

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI**

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

**KATEDRA GEOLOGIE**



**Geochemická analýza holocenních nivních sedimentů  
Hornomoravského úvalu**

Bakalářská práce

**Michal Bulej**

Environmentální geologie

prezenční studium

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

Olomouc 2024

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

V Olomouci dne:

.....

Michal Bulej

## **Poděkování**

Hlavní poděkování patří prof. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za trpělivost, vstřícnost, pomoc v terénu, odborný dohled a poskytnutí literatury při psaní této bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Danielu Šimíčkovi, Ph.D. za pomoc při měření na laserovém granulometru a spektrálním fotometru, Mgr. Jaroslavu Kapustovi, Ph.D. za pomoc při měření na fluorescenčním spektrometru a Mgr. Ondřeji Koukalovi a Bc. Aleně Koukalové za pomoc při měření na laboratorním gamaspektrometru a při mletí vzorků na planetovém vibračním mlýnu. V poslední řadě patří poděkování mojí mamince za pomoc při sušení vzorků.

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno:** Michal Bulej

**Název práce:** Geochemická analýza holocenních nivních sedimentů Hornomoravského úvalu

**Typ práce:** bakalářská

**Studijní obor:** environmentální geologie

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

**Vedoucí práce:** prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**Rok obhajoby:** 2024

**Abstrakt:** Hornomoravský úval (HMÚ) je recentní sedimentační pánev. Materiál je ukládán v záplavovém území řeky Moravy (říční niva) nebo v různých depozičních pastech podél jejího toku (přírodní hráze, opuštěné meandry, rybníky). Náplní této kvalifikační práce je stratigrafická a geochemická analýza těchto sedimentů ve 4 mělkých sondách metodami hmotnostně-specifické magnetické susceptibility, zrnitostní analýzy, difuzní spektrální odraznosti, rentgenové fluorescence a gamaspektrometrie. Rybníční sedimenty jsou převážně jemnozrné a leží v nadloží vrstev hrubšího materiálu říční nivy. Sedimenty povodňových plošin vykazují charakteristický do nadloží se zjemňující trend. Se zrnitostí souvisí průběh křivek magnetické susceptibility (MS) a světlosti (jasu, CIE L\*) napříč vrty. V sedimentech s vysokým zastoupením prachu převažují vysoké hodnoty MS (mohou být způsobeny nadměrným obsahem paramagnetických fylosilikátů v jemnozrné frakci na úkor diamagnetického křemene a živců v hrubozrné frakci). Zvýšené hodnoty CIE L\* jsou přítomny ve spodních vrstvách jader, kde odráží vyšší obsahy křemenných písků a štěrkových valounů. Korelace křivek odraznosti v červeném pásmu, MS a podílu Fe/Ti indikuje výskyt červených feromagnetických oxy-hydroxidů Fe, které dominují v rybníčních sedimentech. Makroskopicky identifikované oxy-hydroxidy Fe a Mn se projevují navýšením hodnot podílu Fe/Ti a Mn/Ti. Analyzované prvky lze rozdělit do tří skupin: (a) litogenní, vázané na jílovito-prachovitou (Ti, Zr, Sr, Rb, Al, z části i Fe) a písčitou frakci (Si), (b) dále prvky závislé na oxidačně-redukčních podmínkách (tzv. redox-senzitivní) (Fe, As, P, Mn) a (c) možné polutanty – stopové prvky, které jsou běžnou součástí především jílové a prachové frakce přírodního materiálu (V, Ni, Cu), avšak mohou být obohaceny z antropogenních zdrojů (Zn, Pb). Výsledky ukazují, že magnetické a geochemické proxy parametry dobře odrážejí zrnitost

sedimentu. Celkově jsou recentní a subrecentní sedimenty HMÚ jen velmi málo kontaminované antropogenními polutanty.

**Klíčová slova:** Hornomoravský úval, řeka Morava, říční niva, kontaminanty, těžké kovy, litogenní prvky, zrnitost, redoxní podmínky, faktor obohacení

**Počet stran:** 70

**Jazyk:** český

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Michal Bulej

**Title:** Geochemical analysis of Holocene alluvial sediments of the Upper Moravian Valley

**Type of thesis:** bachelor

**Field of study:** environmental geology

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

**Supervisor:** prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**The year of presentation:** 2024

**Abstract:** The Upper Moravian Valley (UMV) is a recent sedimentary basin. The material is deposited in the floodplain of the Morava River (river floodplain) or in various depositional traps (natural dams, abandoned meanders, ponds) along its course. The scope of this qualification work is a stratigraphic and geochemical analysis of these sediments in 4 shallow probes by methods of mass-specific magnetic susceptibility, grain size analysis, diffuse spectral reflectance, X-ray fluorescence and gamma spectrometry. The pond sediments are predominantly fine-grained and rest on top of layers of coarser river floodplain material. The floodplain sediments show a characteristic upward-fining trend. Grain size is related to the pattern of magnetic susceptibility (MS) and colour (brightness, CIE L\*) curves across the boreholes. High MS values prevail in sediments with high silt abundance (likely due to predominance of paramagnetic phyllosilicates in the fine-grained fraction over diamagnetic quartz and feldspars in the coarse-grained fraction). Elevated CIE L\* values are present in the lower layers of the cores, reflecting the higher contents of quartz-rich sands and gravels. The correlation of the red-band reflectance, MS and Fe/Ti ratio curves indicates the presence of red ferromagnetic Fe oxy-hydroxides, which dominate the pond sediments. The macroscopically identified Fe and Mn oxy-hydroxides coincide with an increase in Fe/Ti and Mn/Ti ratios. The analysed elements can be divided into three groups: (a) lithogenic elements, bound to clay-silt (Ti, Zr, Sr, Rb, Al, partly also Fe) and sand fraction (Si), (b) elements sensitive to oxidation-reduction conditions (redox-sensitive) (Fe, As, P, Mn), and (c) possible pollutants – trace elements, which are common mainly in the clay and silt fraction of natural material (V, Ni, Cu), but can be enriched from anthropogenic sources (Zn, Pb). The results show that magnetic and geochemical proxy parameters reflect well

the sediment grain size. Overall, the recent and sub-recent sediments of the UMV are very little contaminated by anthropogenic pollutants.

**Keywords:** Upper Moravian Valley, Morava River, river floodplain, contaminants, heavy metals, lithogenic elements, grain size, redox conditions, enrichment factor

**Number of pages:** 70

**Language:** Czech

## **Použité zkratky**

HMÚ	Hornomoravský úval
T2	klimatická oblast teplá
M	magnitudo
W	šířka
D	hloubka
CH	channel (kanál, koryto)
FF	floodplain fines (povodňové jemnozrné sedimenty)
CH(FF)	abandoned channel (opuštěné koryto)
LA	lateral accretion deposits (sedimenty laterální akrece)
CS	crevasse splays (sedimenty průrvy)
CR	crevasse channel (průrvový kanál)
POH	přírodní organická hmota
PVC	polyvinylchlorid
MS	magnetická susceptibilita
RFS	rentgenová fluorescenční spektrometrie
SO	spektrální odraznost
GS	gamaspektrometrie
ZA	zrnitostní analýza



## OBSAH

1. ÚVOD .....	1
2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU. 2	
<b>2.1 Geomorfologie</b> .....	2
<b>2.2 Hydrologie</b> .....	4
<b>2.3 Klimatické poměry</b> .....	5
3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU.....	6
<b>3.1 Proterozoikum–pliocén</b> .....	6
<b>3.2 Kvartér</b> .....	8
<b>3.3 Tektonika</b> .....	11
4. FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY .....	13
<b>4.1 Klasifikace říčních systémů</b> .....	14
<b>4.1.1 Meandrující řeky</b> .....	15
5. ANTROPOGENNÍ KONTAMINANTY .....	20
<b>5.1 Kovy</b> .....	21
<b>5.1.1 Těžké kovy</b> .....	22
<b>5.2 Polokovy</b> .....	24
<b>5.3 Nutrienty (živiny)</b> .....	24
<b>5.4 Radionuklidy</b> .....	25
6. METODIKA.....	26
<b>6.1 Terénní etapa</b> .....	26
<b>6.2 Laboratorní etapa</b> .....	26
<b>6.2.1 Magnetická susceptibilita (MS)</b> .....	27
<b>6.2.2 Rentgenová fluorescenční spektrometrie (RFS)</b> .....	28
<b>6.2.3 Spektrální odraznost (SO)</b> .....	29
<b>6.2.4 Gamaspektrometrie (GS)</b> .....	29
<b>6.2.5 Zrnitostní analýza (ZA)</b> .....	29
7. VÝSLEDKY .....	31
<b>7.1 Makroskopický popis vrtných jader</b> .....	31
<b>7.2 Magnetická susceptibilita</b> .....	33
<b>7.3 Zrnitostní analýza</b> .....	35
<b>7.4 Spektrální odraznost</b> .....	37
<b>7.5 Gamaspektrometrie</b> .....	38
<b>7.6 EDXRF</b> .....	42

7.6.1 Hynkov .....	42
7.6.2 Dětrichov .....	43
7.6.3 Chropyně .....	44
7.6.4 Nové Dvory .....	47
8. DISKUZE .....	50
8.1 Sedimentační prostředí .....	50
8.1.1 Záplavové území řeky Moravy .....	50
8.1.2 Rybníční prostředí .....	51
8.2 Indikátory zrnitosti.....	53
8.3 Redoxní parametry .....	56
8.4. Faktor obohacení .....	59
8.5 Rychlosti sedimentace a stanovení historie antropogenní kontaminace .....	62
9. ZÁVĚR.....	64
10. LITERATURA .....	65

## 1. ÚVOD

Hornomoravský úval je recentní akumulární pánví, ve které probíhá aktivní fluvialní sedimentace. Materiál se ukládá v přírodních hrázích, záplavových oblastech, mrtvých ramenech, starých rybnících nebo dalších dočasných sedimentačních pastech. Hornomoravský úval je zároveň zemědělsky i průmyslově rozvinutým územím, což představuje potenciální zdroje možné kontaminace. Říční uloženiny mohou podávat informace o fluvialních i antropogenních dějích. Pokud je jejich záznam úplný a nepřerušovaný, poskytují také údaje o těchto procesech hlouběji do minulosti.

Cílem této bakalářské práce je tedy stratigrafická a geochemická analýza nivních sedimentů řeky Moravy a opuštěných vodních děl, stanovení množství rizikových prvků (těžkých kovů, nutrientů atd.), zjištění původu jejich zvýšených koncentrací (antropogenně nebo diageneticky) a vymezení historie antropogenní kontaminace. Práce využívá kvantitativních stratigrafických metod zahrnujících magnetickou susceptibilitu, laserovou granulometrii, spektrální odraznost, gamaspektrometrii a energiově- a vlnově disperzní Rtg. fluorescenci.

Neméně důležitým cílem je zesílit povědomí o problémech souvisejících s vypouštěním nebezpečných prvků a sloučenin do životního prostředí, které dosahovalo maxima především v průběhu 2. pol. 20. století. Dopady těchto starých ekologických zátěží v říčních sedimentech pocítujeme ještě dnes a budeme zajisté pocítovat i v budoucnu.

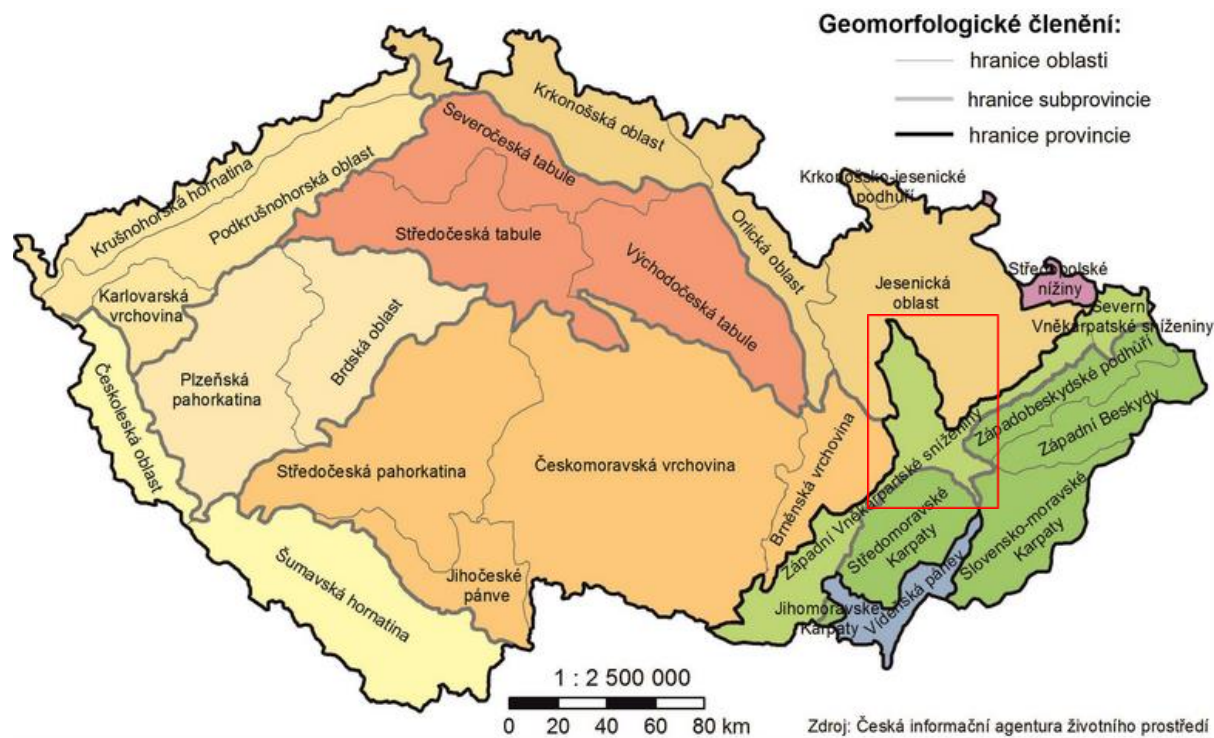
## 2. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU

### 2.1 Geomorfologie

HMÚ je tektonická sníženina, která ve východní části České republiky zaujímá plochu 1315 km<sup>2</sup> (Mlejnek 2015). Její průměrná nadmořská výška činí 225,8 m a střední sklon 0°54' (Demek et al. 2006). Směřuje od severozápadu k jihovýchodu (Mlejnek 2015). Vzhled úvalu je utvářen akumulací rovinami, úpatími a kotlinovými pahorkatinami (Ivan et al. 2000). Z geomorfologického hlediska se tento celek řadí do Alpsko–himalájského systému, provincie Západních Karpat, soustavy Vněkarpatských sníženin a podsoustavy Západních Vněkarpatských sníženin (Obr. 1) (Demek et al. 2006).

Severní část HMÚ krátce hraničí s podhůřím Hrubého Jeseníku, s tzv. Hanušovickou vrchovinou. Východní hranici sdílí s Nízkým Jeseníkem a dále s Moravskou bránou. Jihovýchodní cíp tohoto celku zasahuje k Podbeskydské pahorkatině, Hostýnsko–vsetínské hornatině a z jihu je omezen Vizovickou vrchovinou, Chříby a Litenčickou pahorkatinou. U města Napajedla je HMÚ spojen Napajedelskou bránou s Dolnomoravským úvalem. Na jihozápadě úval plynule přechází do Vyškovské brány a ze západu je omezen Dražanskou a Zábřežskou vrchovinou (www1). Přibližně středem úvalu protéká řeka Morava (Mlejnek 2015).

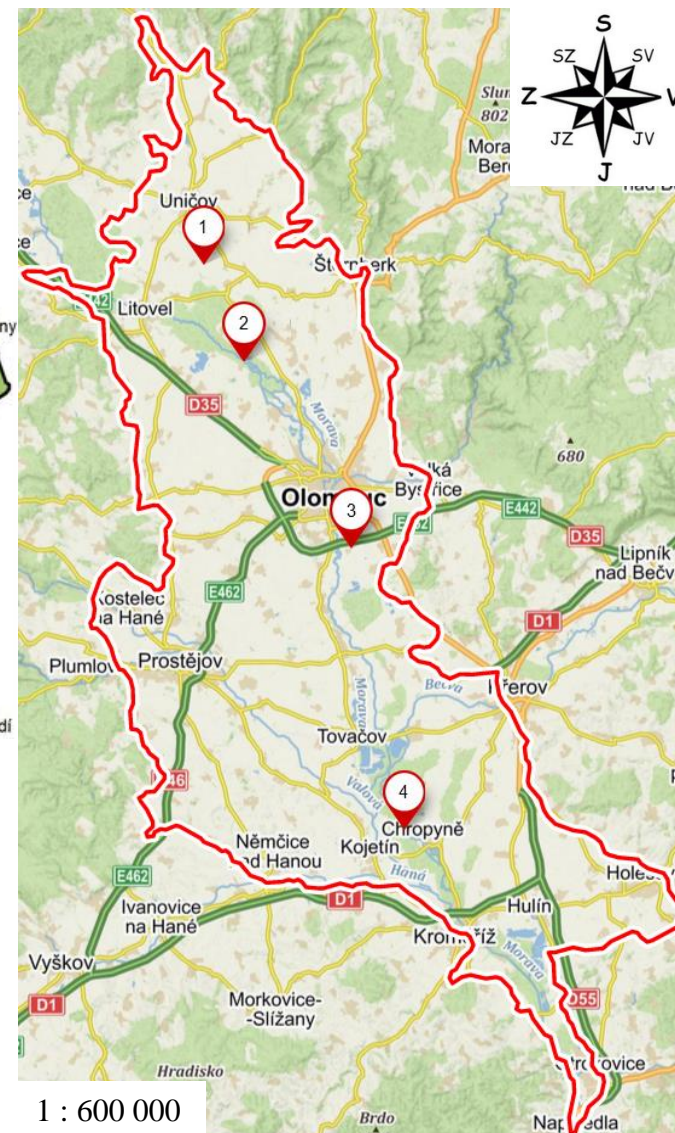
Podle (www1) je HMÚ složen ze čtyř částí. Ze severní (Uničovské plošiny), centrální (Prostějovské pahorkatiny a Středomoravské nivy) a jižní (Holešovské plošiny). Čtyři námi zkoumané lokality jsou rozmístěny téměř rovnoměrně po celé délce úvalu od severu k jihu (Obr. 2). Důležitá je pro tuto práci především Středomoravská niva s rozlohou 437,47 km<sup>2</sup>, střední výškou 206,1 m a středním sklonem 0°22'. Jedná se o záplavové území řeky Moravy a dolní Bečvy. Krajinný ráz této části tvoří lužní lesy, louky, pole a tůně (Demek et al. 2006).



Obr. 1: Geomorfologické členění České republiky (www2).

### Legenda

1. lokalita Dětrichov
2. lokalita Hynkov
3. lokalita Nové Dvory
4. lokalita Chropyně



Obr. 2: Znárodnění odběrových lokalit v Hornomoravském úvalu (www3).

## 2.2 Hydrologie

Řeka Morava je s délkou 284,5 km a plochou povodí 20692,4 km<sup>2</sup> třetí největší řekou na území České republiky (Obr. 3) (www4). Pramen se nachází na jižním svahu Kralického Sněžníku ve výšce 1380 m n. m. Zpočátku Morava protéká úzkými údolími. U Postřelmona opouští Hanušovickou vrchovinu a vtéká do širokého údolí s inundacemi (Mohelnické brázdy) (www3, www4). V HMÚ řeka Morava teče Litovelským Pomoravím, kde je její tok zachován v neregulované podobě (www4). Za Napajedelskou bránou ústí řeka Morava do Dolnomoravského úvalu a na jeho jižním konci se stýká s Dyjí, jejím největším pravostranným přítokem (Obr. 3). Poté se 70 km za státní hranicí vlévá do Dunaje (www5). Celková délka řeky od pramene až po soutok s Dunajem měří 354 km (www4).

Prvním významným levostranným přítokem řeky Moravy je na území HMÚ Oskava. V Olomouci se z levé strany k Moravě připojuje Bystřice a mezi obcemi Tovačov a Troubky se do Moravy vlévá řeka Bečva (Obr. 3) (www3, www4). S průměrným ročním průtokem 16,7 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> se jedná o její největší levostranný přítok (www5). Z pravostranných přítoků je významná řeka Blata, Haná (Obr. 3) a Romže (www4). Průměrný roční průtok Moravy v Olomouci dosahuje 24,5 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> a v Kroměříži 47,6 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (www5).

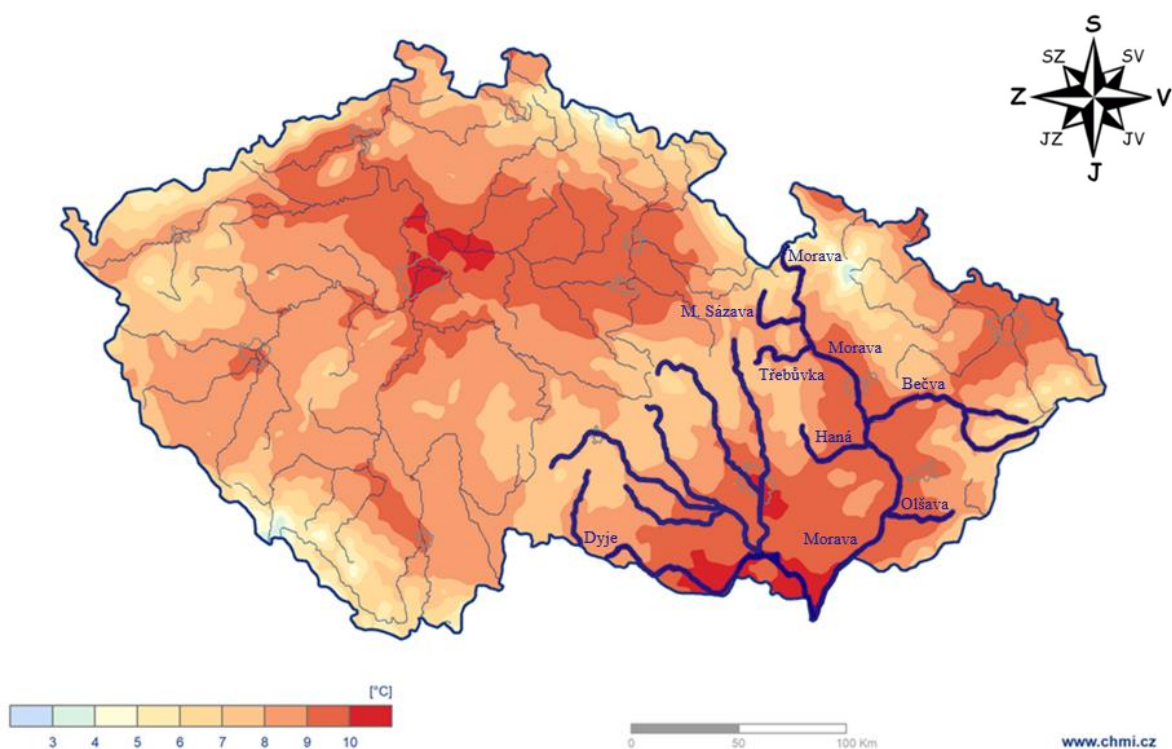
Největších průtoků nabývá řeka Morava brzy z jara. Naopak nejmenších na konci léta a v zimě. Významnými událostmi, které silně ovlivňují hydrologickou bilanci toku, jsou povodně (www4). V červenci roku 1997 byly na řece Moravě zaznamenány jedny z největších povodní v novodobé historii. Průtoky dosahovaly místy pětkrát, na řece Bečvě až pětapůlkrát vyšších hodnot, než je průměr (www5). V dolních částech toku během těchto povodní sedimentovalo až 450000 t materiálu a energie proudění byla schopna transportovat balvany o velikosti nad jeden metr (www4).

Průměrný spád řeky Moravy mezi 65–130 km činí 94 cm/km. Hloubka koryta se pohybuje v rozmezí od 0,5 m (horní část toku) do 2,2 m (dolní část toku) a jeho šířka dosahuje hodnot od 18–40 m (Bábek et al. 2018). Na území HMÚ přešla řeka Morava do anastomozujícího fluviálního stylu a jednokanálový tok byl rozčleněn na sedm menších kanálů o délkách od 6–18 km (Bábek et al. 2018). V první polovině dvacátého století byla řeka intenzivně regulována a původní délka toku tímto zkrácena o 40 %. Vytvořilo se tak více než 180 mrtvých ramen (Bábek et al. 2008).

## 2.3 Klimatické poměry

Podle Quitta (1971) spadá HMÚ do klimatické oblasti teplé (T2). Oblast je charakteristická dlouhým létem. Průměrně je během roku zaznamenáno 50–60 letních dnů a 160–170 dnů s průměrnou teplotou nad 10°C. Zimy jsou mírné, mírně teplé, suché až velmi suché. Počet mrazových dnů v roce nepřesahuje 110 a počet ledových dnů 40. Mezi zimou a létem se vyskytuje krátké přechodné období s teplým až mírně teplým jarem i podzimem. Průměrná teplota v lednu dosahuje –2–(–3)°C, v dubnu 8–9°C, v červenci 18–19°C a během října 7–9°C (Quitt 1971).

Z hlediska srážek je oblast HMÚ normální až lehce podnormální. Ve vegetačním období průměrně spadne 300–400 mm srážek, v zimním období se celkový úhrn pohybuje v rozmezí 250–300 mm. Vzhledem k relativně mírným zimám se v oblasti Hornomoravského úvalu nevyskytuje souvislá sněhová pokrývka více než 50 dnů v roce. Převažuje oblačná až zatažená obloha. Jasných dnů je průměrně zachyceno 50 a zatažených 120–140 (Quitt 1971).



Obr. 3: Průměrná teplota v České republice v rozmezí let 1991-2020 s vyznačeným povodím řeky Moravy a jejími důležitými přítoky (upraveno podle www5). Od severu k jihu: Moravská Sázava, Třebůvka, Bečva, Haná, Olšava a Dyje s jejími přítoky.

### 3. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU

#### 3.1 Proterozoikum–pliocén

Nejstarší geologickou jednotkou HMÚ je brunovistulikum, které se řadí do moravskoslezské oblasti (Chlupáč et al. 2011). Brunovistulikum je zastoupeno převážně granitoidními horninami. Jedná se o dvojslídne a hrubozrnné pegmatoidní granity až biotitické granodiority proterozoického stáří. V některých částech byly mylonitizovány, fylonitizovány a slabě metamorfovány. Dále jsou přítomny krystalické břidlice v podobě chloriticko-muskovitických fylitů (Mísař et al. 1983). Granitoidy na povrch vystupují v širším j. a jz. okolí Olomouce (www6).

Nadloží proterozoika tvoří v HMÚ diskordantně uložený devon s transgresivním rázem. V jižní části úvalu stavbou a složením hornin odpovídá vývoji moravského krasu (Mísař et al. 1983). V nejnižších polohách jsou to bazální klastické sedimenty. Následují tmavě šedé josefovské vápence s brachiopody rodu Bornhardtina a Stringocephalus. Nad nimi se nachází tmavě šedé, lavicovité vápence lažánecké obsahující amfiporové a stromatoporové polohy. V nejvyšších částech jsou umístěny světlejší vápence vilémovické s korálovou faunou. Všechny zmíněné typy karbonátů se řadí do macošského souvrství a dosahují stáří eifel–frasn (střední až svrchní devon) (Barth et al. 1971, Zimák et al. 1995, Chlupáč et al. 2011). Výchozy těchto hornin se vyskytují u Čelechovic na Hané, Krčmaně a Grygova (www6, Zimák et al. 1995).

Devon v severní části HMÚ složením a stavbou hornin již odpovídá vývoji drahanskému. Počátek vrstevního sledu je tvořen bazálními klastickými sedimenty. Následujícími horninami jsou břidlice stínavsko-chabičovského souvrství s polohami bazických vulkanitů, tufů a nečistých vápenců. Poté se začaly ukládat vrstvy stínavské a vrstvy chabičovské reprezentované jílovými a vápnitými břidlicemi s tentakulity. Nejvyšší polohy jsou obsazeny jeseneckými vápenci a radiolaritovými břidlicemi ponikevského souvrství (Chlupáč et al. 2011).

Na devonu s konkordantním kontaktem leží sedimenty spodního karbonu (tzv. líšeňské souvrství). Jedná se o vápence křtinské (hlíznaté mikritové horniny načervenalé až šedé barvy), hádsko-říčské (deskovité bituminózní klastické a mikritové horniny s vložkami břidlic a rohovců) a hněvotínské (šedé laminované horniny s vložkami břidlic). Začátkem visé nastupují sedimenty kulmské facie (Chlupáč et al. 2011). Při západním okraji HMÚ je spodní karbon zastoupen jemnozrnnými až hrubozrnnými drokami, prachovci



a břidlicemi protivanovského souvrství, dále jílovými břidlicemi a prachovci s vložkami drob a petromiktních slepenců rozstáňského souvrství a břidlicemi, drobami, prachovci a slepenci mysejovického souvrství (Hartley a Otava 2001). Při východním okraji je karbon reprezentován tmavými jílovými břidlicemi, prachovci a drobami andělskohorského a hornobenešovského souvrství (www6). V jejich nadloží jsou uloženy jemnozrné pískovce, prachovce a jílovce moravické formace (Mikuláš et al. 2004). Vrstevní sled zakončují břidlice, prachovce a jemnozrné droby hradecko-kyjovické formace. Povrchové relikty hornin spodního karbonu jsou odkryty například v Olomouci nebo v obci Skrbeň (www6).

Na kulmské sedimenty diskordantně navazují neogenní horniny. Vrstevní sled začíná bazálními klastickými sedimenty spodního badenu, které tvoří písky a štěrky pocházející z erodovaného Českého masivu. Místy jsou také přítomny příbojové facie vápnatých štěrků a písků s bohatou miocenní faunou. V nadloží je vyvinutý šedozelený vápnatý jíl (tégel) s polohami organodetritických řasových vápnatých pískovců. U Prostějova je okrajová facie téglů formována ondratickými písky a brodeckými štěrky (Mlejnek 2015).

Posledním předkvartérním obdobím vývoje HMÚ je pliocén. Pliocenní uloženiny většinou navazují na starší horniny středního miocénu. V některých oblastech přímo nasedají na paleozoický podklad (Obr. 4). Ze sedimentů mají převahu jezerní a říční štěrky, písky a jíly (Mlejnek 2015). V dolní části vykazují pestrou litologii. Svrchní část zahrnuje litologii jemnozrnou a homogenní (Bábek et al. 2018).

### 3.2 Kvartér

Tab. 1: Stratigrafické rozdělení kvartéru (www7).

holocén	meghalayan			současnost
	northgrip			0,0042 Ma
	greenland			0,0082 Ma
pleistocén	svrchní	weichsel	würm	0,0117 Ma
		een	riss/würm	0,129 Ma
	chiban	saale	riss	
		holstein	mindel/riss	
		elster	mindel	
		cromer	haslach	
			günz/mindel	0,774 Ma
	kalábr	bavel	günz	
			donau/günz	
		menap	donau	
		waal		
	gelas	eburon		1,8 Ma
				2,58 Ma

V nadloží terciérních uloženin se vyskytuje pliocenní/pleistocenní fluvioakustrinní siliciklastický materiál s vrstvami rašeliny (maximální mocnost 250 m) a akustrinní hlíny. Ty přecházejí směrem k okrajům pánve do hrubozrnné facie zahrnující pobřežní písky a šterky (Zeman et al. 1980). Dále jsou přítomny kvartérní fluvioakustrinní písky, šterkopísky a šterky elsterského stáří (Tab. 1, Obr. 4), které se hlavně ve střední a jižní oblasti HMÚ střídají s tenkými sprašovými a jílovými polohami (Macoun a Růžicka 1967, Zeman 1971, Zeman et al. 1980). Relikty fluvioakustrinních sedimentů jsou zachovány v lutínské brázdě (mocnost 10–40 m), uničovské pánvi, jihovýchodní části úvalu a na jeho svazích (Obr. 4) (Macoun a Růžicka 1967).

Pleistocenní fluvioakustrinní usazeniny zastupuje ve studovaném území celkem 7 terasových stupňů. Nejstarší terasovou akumulací HMÚ jsou spodnopleistocenní kokorské slepence stmelené pomocí CaCO<sub>3</sub>. Slepence většinou tvoří valouny kulmu, krystalinika a křemene (Růžicka 1971). Nacházejí se 50–55 m (jihovýchodně od Olomouce 30–35 m) nad současnou úrovní řeky Moravy (Macoun a Růžicka 1967, Zeman 1971). Za další akumulaci je považován ojedinělý výskyt šterků v relativní výši 35 m. Jedná se o roztroušená individua valounů v ornici mezi Krčmaní a Velkým Týncem (Růžicka 1971). Lukovskou terasou

je označována elsterská fluviální akumulace (Tab. 1, Obr. 4), jejíž báze byla odhalena 20 m nad tokem řeky Moravy na plošině blízko Kokor, Lukové a Rokytnice (Macoun a Růžička 1967). Následuje elsterská brodecká terasa (Tab. 1, Obr. 4). Povrch této uloženiny se objevuje ve výšce 17–18 m a báze ve výšce 13 m nad hladinou řeky Moravy. Přítomnost brodecké akumulace je zjištěna na rovině v Brodku u Přerova, Majetína a Dubu nad Moravou a v izolovaných velikostech jz. od Blatce, sv. od Bystročic a sv. od Lutína. U nejsevernějšího reliktu je báze zaznamenána pouze 4 m nad řekou a k jihu se postupně zvyšuje. Stejně jako ostatní šterkové terasy je formována křemeny a fragmenty kulmských, krystalinických a křídových hornin (Růžička 1971).

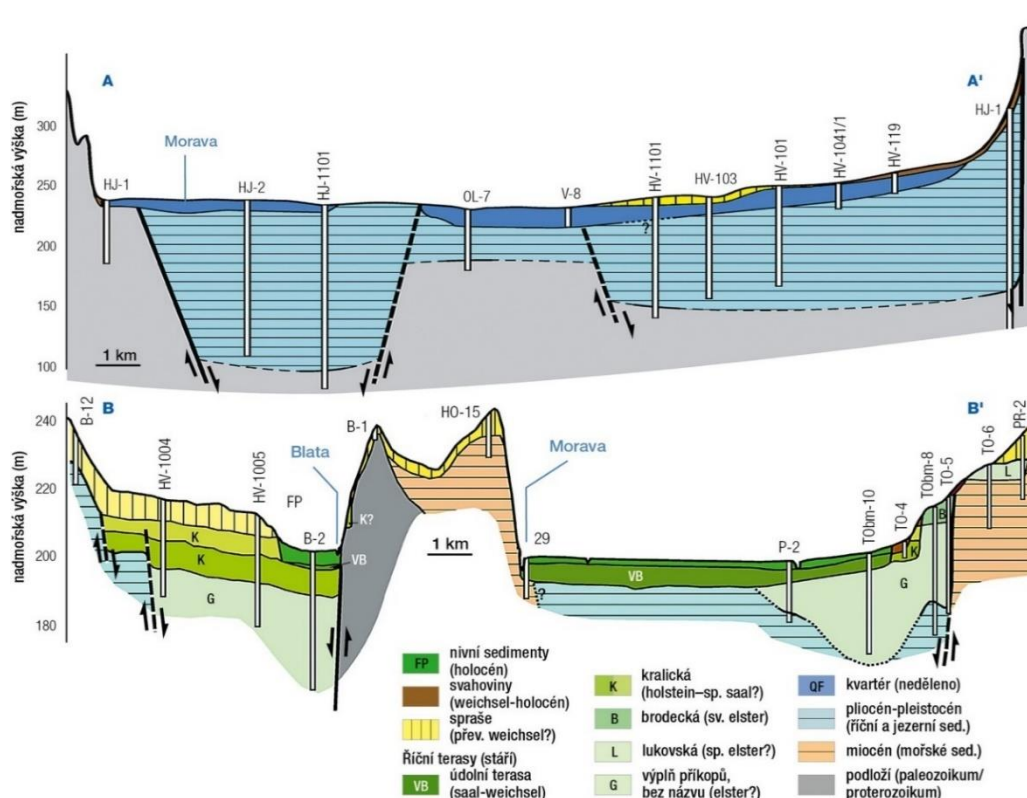
Nejdůležitější a největší fluviální akumulací HMÚ je terasa kralická. Skládá se ze dvou depozičních těles šterkopísků, které jsou v přímé superpozici (Obr. 4). Prostor mezi nimi vyplňuje glejový a pseudoglejový půdní horizont z teplého období (Macoun a Růžička 1967). Báze kralické akumulace kolísá okolo současné úrovně řeky Moravy a povrch se nachází 10–12 m nad ní. Dolní depozice je průměrně mocná 4–5 m. Depozice horní je mocná 5–9 m (Růžička 1971). Sedimentace svrchní akumulace kralické terasy se řadí do staršího saalu (Tab. 1). Z důvodu poklesů v holsteinském interglaciálu je stáří spodní akumulace nejisté. Navíc jsou její mocnosti na krátké vzdálenosti značně rozdílné (Tab. 1) (Zeman 1971). Na základě odlišného vývoje a rozsahu jsou rozlišovány dvě oblasti výskytu kralické terasy. V území lutínské brázdy a přilehlých tabulí jsou její usazeniny uspořádány do souvislého pruhu o šířce 3–5 km, kdežto v údolí Moravy je vyvinuta podstatně méně. Horní akumulace lutínské brázdy zahrnuje písčité šterky, hrubozrnné písky, popřípadě písčité jíly. Dolní akumulace je utvářena písčítými šterky, písky a vzácně nepravidelnými polohami jílovitých písků a siltů. V území dnešního údolí řeky Moravy nejsou obě uloženiny kralické terasy v přímé superpozici, ale představují dva samostatné stupně (Obr. 4). Svrchní akumulace je budována převážně šterky a spodní písčítými šterky přítoků Moravy (Růžička 1971).

Sedimenty saalské nenakonické terasy, jejíž povrch byl zaregistrován asi 4 m nad hladinou a báze 4–5 m pod hladinou řeky Moravy, se v malém rozsahu nalézají u Nenakonic, Lobodic a v úzkém pruhu mezi Olomoucí a Horkou (Macoun a Růžička 1967, Růžička 1971). Usazeniny této akumulace jsou reprezentovány písčítými šterky a písky. Údolní terasa vyplňuje současnou nivou řek (Obr. 4). V rámci jednotlivých toků je materiál různě starý. U řeky Moravy, Bystřice, Olešnice a Valové jsou písčité šterky saalského až weichselského stáří (Tab. 1). Povodňové hlíny, které je překrývají, jsou středně holocenní.

U řeky Blaty jsou tyto uloženiny pouze holocenního stáří (Tab. 1) (Růžička 1971). Povodňové sedimenty nabývají mocností do 4 m. Sedimenty údolních niv jsou mocné 10–12 m (Macoun a Růžička 1967). V okolí Olomouce jsou pozorovány tři stupně usazenin v údolní nivě. Nacházejí se zhruba 1–1,5 m, 2–2,5 m a 3,5–4,5 m nad dnešním řečištěm řeky Moravy. Třetí úroveň pokrývají 3 m silné povodňové hlíny (Růžička 1971).

V místě vyústění vodních toků nastala v kvartéru depozice hrubozrnného materiálu, který je v HMÚ zastoupen proluviálními a deluviálními uloženinami. Blíže se jedná o náplavové kužely a rytmicky zvrstvené úpatní sutě. Úpatní sutě tvoří polohy svahových hlín a spraší s fosilními půdami (Czudek 1997). U Šternberka činí mocnost proluviálních sedimentů až 57 m a úpatních sutí 20 m (Musil 1993 in Czudek 1997).

Z eolických uloženin jsou nejvíce rozšířeny spraše ležící v nadloží říčních teras (Obr. 4) a proluviálních a deluviálních usazenin (www6, Czudek 1997). Mocnosti jednotlivých fragmentů dosahují rozdílných hodnot (průměrně 5–8 m) (Czudek 1997). Na západě úvalu sahají spraše do hloubek až 20 m (Macoun a Růžička 1967). Převážná část spraší se formovala ve weichselu (Tab. 1). Naváté písčky zabírají v HMÚ poměrně malé území. Jejich mocnosti nepřesahují 5 m (Macoun a Růžička 1967).



Obr. 4: Geologické řezy v severní (A) a střední (B) části Hornomoravského úvalu (Špaček et al. 2015).

Jejich detailní pozice je znázorněna na obrázku č. 5.

### 3.3 Tektonika

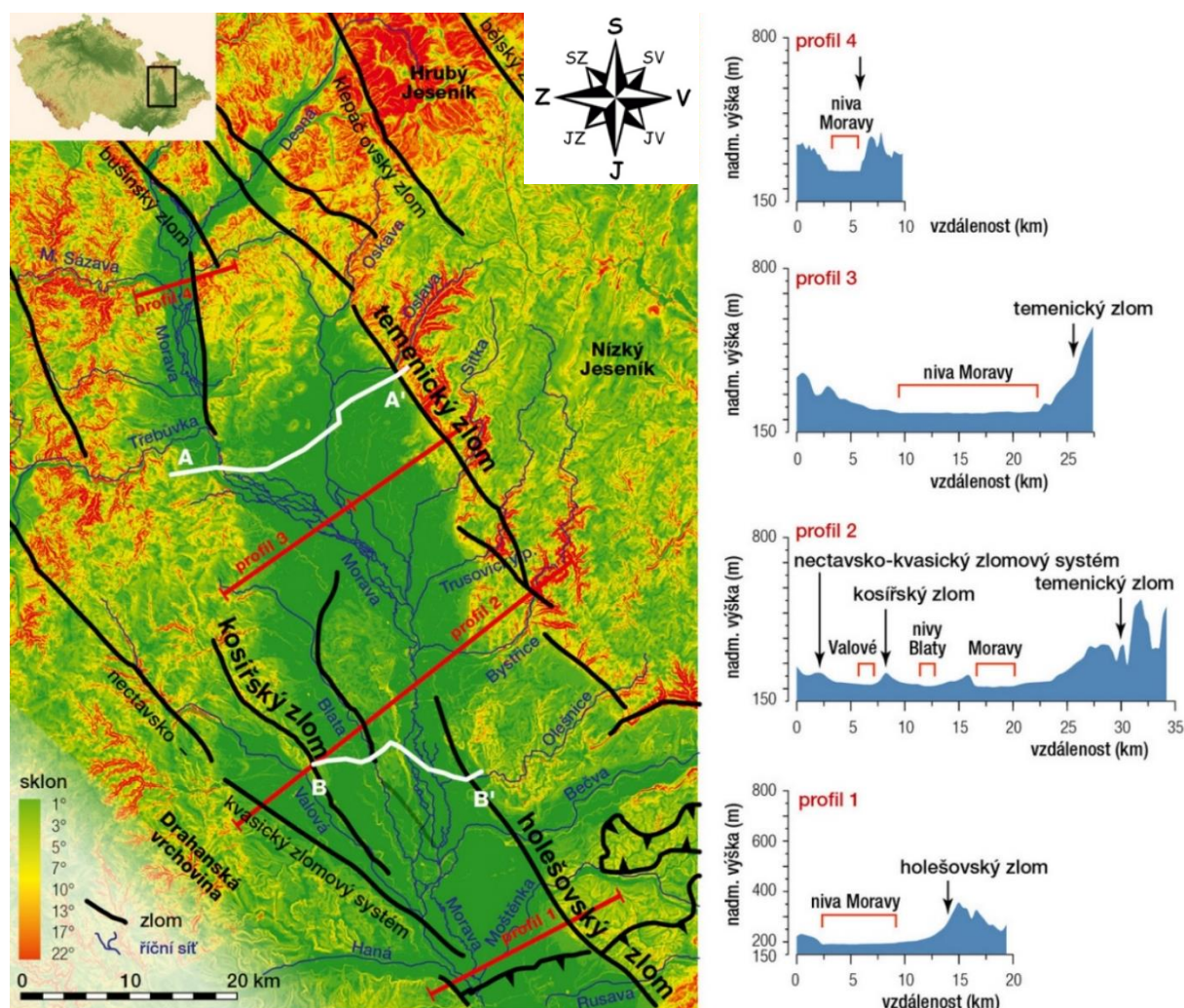
HMÚ je vnitřně morfologicky diferencovaná jednotka (Zapletal 2005). Vyskytuje se v místě styku Vnějších Západních Karpat a Českého masivu (Novák et al. 2017). Struktura podloží HMÚ vykazuje převážně sz.–jv. trendy. Nízká nadmořská výška této pánve souvisí s poklesy podél zlomů hanácké zlomové zóny a procesy řízenými řekou Moravou. Východní okraj je vymezen temenickým zlomem a západní nectavsko-kvasickým zlomovým systémem (Obr. 5). Jinak plochý ráz HMÚ narušují dvě protáhlé elevace (hněvotínská a třebčinská) s výchozy proterozoických a paleozoických hornin. Nejnižší topografie je patrná ve střední části úvalu, kde se protíná s depresí karpatské předhlubně (Obr. 5) (Špaček et al. 2015).

Mocné paleozoické vrstvy HMÚ byly pravděpodobně zmenšeny během křídového až paleogenního (sv.–jz.) tahu. V pozdním neogénu byla s pomocí poruch sz.–jv. směru zformována dnešní struktura pánve (Špaček et al. 2015). Zároveň byly v tomto období znovu lokálně aktivovány zlomy založené varisky (Zapletal 2005, Špaček et al. 2015). Přibližování Západních Karpat k Českému masivu způsobilo v miocénu flexurní ohyb spodní desky a zaplavení vzniklé prohlubně mořem. Transgrese dosáhla svého maxima počátkem badenu. Jihovýchod HMÚ je omezen holešovským zlomem (Obr. 5). Ten odděluje sedimenty karpatské předhlubně od alochtonního flyše Vnějších Západních Karpat. Báze miocenních sedimentů klesá z 440 m n. m. (sv.) na 1500 m n. m. (jz.), bez výrazných změn mocnosti. Na kontaktu HMÚ s depresí karpatské předhlubně je zřejmé ostré ukončení bádenských a mladších hornin. Poruchy orientované rovnoběžně s karpatskou předhlubní byly patrně činné v badenu a posléze nastalo jejich oživení mezi pliocénem a kvartérem. Celkem byly stanoveny tři fáze poklesů HMÚ (starší miocén, pliocén–spodní pleistocén a střední pleistocén) (Špaček et al. 2015), které vedly k vytvoření tří subpánví (HMÚ, Mohelnická brázda a lutínská brázda) (Novák et al. 2017).

Čtvrtohorními zlomy jsou ohraničeny v HMÚ fluviolakustrinní a fluviální sedimenty. Mezi podobně starou lukovskou a brodeckou terasou a výplní depresí byl zjištěn vertikální posun, který místy přesahuje 100 m. Tento posun poukazuje na rozdílné děje probíhající napříč HMÚ v elsteru. Zatímco v určité oblasti řeky degradovaly a formovaly terasové stupně, v jiné části směřovala tektonicky řízená agradace k usazování materiálu, který je dnes uložen pod aktivní nivou (Špaček et al. 2015, Novák et al. 2017). Během středního pleistocénu bylo území jz. od HMÚ vyzdviženo, kdežto jv. a centrální oblast poklesla (změna odvodňovacích poměrů) (Zeman et al. 1980). Mladší pleistocén byl typický zdvihy okolních

částí. Spolu se zařezáváním toků došlo k postupné akumulaci zbylých čtyř terasových schodišť (Novák et al. 2017). Další důležitou kvartérní poruchou HMÚ je kosiřský zlom ležící s. od Prostějova (Obr. 5). Byl překryt svahovým ploužením (Špaček et al. 2015).

V rámci České republiky je současně seismická aktivita pozorována ve dvou prostorově oddělených subdoménách. Mezi nimi se rozkládá 30–40 km široká zóna bez zaznamenaných událostí. Území HMÚ se nachází ve východní subdoméně, která vykazuje kosočtverečný tvar. Záznamy seismických stanic zde uvádí nejčastěji slabé otřesy s  $M_{0,6}$ – $M_{2,5}$  a hypocentry v hloubce 9–18 km (Špaček et al. 2015). Jejich výskyt v HMÚ kopíruje významné poruchy (nectavsko-kvasický zlomový systém a poruchy při východní hranici) (Obr. 5) (Zapletal 2005, Špaček et al. 2015) a je doprovázen vývěry karbonátových pramenů. Ročně je v těchto oblastech registrováno 200–300 mikro zemětřesení ( $<M_2$ ) (Špaček et al. 2015).



Obr. 5: Mapa sklonitosti reliéfu Hornomoravského úvalu se čtyřmi příčnými topografickými profily. Dále jsou znázorněny významné zlomové poruchy této pánve a přilehlých oblastí (Bábek 2020).

#### 4. FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY

Říční sedimenty jsou produktem složitých vztahů mezi erozí, transportem a depozicí (Collinson 1996). Wentworth (1922) je klasifikuje podle velikosti klastů do šesti tříd (jíl ( $\leq 0.004$  mm), prach (0,004–0,063 mm), písek (0,063–2 mm), štěrky (2–64 mm), valouny (64–256 mm) a balvany (256–4096 mm)). Hlavním zdrojem fluviálních sedimentů jsou zvětralé úlomky hornin, které tvoří geologické podloží povodí (Galia 2017). U řeky Moravy se jedná o horniny moravskoslezské kulmské pánve (droby, prachovce, křemenná zrna), zábřežského krystalinika (metadroby, fylity, amfibolity, rohovce), silezika a lugika (žuly, pegmatity, ruly, amfibolity, fylity, slínovce, křemenná a rohovcová zrna) a české křídové pánve (jemnozrnné pískovce, často glaukonitické) (Novák et al. 2017). Dále eolické sedimenty (spraše, naváté písky), bahnotoky, sesuvy a antropogenně upravené povrchy (Collinson 1996, Galia 2017). Materiál je erodován z vyšších poloh povodí toku nebo boční erozí z povodňových plošin (Obr. 6).

Transport látek v říčním prostředí probíhá nejčastěji dvěma způsoby. Ve vodním sloupci (suspenzi), nebo na dně toku (přídnový přenos) (Collinson 1996). V suspenzi dominuje transport jílu a prachu (Collinson 1996, Galia 2017). Tento přenos je charakteristický pro nížinné řeky (meandrující, anastomózní), kde převažuje nad ostatními (70–95 %) (Lenzi a Marchi 2000). Zvláště za zvýšených průtoků se suspendované sedimenty kumulují v nivě (starých rybnících, opuštěných meandrech, záplavových plošinách) (Obr. 6) (Collinson 1996). Přídnový transport je realizován sunutím, válením a saltací hornin po dně koryta. Zároveň tyto úlomky erodují a deformují jeho povrch. Většinou jsou tímto způsobem přenášeny sedimenty o velikosti  $>0,063$  mm, zejména v místě vysoké rychlosti proudění a zvýšených průtoků. Velká část usazenin je odnesena závěrovým profilem povodí (Obr. 6) (Collinson 1996, Galia 2017). Téměř vždy je přítomen transport rozpuštěných látek (ionty  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_3\text{SiO}_4$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{K}^+$ , živiny, rozpuštěný organický materiál, plyny ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{O}_2$ ), těžké kovy) (Allan 1995 in Galia 2017).

Horniny uložené v říčním korytě jsou různě vytříděné (od velmi dobrého po extrémně slabé vytřídění) (Folk a Ward 1957). V případě, že převládá donáška nad transportními a erozními procesy, jsou sedimenty méně vytříděné. Důležitým znakem klastického materiálu je jeho tvar a zaoblení. Oba tyto aspekty závisí především na odolnosti horniny a délce přenosu (Galia 2017). S rostoucí vzdáleností od zdroje přechází materiál z velmi hranatého k velmi zaoblenému (Crofts 1974).



Obr. 6: Příkladový obrázek sedimentární bilance smyšleného povodí (Galia 2017).

#### 4.1 Klasifikace říčních systémů

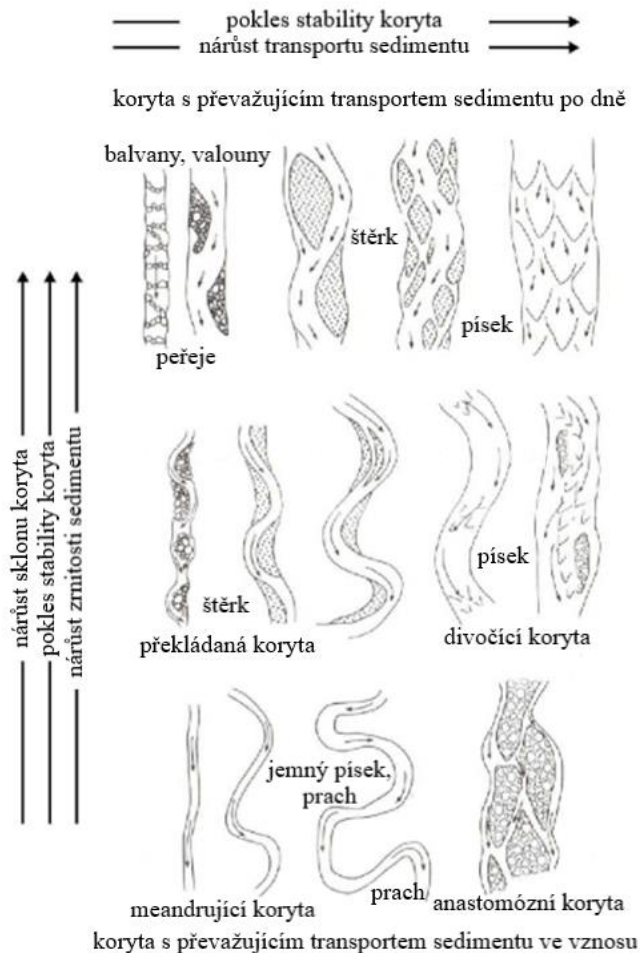
Existuje mnoho klasifikací říčních systémů. Nejvíce používané je rozdělení vycházející ze závislosti mezi tvarem koryta a způsobem transportu sedimentu (Tab. 2) (Miall 2006). Jiné významné členění pracuje s dalšími prvky jednotlivých řečišť (sklon, stabilita a zrnitost materiálu) (Obr. 7) (Robert 2003, Miall 2006). Od počátku se ovšem koryta rozlišují na divočí a meandrující. Postupně došlo k rozšíření o typy přímé a anastomózní. Zvláštní případ představují toky překládané, které jsou definovány jako druh přechodný mezi divočími a meandrujícími.

Tab. 2: Rozdělení říčních koryt na základě způsobu transportu sedimentu (Miall 2006).

typ koryta	transport po dně (% z celkového nesení)	jedno-korytový systém	více-korytový systém
transport v suspenzi	<3	W/D <10, sinusoita (klikatost) >2, sklon poměrně mírný	anastomózní
smíšený transport	3–11	W/D 10–40, sinusoita <2, sklon střední, mohou být divočí	deltová ramena, ramena aluviálních plošin
transport po dně	>11	W/D >40, sinusoita <1,3, sklon příkrý, divočí	ramena aluviálních vějířů

W/D = šířka/hloubka





Obr. 7: Morfologické typy přírodních řečišť a jejich popis (Robert 2003, Miall 2006).

#### 4.1.1 Meandrující řeky

##### Morfologie

Meandrující toky se vyskytují mezi říčními terasami, na dnech údolí a v říčních nivách (Collinson 1996). Typický spád těchto koryt je okolo  $0,01^\circ$  (Miall 2006). K meandrování řeky pravděpodobně dochází kvůli přítomnosti těles uvnitř toku. Proudění je každou nerovností odkláněno z lineárního směru. Tento proces míří ke vzniku boční eroze a tvorbě zákrutů (Knighton 1998, Charlton 2008). Další příčinnou může být odstředivá síla Země a fakt, že se voda vydává prostředím nejmenšího odporu (Robert 2003). Sinusoita se u meandrujících koryt pohybuje nad hodnotou 1,5. Spočítá se změřením celkové délky řeky v určitém úseku a vydělením této hodnoty přímkou vzdáleností podél údolí (Knighton 1998, Charlton 2008).

Říčním meandrem se rozumí zákrut, který má větší délku, než je polovina obvodu kružnice nad jeho tětivou (Knighton 1998). Pro meandry je charakteristický asymetrický tvar. Nejhlubší část se nachází u vnějšího břehu. Část mělká je přítomna u vnitřní strany zákrutu. Meandry jsou popisovány třemi geometrickými vlastnostmi. Jedná se o vlnovou délku ( $\lambda$ ,

interval od jednoho zákrutu k druhému), šířku toku ( $w$ ) a poloměr zakřivení (poloměr kružnice nakreslené kolem ohybu meandru) ( $r_c$ ) (Knighton 1998, Robert 2003, Charlton 2008).

Podloží a nedalekou oblast meandrujících koryt obklopuje říční niva. Niva je formována pravidelným zaplavováním a usazováním povodňových sedimentů na dně plochých údolí (Charlton 2008). V těsné blízkosti toku se kumuluje hrubozrnnější materiál (písčito-prachovité vrstvy s horizontální laminací). Hlouběji v nivě se snižuje transportní schopnost vody a začínají se ukládat písčito-prachovité až jílové částice. Tyto sedimenty mají formu plytkých, tenkých a plošně rozsáhlých vrstev. Nejdále od základního koryta jsou mnohdy přítomny jemnozrnné šplhavé čeriny (Kukal 1986).

Na okrajích řeky jsou viditelná tělesa v podobě malých vyvýšenin (tzv. agradační valy) (Collinson 1996). Prakticky oddělují tok od říční nivy. Agradační valy jsou tvarovány opakovanou akumulací písků v místě, kde voda při opouštění koryta rychle ztrácí energii. Často je toto těleso protrženo a tekutina rozlita do okolí vytvoří kuželovité sedimentární uskupení, které je význačné inverzní gradací (hrubnutí zrn směrem k povrchu) a čočkovitým tvarem v profilu (Blair a McPherson 1994).

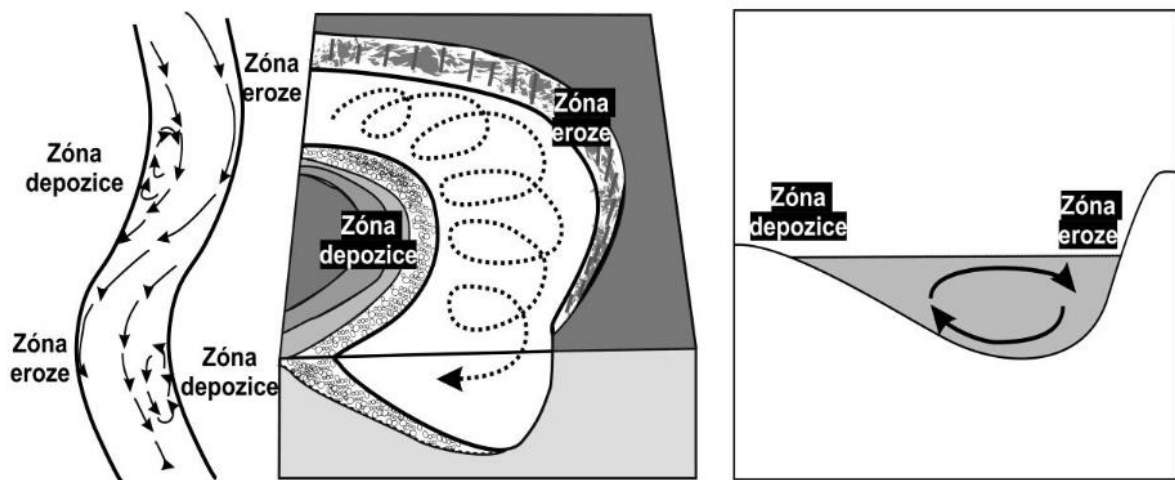
### Procesy eroze a sedimentace

Vodní proudění vykazuje u meandrujících řek poměrně komplikované vzorce (Obr. 8). V přímých úsecích je energie proudění rozložena rovnoměrně. Výjimkou jsou změny v topografii dna (tůň, duny, vyvýšeniny, biologický materiál). Rozdílná situace nastává u zákrutů. Na vnější straně meandru působí voda nejsilněji (Obr. 8) (Knighton 1998), což vede k intenzivní erozi břehů a laterální (postranní) migraci toku (Collinson 1996, Charlton 2008). Laterální migrací zákrutů se vytváří složitá stavba nivního území, ve kterém dochází k periodickému střídání hrubozrnných sedimentů koryta, středně zrnitých sedimentů jesevního valu a jemnozrnných sedimentů záplavových plošin. Vnitřní část (jesevní) meandru je typická poklesem unášecí schopnosti vody a usazováním neseného materiálu (Obr. 8) (Knighton 1998, Robert 2003).

Meandrující řeky jsou charakteristické sekundárním prouděním (Obr. 8). Voda je při obtékání zákrutu hromaděna u jeho vnějšího okraje. Tím je její úroveň v tomto místě lokálně navýšena a vzniká tlakový gradient napříč tokem. Vyrovnání hladin je na obou stranách kompenzováno pohybem tekutiny přes dno koryta (Obr. 8) (Knighton 1998, Charlton 2008). Sekundární proudění se významně podílí na přenosu sedimentů v meandrujících

řekách. Nánosy materiálu jsou transportovány k vnitřnímu ohybu zákrutu a jsou dobře vytríděné od hrubšího po jemnější (Collinson 1996, Robert 2003, Charlton 2008).

Dlouhodobou erozí se neustále zvyšuje hodnota středového úhlu zákrutu. Nakonec jsou smyčky zkracovány a dojde k propojení toku. Oblouk je tímto způsobem odstaven (vyvíjí se mrtvé říční rameno) (Šlezinger 2006). Po této fázi následuje zanášení meandru sedimenty, naplaveninami a organickou hmotou. Dnešní slepá ramena jsou z velké části výsledkem lidské činnosti (stavba umělých vodních děl, zkracování přirozených meandrujících koryt atd.) (Charlton 2008).



Obr. 8: Dráhy sekundárního proudění v meandrujících tocích a jeho vliv na depoziční a erozní procesy (Galia 2017).

### Faciální modely meandrujících řek

Dále Miall (2006) rozděluje meandrující toky podle přítomného materiálu v korytě na:

#### Meandrující řeky se štěrkovým dnem

Meandrující toky se štěrkovým dnem jsou tvořeny jedním aktivním kanálem s různě rozmístěnými ostrovy uložených sedimentů, které často pokrývá vegetace. Zřídka se vyskytuje i sekundární kanál. Příznačné jsou usazeniny laterální akrece (pískové těleso jesepu na vnitřní straně oblouku zákrutu). V opuštěných korytech se nachází převážně jemnozrnná výplň (Obr. 9a) (Miall 2006).

#### Štěrkopísčité meandrující řeky

Kanály těchto toků jsou formovány pískem a štěrkopískem. V nivě jsou pozorovány hlinitopísčité jizvy po zákrutech. Rovněž je viditelný štěrkový materiál v podobě laloků

migrujících z koryta. Jejich pozice se v profilu projevuje do nadloží hrubnoucím trendem (Obr. 9b) (Miall 2006).

#### Meandrující řeky s písčným dnem

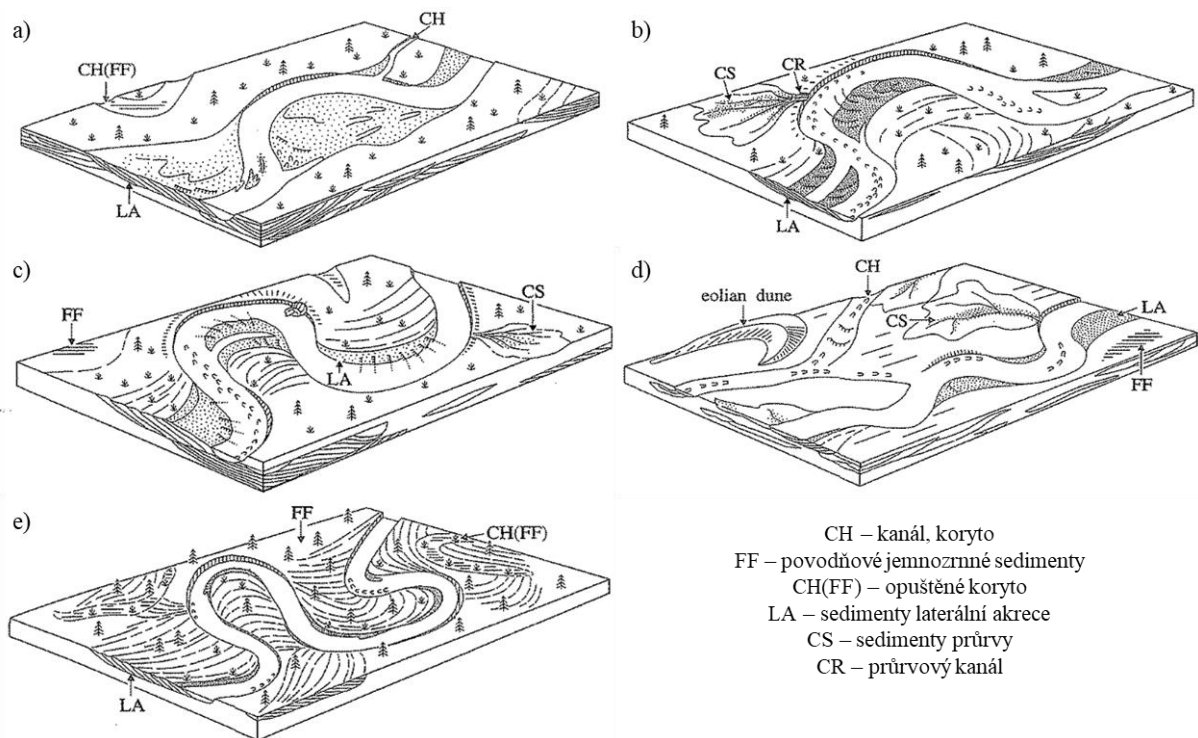
Sedimenty koryta a břehů jsou u meandrujících toků s písčným dnem většinou písčité. Mnohdy je přítomen i reziduální štěrku nahromaděný na dně řeky v důsledku boční eroze a propadání. Materiál je z velké části podobný jako u předešlého druhu kanálů (Obr. 9c) (Miall 2006).

#### Periodické meandrující řeky s písčným dnem

Stavba tohoto typu toků je charakteristická pískovými uloženinami ve tvaru pásků až desek. Písek se během zvýšených průtoků ukládá také na ostrovech vystupujících za obvyklého stavu nad vodní hladinu. V záplavovém území jsou občas akumulovány slíny. Tělesa korytových písků jsou někdy lemovány širokými klíny střídajícího se jílu a prachu (Obr. 9d) (Miall 2006).

#### Jemnozrné meandrující řeky

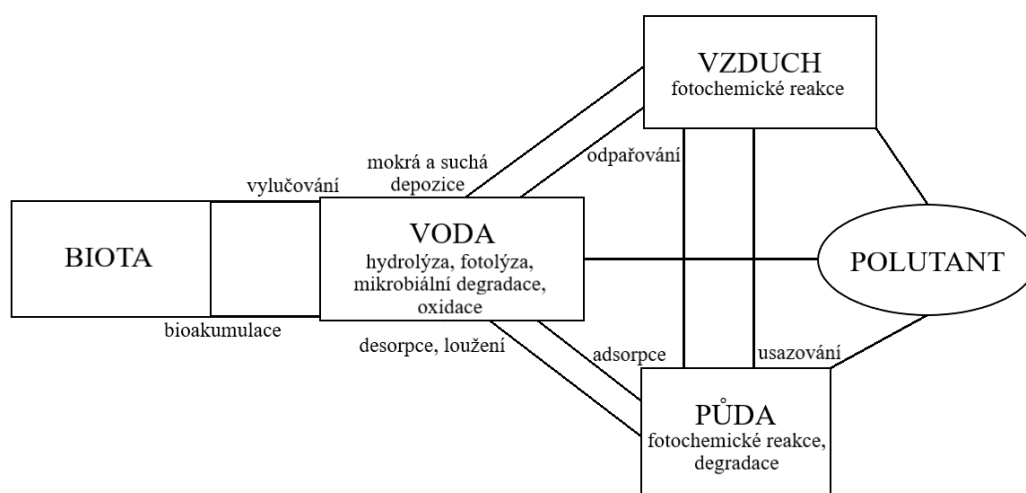
Jemnozrné meandrující toky jsou typicky budovány sedimenty, jako je jemný písek, bahno, jíl a kal. Dalším materiálem jsou povodňové sedimenty, uhelné sloje a tenké pískovcové splazy. Akreční plochy jeseptních valů zde vykazují poměrně příkrý sklon (do 25°). Podloží jeseptního valu je často složeno z reziduálního štěrku a středně až hrubě zrnitého písku (Obr. 9e) (Miall 2006).



Obr. 9: Architektonické modely meandrujících řek. Upraveno podle Miall (2006): a) meandrující řeky se štěrkovým dnem, b) štěrkopísčité meandrující řeky, c) meandrující řeky s písčitým dnem, d) periodické meandrující řeky s písčitým dnem a e) jemnozrnné meandrující řeky.

## 5. ANTROPOGENNÍ KONTAMINANTY

Kontaminanty jsou všechny látky, které v určitých koncentracích negativně ovlivňují životní prostředí nebo představují hrozbu pro organismy, ale také sloučeniny a prvky nacházející se mimo své obvyklé stanoviště a ve vyšším množství než je běžné (Brusseau a Artiola 2019). Někdy se rovněž používá termín polutant. Polutanty vznikly lidskou činností. Při konkrétní dávce a době působení jsou škodlivé člověku, zvířatům, zemědělským plodinám a přírodním ekosystémům (Kalač et al. 2010). Znečišťující látky jsou v území řek nejčastěji vázány na jemnozrnné pevné částice v podobě jílových minerálů (díky své výměnné kapacitě kationtů) a organických látek, často v submikronovém rozměrovém rozsahu (Förstner 2004). Sedimenty fungují jako lapače chemikálií a zamezují pohybu kontaminantů do dalších rezervoárů (Obr. 10). Adsorpcí sloučenin a prvků na jejich povrchu je snižována fotolytická (štěpení kovalentních vazeb v důsledku pohlcení světla), hydrolytická a mikrobiální degradace chemických látek (Kalač et al. 2010). Geochemické složení těchto usazenin je ovlivněno minerálním složením, obsahem organických látek a chemismem pórové vody (Hudson-Edwards et al. 1997). Znečištěné sedimenty se usazují v již zmíněných slepých ramenech, starých rybnících, záplavových plošinách a přehradách. Nebezpečí začnou představovat, když se souhrou mobilizačních procesů uvolní do povrchových či podzemních vod (Westrich a Förstner 2007).



Obr. 10: Migrace chemických látek mezi různými složkami ekosystému a transformační procesy probíhající v každé z nich (Kalač et al. 2010).

Antropogenní kontaminanty se v říčním prostředí dělí na různé anorganické a organické sloučeniny, kovové a polokovové prvky, živiny (nutrienty) a radionuklidy. Z anorganických látek jsou to například sloučeniny síry, dusíku nebo fosforu (Perry a Taylor 2007). Mezi organické kontaminanty se řadí pesticidy, herbicidy, perzistentní organické polutanty (organochlorové látky, organobromidy, perfluorované kyseliny, polycyklické aromatické uhlovodíky) (Perry a Taylor 2007, Smol 2008), ale i mikroorganismy a jejich metabolity (Kalač et al. 2010). Kovy, polokovy, nutrienty a radionuklidy jsou podrobněji popisovány v dalších kapitolách, vzhledem k náplni této práce.

## 5.1 Kovy

Kovy přítomné ve fluvialním prostředí pochází jak z přirozených procesů (např. zvětrávání), tak i z antropogenní činnosti. Vysoká produkce kovů mezi lety 1930–1985 odráží poptávku rostoucí populace. Ročně je průmyslovými podniky do životního prostředí vypuštěno až 5450 tun nerostných surovin v podobě odpadu, včetně kovů (Smol 2008). Při znečištění vodních oblastí těmito prvky se kontaminují tři složky: voda, sediment a biota. Největší množství se ukládá v sedimentech. Kovy jsou na usazeniny vázány pomocí několika mechanismů (Obr. 10). Jedná se o adsorpci na povrchu jednotlivých částic, iontovou výměnu, koprecipitaci (spolu srážení dvou a více těžko rozpustných látek) a komplexaci s organickou hmotou. Posléze mohou být kontaminanty uvolňovány zpět do kapaliny prostřednictvím resuspenze sedimentů a desorpčních, redukčních a oxidačních reakcí. Znečištění vody představuje závažný problém pro vodní organismy i člověka (Zhuang et al. 2018). Za významné zdroje kovů je považován rudní průmysl, spalování fosilních paliv a také odpadní vody. Mezi nepřímé zdroje se řadí kyselá dešť, které zvyšují pohyb kovů v prostředí. Po usazení kovů často dochází k jejich diagenetické nebo postdepoziční mobilitě. Nadměrné koncentrace kovů snižují pH kapaliny (Smol 2008) a vytěsňují potřebné kationty ( $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Mg}^{2+}$ ) z vody a půdy (Hutchins et al. 2007).

### Hliník (Al)

Hliník je důležitý litogenní prvek (součást těžkých minerálů a fylosilikátů). Hydroxidy hliníku se v půdě a geologických ložiscích vyskytují ve formě gibbsitu a boehmitu (Dube et al. 2000). Postupně dochází k jejich vyluhování a migraci (Kalač et al. 2010). Rozpustnost hliníku závisí na pH (Smol 2008). Při pH větší než 5,5 vytváří hliník nerozpustné hydroxykomplexy. V neutrálních podmínkách se sráží a při pH menší než 5,5 dominuje kation  $\text{Al}^{3+}$ . Hliník je v této podobě rozpustný a toxický pro vodní biotu (Kalač et al. 2010).

### 5.1.1 Těžké kovy

Zpravidla se jedná o prvky, které mají v periodické tabulce atomová čísla 22–34 a 40–52 (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Zr, Nb, Mo, Tc, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb a Te) (Kalač et al. 2010). Těžké kovy se vyznačují vysokou toxicitou, neodbouratelností, bioakumulací, rozsáhlými zdroji původu a perzistencí ve vodním prostředí. Zdroje těžkých kovů se také dělí na antropogenní (těžba, doprava, elektronický průmysl, zemědělství) a přírodní (zvětrávání, srážky, větrná eroze, vlnobití, bouře, bioturbace) (Zhuang et al. 2018).

#### Mangan (Mn)

Mangan byl využíván v galvanickém a kovoprůmyslu (Zhuang et al. 2018). Za oxidačních podmínek je mangan nerozpustný (Smol 2008). V anoxických podmínkách rozpuštěné formy manganu ( $Mn^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$ ) migrují ze sedimentů do nadložní vody, kde vlivem kyslíku oxidují (vznik oxidovaných částicových forem) a za opačných okolností jsou sedimenty pohlcovány a dochází k jejich redukci (Pakhomova et al. 2007). Sloučeniny manganu spolu s železem a organickou hmotou dávají substrátu černou a červenou barvu (Kalač et al. 2010).

#### Měď (Cu)

Mezi hlavní antropogenní zdroje mědi patří výroba baterií, galvanizace (Grygar et al. 2013), čerpání a úprava rud, průmyslové a městské odpadní vody, popílek ze spaloven a algicidy (prostředky pro potlačování řas). Měď je důležitý biogenní prvek (Kalač et al. 2010). Zvýšené množství mědi ve vodách způsobuje nadměrný růst koloidních sinic a zelených řas (Smol 2008). Toxicita mědi je závislá na čtyřech faktorech: koncentraci měďnatých kationtů (vyšší množství při nižším pH), alkalitě, obsahu huminových látek (uhličitanová alkalita a huminové látky vytvářejí komplexy, které snižují toxicitu) a tvrdosti vody (Kalač et al. 2010).

#### Nikl (Ni)

Nikl je hojně využíván při výrobě baterií a oceli (Grygar et al. 2013). Dalším producentem niklu je těžba a zpracování rud, spalování fosilních paliv, spalování odpadů a aplikace čistírenských kalů do půdy. Sedimenty obsahují nikl v mnoha oxidačních formách, z nichž pouze  $Ni^{2+}$  vykazuje stabilitu v širokém rozsahu pH hodnot a redoxních podmínek.  $Ni^{2+}$  má ze všech dvojmocných kovů nejvyšší energii stabilizace krystalového pole. Je tedy



schopen významného obohacení v jílových minerálech. Zvětráváním se nikl snadno mobilizuje a poté sorbuje na oxidy Fe a Mn, popřípadě se akumuluje v rostlinách (Rinklebe a Shaheen 2017).

#### Olovo (Pb)

Olovo má svůj původ v emisích z dopravy, hutním, sklářském a důlním průmyslu a ve spalování odpadů, dřeva, topných olejů a uhlí. Důležitým zdrojem olova je galenit. Pouze 7 % olova v povrchových vrstvách sedimentů pochází z přírodních procesů. K velkému znečištění olovem došlo ve 20. století přidáváním tetraethylolova do benzínů (Smol 2008, Kalač et al. 2010). Olovo ve svrchních částech půdy mikrobiální činností methyluje na organoolovnaté sloučeniny, které jsou vysoce toxické (v závislosti na pH dochází k tvorbě kationtů  $Pb^{2+}$  rozpouštěním olovnatých solí) (Kalač et al. 2010).

#### Vanad (V)

Vanad je prvek běžně přítomný v litosféře (součást alkalických, fosfátových a argilitických hornin, titaničitých magnetitů, břidlic, uranových rud a asfaltových ložisek) (Poledniok a Buhl 2003, Yang et al. 2017). Vanad doprovází oxidy železa, argilitické minerály a organickou frakci. Průměrné množství vanadu v půdách dosahuje 10–220 ppm. Zvýšené koncentrace vanadu jsou přičítány emisím z ropných rafinérií, kovožávodů a továren na úpravu fosforitu (Poledniok a Buhl 2003). Rizikové vlastnosti tohoto těžkého kovu záleží na jeho oxidačním stavu. V přírodě se vanad vyskytuje ve dvou oxidačních stavech: tetravalentním ( $V^{4+}$ ) a pentavalentním ( $V^{5+}$ ). Pentavalentní vanad působí více toxicky a je mobilnější než tetravalentní vanad (Yang et al. 2017).

#### Zinek (Zn)

Zinek se stejně jako měď řadí mezi biogenní prvky (je organismy využíván k biologickým procesům) (Smol 2008, Grygar et al. 2013). Antropogenními původci zinku jsou pigmenty do barev a keramických glazur, slitiny bronzu a mosazi (Kafka a Punčochářová 2002) a galvanický a kovoprůmysl. Zinečnaté ionty potlačují adsorpční kapacitu půdních částic. V příliš kyselých vodě se zinek rozpouští, čímž je její alkalita dále zvyšována (Zhuang et al. 2018). V blízkosti skládek odpadů jsou místy zaznamenávány kontaminace podzemních vod zinkem. Vzhledem k vysoké schopnosti bioakumulace jsou zinkem ohrožovány četné druhy organismů (Smol 2008).

## Železo (Fe)

Železo v říčním prostředí vykazuje podobné chování jako mangan. Za silně redukčních podmínek se může železo srážet na pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) (Smol 2008). Oxy-hydroxidy železa se v půdě vyskytují ve formě goethitu a hematitu (Dube et al. 2000). Antropogenními zdroji železa jsou imise popílků z energetického průmyslu a metalurgie. V nadměrných koncentracích a u kyselých půd likviduje železo frakci přístupného fosforu, protože u chudých substrátů na organický materiál (vysoké zastoupení písčité až hlinitopísčité frakce) přechází do formy  $\text{Fe}^{3+}$  (vznik imobilních a nevratných železitých fosfátů). Navíc tento proces znehodnocuje efekt drahého hnojení (Kalač et al. 2010).

## 5.2 Polokovy

### Arsen (As)

Arsen je v zemské kůře přítomen v průměrném množství 2–5  $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Mnohdy se arsen isomorfně zastupuje s fosforem ve strukturách fosfátových minerálů (Kalač et al. 2010). Populace využívala arsen k hubení nežádoucích organismů (Smol 2008). Arsen je tedy součástí insekticidů (arseničnan olovnatý, arseničnan vápenatý), herbicidů (arseničnan sodný), fungicidů a přísad do krmiv (Kalač et al. 2010, Zhuang et al. 2018). Dále se do přírody arsen dostává z těžby a zpracování fosfátových nerostů, mědi, zlata a olova a z nečistot v detergentech obsahující fosfáty (Kalač et al. 2010).

## 5.3 Nutrienty (živiny)

Lidstvo je na používání živin existenčně závislé. Nutrienty zesilují produktivitu zeminy a napomáhají rychlejšímu růstu rostlin. Patří zde dusík, fosfor a draslík (tzv. NPK) (Kalač et al. 2010).

### Fosfor (P)

Fosfor se do oblasti řek dostává pozemní kanalizací (nečištěné, komunální a průmyslové odpadní vody), podzemní vodou, ale také zemědělskou činností a leteckou dopravou. Nadměrné koncentrace fosforu vedou ve vodních nádržích k eutrofizaci (nadbytečný růst zelených řas a sinic). V jemnozrnných sedimentech je fosfor vázán na oxidy železa. Změna v množství oxidů železa, nebo v redoxních podmínkách, mění akumulaci fosforu v usazeninách nezávisle na jeho koncentraci v nadložní kapalině. Za anoxické situace se postdepoziční mobilitou fosfor uvolňuje zpět do vodního sloupce (Smol 2008).

## 5.4 Radionuklidy

Životní prostředí bylo radionuklidy kontaminováno během jaderných havárií a při těžbě a zpracování uranu (Kalač et al. 2010). Největší obavy z těchto látek vzbuzuje  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{134}\text{Cs}$ ,  $^{239}\text{Pu}$  a  $^{90}\text{Sr}$  (Zhu a Shaw 2000). Velká část radionuklidů se ukládala v rozmezí let 1954–1958 a 1961–1962, kdy vrcholily zkoušky nukleárních zbraní. Dalším původcem byl v roce 1986 radioaktivní mrak z černobylské atomové elektrárny (Kalač et al. 2010). Radionuklidy jsou značně perzistentní v různých ekosystémech a mohou způsobit radiační zátěž obyvatelstva (Zhu a Shaw 2000). Chování radionuklidů v sedimentech závisí na jílových minerálech a organické hmotě. Kvůli reakci s těmito složkami se radionuklidy udržely v půdě po tak dlouhou dobu.

Například cesium a stroncium, hlavní dceřiné produkty rozpadu  $^{235}\text{U}$ , vykazují v půdách nízkou pohyblivost. Důvodem je silná vazba na jílové minerály. Nejlepšími adsorbenty  $\text{Cs}^+$  jsou illit a vermikulit (způsobeno slabou hydratační energií  $\text{Cs}^+$  v důsledku existence rozštěpených míst na illitu).  $\text{Sr}^{2+}$  je méně vázaný k těmto místům. Adsorpce cesia je snižována přírodní organickou hmotou (POH) (humínové kyseliny). Organická hmota je fixována na aniontově výměnných lokacích (okraje částic). Tímto způsobem je blokován přístup  $\text{Cs}^+$  do nerostu. U  $\text{Sr}^{2+}$  nastává pouze mírné snížení adsorpce za přítomnosti huminových kyselin. Odstraňováním POH je tedy zvyšována perzistence radionuklidů v prostředí (Siroux et al. 2021).

## 6. METODIKA

### 6.1 Terénní etapa

Vhodné lokality byly vytipovány pomocí map z dob prvního vojenského mapování, které jsou přístupné na webových stránkách laboratoře geoinformatiky ([http://oldmaps.geolab.cz/map\\_root.pl?lang=cs&map\\_root=1vm](http://oldmaps.geolab.cz/map_root.pl?lang=cs&map_root=1vm)). Dále byly využity online dostupné mapy (<https://mapy.cz/turisticka?x=17.2484000&y=49.5880000&z=11>). K vyhledání agradačních valů a záplavových plošin byla použita funkce analýza výškopisu v geoprohlížeči Českého úřadu zeměměřického a katastrálního (<https://ags.cuzk.cz/av/>). Na čtyřech místech byly zhotoveny vrty ruční vrtnou soupravou. Tabulka č. 3 znázorňuje základní údaje těchto vrtů. Následně byla pořízena jejich fotodokumentace a nožikem zarovnán povrch jader. Celý vrt byl pokaždé rozčleněn na individuální vrstvy (Obr. 11). U všech částí byla popsána zrnitost, barva, obsah a pozorovatelné znaky. Poté byly odebrány vzorky po 2 cm do nadepsaných a uzavíratelných PVC sáčků. Jednotlivé oblasti byly změřeny svinovacím metrem a barva určena kapesní Munsellovou tabulkou barevnosti hornin (Munsell Rock Color Chart). Potřebné pomůcky byly před opětovným použitím vždy pečlivě očištěny, aby nenastala kontaminace následujících vzorků.

Tab. 3: Základní charakteristiky vrtů odebraných v Hornomoravském úvalu v roce 2022.

vrt	souřadnice	místo	typ odebíraného materiálu	hloubka (cm)	počet vzorků
1	(49°40,279' s. š.; 17°10,615' v. d.)	Hynkov	sedimenty záplavové plošiny	178	89
2	(49°44,096' s. š.; 17°8,088' v. d.)	Dětřichov	sedimenty opuštěného rybníka	328	164
3	(49°22,263' s. š.; 17°20,179' v. d.)	Chropyně	sedimenty záplavové plošiny	276	138
4	(49°33,046' s. š.; 17°17,008' v. d.)	Nové Dvory	sedimenty opuštěného rybníka	286	143

### 6.2 Laboratorní etapa

Po příjezdu z terénu byly otevřené sáčky uloženy do bedny a čtrnáct dní sušeny na vzduchu při pokojové teplotě. Celou dobu byla bedna přikrytá novinami, z důvodu ochrany před zaprášením a znečištěním. Usušený materiál byl přepraven na Katedru geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci, kde probíhalo jeho další zpracování.



Obr. 11: Fotodokumentace části vrtného jádra z lokality Chropyně.

### 6.2.1 Magnetická susceptibilita (MS)

MS byla měřena na všech usušených vzorcích na laboratorním kapamůstku KLY-4 (AGICO s. r. o., ČR) (Obr. 12). Před měřením byla za pomoci prázdného PVC sáčku provedena kalibrace. Každý vzorek musel být zvážen na digitálních váhách, včetně vynulovaného sáčku. Z objemové MS byla vypočtena hmotnostně specifická MS podle vzorce (1):

$$\chi \text{ (m}^3 \text{ kg}^{-1}\text{)} = K \text{ (SI)} * 10 / m \text{ (g)} / 1000 \quad (1)$$

kde K je změřená objemová MS a m je hmotnost vzorku. Přepoččet hodnot a vytvoření grafů hloubkové distribuce MS proběhlo v programu Microsoft office Excel 365.



*Obr. 12: Laboratorní kapamůstek KLY-4 (AGICO s. r. o., ČR) pro měření objemové magnetické susceptibilitu a anizotropie magnetické susceptibilitu minerálů a hornin (www8).*

### **6.2.2 Rentgenová fluorescenční spektrometrie (RFS)**

Poté následovalo měření RFS. Z každého vzorku bylo zhruba 20 % materiálu odebráno a dále odloženo na zrnitostní analýzu (viz kapitola 6.2.5). Zbylé vzorky byly rozemlety na analytickou velikost v planetovém vibračním mlýnu. Takto upravený materiál byl přesypán do plastové kyvety přikryté 4  $\mu\text{m}$  tenkou mylarovou fólií. Potom byla kyveta vložena do uzavíratelného prostoru nad ruční EDXRF fluorescenční spektrometr DELTA (Innov-X, Inc., USA). Na začátku měření došlo ke kalibraci standardem. Analýza všech vzorků probíhala v módu GEOCHEM: doba měření byla 2 x 120 s při urychlovacím napětí 15 kV a 40 kV. Měření fluorescenčním spektrometrem umožňuje analýzu téměř 45 prvků. Kyveta byla po každém měření očištěna od sedimentu. V softwaru Microsoft office Excel 365 byly hodnoty Al, P, K, Mn a Fe přepočteny z ppm na hmotností procenta. Výsledky EDXRF analýzy byly následně zkalibrovány výsledky z ICP-MS (Tab. 4). Také byly zhotoveny grafy podílů Pb/Ti, As/Ti, Zn/Ti, Fe/Ti, Mn/Ti a Cu/Ti a spočítány faktory obohacení potenciálních kontaminantů. Meze detekce pro jednotlivé prvky jsou znázorněny v tabulce č. 4.

### 6.2.3 Spektrální odraznost (SO)

Namletý materiál byl rovněž potřeba při měření SO, které se uskutečnilo na ručním spektrálním fotometru s kulovou geometrií SP 62 (X-Rite, USA) pro kolorimetrická měření. Výsledkem měření jsou hodnoty barevných parametrů v prostorovém barevném modelu CIE  $L^*a^*b^*$  a hodnoty odraznosti ve vlnově délkovém pásmu viditelného světla (400–700 nm) s intervaly po 10 nm. Kalibrace byla realizována na standardu s bílým a černým pozadím. Analyzovaný materiál byl rozetřen po celé ploše sáčku. Snímání bylo uskutečněno mimo bílé popisky, aby nedošlo k ovlivnění výsledků. Hodnoty SO byly zobrazovány na osobním počítači v kolorimetrickém programu QA-Master 1. Stejně jako u MS byly všechny vzorky měřeny dvakrát. Software konečné výsledky automaticky zprůměroval. Také z dat SO byly v programu Microsoft office Excel 365 vytvořeny grafy hloubkové distribuce hodnot CIE  $L^*$  a hodnot odraznosti v červeném pásmu.

### 6.2.4 Gamaspektrometrie (GS)

GS byla měřena pouze do hloubky 60 cm. Měření dalších vzorků bylo bezpředmětné. Pomleté a dostatečně odstáté vzorky byly zváženy na digitálních váhách a přesypány do plastové zkumavky, která byla uzavřena červeným víčkem. I v tomto případě musela být před začátkem analýzy provedena kalibrace standardem. Poté byly zkumavky vloženy do stíněného laboratorního gamaspektrometru GS-320 (Exploranium Inc., Kanada) se scintilačním detektorem 3 x 3 NaI (Tl) pro laboratorní měření spekter záření gama. Výsledkem měření jsou koncentrace K (%), eU (ppm), eTh (ppm) a hmotnostní aktivita  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ ). Mez detekce hmotnostní aktivity  $^{137}\text{Cs}$  je  $0,02 \text{ Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Příslušenství tvoří PC a software. Váha sedimentu byla do programu ručně zadána. Analýza jednoho vzorku trvala průměrně 30 minut. Při zpracování výsledků GS bylo postupováno stejným způsobem jako v předešlých metodách.

### 6.2.5 Zrnitostní analýza (ZA)

ZA probíhala na laserovém granulometru FRITSCH analysette 22 MicroTec plus (0,0008–2 mm) s vodní dispergační jednotkou. Byly zapotřebí vzorky v původním a nepomletém stavu. Menší množství materiálu bylo smícháno v kádince s vodou a lžičkou rozmělněno. Po odstání byla suspenze přes 2 mm síto přelita do další kádinky, aby se zabránilo poškození zařízení většími částicemi. V průběhu měření ZA byl vždy celý obsah za stálého míchání vylit do dispergační jednotky. Náradí bylo na konci každé analýzy umyto od zbytkového materiálu a po deseti vzorcích i přístrojová nádobka na vodu. Výsledkem

granulometrického měření je procentuální zastoupení jílu až písku ve vzorku a zrnitostní křivky zpracované v programu Microsoft office Excel 365.

Tab. 4: Kalibrační tabulka s daty z ICP-MS. Za parametr  $x$  byly dosaženy hodnoty naměřené EDXRF fluorescenčním spektrometrem. V posledním sloupci jsou znázorněny meze detekce zájmových prvků.

prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti $R^2$	mez detekce
Al	$y = 1,43x$	0,9965	0,045–0,14 %
Si	$y = 0,98347126x + 9,88082191$	0,69314833	0,025–0,08 %
P	$y = 0,5387x - 0,0747$	0,8883	0,004–0,012 %
Ti	$y = 1,0066x$	0,9977	0,0005–0,001 %
Mn	$y = 0,917x + 0,002727$	0,959382	0,0003–0,0007 %
Fe	$y = 1,0469x$	0,9924	0,0005–0,002 %
Rb	$y = 0,663447x + 22,065322$	0,853825	1–2 ppm
Sr	$y = 0,732794x + 16,786020$	0,577343	1–2 ppm
Zr	$y = 0,9995x$	0,9967	1–2 ppm
V	$y = 1,153482x + 153,129889$	0,574305	4–10 ppm
Ni	$y = 0,898401x + 10,613281$	0,889742	4–10 ppm
Cu	$y = 0,849666x - 4,633135$	0,793541	2–6 ppm
Zn	$y = 0,8708x$	0,9867	1–3 ppm
As	$y = 0,8112x$	0,9836	1–3 ppm
Pb	$y = 2,0199x - 19,993$	0,0589	1–4 ppm



## 7. VÝSLEDKY

### 7.1 Makroskopický popis vrtných jader

Údaje o zrnitosti a barvě sedimentu jednotlivých vrstev jsou uvedeny v tabulce č. 5.

Ve vrtu Hynkov bylo v první vrstvě (0–44 cm, řazeno od nadloží do podloží) pozorováno velké zastoupení kořínků rostlin, větviček a dřeva. Střední část (45–146 cm) vykazovala přítomnost organické hmoty, oxy-hydroxidů železa a zrn muskovitu. Ve spodních dvou vrstvách (147–178 cm) byl zaznamenán obsah oxy-hydroxidů železa a manganu. Dále byla v hloubce 159 cm zaregistrována hladina podzemní vody.

Podobně tomu bylo i u vrtu Dětrichov, kde se do hloubky 35 cm nacházely kořínky rostlin, zbytky větviček a ulity měkkýšů. Zároveň se již v nejvyšších polohách vyskytovaly drobné konkrce rzi (do 2 mm) a zrníčka muskovitu. U vrstvy 36–60 cm byly zjištěny nepravidelné konkrce železa o velikosti až 5 mm. Následující část (61–69 cm) obsahovala organický uhlík. Všechny další vrstvy, s výjimkou vrstvy 10 (172–194 cm), 11 (195–207 cm), 14 (271–309 cm) a 15 (310–328 cm), zahrnovaly výskyt oxy-hydroxidů železa. Významná byla přítomnost úlomků prachovce v hloubce 152 a 173 cm a velkého křemenného valounu v hloubce 315 cm pod povrchem. Hladina podzemní vody byla nalezena v hloubce 260 cm.

Jádro Chropyně obsahovalo organickou hmotu v části 0–36 cm a poté byla její existence zaregistrována v hloubce mezi 94–111 cm. Oxy-hydroxidy železa byly zachyceny po celé délce vrtného profilu, vyjma vrstvy 1 (0–36 cm), 2 (37–81 cm) a 4 (94–111 cm). U vrstvy 7 (171–180 cm) byl dále přítomen organický uhlík, černé konkrce (do 3 mm) oxy-hydroxidů manganu a zvýšený podíl vody. Část 10 (250–269 cm) vykazovala různobarevnost.

V první poloze (0–12 cm) jádra Nové Dvory byl také potvrzen obsah kořínků rostlin a dřeva. Navíc byla tato část silně vysušená. Postupně do podloží přibývala vlhkost až na hranici podzemní vody v hloubce 270 cm. Opětovně byl zaznamenán výskyt oxy-hydroxidů železa v rozmezí 62–229 cm a 255–270 cm. Ve vrstvě 4 (62–73 cm) se nacházely i oxy-hydroxidy manganu. V hloubce 255 cm byla zpozorována konkrce železa o velikosti 1 cm. U stejné vrstvy byl nalezen vysoký obsah organického uhlíku. Od vrstvy 7 (114–164 cm) došlo k náhlému nárůstu zrn muskovitu.

Tab. 5: Popis zrnitosti a barev všech vrstev jednotlivých vrtných jader na základě makroskopického popisu.

	HYNKOV			DĚTRICHOV			CHROPYNĚ			NOVÉ DVORY		
	hloubka (cm)	zrnitost	barva	hloubka (cm)	zrnitost	barva	hloubka (cm)	zrnitost	barva	hloubka (cm)	zrnitost	barva
<b>vrstva 1</b>	0–44	jílovito-písčítý prach	tmavě žlutohnědá	0–19	jílovitý prach	tmavě žlutohnědá	0–36	jílovito-písčítý prach	tmavě žlutohnědá	0–12	prach	světle žlutohnědá
<b>vrstva 2</b>	45–86	jílovito-písčítý prach	středně žlutohnědá	20–35	jílovitý prach	tmavě žlutohnědá	37–81	jílovito-písčítý prach	středně žlutohnědá	13–35	jílovito-písčítý prach	světle žlutohnědá
<b>vrstva 3</b>	87–146	písčítý prach	tmavě žlutohnědá	36–60	jílovitý prach	středně žlutohnědá	82–93	písčítý prach	středně žlutohnědá	36–61	jílovitý prach	světle žlutohnědá
<b>vrstva 4</b>	147–168	prachovitý písek	světle hnědá	61–69	jílovitý prach	středně žlutohnědá	94–111	jílovito-písčítý prach	tmavě žlutohnědá	62–73	jílovitý prach	tmavě žlutohnědá
<b>vrstva 5</b>	169–178	prachovitý písek, příměs šterku	tmavě žlutohnědá	70–79	jílovitý prach	středně žlutohnědá	112–139	jílovitý prach	tmavě žlutohnědá	74–90	písčito-jílovitý prach	tmavě žlutohnědá
<b>vrstva 6</b>				80–112	jílovitý prach	středně žlutohnědá	140–170	jílovitý prach	světle hnědá	91–113	jílovitý prach	tmavě žlutohnědá
<b>vrstva 7</b>				113–151	jílovito-písčítý prach	středně hnědá	171–180	jílovito-písčítý prach	světle hnědá	114–164	písčítý prach	světle hnědá
<b>vrstva 8</b>				152–164	prachovitý písek	středně hnědá	181–200	písčítý prach	světle hnědá	165–194	písčítý prach	středně šedá
<b>vrstva 9</b>				165–171	písčítý prach	středně hnědá	201–249	jílovito-písčítý prach	středně žlutohnědá	195–229	písčítý prach	tmavě žlutohnědá
<b>vrstva 10</b>				172–194	jílovito-písčítý prach	středně hnědá	250–269	písčítý prach	středně žlutohnědá	230–254	písčítý prach až prachovitý písek	středně šedá
<b>vrstva 11</b>				195–207	písčítý prach	světle žlutohnědá	270–276	písčítý prach	světle hnědá	255–270	prachovitý písek, příměs šterku	tmavě šedá
<b>vrstva 12</b>				208–260	písčítý prach	středně šedá				271–286	prachovitý písek až šterk	středně šedá
<b>vrstva 13</b>				261–270	prach	středně šedá						
<b>vrstva 14</b>				271–309	písčítý prach	středně šedá						
<b>vrstva 15</b>				310–328	prachovitý písek, příměs šterku	středně tmavě šedá						

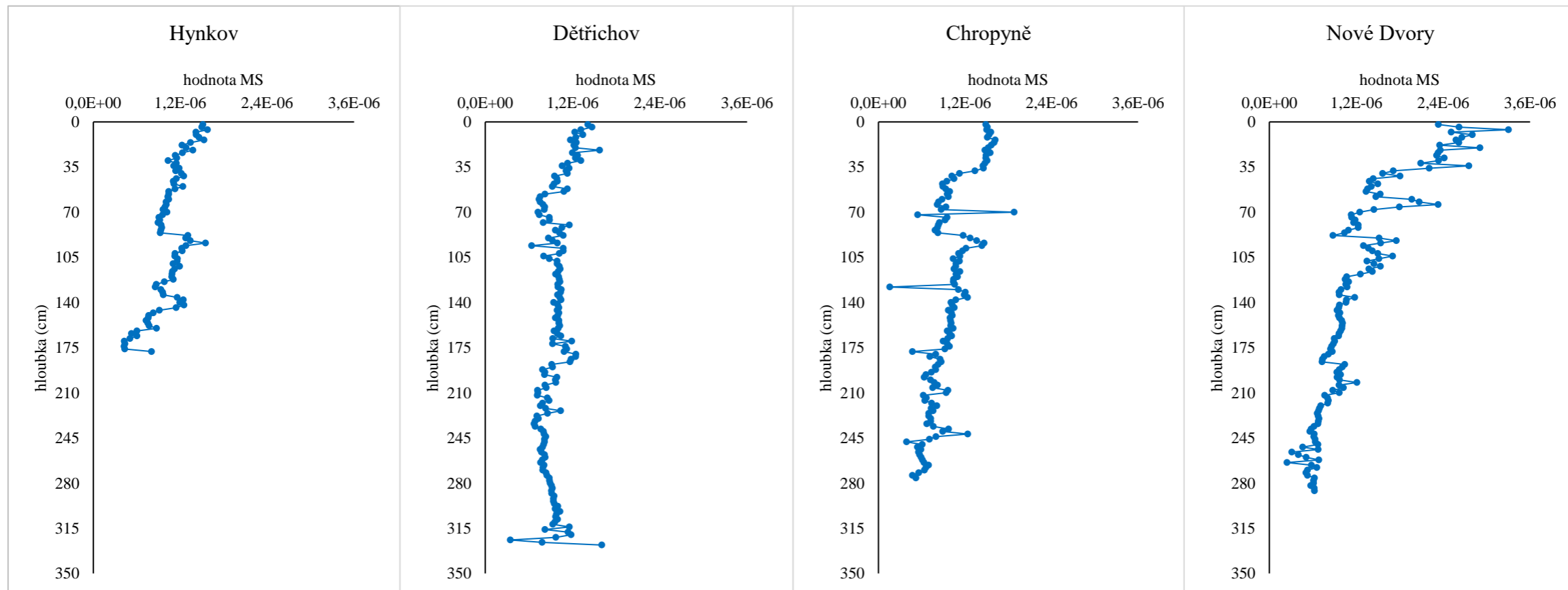
## 7.2 Magnetická susceptibilita

Nejvyšší hodnoty MS vykazovala v profilu Hynkov první vrstva 0–60 cm ( $1,58 \times 10^{-6}$ – $1,03 \times 10^{-6}$ ). Dále byly její vysoké hodnoty zachyceny v části 87–122 cm ( $1,55 \times 10^{-6}$ – $1,08 \times 10^{-6}$ ) a 135–144 cm ( $1,25 \times 10^{-6}$ – $1,14 \times 10^{-6}$ ). Naopak nejnižší hodnoty byly přítomny ve vrstvě 151–156 cm ( $7,59 \times 10^{-7}$ – $7,30 \times 10^{-7}$ ) a 161–176 cm ( $6,01 \times 10^{-7}$ – $4,24 \times 10^{-7}$ ). Celkově byl zaregistrován postupný pokles MS směrem do podloží. Maximální hodnota se nacházela v hloubce 5–6 cm ( $1,58 \times 10^{-6}$ ) a minimální hodnota v hloubce 173–174 cm ( $4,24 \times 10^{-7}$ ). Průměrná hodnota MS vzorků celého jádra byla  $1,05 \times 10^{-6}$  (Obr. 13).

Ve vrtném profilu Dětrichov se nejvyšší hodnoty MS vyskytovaly u povrchové vrstvy do 30 cm ( $1,57 \times 10^{-6}$ – $1,17 \times 10^{-6}$ ), dále u vrstvy 169–170 cm ( $1,19 \times 10^{-6}$ ) a 179–186 cm ( $1,25 \times 10^{-6}$ – $1,17 \times 10^{-6}$ ). Konstantní až mírně rozkolísané hodnoty byly zaznamenány v části 31–54 cm ( $1,16 \times 10^{-6}$ – $9,24 \times 10^{-7}$ ), 55–78 cm ( $8,86 \times 10^{-7}$ – $7,26 \times 10^{-7}$ ), 109–168 cm ( $1,05 \times 10^{-6}$ – $9,30 \times 10^{-7}$ ), 171–178 cm ( $1,12 \times 10^{-6}$ – $9,28 \times 10^{-7}$ ), 187–224 cm ( $1,04 \times 10^{-6}$ – $7,19 \times 10^{-7}$ ) a 225–312 cm ( $1,03 \times 10^{-6}$ – $6,72 \times 10^{-7}$ ). Rozkolísané hodnoty MS pak byly zjištěny u vrstvy 79–108 cm ( $1,16 \times 10^{-6}$ – $6,41 \times 10^{-7}$ ) a 313–328 cm ( $1,61 \times 10^{-6}$ – $3,45 \times 10^{-7}$ ). Maximální hodnota byla naměřena v hloubce 327–328 cm ( $1,61 \times 10^{-6}$ ) a minimální v hloubce 323–324 cm ( $3,45 \times 10^{-7}$ ). Průměrná hodnota jádra Dětrichov byla  $9,66 \times 10^{-7}$  (Obr. 13).

Zvýšené hodnoty MS byly zachyceny ve svrchní vrstvě 0–38 cm ( $1,62 \times 10^{-6}$ – $1,34 \times 10^{-6}$ ) profilu Chropyně. V části 87–100 cm došlo po mírném snížení v části 39–86 cm (průměrná hodnota  $9,39 \times 10^{-7}$ ) k opětovnému navýšení hodnot na  $1,47 \times 10^{-6}$ – $1,17 \times 10^{-6}$ . V hloubce 69–70 cm byl přítomen výrazný pík s maximální hodnotou celého vrtu ( $1,88 \times 10^{-6}$ ) a v hloubce 127–128 cm naopak nápadný pík s hodnotou minimální ( $1,58 \times 10^{-7}$ ). Menší pík se také vyskytoval v části 241–242 cm ( $1,24 \times 10^{-6}$ ). Nejnižší hodnoty MS byly zaregistrovány u vrstvy 71–72 cm ( $5,45 \times 10^{-7}$ ), 177–178 cm ( $4,71 \times 10^{-7}$ ), 247–248 cm ( $3,90 \times 10^{-7}$ ) a 273–276 cm ( $5,58 \times 10^{-7}$ – $4,73 \times 10^{-7}$ ). Celkově tento profil vykazuje úbytek hodnot s hloubkou. Průměrná hodnota zkoumaného vrtu byla  $9,76 \times 10^{-7}$  (Obr. 13).

Poměrně vysoké hodnoty MS byly zaznamenány v povrchových dvou vrstvách (0–36 cm) vrtného jádra Nové Dvory ( $3,30 \times 10^{-6}$ – $2,09 \times 10^{-6}$ ). Nárůst hodnot vůči stále klesajícímu trendu byl dále pozorován v části 59–64 cm ( $2,33 \times 10^{-6}$ – $1,97 \times 10^{-6}$ ). Byly zachyceny i poklesy MS ve vrstvě 71–78 cm ( $1,18 \times 10^{-6}$ – $1,13 \times 10^{-6}$ ), 83–88 cm ( $1,09 \times 10^{-6}$ – $8,79 \times 10^{-7}$ ), 119–200 cm ( $1,18 \times 10^{-6}$ – $7,29 \times 10^{-7}$ ) a 203–286 cm ( $1,02 \times 10^{-6}$ – $2,46 \times 10^{-7}$ ). Maximální hodnota se nacházela



Obr. 13: Grafy hloubkové distribuce hodnot magnetické susceptibilitu jednotlivých vrtných jader.

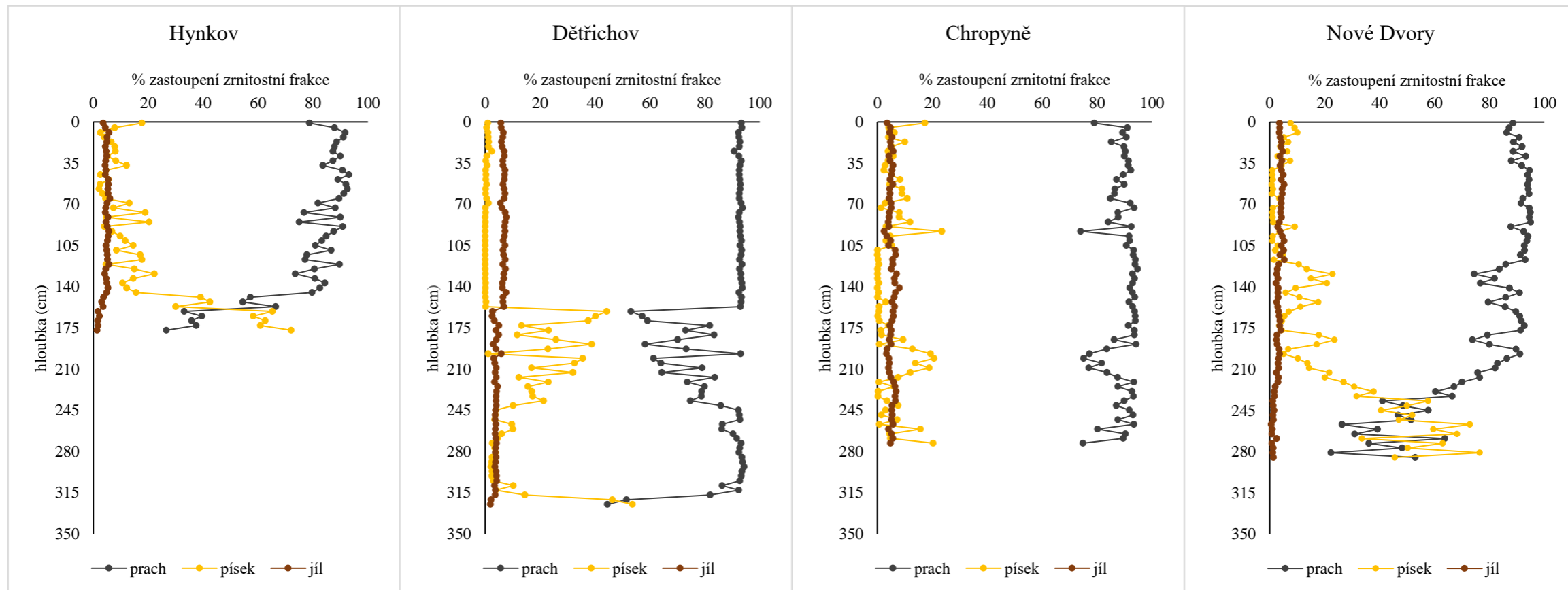
v hloubce 5–6 cm ( $3,30 \times 10^{-6}$ ) a minimální v hloubce 263–264 cm ( $2,46 \times 10^{-7}$ ). Průměrná hodnota tohoto jádra byla  $1,2 \times 10^{-6}$  (Obr. 13).

### 7.3 Zrnitostní analýza

Ve vrtném jádře Hynkov byla do hloubky 159 cm dominantní prachovitá frakce (93,04–54,44 %). Její nejvyšší množství (nad 90 %) se vyskytovalo v části 8–15 cm, 40–47 cm, 52–63 cm a 88–91 cm. Stejně vrstvy obsahovaly 4,63–2,11 % písku. Oblast 0–147 cm, mimo již zmíněné vrstvy, vykazovala 89,95–73,57 % prachu a 22,24–4,46 % písku. Obsah jílu byl v této části zaregistrován v rozmezí 6,06–3,61 %. Vrstva 148–159 cm zahrnovala 66,45–54,44 % prachovité, 42,49–29,97 % písčité a 3,76–3,07 % jílovité frakce. Posledních 19 cm byl zjištěn úbytek množství prachu a jílu na 26,62 % a 1,36 %. Naopak bylo zjištěno navýšení hodnot písku na 72,02 % (Obr. 14).

V profilu Dětrichov byl nad 90 % přítomen prach do hloubky 157 cm. Ve stejné oblasti se obsah písku pohyboval v rozmezí 2,43–0 % a jílu 7,73–5,58 %. V hloubce 158–161 cm došlo k výraznému snížení hodnot prachu o 39,94 % a ke snížení hodnot jílu o 4,14 %. U písku bylo zpozorováno nápadné navýšení o 44,07 %. V části 162–247 cm byly jednotlivé obsahy zrnitostních frakcí silně rozkolísané (prach 93,05–53,04 %, písek 44,24–1,09 %, jíl 5,86–2,53 %). Následující vrstva (248–319 cm) byla opětovně bohatá na vysoké množství prachu (94,30–81,91 %) a poměrně nízké množství písku (14,46–2,14 %). Hodnoty jílovité frakce zde byly konstantní (4,25–3,45 %). Posledních 9 cm byl naměřen úbytek prachu na 44,48 % a jílu na 1,93 %. Zároveň bylo naměřeno navýšení písku na 53,59 % (Obr. 14).

Vysoký obsah prachovité frakce převažoval u celého jádra Chropyně s průměrnou hodnotou 89,20 %. Maximální zastoupení prachu bylo zjištěno v hloubce 124–127 cm (94,79 %). Nejnižší množství bylo zaznamenáno v části 92–95 cm (74,02 %), dále v části 200–203 cm (75,11 %) a 272–275 cm (74,89 %). Naproti tomu byl v celém profilu zachycen poměrně nízký obsah písčité frakce s průměrnou hodnotou 5,66 %. Minimální množství se nacházelo v hloubce 140–143 cm (0,03 %), nejvyšší množství písku bylo naměřeno u vrstvy 92–95 cm (23,52 %), 200–203 cm (20,69 %) a 272–275 cm (20,29 %). Průměrné hodnoty jílu tohoto profilu byly 5,14 %. Mírné navýšení obsahu jílu bylo pozorováno v části 108–115 cm (6,69–6,50 %), 128–151 cm (8–6,11 %), 156–159 cm (na 6,32 %) a 224–239 cm (6,84–6,44 %). Mírný pokles se vyskytoval ve vrstvě 92–99 cm (3,55–2,46 %) a 192–199 cm (3,62–3,35 %) (Obr. 14).



Obr. 14: Grafy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí jednotlivých vrtných jader.

U vrtu Nové Dvory převládá do hloubky 123 cm prach s hodnotami 95,10–85,99 % a písek s hodnotami 10,61–0,75 %. Oblast 124–223 cm vykazovala úbytek siltu na 70,06 % a nárůst písku na 26,91 %. Obsah jílu zde byl převážně konstantní s průměrným množstvím 3,74 %. V následující části (224–286 cm) byly hodnoty prachovité a písčité frakce výrazně rozkolísané a postupně bylo snižováno množství prachu (67,16–22,3 %) a jílu (2,57–0,6 %). Naopak u písku došlo k navýšení jeho obsahu (76,52–30,83 %) (Obr. 14).

#### 7.4 Spektrální odraznost

Ve vrtném profilu Hynkov byly hodnoty CIE L\* do hloubky 42 cm mírně rozkolísané s průměrem 62,08. V části 43–88 cm byly hodnoty lehce zvýšené (67,34–63,60) a v části 89–160 cm nastal jejich pokles (65,94–60,55). Poslední vrstva (161–178 cm) byla charakteristická skokovým nárůstem hodnot (77,32–66,19). Minimální hodnota CIE L\* byla zaznamenána v hloubce 31–32 cm (59,23). Průměrná hodnota celého jádra byla 64,98 (Obr. 15). U odraznosti v červeném pásmu byly hodnoty nestálé v části 0–42 cm (33,07–31,13 %) a 139–160 cm (32,57–31,68 %), převážně konstantní v části 43–88 cm (32,40–31,30 %) a 89–138 cm (32,37–31,31 %) a silně snižené v části 161–178 cm (31,46–26,01 %) (Obr. 16).

Ve vrtu Dětrichov byly do hloubky 170 cm hodnoty CIE L\* proměnlivé a byl patrný jejich úbytek (69,78–62,09). Maximální hodnota této části byla nalezena v oblasti 17–18 cm a nejnižší v oblasti 139–140 cm. U vrstvy 171–176 cm došlo k navýšení hodnot na 71. V další části (177–308 cm) byl zaregistrován opakovaný pokles a rozkolísání hodnot CIE L\* (70,36–59,38), kde nejvyšší hodnota byla přítomna v hloubce 233–234 cm a minimální v hloubce 275–276 cm. U závěrečné polohy tohoto profilu (309–328 cm) byl také stanoven náhlý nárůst hodnot (76,12–64,39). Průměrná hodnota CIE L\* jádra Dětrichov byla 66,04 (Obr. 15). Hodnoty odraznosti v červeném pásmu byly u první vrstvy (0–138 cm) nestálé a vykazovaly postupné navýšení s hloubkou (33,71–28,80 %). V následující části vrtu (139–170 cm) nastalo lehké snížení hodnot (33,50–32,24 %). Skokový úbytek hodnot o 4,43 % se vyskytoval v hloubce 171–172 cm. Průměrná hodnota oblasti mezi 171–212 cm byla 28,45 %. V další části (213–230 cm) bylo zjištěno silné rozkolísání hodnot odraznosti v červeném pásmu (32,86–28,84 %). Stejněměrné hodnoty (29,11–26,99 %) se nacházely v oblasti 231–310 cm. Zbývající vrstva (311–328 cm) byla typická poklesem údajů na hodnotu 25,06 %, která byla i nejnižší v celém profilu (Obr. 16).

Údaje CIE L\* dosahovaly v nejvyšší části jádra Chropyně (0–22 cm) hodnot mezi 66,67–63,87. Po mírném zvýšení v hloubce 23–24 cm zůstaly hodnoty do oblasti 142 cm

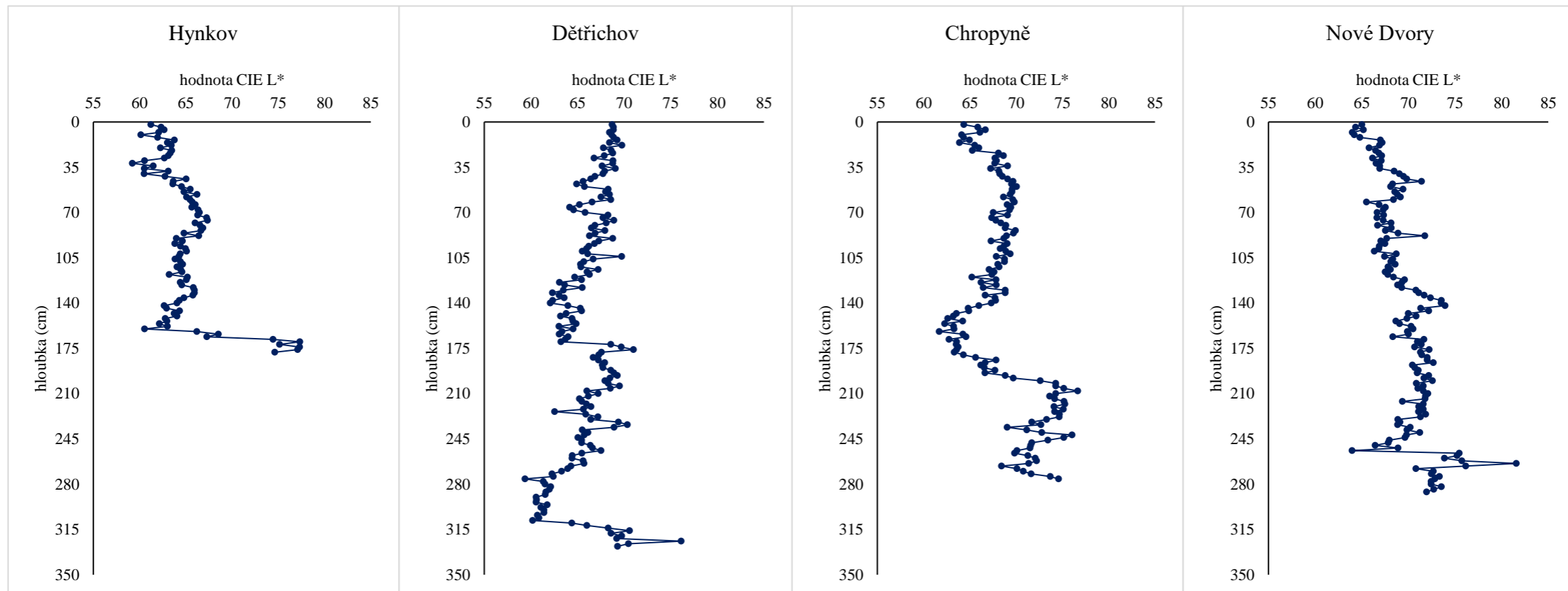
konstantní až lehce proměnlivé (70,04–65,21). Ke slabému snížení hodnot CIE L\* došlo u vrstvy 143–180 cm (64,88–61,69). V části 181–208 cm byl naměřen nárůst hodnot o 11,04 na 76,65. Poslední poloha vrtu Chropyně (209–276 cm) měla hodnoty CIE L\* rozkolísané a vyskytovaly se v rozmezí 76,04–68,42 (Obr. 15). Hodnoty odraznosti v červeném pásmu byly v prvních dvou částech (0–22 cm a 23–142 cm) stejnoměrné (průměrné hodnoty 31,35 % a 30,61 %). V následující oblasti (143–196 cm) byly hodnoty proměnlivé a místy zvýšené (32,76–30,56 %). Konečná vrstva (197–276 cm) byla charakteristická poklesem odraznosti v červeném pásmu s průměrnou hodnotou 30,25 % (Obr. 16).

Vrtné jádro Nové Dvory vykazovalo v celém svém průřezu konstantní až mírně vzestupné hodnoty CIE L\* směrem do hloubky. Průměrná hodnota tohoto profilu byla 69,68. Výraznější odchylky zvýšených hodnot CIE L\* byly přítomny v části 137–142 cm (73,94–73,53), 255–266 cm (81,57–73,88), 273–274 cm (73,33) a 281–282 cm (73,56). Naproti tomu nápadnější odchylky snížených hodnot byly zjištěny v části 0–12 cm (65,19–63,99), 19–20 cm (65,79), 61–62 cm (65,51) a 253–254 cm (63,98) (Obr. 15). Průměrná hodnota odraznosti v červeném pásmu byla ve vrtu Nové Dvory 28,55 %. Zvýšené hodnoty byly pozorovány v oblasti 69–86 cm (30,55–30,01 %), 97–100 cm (30,26–30,03 %), 117–128 cm (30,94–30,44 %), 151–156 cm (30,92–30,42 %) a 159–162 cm (30,09 %). Naopak nižší hodnoty odraznosti v červeném pásmu se nacházely v oblasti 183–186 cm (26,97–26,66 %), 221–228 cm (26,92–26,77 %), 255–266 cm (26,35–25,31 %), 269–278 cm (26,85–26,57 %) a 281–286 cm (26,89–26,72 %) (Obr. 16).

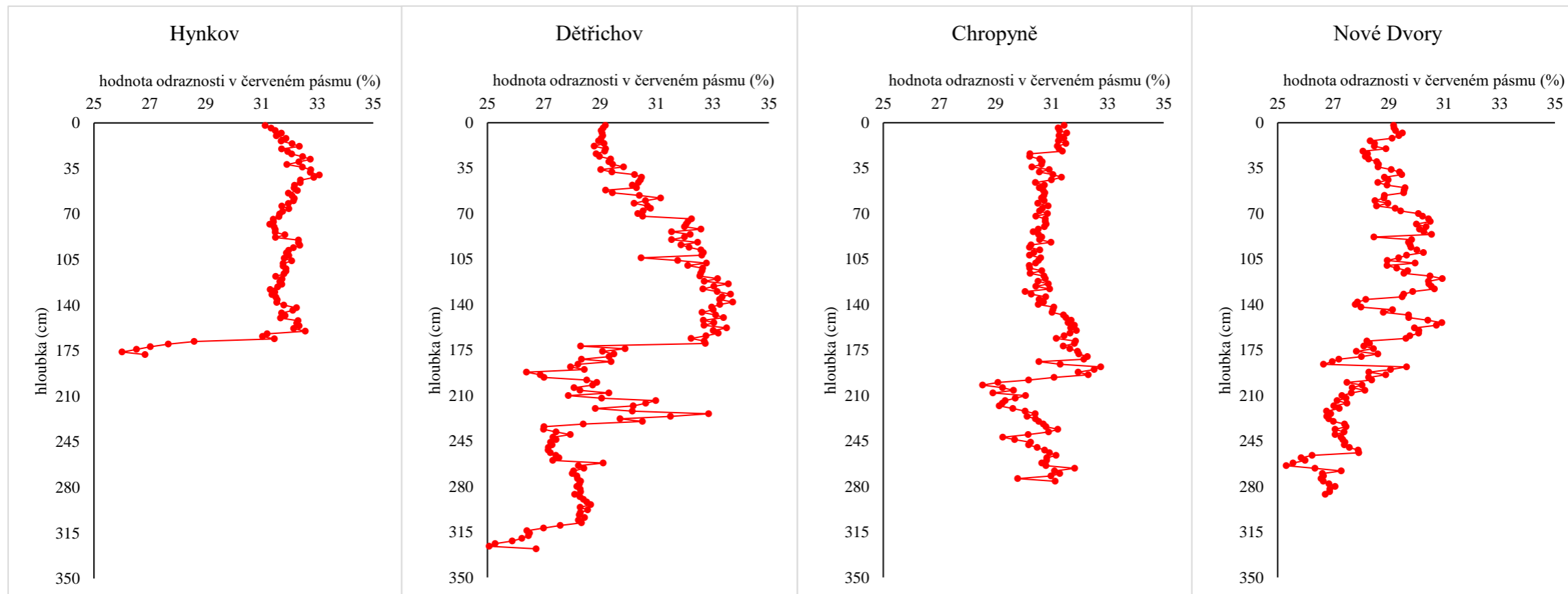
## 7.5 Gamaspktrometrie

Analýza hmotnostní aktivity  $^{137}\text{Cs}$  probíhala u všech vrtů pouze do hloubky 50–60 cm. Hodnoty se v převážné části vyskytovaly pod mezí detekce. Navíc byla přístrojem vygenerována značná chybovost jednotlivých měření. Hodnoty hmotnostní aktivity  $^{137}\text{Cs}$  nad mezí detekce byly u profilu Hynkov zachyceny ve vrstvě 9–10 cm (16,35 Bq.kg<sup>-1</sup>), 13–14 cm (17,03 Bq.kg<sup>-1</sup>), 15–16 cm (9,7 Bq.kg<sup>-1</sup>) a 21–22 cm (16,84 Bq.kg<sup>-1</sup>) (Obr. 17). V jádře Dětrichov se podobné hodnoty nacházely v hloubce 9–10 cm (10,1 Bq.kg<sup>-1</sup>), 13–14 cm (13 Bq.kg<sup>-1</sup>), 17–18 cm (7,64 Bq.kg<sup>-1</sup>), 23–24 cm (9,09 Bq.kg<sup>-1</sup>), 37–38 cm (6,66 Bq.kg<sup>-1</sup>) a 43–44 cm (7,21 Bq.kg<sup>-1</sup>) (Obr. 17). Vysoká hodnota  $^{137}\text{Cs}$  byla přítomna v první části (0–2 cm) vrtu Chropyně (67,31 Bq.kg<sup>-1</sup>). Další hodnoty byly zaznamenány u vrstvy 15–16 cm (11,76 Bq.kg<sup>-1</sup>), 27–28 cm (5,73 Bq.kg<sup>-1</sup>), 31–32 cm (8,18 Bq.kg<sup>-1</sup>), 35–36 cm (7,78 Bq.kg<sup>-1</sup>),

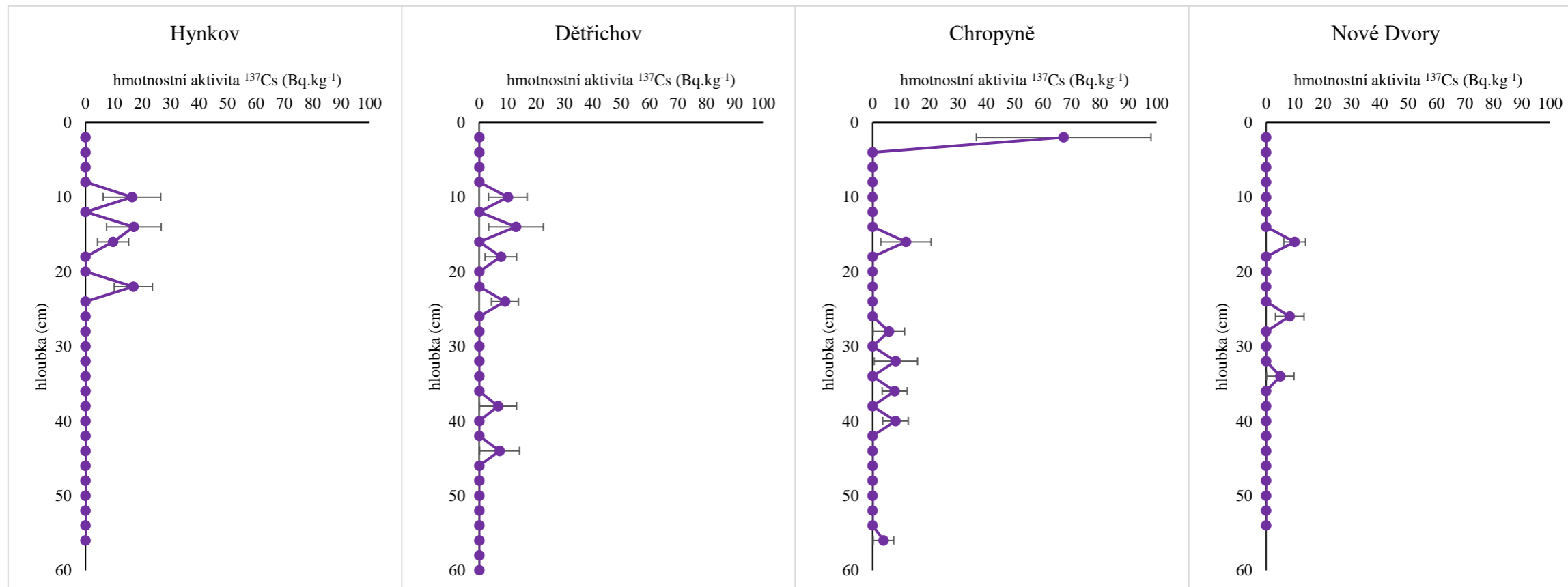




Obr. 15: Grafy hloubkové distribuce hodnot CIE L\* jednotlivých vrtných jader.



Obr. 16: Grafy hloubkové distribuce hodnot odraznosti v červeném pásmu jednotlivých vrtných jader.



Obr. 17: Grafy hloubkové distribuce hodnot hmotnostní aktivity  $^{137}\text{Cs}$  jednotlivých vrtných jader s odchylkami měření.

39–40 cm ( $8,08 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ) a 55–56 cm ( $3,85 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ) (Obr. 17). V profilu Nové Dvory byly hodnoty hmotnostní aktivity  $^{137}\text{Cs}$  zaregistrovány v oblasti 15–16 cm ( $10,05 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ), 25–26 cm ( $8,3 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ) a 33–34 cm ( $5 \text{ Bq.kg}^{-1}$ ) (Obr. 17).

## 7.6 EDXRF

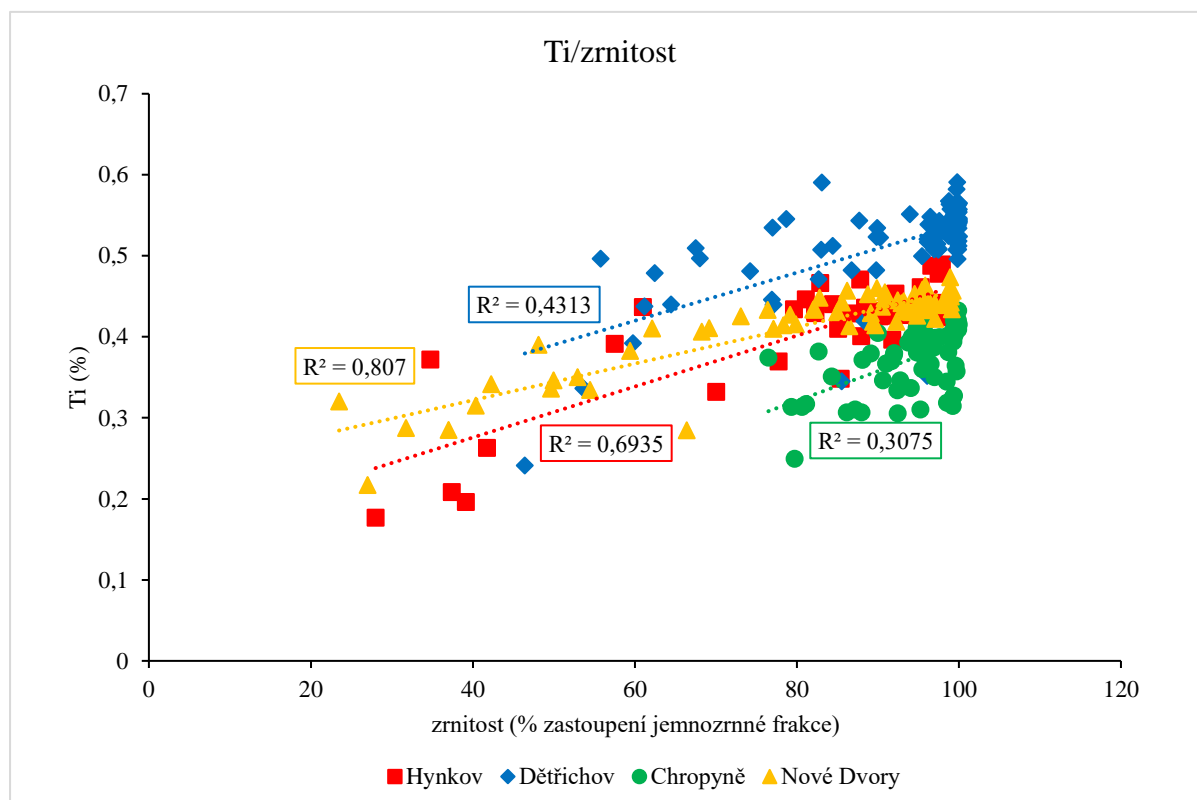
Koncentrace měřených prvků byly napříč vrtnými jádry značně proměnlivé. Jejich rozsah je pro jednotlivé vrstvy všech profilů znázorněn v přílohách č. 1-4.

Dále byl stanoven prvek, který reprezentuje litogenní pozadí. Na obrázku je uvedena závislost koncentrací Ti na kumulativní četnosti jílovité a prachovité frakce ve vzorcích ze všech čtyř vrtů (Obr. 18). Digram ukazuje, že koncentrace Ti stoupají s klesající zrnitostí sedimentu (rostoucím podílem jílovité a prachovité frakce). Tato závislost je poté využita pro normalizaci všech zájmových prvků na litogenní Ti (prvkové poměry  $X/\text{Ti}$ ), čímž je odfiltrován vliv zrnitosti na absolutní koncentrace sledovaných prvků.

### 7.6.1 Hynkov

U podílu Pb/Ti byly údaje v celém profilu nerovnoměrné s průměrnou hodnotou 60,33. Nejvyšší hodnoty se nacházely v prvních 24 cm ( $126,47\text{--}79,92$ ), dále u vrstvy 27–42 cm ( $84,76\text{--}72,45$ ), 49–52 cm ( $73,09\text{--}71,80$ ) a 89–90 cm ( $74,07$ ). Naopak nejnižší hodnoty byly přítomny u vrstvy 77–84 cm ( $49,66\text{--}44,90$ ), 87–88 cm ( $49,39$ ), 103–112 cm ( $49,26\text{--}44,27$ ), 115–130 cm ( $48,78\text{--}37,27$ ) a 133–178 cm ( $47,99\text{--}25,12$ ) (Obr. 19). Poměry As/Ti byly silně rozkolísané v celém vrtném jádře. Do 38 cm hodnoty stoupaly ( $33,96\text{--}23,01$ ). Následně hodnoty As/Ti až do hloubky 166 cm zvolna klesaly ( $33,10\text{--}14,86$ ). Ve spodní části profilu (167–178 cm) nastalo výrazné navýšení hodnot na 38,06. Průměrná hodnota As/Ti byla 21,68. Maximální hodnota byla naměřena u vrstvy 177–178 cm ( $38,06$ ) a minimální v hloubce 137–138 cm ( $14,86$ ) (Obr. 19). U poměru Zn/Ti se hodnoty pohybovaly kolem průměru, který činil 145,61. Nápadně vyšší hodnoty proti průměru byly zachyceny v povrchové části 0–6 cm ( $202,69\text{--}182,92$ ) a v podložní vrstvě od 171–178 cm ( $214,39\text{--}180,42$ ). Nízké byly potom hodnoty v hloubce 149–152 cm ( $109,14\text{--}105,87$ ) a v hloubce 157–158 cm ( $108,46$ ) (Obr. 19). Podíly Fe/Ti byly v první části (0–26 cm) převážně konstantní ( $9,74\text{--}7,96$ ). U další vrstvy (27–50 cm) byl zaregistrován vzestup a rozkolísání hodnot ( $16,89\text{--}8,92$ ). V hloubce 51–166 cm již byly hodnoty především rovnoměrné až mírně zvýšené ( $9,26\text{--}6,38$ ) a v části 167–178 cm zvýšené ( $12,09\text{--}9,91$ ) (Obr. 19). Hodnoty podílu Mn/Ti byly z větší části konstantní

a nacházely se blízko průměru (0,21). K velkému výkyvu hodnot došlo v oblasti 155–160 cm (0,66–0,28). Největší hodnota se vyskytovala u vrstvy 159–160 cm (0,66) a nejmenší u vrstvy 161–162 cm (0,12) (Obr. 19). Podíly Cu/Ti byly rovnoměrné až lehce proměnlivé s průměrnou hodnotou 39,48. Výraznější pokles hodnot byl zaznamenán v hloubce 165–178 cm (39,04–15,05). Maximální hodnota Cu/Ti byla zjištěna v části 35–36 cm (55,71) a minimální v části 177–178 cm (15,05) (Obr. 19).



Obr. 18: Graf závislosti titanu na zrnitosti (pozadí) jednotlivých vrtných jader se znázorněnými hodnotami  $R^2$  (tzv. hodnotami spolehlivosti).

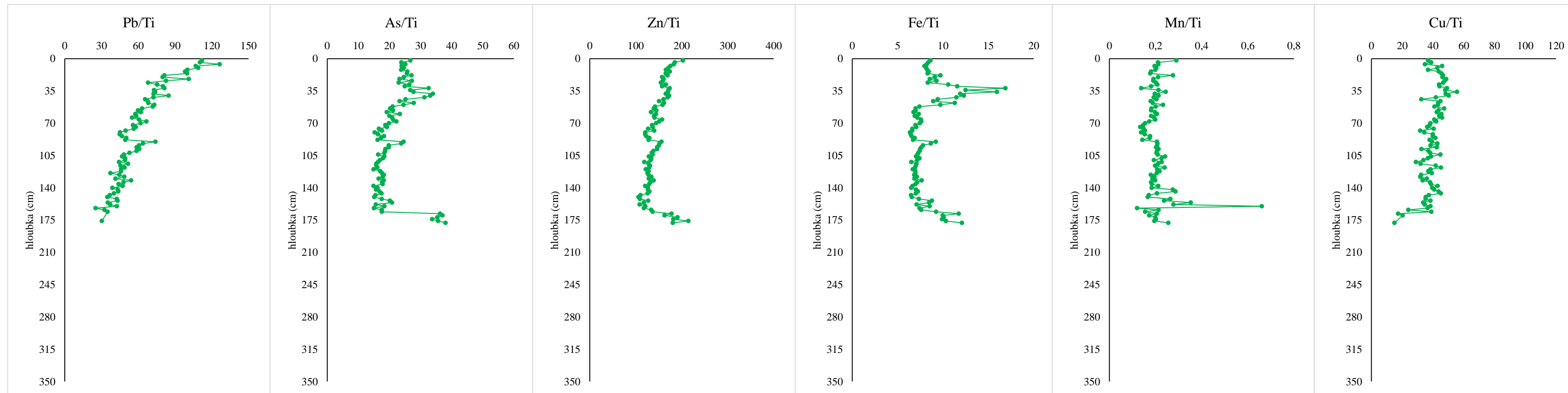
## 7.6.2 Dětrichov

Hodnoty podílu Pb/Ti byly silně nestálé. Byly pozorovány dva důležité úseky charakteristické určitými hodnotami. Do 162 cm byly hodnoty vyšší (89,21–50,16). Ve zbylé vrstvě (163–328 cm) byly hodnoty Pb/Ti nižší (59,67–19,9). V hloubce 163–164 cm byla patrná změna průběhu hodnot (Obr. 20). Hodnoty podílu As/Ti byly ve vrtu Dětrichov výrazně nerovnoměrné, vyjma počáteční části do 54 cm (19,32–13,28). V oblasti 55–158 cm přicházelo postupné navýšení hodnot (37,15–14,62). Vrstva 159–328 cm zahrnovala podobné údaje jako nadložní část jádra, s výjimkou hloubky 171–172 cm a 323–324 cm, kde byla nalezena minimální (8,55) a maximální (46,41) hodnota profilu (Obr. 20). Podíly Zn/Ti nevykazovaly žádné zřetelnější odchylky od průměrných hodnot, které se pohybovaly okolo

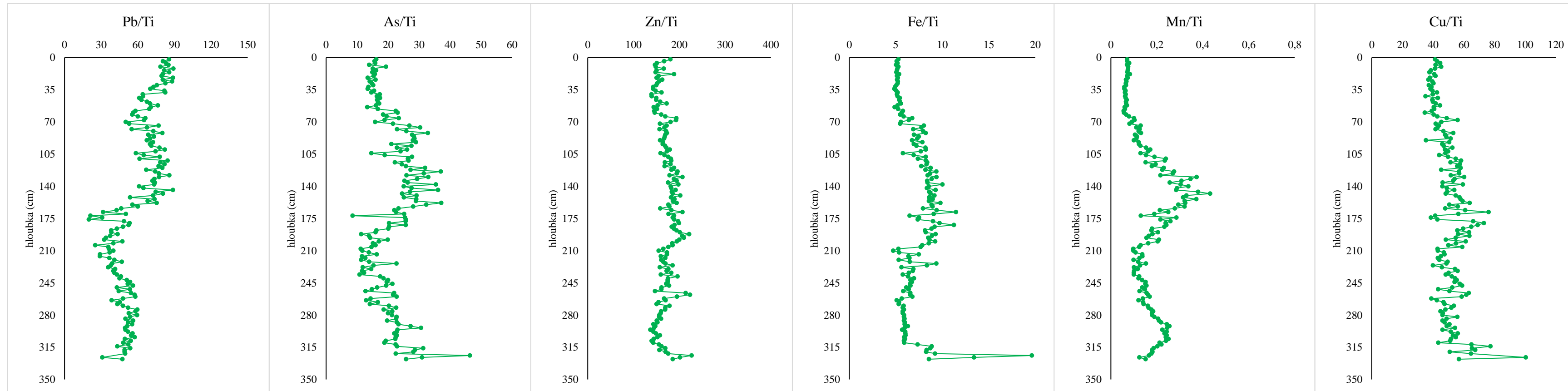
171,31. Nejvyšší hodnota se vyskytovala v části 323–324 cm (226,91) a nejnižší v části 295–296 cm (136,77) (Obr. 20). U podílu Fe/Ti byly hodnoty první vrstvy (0–72 cm) konstantní (6,78–4,85). V hloubce 73–230 cm nastalo částečné zvětšení a rozkolísání hodnot (11,48–4,72). Následující část (231–310 cm) měla rovnoměrné hodnoty Fe/Ti (6,96–5,1). V poslední oblasti (311–328 cm) byl patrný skokový nárůst hodnot (19,63–7,34) (Obr. 20). Zpočátku (0–70 cm) byly hodnoty podílu Mn/Ti ustálené (0,1–0,06). Ve vrstvě 71–160 cm byly hodnoty vyšší a nerovnoměrně rozmístěné (0,43–0,08). Posléze došlo v hloubce 161–268 cm k jejich úbytku (0,32–0,1). V závěrečné části (269–328 cm) byly hodnoty konstantní (0,26–0,12) (Obr. 20). U vrstvy 0–310 cm se hodnoty podílu Cu/Ti nacházely mezi 76,23–34,62, kdežto v hloubce 311–328 cm byly již vysoké (100,47–50,96). Průměrná hodnota Cu/Ti byla 50,34 (Obr. 20).

### 7.6.3 Chropyně

Hodnoty podílu Pb/Ti sledovaly obdobný vývoj jako u jádra Hynkov s průměrnou hodnotou 58,14, byly ale více rozkolísané. V oblasti 0–44 cm byly hodnoty největší (115,40–66,13). Část 45–88 cm byla typická poklesem hodnot Pb/Ti (71–35,09). U nadcházející vrstvy (89–182 cm) hodnoty znovu slabě narostly (79,69–51,18). V hloubce 183–226 cm byly zaregistrovány minimální hodnoty poměru Pb/Ti celého profilu (47,98–14,31). V poslední části (227–276 cm) došlo opětovně k vzestupu hodnot (66,56–5,44) (Obr. 21). Podíly As/Ti se pohybovaly u vrstvy 0–186 cm (30,76–18,64), 197–268 cm (31,06–22,9) a 273–274 cm (27,77) blízko průměru, který činil 26,25. Tři píky zvětšených hodnot byly zjištěny v hloubce 187–196 cm (43,11–32,71), 269–272 cm (38,54–37,54) a 275–276 cm (39,03). Celkově byly hodnoty As/Ti nerovnoměrné (Obr. 21). Hodnoty podílu Zn/Ti byly převážně konstantní, občas s mírným navýšením a snížením. Průměrná hodnota byla 180,93. Nejvyšší hodnota Zn/Ti byla přítomna v části 185–186 cm (224,86) a nejnižší v části 59–60 cm (145,07) (Obr. 21). Podíly Fe/Ti byly u vrstvy 0–148 cm rovnoměrné (9,19–7,32). Následně byly hodnoty až do hloubky 196 cm lehce zvýšené (12,45–8). Naproti tomu byl v části 197–276 cm zaznamenán propad hodnot (11,33–6,64) (Obr. 21). U podílu Mn/Ti byly hodnoty vrstvy 0–128 cm ustálené (0,30–0,18). Konstantní byly hodnoty také v oblasti 183–228 cm (0,18–0,08). Ve zbylých dvou částech (129–182 cm a 229–276 cm) byly hodnoty Mn/Ti proměnlivé (0,52–0,13 a 0,37–0,14) (Obr. 21). Ve všech vrstvách byly hodnoty podílu Cu/Ti nestálé. V hloubce 181–228 cm byly hodnoty zároveň i snížené (43,15–14,09). Průměrná hodnota Cu/Ti byla 51,22. Maximální hodnota se vyskytovala v části 113–114 cm (78,93) (Obr. 21).



Obr. 19: Grafy hloubkové distribuce hodnot podílů vybraných prvků a titanu ve vrtném jádře Hynkov.

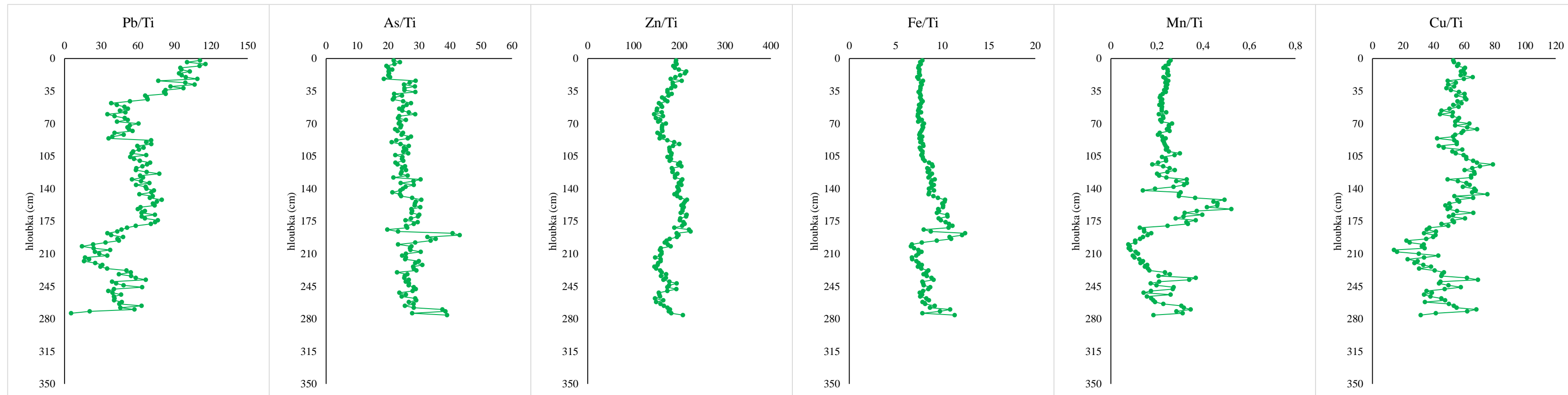


Obr. 20: Grafy hloubkové distribuce hodnot podílů vybraných prvků a titanu ve vrtném jádře Dětrichov.

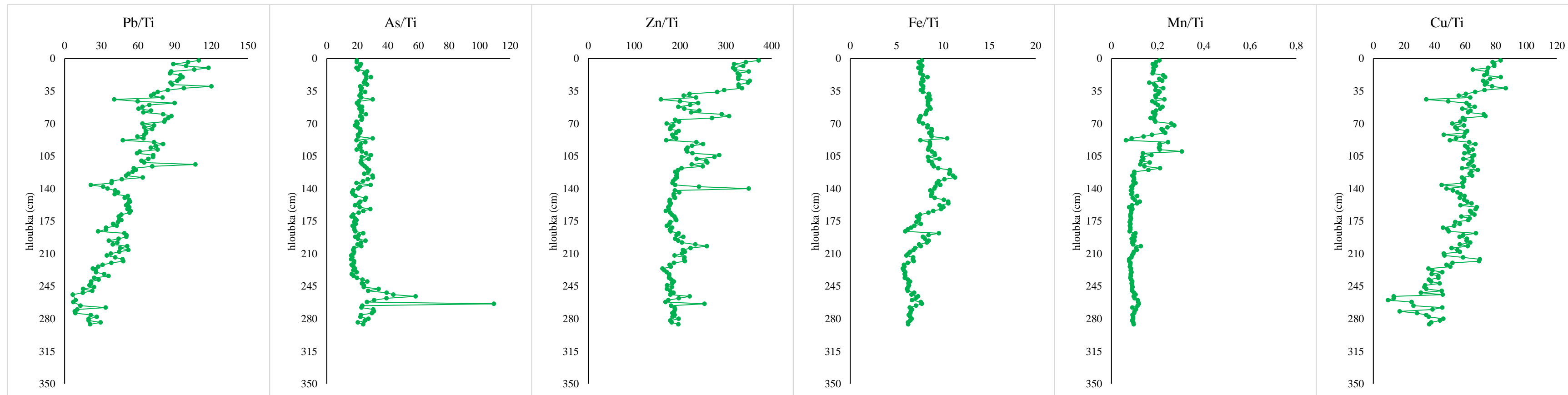


#### 7.6.4 Nové Dvory

U podílu Pb/Ti byl ve vrtu Nové Dvory pozorován úbytek hodnot směrem do podloží. Hodnoty byly po většinu délky vrtu rozkolísané. Průměrná hodnota Pb/Ti tohoto jádra byla 53,75. Výrazně vyšší hodnoty byly naměřeny u vrstvy 0–32 cm (120,03–86,23), 47–48 cm (90,02), 61–62 cm (87,38) a 113–114 cm (106,98). Opačné hodnoty byly zaznamenány v hloubce 251–260 cm (14,97–6,70) a 263–268 cm (10,37–8,32) (Obr. 22). Hodnoty podílu As/Ti se zvláště neměnily (průměr 23,62). Výjimkou byla část 251–258 cm a 263–264 cm, kde nastalo navýšení hodnot (58,12–39,09 a 109,36). Minimální hodnota byla patrná u vrstvy 215–216 cm (16) (Obr. 22). Podíl Zn/Ti vykazoval nerovnoměrně rozložené hodnoty napříč jádrem. Maximální hodnoty byly zachyceny v hloubce 0–32 cm (371,59–316,08) a 61–62 cm (307,16). Nápadný výkyv byl dále zjištěn v části 139–140 cm (349,96). Významné poklesy podílů Zn/Ti nalezeny nebyly. Obecněji měly hodnoty slabě klesající trend s hloubkou (Obr. 22). Podíly Fe/Ti mimořádně nekolísaly. Mírně zvýšené hodnoty byly sledovány v části 85–86 cm (10,45), 119–130 cm (11,3–10,16), 151–156 cm (10,58–10,09) a 159–160 cm (10,04). Naopak lehce snížené hodnoty byly přítomny ve vrstvě 185–186 cm (5,93) a 221–236 cm (5,95–5,67). Průměrná hodnota Fe/Ti byla 7,9 (Obr. 22). Hodnoty podílu Mn/Ti byly zpočátku (do 120 cm) nestálé (0,31–0,06). V hloubce 121–286 cm však došlo k ustálení hodnot a průběh byl již konstantní (0,13–0,08). Průměrná hodnota v profilu Nové Dvory byla 0,13 (Obr. 22). Podobný vývoj hodnot měl i podíl Cu/Ti, kde se nejvyšší hodnoty nacházely v první části mezi 0–34 cm (86,67–65,09). V další oblasti (35–224 cm) hodnoty ubyly (73,38–34,67). Nejnižší hodnoty Cu/Ti (45,82–9,65) se vyskytovaly u závěrečné vrstvy (225–286 cm), navíc zde byly značně proměnlivé (Obr. 22).



Obr. 21: Grafy hloubkové distribuce hodnot podílů vybraných prvků a titanu ve vrtném jádře Chropyně.



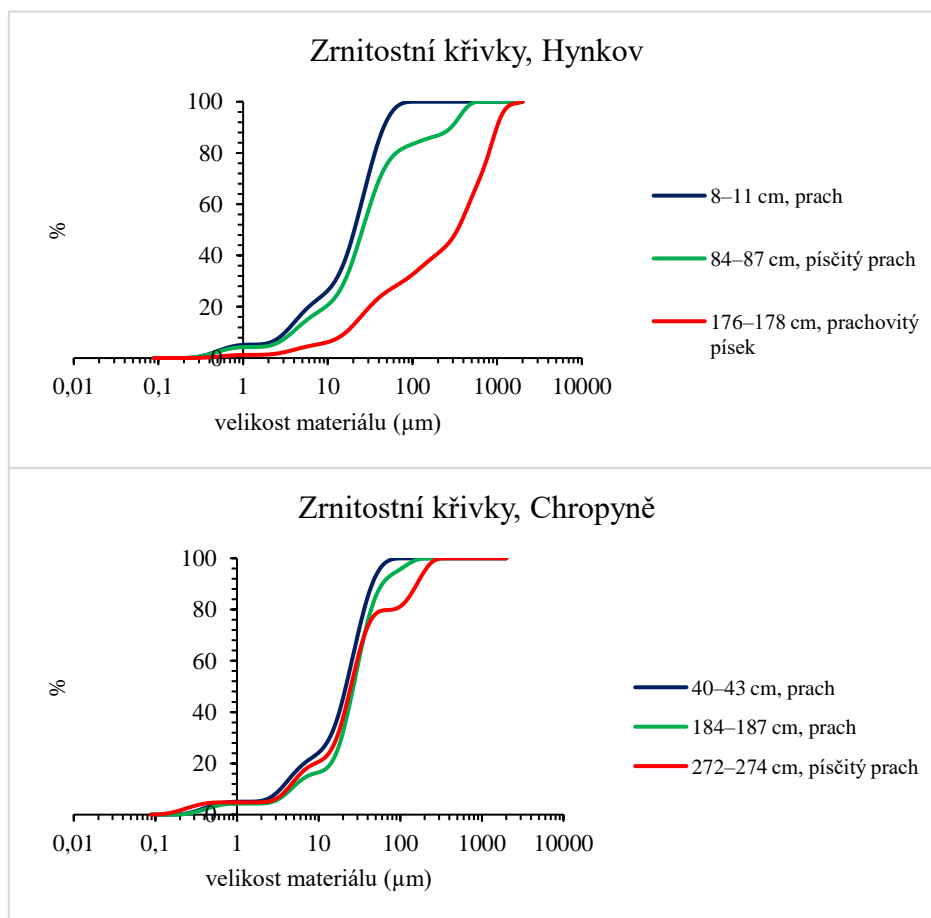
Obr. 22: Grafy hloubkové distribuce hodnot podílů vybraných prvků a titanu ve vrtném jádře Nové Dvory.

## 8. DISKUZE

### 8.1 Sedimentační prostředí

#### 8.1.1 Záplavové území řeky Moravy

V záplavové oblasti řeky Moravy byla odebrána dvě vrtná jádra (Hynkov a Chropyně). Každý profil vykazuje trochu odlišnou texturní charakteristiku sedimentů, což poukazuje na rozdílné podmínky proudění a unášecí schopnost vody (Robert 2003, Miall 2006, Charlton 2008, Galia 2017). U vrtu Hynkov se na bázi nachází slabě vytríděný prachovitý písek s příměsí šterku. Šterk je tvořen částečně zaoblenými až zaoblenými křemennými valouny a hranatými až částečně hranatými úlomky prachovců. Směrem k povrchu pokračuje slabě vytríděný prachovitý písek, písčité prach a slabě až dobře vytríděný prach s příměsí písku a jílu (Obr. 23). Naproti tomu u jádra Chropyně je dominantní frakcí v celém profilu prach s příměsí písku a jílu. Výjimku představují tři polohy písčitého prachu v hloubkách 92–95 cm, 200–203 cm a 272–274 cm (Obr. 23). Písek v obou vrtech sestává z hranatých až částečně hranatých zrn křemene.

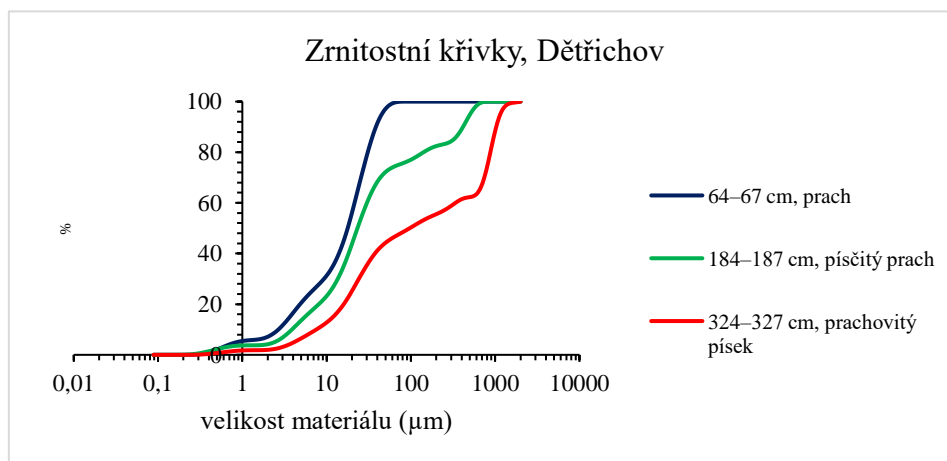


Obr. 23: Grafy průběhu zrnitostních křivek vybraných vzorků z vrtných jader Hynkov a Chropyně.

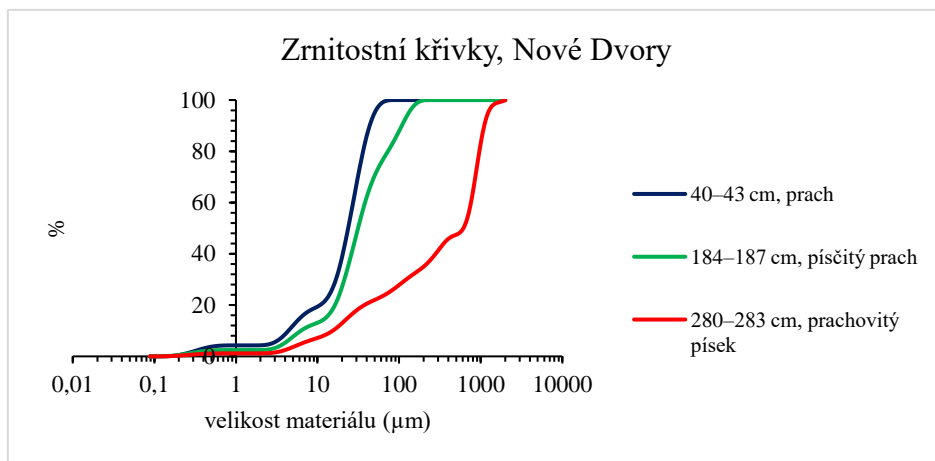
Jádro Chropyně se nachází ve větší vzdálenosti od hlavního kanálu řeky Moravy, což se odráží v zrnitosti sedimentu (uloženy jsou primárně jemnozrnné usazeniny). K depozici materiálu pravděpodobně docházelo pouze za povodňových stavů (rozlitím vody do záplavové oblasti). Nízká energie proudění neumožnila přenos a následnou sedimentaci hrubších usazenin (Charlton 2008). Na období silnějších průtoků mohou poukazovat tři píky písčitého prachu. Profil Hynkov vykazuje pro nivu řek typický do nadloží se zjemňující trend (Kukal 1986). Byl zhotoven v bezprostřední blízkosti toku, těsně pod agradačním valem, kde má voda při opuštění koryta největší energii (vyšší obsah písčité frakce) (Blair a McPherson 1994).

### 8.1.2 Rybníční prostředí

Rybníční sedimenty jsou reprezentovány vrtem Dětrichov a Nové Dvory. Stejně jako u jádra Hynkov se na jejich bázi vyskytuje slabě vytríděný prachovitý písek s příměsí šterku. Mezi zachycenými šterkovými valouny dominují částečně zaoblená až zaoblená individua křemene. V profilu Dětrichov je nato mezi 319–240 cm zastoupen slabě až dobře vytríděný prach s příměsí jílu a písku. Další část (239–160 cm) zahrnuje slabě vytríděný písčité prach, případně prach obsahující písek a jíl. Náhlá změna je zaznamenána v hloubce 159 cm, od které až do nadloží převažuje dobře vytríděný prach s příměsí jílu (Obr. 24). Ve vrtu Nové Dvory se u vrstvy 283–212 cm stává dominantní frakcí slabě vytríděný prachovitý písek a písčité prach. V části 211–128 cm se jedná o slabě až dobře vytríděný písčité prach a také prach s příměsí písku a jílu. Nad touto hranicí pokračuje k povrchu dobře vytríděný prach s mírným zastoupením jílu a zanedbatelným množstvím písku (Obr. 25). Písek se i v těchto dvou jádrech skládá z hranatých až částečně hranatých zrn křemene.

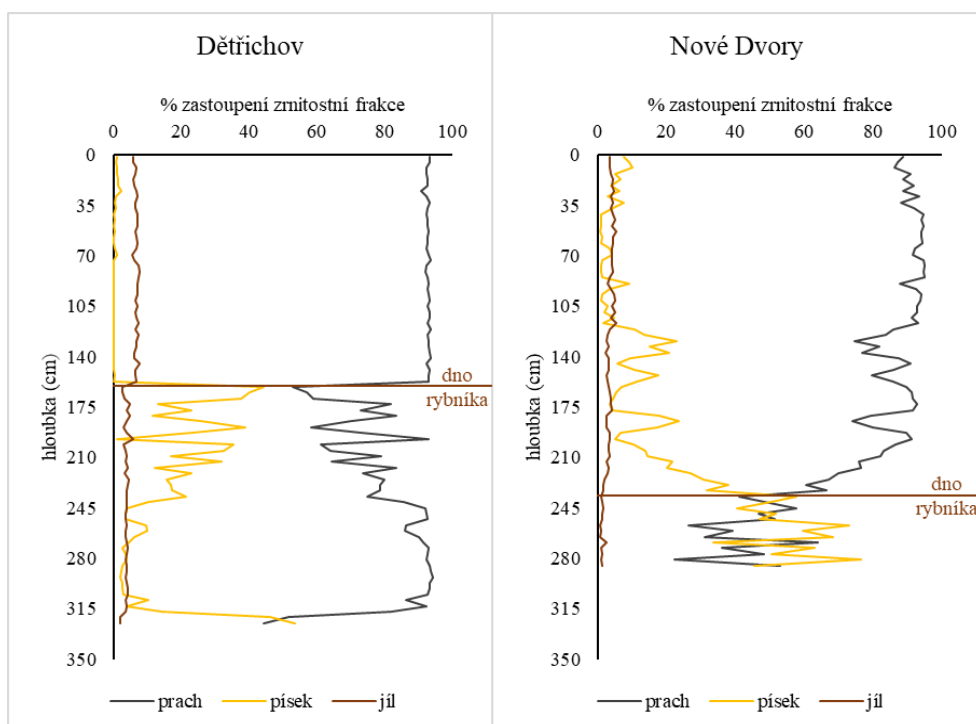


Obr. 24: Graf průběhu zrnitostních křivek vybraných vzorků z vrtného jádra Dětrichov.



Obr. 25: Graf průběhu zrnitostních křivek vybraných vzorků z vrtného jádra Nové Dvory.

Rybniční usazeniny jsou zejména jemnozrné, z důvodu menší unášecí schopnosti vody uzavřeného rezervoáru (Miall 2006). Na základě toho lze předpokládat, že se v profilu Dětrichov báze nádrže nachází v hloubce 159 cm, kde je přítomen náhlý přechod mezi těmito dvěma zrnitostními frakcemi (Obr. 26). Hrubozrnější materiál se v rybničním prostředí vyskytuje zpravidla při ústí vodního toku do nádrže (Galia 2017). Ve vrtu Nové Dvory je tento typ hranice zaznamenán v hloubce 235 cm (Obr. 26). Celkově je zjemňující trend pozvolnější než u předešlého jádra.



Obr. 26: Grafy procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí vrtných jader Dětrichov a Nové Dvory s vyznačenými dny původních rybníků.

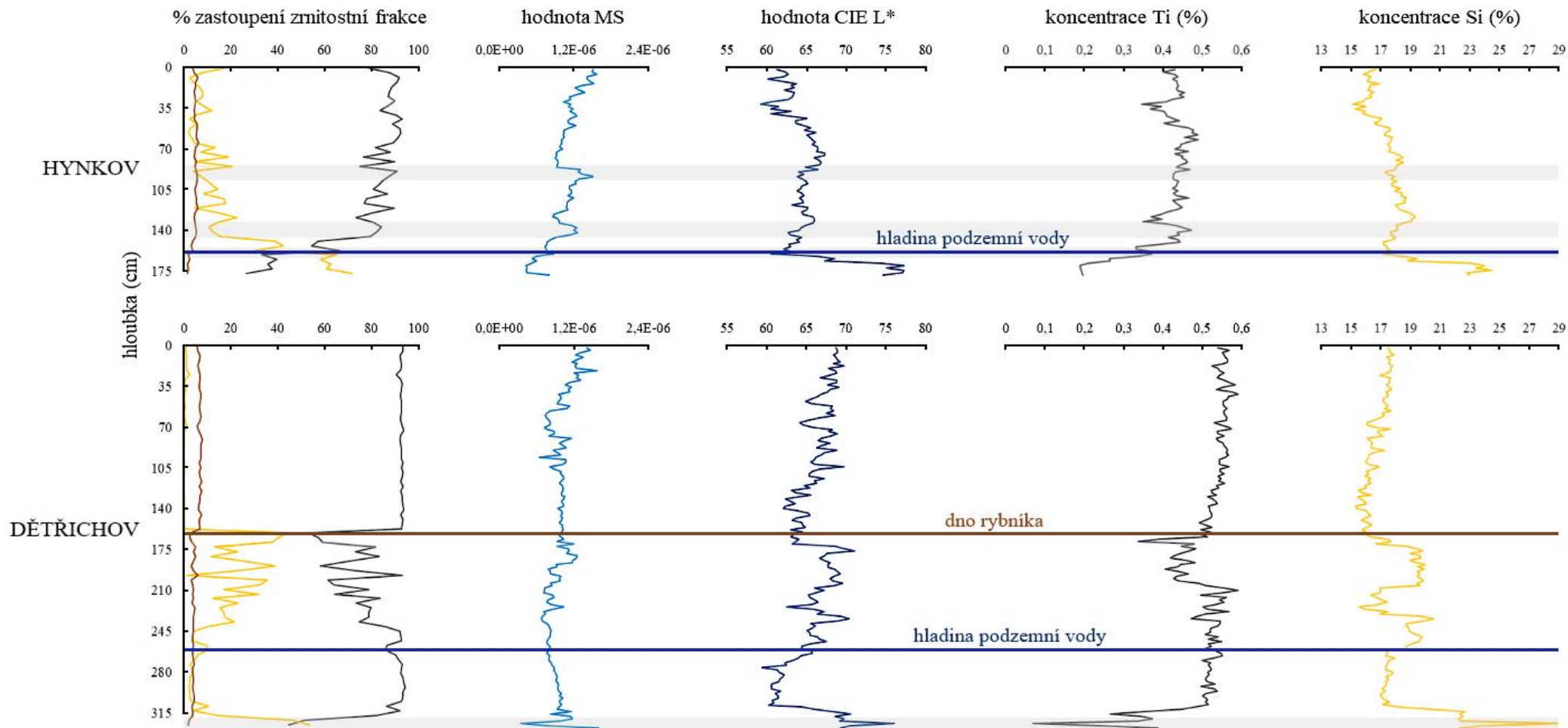
## 8.2 Indikátory zrnitosti

Za hlavní indikátory zrnitosti lze považovat koncentrace Ti, Si a hodnoty světlosti (jasu, CIE L\*) (Obr. 27 a 28), dále koncentrace Zr, Sr, Rb, Al a z části i Fe (Tab. 6). Na obrázku č. 27 a 28 je patrný podobný průběh mezi koncentracemi Ti a podíly prachovité frakce napříč profily. Titan je hlavním prvkem, který zastupuje litogenní pozadí (viz kapitola 7.6). Rovněž je pozorována korelace mezi koncentracemi Si, hodnotami CIE L\* a podíly písčité frakce. Nejvyšší koncentrace Ti se nachází v povrchových vrstvách s velkým zastoupením prachu. Nejvýraznější píky vysokých hodnot Si a CIE L\* jsou naopak viditelné ve spodních částech vrtů (Obr. 27 a 28). Vyšší hodnoty CIE L\* odráží vyšší obsahy bílého křemene v písčité frakci (Rossel et al. 2006). U jádra Chropyně jsou hodnoty jednotlivých proměnných převážně konstantní, z důvodu převahy jedné zrnitostní frakce v celém profilu. Výjimku představují pískem bohatší vrstvy, které jsou typické kolísáním hodnot Si a CIE L\* (Obr. 28).

Křivky hodnot MS korelují se zrnitostí v menší míře také. Nejčastěji dochází s navýšením množství jemnozrného materiálu k nárůstu hodnot MS (Obr. 27 a 28). U klastických sedimentů souvisí MS obvykle s velikostí jejich zrn. Vyšší hodnoty MS mohou být způsobeny nadměrným obsahem paramagnetických fylosilikátů (slídy a jílové minerály, které odráží zmenšování velikosti zrna) v prachové a jílové frakci na úkor diamagnetického křemene a živců v písčité frakci (Maher 1998). Ve vrtu Chropyně jsou ojediněle zaznamenány zvýšené hodnoty MS v částech obohacených pískem (Obr. 28). Tato reakce hodnot MS často souvisí s přítomností diagenetických povlaků hematitu na zrcích písku (Scheinost et al. 1998). Toto tvrzení bylo ovšem s pomocí výsledků odraznosti v červeném pásmu a podílu Fe/Ti vyvráceno (Scheinost et al. 1998). Podobně jako v případě koncentrací Ti se nejvyšší hodnoty MS vyskytují u povrchových vrstev s vysokým zastoupením jemnozrného materiálu. Nejnižší hodnoty jsou zaregistrovány ve spodních částech jader, kde převažují světlé křemenné písky a valouny bílého křemene (Obr. 27 a 28).

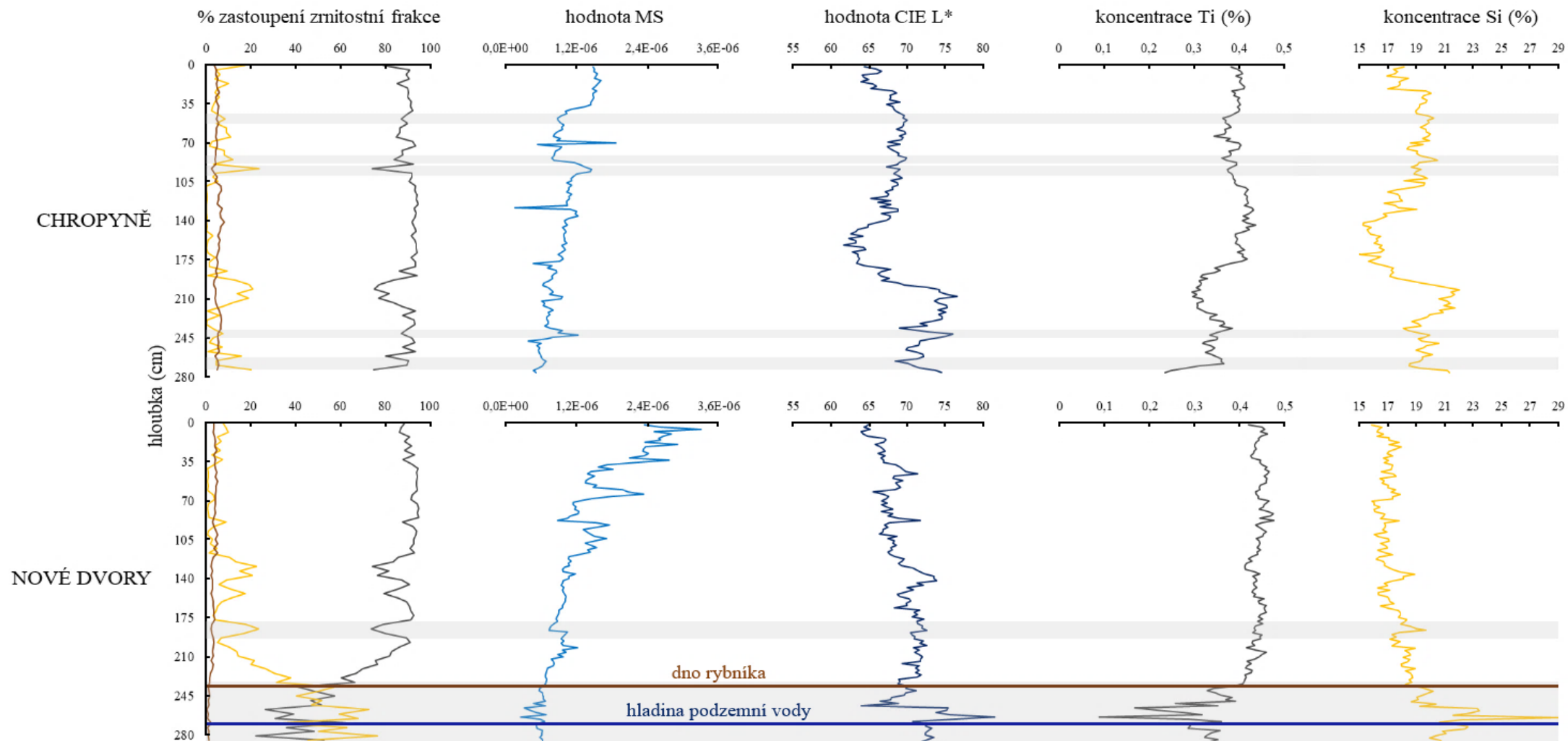
Tab. 6: Tabulka hodnot  $R^2$  vybraných prvků jednotlivých vrtných jader. Hodnota  $R^2$  udává míru závislosti prvku na zrnitosti (pozadí).

	hodnota $R^2$				
	Zr	Sr	Rb	Al	Fe
Hynkov	0,7551	0,4818	0,1508	0,4488	0,4066
Dětrichov	0,5044	0,5046	0,4391	0,2024	0,001
Chropyně	0,0751	0,3216	0,3504	0,2948	0,4105
Nové Dvory	0,725	0,5106	0,6188	0,5594	0,6457



Obr. 27: Znárodnění závislosti hodnot MS, CIE L\* a koncentrací Ti a Si na zrnitosti ve vrtných jádrech Hynkov a Dětrichov.





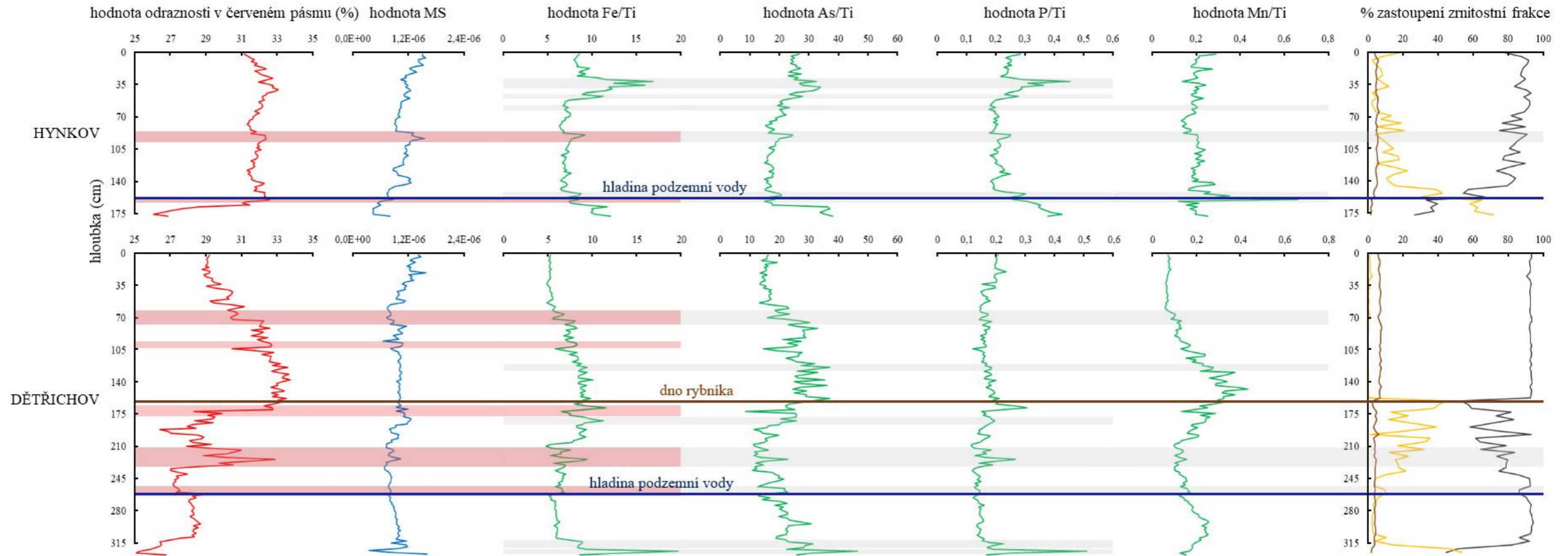
Obr. 28: Znáznornění závislosti hodnot MS, CIE L\* a koncentrací Ti a Si na zrnitosti ve vrtných jádrech Chropyně a Nové Dvory.

### 8.3 Redoxní parametry

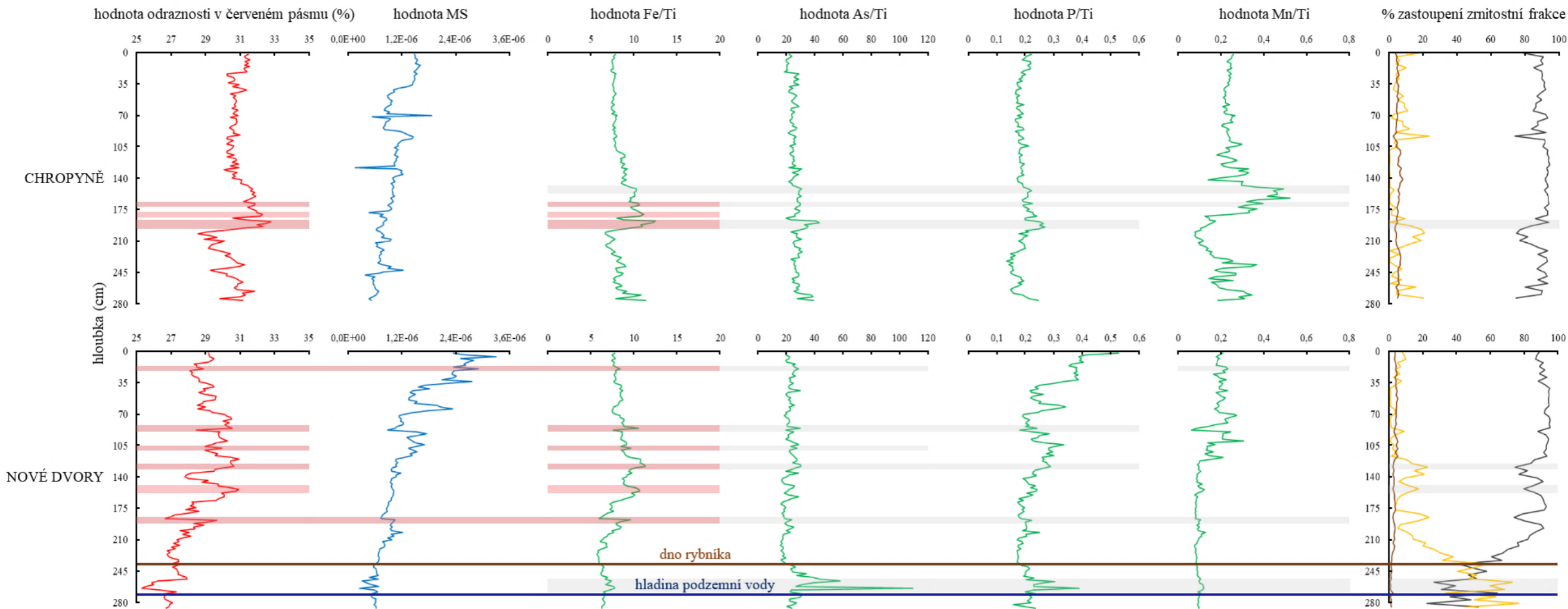
Obrázek č. 29 a 30 znázorňuje korelaci mezi křivkami odraznosti v červeném pásmu a podílu Fe/Ti (červené pruhy) jednotlivých vrtných jader. V některých profilech je zřejmá i korelace křivek odraznosti v červeném pásmu, MS a podílu Fe/Ti (Obr. 29 a 30). Tyto parametry indikují přítomnost červených oxy-hydroxidů Fe a současně s MS také feromagnetických oxy-hydroxidů Fe (Scheinost et al. 1998). Nejčastěji se křivky výše zmíněných proměnných shodují ve vrtu Dětrichov a Nové Dvory. Ve zbylých jádrech je jejich korelace zjevná pouze ve střední části profilu Hynkov (Obr. 29 a 30). Vrstvy, které na základě makroskopické identifikace obsahují oxy-hydroxidy Fe (viz kapitola 7.1), jsou charakteristické vyššími hodnotami odraznosti v červeném pásmu a podílu Fe/Ti. Rovněž se vysoké údaje podílu Mn/Ti shodují s oxy-hydroxidy Mn nalezenými ve vrstvě 4 (jádro Hynkov a Nové Dvory) a 7 (jádro Chropyně).

U křivek výše zmíněných proměnných je viditelná korelace v profilu Hynkov a Dětrichov v blízkosti hladiny podzemní vody, kde dochází k navýšení hodnot odraznosti v červeném pásmu, MS a podílu Fe/Ti a Mn/Ti. Ve vrtu Chropyně nebyla hladina podzemní vody zjištěna vůbec a u jádra Nové Dvory se její existence na hodnotách odraznosti v červeném pásmu a MS zvláště neprojevila. U podílu Fe/Ti a Mn/Ti jsou hodnoty zvětšené i v případě profilu Nové Dvory. Spolu s nimi se nad hladinami podzemních vod nachází píky vyšších hodnot podílu As/Ti a P/Ti. Nápadný je také podobný průběh křivek napříč vrty mezi podíly Fe/Ti, As/Ti a P/Ti (Obr. 29 a 30), který dokládá, že se tyto prvky chovají geochemicky stejně. Jejich distribuce je pravděpodobně řízena vysrážením oxy-hydroxidů Fe a Mn na hladině podzemní vody (Bábek et al. 2023) (Obr. 29 a 30). Z velké části je distribuce Fe, As, P a Mn regulována i zrnitostně.

V místě, kde rybníční usazeniny navazují na hrubozrný materiál říční nivy, se hodnoty měřených parametrů mění. V jádre Dětrichov dochází k výraznému navýšení koncentrací Ti, hodnot odraznosti v červeném pásmu a podílu Fe/Ti, As/Ti, P/Ti a Mn/Ti. Koncentrace Si a hodnoty CIE L\* naopak klesají (Obr. 27 a 29). U profilu Nové Dvory se podíly Fe/Ti, As/Ti a P/Ti zvyšují pod touto hranicí, protože se v její blízkosti vyskytuje hladina podzemní vody, která jednotlivé proměnné silně ovlivňuje (Obr. 28 a 30).



Obr. 29: Znáznornění závislosti hodnot odraznosti v červeném pásmu, MS a Fe/Ti (červené pásy) a Fe/Ti, As/Ti, P/Ti a Mn/Ti, popřípadě zrnitosti (šedé pásy) ve vrtných jádrech Hynkov a Dětřichov.



Obr. 30: Znárodnění závislosti hodnot odraznosti v červeném pásmu, MS a Fe/Ti (červené pásy) a Fe/Ti, As/Ti, P/Ti a Mn/Ti, popřípadě zrnitosti (šedé pásy) ve vrtných jádrech Chropyně a Nové Dvory.

#### 8.4. Faktor obohacení

Faktor obohacení (tzv. enrichment factor (EF)) vyjadřuje, o kolik je koncentrace daného prvku ve vzorku zvýšená ( $EF > 2$ ) oproti jeho průměrné koncentraci ve svrchní zemské kůře, průměrné jílovité břidlici, nebo jiném geologickém standardu. K navýšení nebo snížení koncentrace může docházet v důsledku přírodních i antropogenních jevů (Bern et al. 2019). Míru obohacení znázorňuje tabulka č. 7. Platí vztah:

$$EF = \frac{(C_x/C_{ref}) \text{ vzorku}}{(C_x/C_{ref}) \text{ pozadí}} \quad (2)$$

kde  $C_x$  značí koncentraci sledovaného prvku a  $C_{ref}$  koncentraci referenčního prvku pro účely normalizace. V případě této práce byl zvolen titan. Za hodnoty pozadí byly dosazeny koncentrace prvků typické pro svrchní část zemské kůry (Tab. 8).

Tab. 7: Kategorie obohacení v rámci EF.

hodnota EF	kategorie obohacení
$EF < 2$	nepřítomnost minimálního obohacení
$2 \leq EF < 5$	mírné obohacení
$5 \leq EF < 20$	významné obohacení
$20 \leq EF < 40$	velmi vysoké obohacení
$EF \geq 40$	extrémně vysoké obohacení

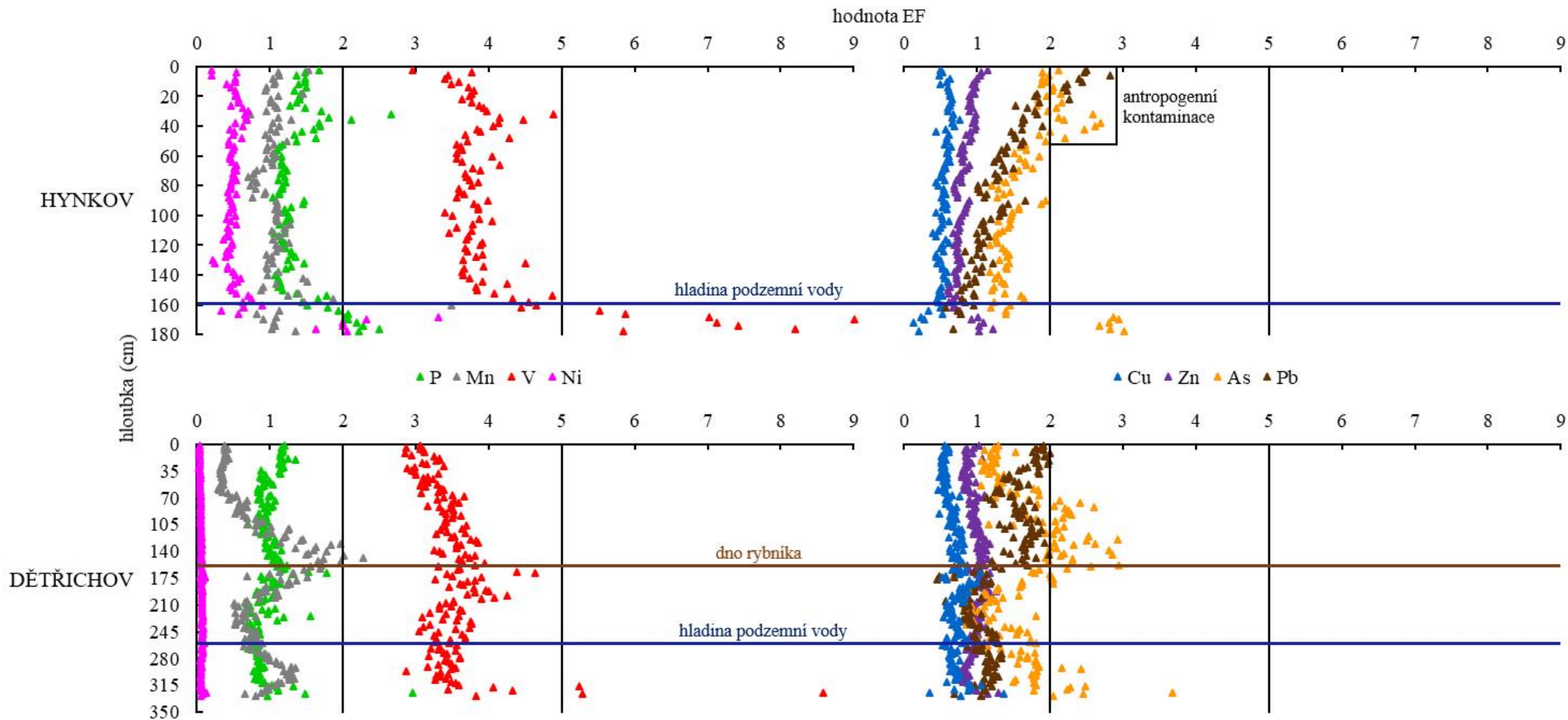
Tab. 8: Koncentrace zájmových prvků ve svrchní části zemské kůry (Rudnick a Gao 2003).

prvek	koncentrace ve svrchní části zemské kůry (ppm)
P	654,6
Ti	3800
Mn	720
V	97
Ni	47
Cu	28
Zn	67
As	4,8
Pb	17

Většina vzorků vrtného jádra Hynkov vykazuje hodnoty EF jednotlivých prvků pod hodnotou 2. Mírné obohacení je zachyceno ve spodní části profilu u fosforu, manganu, niklu a arsenu. Navýšení pravděpodobně souvisí s hladinou podzemní vody. Dále jsou hodnoty EF mezi 2–5 zaregistrovány blízko povrchu. Jedná se o fosfor, arsen a olovo (Obr. 31). Obohacení v této hloubce závisí zejména na lidském vlivu (zemědělství, průmysl, doprava) (Smol 2008, Kalač et al. 2010, Zhuang et al. 2018). Vanad je typický hodnotami EF > 2 napříč celým vrtem. Do kategorie významného obohacení je vanad řazen v oblasti 178–163 cm (Obr. 31).

Ve vrtu Dětrichov jsou hodnoty EF nižší. Převážná část vzorků je charakteristická hodnotami EF < 2. Mírné obohacení je zaznamenáno u fosforu a arsenu ve vrstvě 323–324 cm. Další hodnoty EF > 2 se nachází ve střední části u arsenu a manganu (Obr. 31). Navýšení manganu v této oblasti patrně odráží výskyt oxy-hydroxidů Mn (Pakhomova et al. 2007, Smol 2008). I v jádře Dětrichov je nejvíce obohacený vanad, jehož hodnoty EF jsou v celém profilu > 2 a v nejnižších vrstvách > 5 (Obr. 31).

Nejvíce obohacené zájmovými prvky je vrtné jádro Chropyně. Mírného obohacení dosahuje ve spodní části nikl, střední části mangan a povrchové části opětovně nikl a olovo. Fosfor, měď a arsen jsou mírně obohaceny u většiny vzorků a vanad u všech vzorků profilu Chropyně. Významného obohacení nabývá v hloubce 193–194 cm a 203–204 cm vanad, na bázi i měď (Obr. 32). V případě olova se zřejmě jedná o antropogenní kontaminaci. Tento prvek je obohacen pouze těsně pod povrchem (Obr. 32). Zvýšené hodnoty EF u manganu korelují s oxy-hydroxidy Mn. Nárůst hodnot EF u fosforu a arsenu nejspíše souvisí s četnými oxy-hydroxidy Fe (Smol 2008), na které jsou často tyto prvky v jemnozrnných sedimentech vázány (Smol 2008). Měď v jádře Chropyně koreluje s titanem ( $R^2 = 0,7621$ ). Její vysoké koncentrace tedy nelze připisovat antropogenním zdrojům.



Obr. 31: Grafy hloubkové distribuce hodnot faktoru obohacení zájmových těžkých kovů a fosforu ve vrtných jádrech Hynkov a Dětrichov.

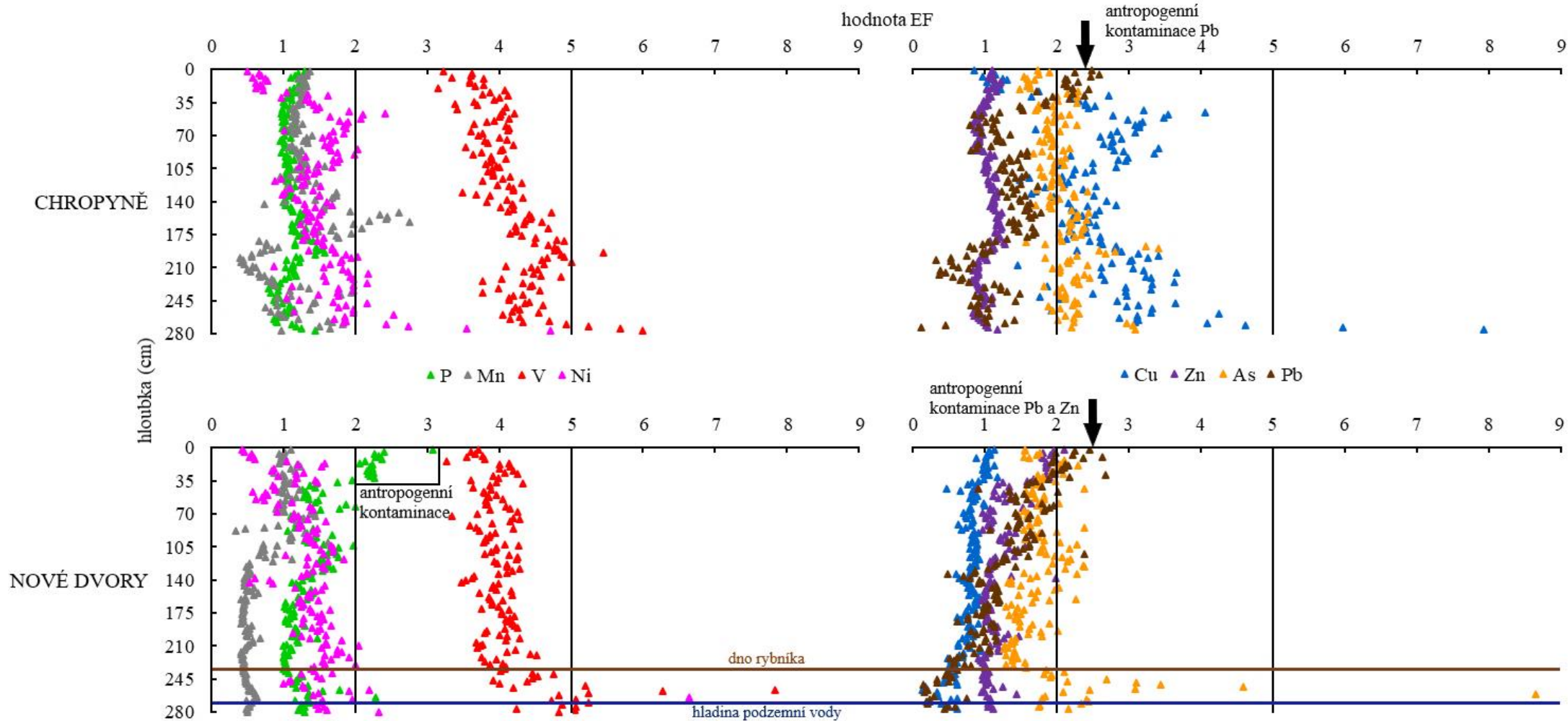
Profil Nové Dvory je ve spodní části mírně obohacen niklem a v horní části fosforem, zinkem a olovem. Dále jsou hodnoty  $EF > 2$  zaznamenány ve většině vzorků u fosforu, arsenu a vanadu. Významně obohacené jsou některé dolní vrstvy vanadem, niklem a arsenem. Opakovaně zvětšené hodnoty  $EF$  odpovídají hladině podzemní vody (Obr. 32). Za antropogenní kontaminanty lze považovat fosfor, zinek a olovo. Tyto prvky jsou obohaceny blízko povrchu (Obr. 32), navíc je vrt zhotoven na zemědělsky využívané půdě, kde mohou být často aplikována hnojiva (Smol 2008, Kalač et al. 2010, Zhuang et al. 2018). Zinek je zpravidla vedlejším produktem galvanického a kovoprůmyslu (Kafka a Punčochářová 2002, Zhuang et al. 2018). Olovo je obohaceno ve třech jádrech (Obr. 31 a 32). S největší pravděpodobností pochází z olovnatých benzínů používaných koncem minulého století (Smol 2008, Kalač et al. 2010). Koncentrace vanadu jsou v sedimentech HMÚ vyšší, než je pro svrchní část zemské kůry běžné. Jeho množství se napříč profily nemění. Výjimku představují pouze oblasti s hladinou podzemní vody (Obr. 31 a 32).

V porovnání s podobnými studii v HMÚ jsou naměřené hodnoty poměrně nízké. V práci Bábka et al. (2008) vykazují těžké kovy shodné údaje u arsenu (18,5–5,57 ppm) a olova (54,5–14 ppm), nižší hodnoty u niklu a vanadu a vyšší hodnoty u mědi (62,5–21,5 ppm) a zinku (321–66 ppm). Křeháčková (2016) zjistila u všech zkoumaných prvků větší hodnoty koncentrací (měď 141–22 ppm, zinek 442–62 ppm, arsen 81–8 ppm, olovo 102–23 ppm).

### **8.5 Rychlosti sedimentace a stanovení historie antropogenní kontaminace**

Hodnoty pod mezí detekce a velká chybovost měření gamaspektrometru neumožnila stanovit rychlost depozice fluviálních uloženin pomocí datování  $^{137}\text{Cs}$ . Z toho důvodu nebylo možné určit historii antropogenní kontaminace na studovaných lokalitách.





Obr. 32: Grafy hloubkové distribuce hodnot faktoru obohacení zájmových těžkých kovů a fosforu ve vrtných jádrech Chropyně a Nové Dvory.

## 9. ZÁVĚR

Rybniční sedimenty jsou převážně jemnozrné a ostře nasedají na hrubozrnný materiál říční nivy. Přítomnost křemenného štěrku a světlých křemenných písků se projevuje zvýšenými hodnotami světlosti (jasu, CIE L\*) a zvýšenými koncentracemi Si (vyšší hodnoty CIE L\* odráží vyšší obsahy bílého křemene v písčité frakci). Naopak jemnozrné sedimenty jsou charakteristické nízkými hodnotami CIE L\* a vyššími hodnotami MS (mohou být způsobeny nadměrným obsahem paramagnetických fylosilikátů v prachové a jílové frakci na úkor diamagnetického křemene a živců v písčité frakci). Korelace křivek odraznosti v červeném pásmu, MS a podílu Fe/Ti indikuje výskyt červených feromagnetických oxyhydroxidů Fe, které dominují ve vrtu Dětrichov a Nové Dvory. Oxyhydroxidy Fe a Mn byly makroskopicky identifikovány ve všech jádrech. Jejich přítomnost se projevuje zvýšenými hodnotami podílu Fe/Ti a Mn/Ti. Na základě zrnitosti a jednotlivých proxy parametrů lze poměrně dobře odlišit sedimenty povodňových plošin od sedimentů opuštěných rybníků. Hranice je viditelná v jádře Dětrichov, kde dochází k náhlému nárůstu koncentrací Ti, hodnot odraznosti v červeném pásmu a podílu Fe/Ti, As/Ti, P/Ti a Mn/Ti. V případě koncentrací Si a hodnot CIE L\* je průběh opačný.

Analyzované prvky lze rozdělit do tří skupin. První skupina zahrnuje prvky litogenní, vázané na jílovito-prachovitou (Ti, Zr, Sr, Rb, Al, z části i Fe) a písčitou frakci (Si). Do druhé skupiny se řadí prvky závislé na oxidačně-redukčních podmínkách (tzv. redox-senzitivní) (Fe, As, P, Mn). Distribuce redox-senzitivních prvků je řízena vysrážením oxyhydroxidů Fe a Mn na hladině podzemní vody a podstatnou měrou je jejich koncentrace řízena i zrnitostně. Třetí skupina zahrnuje možné polutanty – stopové prvky, které jsou běžnou součástí především jílové a prachové frakce přírodního materiálu (V, Ni, Cu), avšak mohou být obohaceny z antropogenních zdrojů (Zn, Pb). Antropogenními původci zinku a olova jsou nejčastěji průmysl a doprava. V povrchových částech profilu Nové Dvory je zaznamenáno i mírné obohacení fosforem. Nejvyšší vrstvy vrtu Nové Dvory jsou zřejmě vystaveny účinkům hnojení, protože se jedná o intenzivně zemědělsky využívanou půdu. V porovnání s jinými studii jsou recentní a subrecentní sedimenty HMÚ kontaminované antropogenními polutanty jen velmi málo. Zároveň je míra obohacení zájmovými prvky mezi rybníčními a povodňovými sedimenty podobná. Rozdílné hodnoty EF jsou patrné pouze u arsenu a mědi v jádře Chropyně. Výsledky ukazují, že magnetické a geochemické proxy parametry dobře odráží zrnitost sedimentu. Zároveň je patrné, že se petrofyzikálně a geochemicky rybníční a povodňové usazeniny liší.

## 10. LITERATURA

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

Bábek O., Sedláček J., Novák A., Létal A. (2018): Electrical resistivity imaging of anastomosing river subsurface stratigraphy and possible controls of fluvial style change in a graben-like basin, Czech Republic. – *Geomorphology*, 317, 139–156.

Bábek O. (2020): Zdánlivá nuda na Hané. Příběh geologicky aktivní příkopové propadliny. – *Čas. Vesmír*, 99, 7, 446–449.

Bábek O., Šráček O., Všianský D., Holá M. (2023): Groundwater red beds in Holocene fluvial sediments as a product of iron and manganese redox cycling: Morava River, Czechia. – *Sedimentology*, 70, 7, 2220–2240.

Barth V., Kopečný V., Panoš V., Pek I., Zapletal J. (1971): Geologické exkurze do Hornomoravského úvalu a okolí. – Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, Olomouc.

Bern C. R., Walton-Day K., Naftz D. L. (2019): Improved enrichment factor calculations through principal component analysis: Examples from soils near breccia pipe uranium mines, Arizona, USA. – *Environmental Pollution*, 248, 90–100.

Blair T. C., McPherson J. G. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. – *Journal of Sedimentary Research*, 64, 3, 450–489. Melbourne.

Brusseau M. L., Artiola J. F. (2019): Chemical contaminants. – In: Brusseau M. L., Pepper I. L., Gerba Ch. P.: *Environmental and Pollution Science*, pp. 175–190. Elsevier, Oxford.

Collinson J. D. (1996): Alluvial sediments. – In: Reading H. G., Allen P. A., Baldwin CH. T., Burchette T. P., Harwood G. M., Johnson H. D., Kendall A. C., Levell B. K., Miller J. M. G., Orton G. J., Stow D. A. V., Talbot M. R., Wright V. P.: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, pp. 37–82. Blackwell Science, Oxford.

Crofts R. S. (1974): A visual measure of shingle particle form for use in the field. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 3, 931–934. London.

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

- 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., Slavík P., Vašátko J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno.
- Dube A., Zbytniewski R., Kowalkowski T., Cukrowska E., Buszewski B. (2000): Adsorption and migration of heavy metals in soil. – Polish Journal of Environmental Studies, 1, 10, 1–10. Torun.
- Folk R. L., Ward W. C. (1957): Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters. – Journal of Sedimentary Petrology, 27, 1, 3–26. Texas.
- Förstner U. (2004): Sediment dynamics and pollutant mobility in rivers: An interdisciplinary approach. – Lakes and Reservoirs: Research and Management, 9, 25–40. Hamburg.
- Galia T. (2017): Fluviální geomorfologie. – MS, skripta, Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF OU Ostrava.
- Grygar T. M., 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. – Science of The Total Environment, 452–453, 233–245.
- Hartley A. J., Otava J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: The Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – Journal of the Geological Society, 158, 137–150. London.
- Hudson-Edwards K., Macklin M., Taylor M. (1997): Historic metal mining inputs to Tees river sediment. – Science of The Total Environment, 194–195, 437–445.
- Hutchins C. M., Teasdale P. R., Lee J., Simpson S. L. (2007): The effect of manipulating sediment pH on the porewater chemistry of copper- and zinc- spiked sediments. – Chemosphere, 69, 7, 1089–1099.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2011): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.
- Charlton R. (2008): Fundamentals of Fluvial Geomorphology. – Routledge, New York.
- Ivan A., Kirchner K., Krejčí O. (2000): K poznání morfostrukturních rysů reliéfu moravské části Západních Karpat a Panonské pánve. – Geografický časopis, 52, 3, 221–230. Brno.

Kafka Z., Punčochářová J. (2002): Těžké kovy v přírodě a jejich toxicita. – Chemické listy, 96, 611–617. Praha.

Kalač P., Tříška J., Kolář L., Jírovcová E. (2010): Chemie životního prostředí. – MS, skripta, ZF JU České Budějovice.

Knighton D. (1998): Adjustment of channel form. – In: Knighton D.: Fluvial Forms and Processes, pp. 151–260. Hodder Education, London.

Křeháčková P. (2016): Stratigrafie a kontaminace sedimentů mrtvých ramen řeky Moravy v úseku Litovel – Přerov. – MS, diplomová práce, Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie.

Kukal Z. (1986): Základy sedimentologie. – Academia, Praha.

Lenzi M. A., Marchi L. (2000): Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). – Catena, 39, 4, 267–282.

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

Maher B. A. (1998): Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 137, 1–2, 25–54.

Miall A. D. (2006): The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. – Springer Verlag, Berlin.

Mikuláš R., Lehotský T., Bábek O. (2004): Trace fossils of the Moravice Formation from the southern Nížký Jeseník Mts. (Lower Carboniferous, Culm facies: Moravia, Czech Republic). – Bulletin of Geosciences, 79, 2, 81–89.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Moravskoslezská oblast. – In: Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J.: Geologie ČSSR I. Český masív, pp. 199–253. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Mlejnek O. (2015): Přírodní podmínky. – In: Mlejnek O.: Paleolit východních svahů Drahanské vrchoviny, pp. 12–16. Masarykova univerzita, Brno.

- Novák A., Bábek O., Kapusta J. (2017): Late Quaternary tectonic switching of siliciclastic provenance in the strike-slip-dominated foreland of the Western Carpathians: Upper Morava Basin, Bohemian Massif. – *Sedimentary Geology*, 355, 58–74.
- Pakhomova S. V., Hall P. O. J., Kononets M. Y., Rozanov A. G., Tengberg A., Vershinin A. V. (2007): Fluxes of iron and manganese across the sediment-water interface under various redox conditions. – *Marine Chemistry*, 107, 3, 319–331.
- Perry C. T., Taylor K. G. (2007): *Environmental Sedimentology*. – Blackwell Publishing, Oxford.
- Poędniok J., Buhl F. (2003): Speciation of vanadium in soil. – *Talanta*, 59, 1, 1–8.
- Quitt E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. – Geografický ústav ČSAV, Brno.
- Rinklebe J., Shaheen S. M. (2017): Redox chemistry of nickel in soils and sediments: A review. – *Chemosphere*, 179, 265–278.
- Robert A. (2003): *River Processes: An Introduction to Fluvial Dynamics*. – Hodder Education, Toronto.
- Viscarra Rossel R. A., Minasny B., Roudier P., McBratney A. B. (2006): Colour space models for soil science. – *Geoderma*, 133, 3–4, 320–337.
- Rudnick R. L., Gao S. (2003): Composition of the continental crust. – *Treatise Geochem*, 3, 1–64.
- Růžička M. (1971): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. – *Sborník geol. věd, Antropozoikum* 9, 7–37, Praha.
- Scheinost A. C., Chavernas A., Barrón V., Torrent J. (1998): Use and limitations of second-derivative diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to indentify and quantify Fe oxide minerals in soils. – *Clays and Clay Minerals*, 46, 5, 528–536.
- Siroux B., Latrille Ch., Beaucaire C., Petcut C., Tabarant M., Benedetti M. F., Reiller P. E. (2021): On the use of a multi-site ion-exchange model to predictively simulate the adsorption behaviour of strontium and caesium onto French agricultural soils. – *Applied Geochemistry*, 132, 105052.
- Smol J. P. (2008): *Pollution of Lakes and Rivers. A Paleoenvironmental Perspective*. – Blackwell Publishing, Oxford.

Šlezinger M. (2006): Říční typy: úvod do problematiky úprav toků. – Akademické nakladatelství CERM, Brno.

Špaček P., Bábek O., Štěpančíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J. (2015): The Nysa-Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). – *International Journal of Earth Sciences*, 104, 963–990.

Wentworth Ch. K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. – *The Journal of Geology*, 30, 5, 377–392. Chicago.

Westrich B., Förstner U. (2007): *Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in Rivers: An Interdisciplinary Approach*. – Springer Verlag, Berlin.

Yang J., Wang M., Jia Y., Gou M., Zeyer J. (2017): Toxicity of vanadium in soil on soybean at different growth stages. – *Environmental Pollution*, 231, 1, 48–58.

Zapletal J. (2005): Poznámky ke geologickému vývoji severozápadní části Hornomoravského úvalu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 12, 69–71. Brno.

Zeman A. (1971): Pleistocenní fluviolakustrinní a fluviální sedimenty v jižní části Hornomoravského úvalu. – MS, věstník, Ústřední ústav geologický Praha.

Zeman A., Havlíček P., Minaříková D., Růžička M., Fejfar O. (1980): Quaternary sediments of central part of the Morava river. – *Sborník geol. věd, Antropozoikum* 13, 37–85.

Zhuang Q., Li G., Liu Z. (2018): Distribution, source and pollution level of heavy metals in river sediments from South China. – *Catena*, 170, 386–396.

Zhu Y. G., Shaw G. (2000): Soil contamination with radionuclides and potential remediation. – *Chemosphere*, 41, 1–2, 121–128.

Zimák J., Demek J., Pek I., Janoška M., Zapletal J. (1995): Průvodce ke geologickým exkurzím. Střední a severní Morava, Slezsko. – Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, Olomouc.

## INTERNETOVÉ ZDROJE

www1: Prohlížečská služba Esri ArcGIS Server – Geomorfologické jednotky ČR – 1998. Český úřad zeměměřický a katastrální. Dostupné z: <https://ags.cuzk.cz/geoprohlizec/?p=84>.

www2: Mapa geomorfologického členění České republiky. Dostupné z: <https://is.muni.cz/do/ped/kat/geografie/atlas/unicss/pages/02-geomorfologie.html>.

www3: Turistická mapa České republiky. Dostupné z: <https://mapy.cz/turisticka?x=17.0766693&y=49.5228058&z=10&source=area&id=26408&ds=1>.

www4: Významné řeky. Povodí Moravy. Dostupné z: <http://www.pmo.cz/cz/o-podniku/vyznamne-vodni-toky/>.

www5: Hydrologie. Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/?tab=1>.

www6: Geovědní mapy 1:50000. Česká geologická služba. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/#>.

www7: Tabulka stratigrafického rozdělení kvartéru. International Commission on Stratigraphy. Dostupné z: <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-10Czech.pdf>.

www8: Obrázek laboratorního kapamůstku KLY-4 (AGICO s. r. o., ČR). Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého v Olomouci. Dostupné z: <https://geology.upol.cz/veda-a-vyzkum/laboratore-a-vybaveni/>.