – *Catena* 144, 109–129.

Matys Grygar T., Elznicová J., Tůmová Š., Faměra M., Balogh M., Kiss T. (2016b): Floodplain architecture of an actively meandering river (the Ploučnice River, the Czech Republic) as revealed by the distribution of pollution and electrical resistivity tomography. – *Geomorphology* 254, 41–56.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V. (1983): *Geologie ČSSR I.: Český masiv.* – SPD, Praha.

Netopil R., Brázdil R., Demek J., Prošek P. (1984): *Fyzická geografie I.* – SPD, Praha.

Nováková T., Matys Grygar T., Bábek O., Faměra M., Mihaljevič M., Strnad L. (2013): Distinguishing regional and local sources of Pollution by trace metals and magnetic particles in fluvial sediments of the Morava River, Czech Republic. – *J Soils Sediments* 13, 460–473.

Nývlt D., Engel Z., Tyráček J. (2011): Pleistocene Glaciations ofCzechia. In Ehlers J., Gibbard P. L. and Hughes P. D., editors. – *Developments in Quaternary Science*, Vol. 15, Amsterdam, The Netherlands, 37-46.

Přichystal A., Obstová V., Suk M. (1993): *Geologie Moravy a Slezska.* – Moravské zemské muzeum, Brno.

Rudnick R. L., Gao S. (2003): Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L., Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, 3. Elsevier–Pergamon, Oxford, pp. 1–64.

Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J. (2003): Kvarterní klastické sedimenty České republiky. – Česká geologická služba, Praha.

Rybicka E. H., Adamiec E., Aleksander-Kwaterczak U. (2005): Distribution of trace metals in the Odra River system: water–suspended matter–sediments. – *Limnologica-Ecology and Management of Inland Waters*, 35(3), 185-198.

Strzyszczyński, Z., Magiera T. (1998): Magnetic susceptibility and heavy metals contamination in soils of southern Poland. – *Phys. Chem. Earth* 23, 1127-1131.

Uhlířová H., Fadrhonsová V., Bíba M., Lochman V. (2002): Depozice a pohyb vybraných látek v lesních ekosystémech s vazbou na potravní řetězec. – *Chem. Listy* 96, 598–606.

Internetové zdroje

www1: Atlas vodních toků. Odra. Dostupné z:

http://www.pod.cz/atlas_toku/odra.html (citované 8. 12. 2017)

www2: Mapy. Seznam. Dostupné z:

<https://mapy.cz/zakladni?x=18.1887787&y=49.7545465&z=17&q=proskovice>

(citované 16. 6. 2018)

www3: Geoelektrika. Metody: stejnosměrné. Dostupné z:

<http://geofyzika.webz.cz/stejnel.php> (citované 1. 7. 2018)

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: KZO1 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 2: KZO8 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 3: KZO2 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 4: KZOB – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 5: KZO5 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

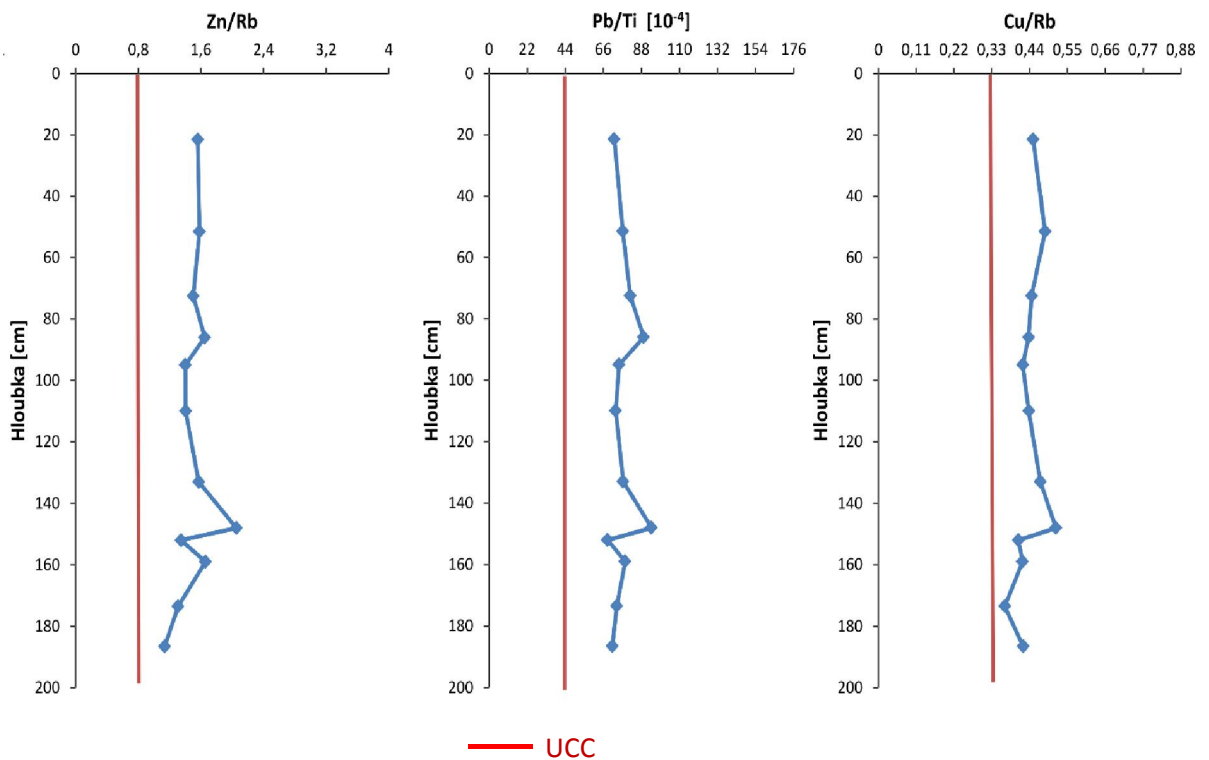
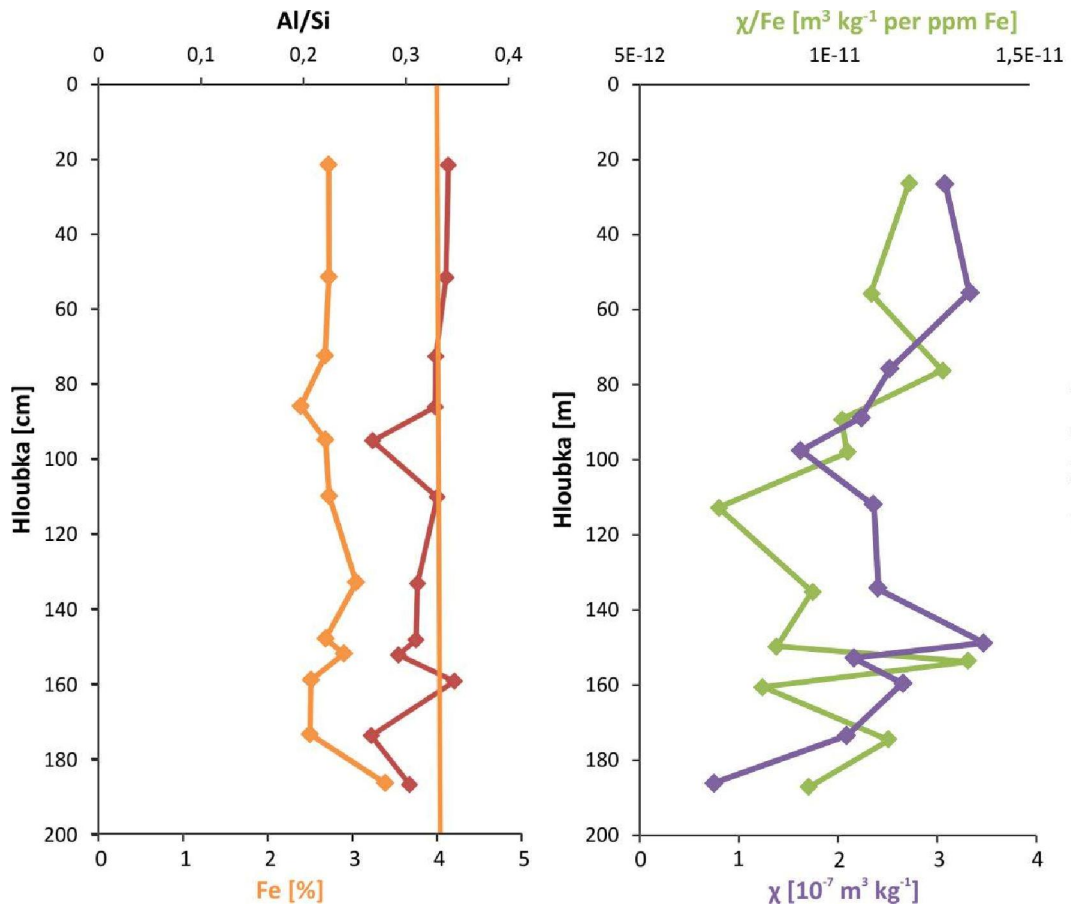
Příloha 6: KZO7 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 7: KZO4 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

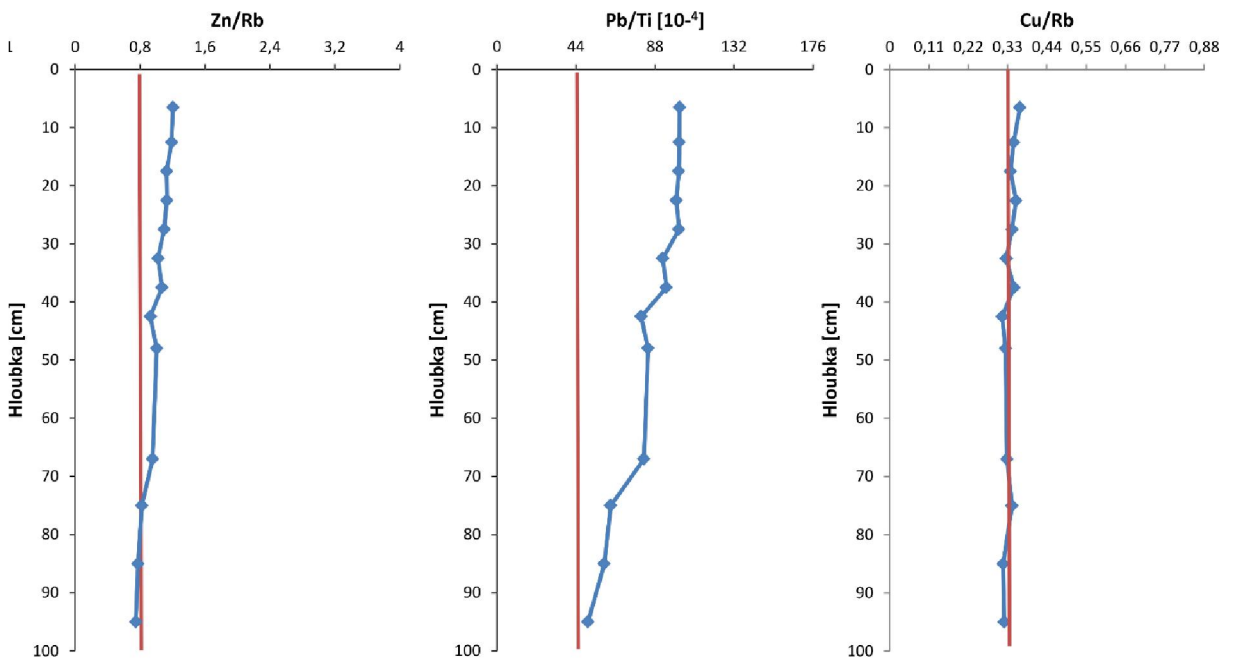
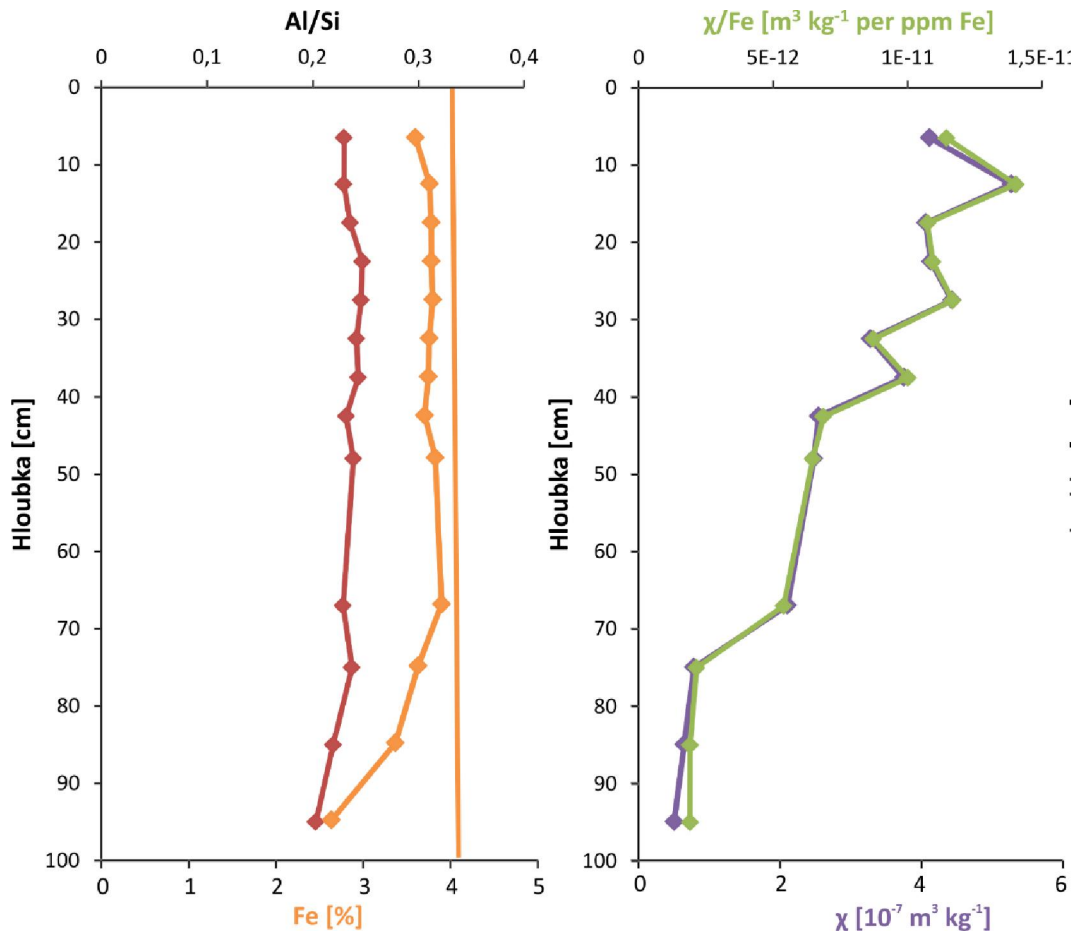
Příloha 8: KZO3 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 9: KZO6 – grafy Al/Si, γ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

Příloha 1: KZO1 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

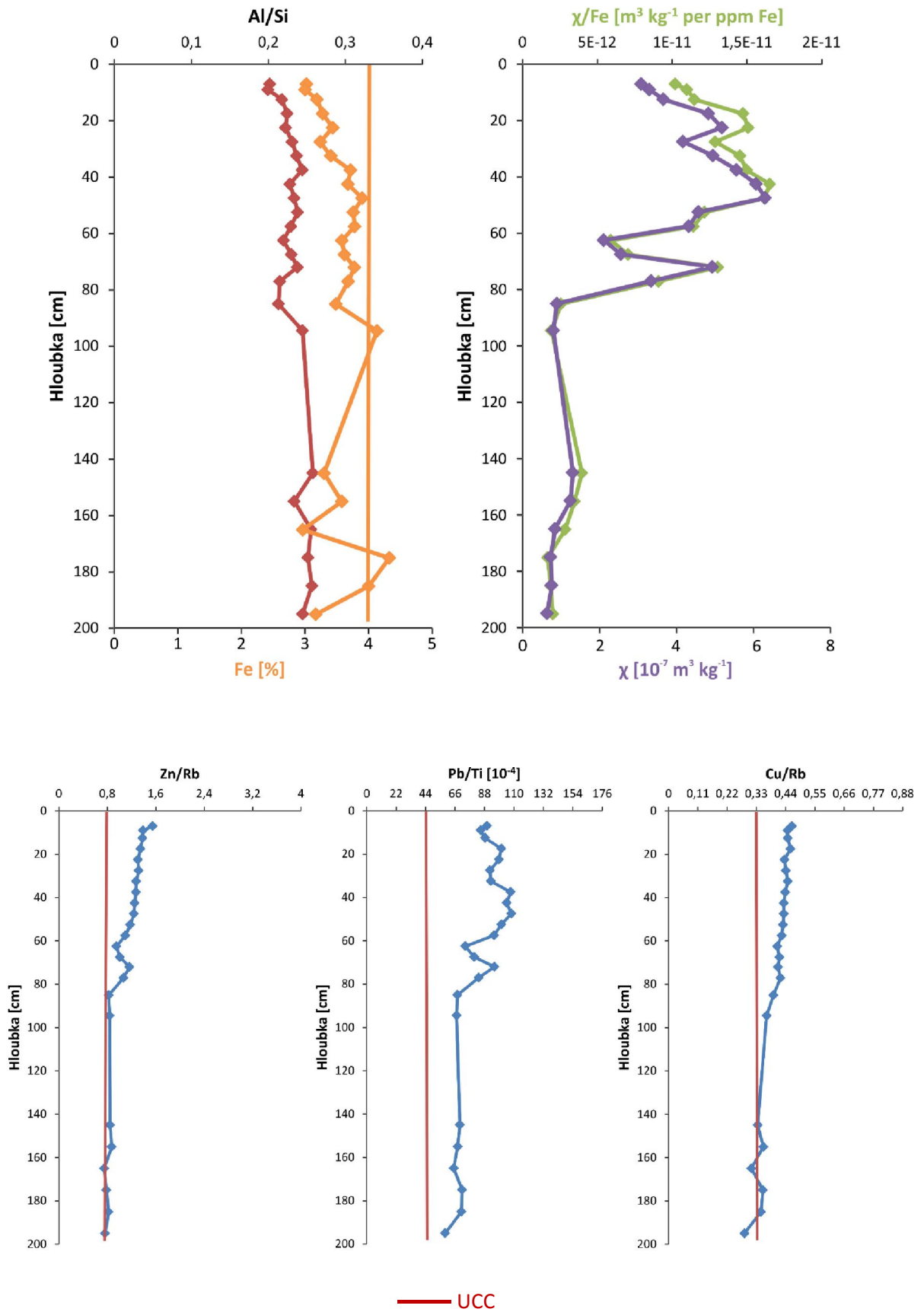


Příloha 2: KZO8 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

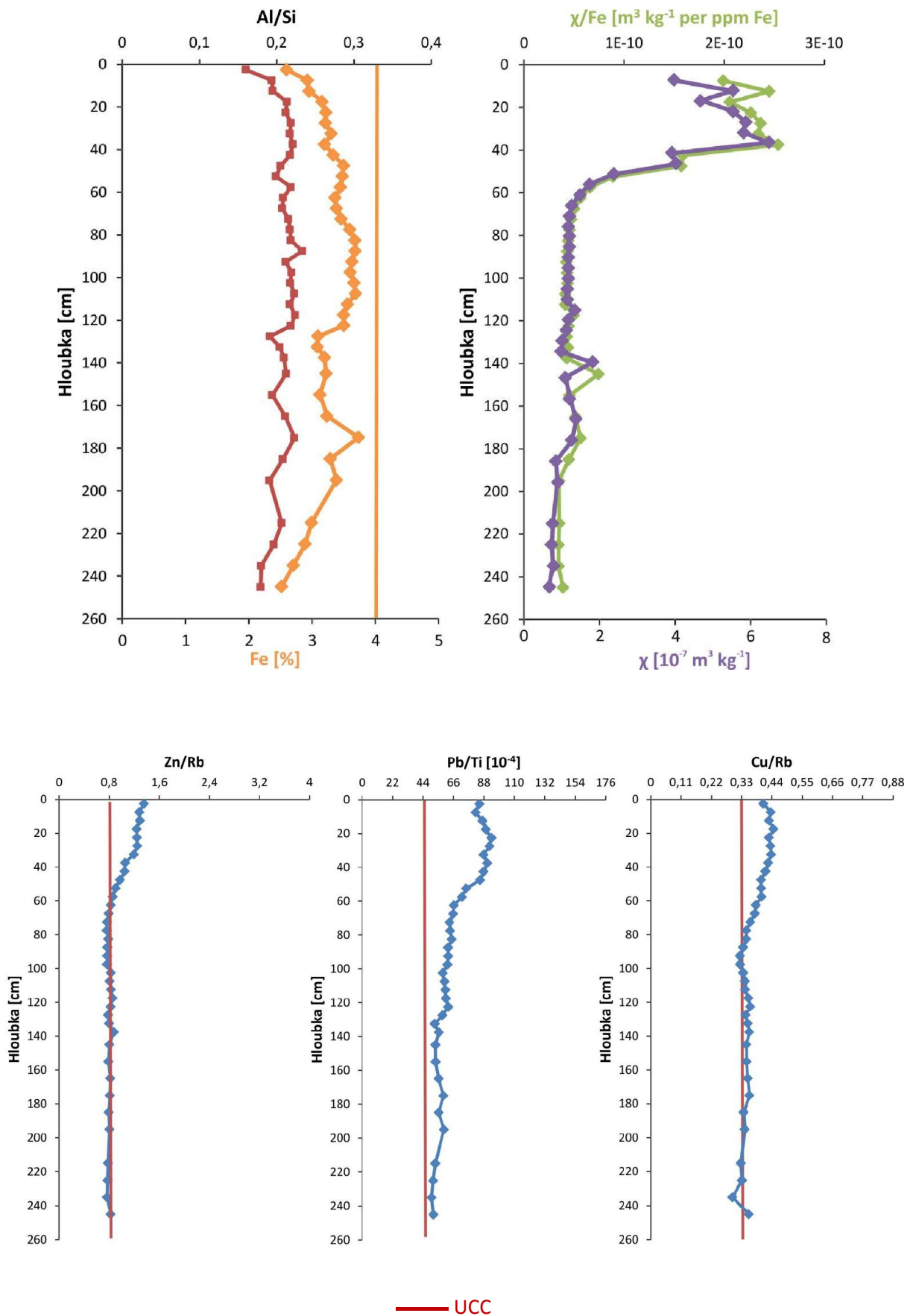


— UCC

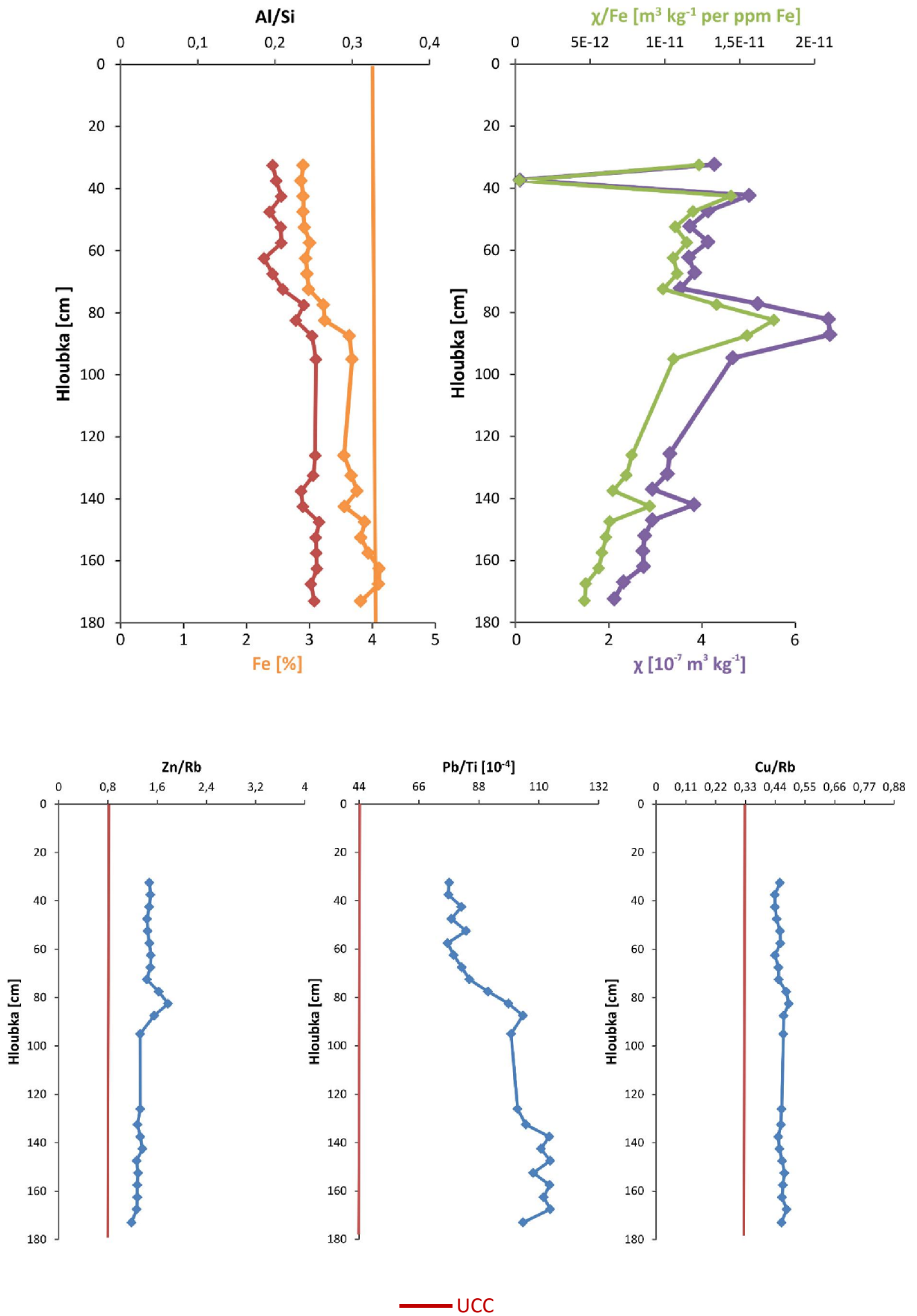
Příloha 3: KZO2 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



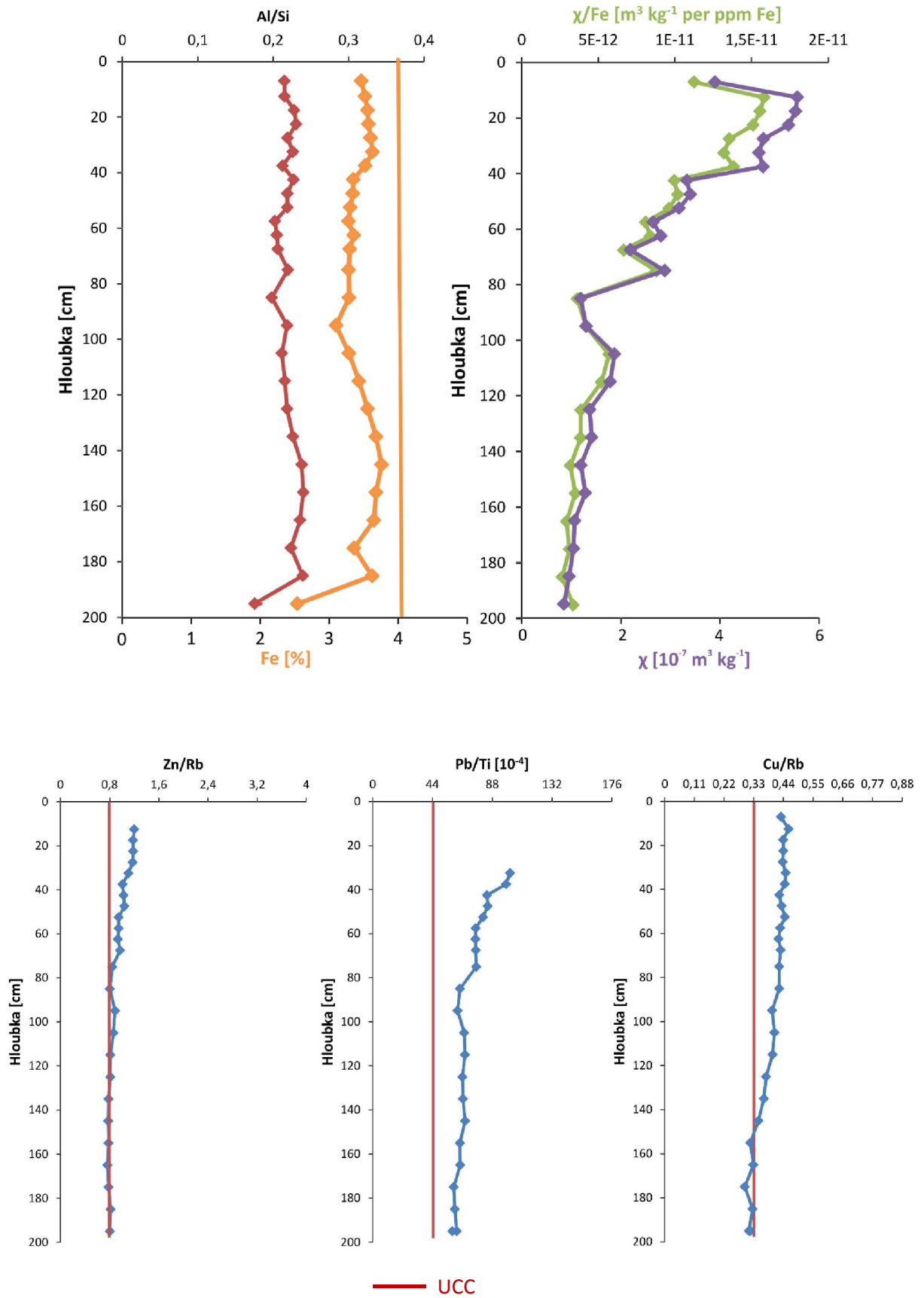
Příloha 4: KZOB – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



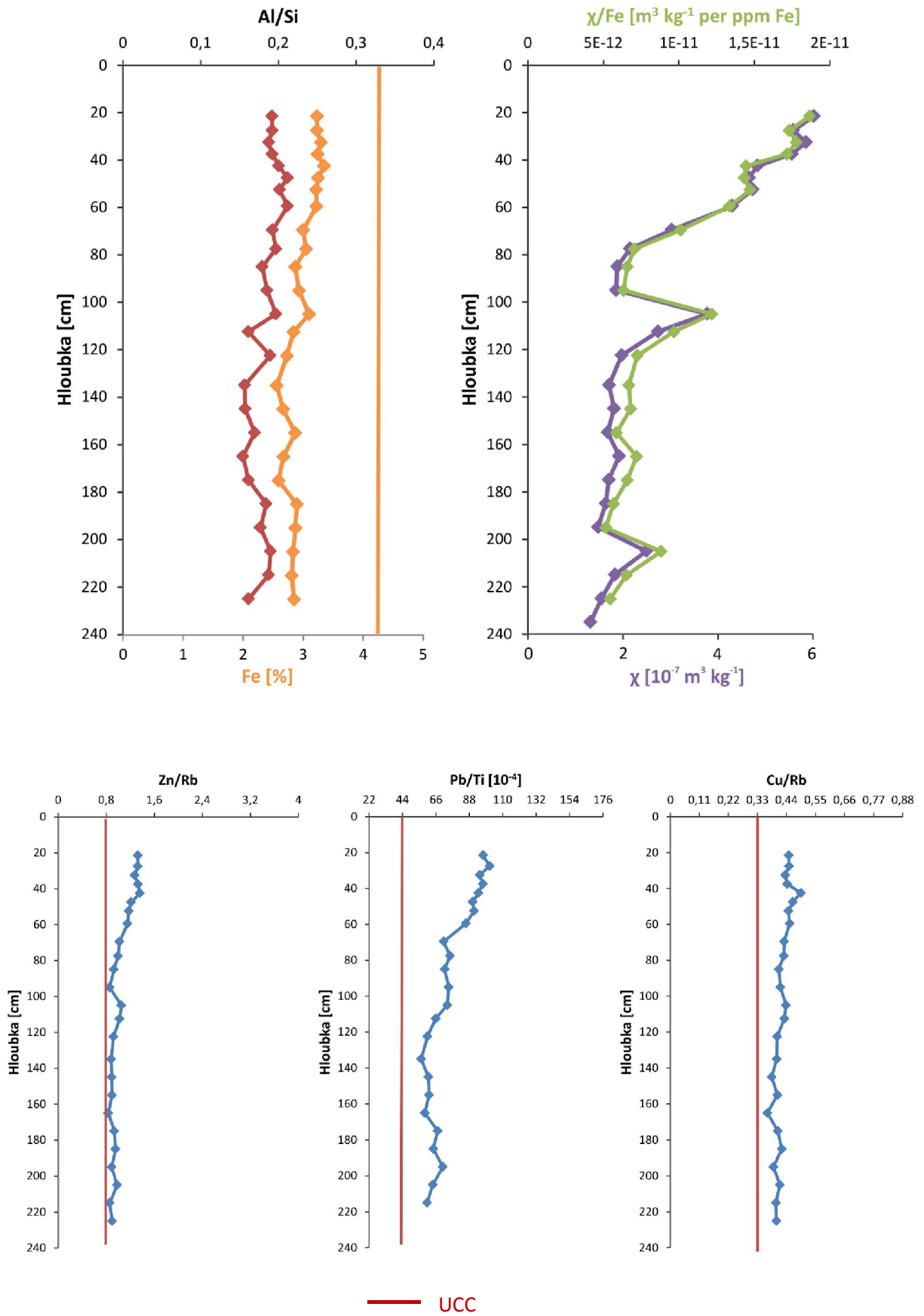
Příloha 5: KZO5 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



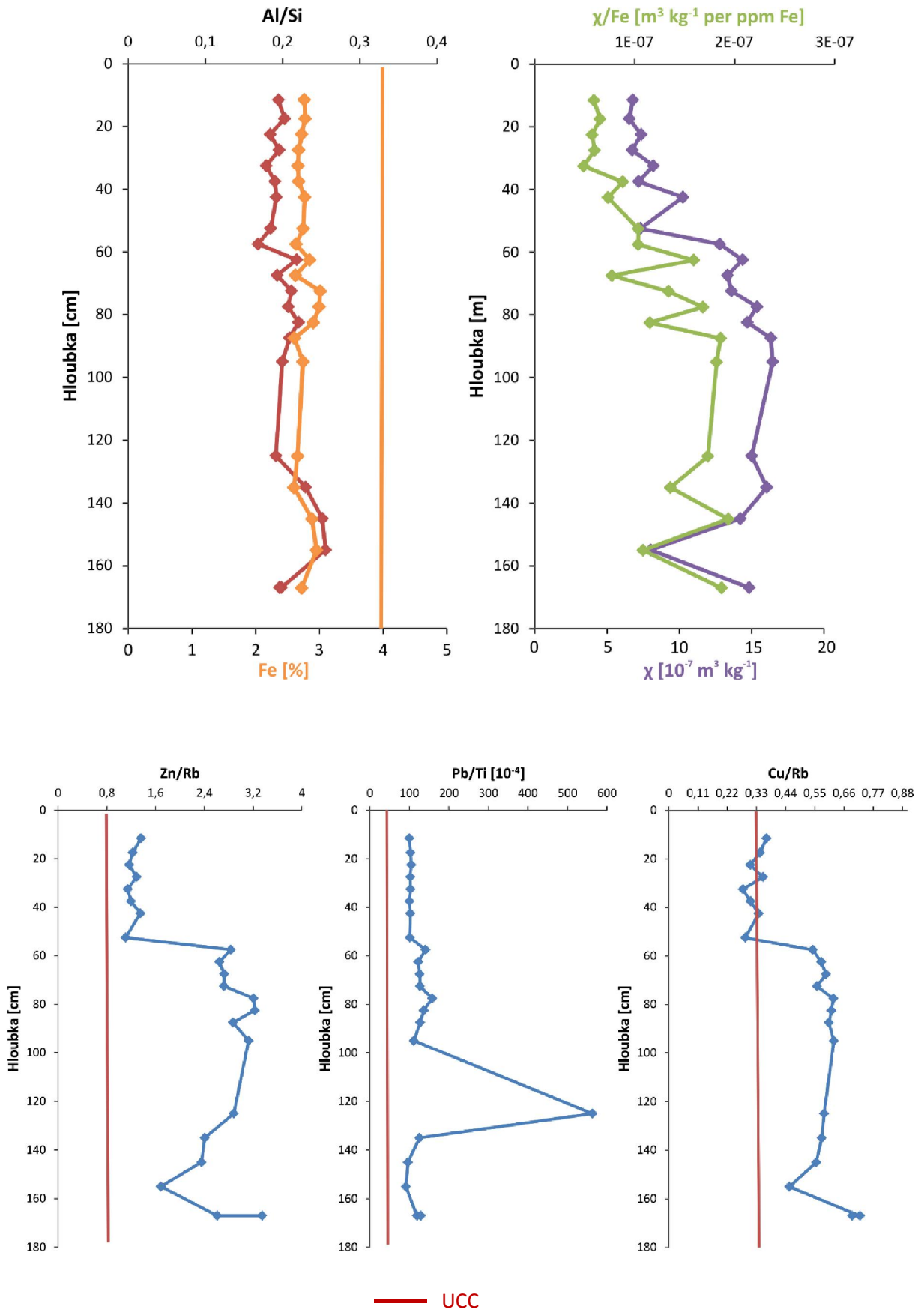
Příloha 6: KZO7 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



Příloha 7: KZO4 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



Příloha 8: KZO3 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků



Příloha 9: KZO6 – grafy Al/Si, χ /Fe a normalizovaných rizikových prvků

