

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE

**Sedimentologická, pedologická a multi-proxy analýza
spraší a fosilních půd v Hornomoravském úvalu**

diplomová práce

Bc. Jakub Solga

Environmentální geologie (B1201)

prezenční studium

vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

Olomouc 2022

Prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracoval samostatně, za použití citované literatury a zdrojů.

V Olomouci dne

.....

Podpis

Poděkování

V první řadě mnohokrát děkuji Mgr. Danielu Šimíčkoví, PhD. za odborné vedení mé diplomové práce, za všechny cenné rady a připomínky a za ochotu vždy vyjít vstříc a poradit. Také bych rád poděkoval panu prof. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za výpomoc při odběru vzorků při terénní etapě. V neposlední řadě děkuji také mé rodině za zázemí a podporu při studiu.

Bibliografická identifikace:**Jméno a příjmení autora:** Bc. Jakub Solga**Název práce:** Sedimentologická, pedologická a multi-proxy analýza spraší a fosilních půd v Hornomoravském úvalu**Typ práce:** diplomová**Pracoviště:** Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie**Vedoucí práce:** Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.**Rok obhajoby práce:** 2022

Abstrakt: Tato práce se zabývá sedimentologickým a pedologickým studiem sprašo-půdních sérií na lokalitách Držovice, Moravičany, Klopotovice, Ivaň a Hlásnice u Šternberka. Bylo provedeno měření zrnitosti, magnetické susceptibility, spektrální odraznosti, rentgenové fluorescence a byla provedena analýza těžkých minerálů. Zjištěné výsledky byly korelovány s ostatními Moravskými lokalitami a byly interpretovány provenienční, paleoklimatologické a depoziční podmínky při ukládání sprašo-půdních sérií na střední Moravě. Výsledky poukázaly na značné rozdíly v humiditě mikroklimatu mezi severními a jižnějšími oblastmi Hornomoravského úvalu. Na lokalitě v Držovicích byly identifikovány pedokomplexy PK II, PK III a PK IV a OSL datace také odhalila výrazné hiáty, které zde panovaly v období kvartéru. Analýza a korelace procentuálního zastoupení průsvitných těžkých minerálů z nejmladších sprašových pokryvů ze všech zkoumaných lokalit umožnila určit pravděpodobnou provenienci eolického materiálu z oblastí moldanubika, poličského a zábřežského krystalinika, silezika a také z nivních sedimentů řeky Moravy. Užitá metodika se ukázala jako vhodná pro paleoklimatologické a provenienční studium sprašo-půdních sérií na střední Moravě.

Klíčová slova: Hornomoravský úval, sprašo-půdní sekvence, magnetická susceptibilita, spektrální odraznost, EDXRF, těžké minerály, paleoklimatologie, provenience

Počet stran: 67**Počet příloh:** 0**Jazyk:** čeština

Bibliographical identification:**Authors first name and surname:** Bc. Jakub Solga**Title:** Sedimentological, pedological and multi-proxy analysis of the loess-paleosols sequences in the Upper Moravian Graben**Type of thesis:** thesis**Institution:** Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology**Supervisor:** Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.**The year of presentation:** 2022

Abstract: This work deals with the sedimentological and pedological study of loess-soil series at the locations of Držovice, Moravičany, Klopotovice, Ivanň and Hlásnice u Šternberka. There was measured the grain size, magnetic susceptibility, spectral reflectance, X-ray fluorescence and analysis of heavy minerals were carried out. The obtained results were correlated with other Moravian localities and provenance, paleoclimatological and depositional conditions during the deposition of loess-soil series in central Moravia were interpreted. The results pointed to significant differences in the humidity of the microclimate between the northern and southern areas of the Upper Moravian Valley. PK II, PK III and PK IV pedocomplexes were identified at the location in Držovice, and OSL dating also revealed significant hiatuses that prevailed here in the Quaternary period. The analysis and correlation of the percentage representation of translucent heavy minerals from the youngest loess covers from all investigated localities made it possible to determine the probable provenance of the eolian material from the areas of Moldanubian, Poličské and Zábřez crystallinics, silesic and also from the floodplain sediments of the Morava River. The used methodology proved to be suitable for the paleoclimatological and provenance study of loess-soil series in Central Moravia.

Keywords: Upper Moravian Graben, loess-paleosol sequences, magnetic susceptibility, spectral reflectance, EDXRF, heavy minerals, paleoclimatology, provenance

Number of pages: 67**Number of appendices:** 0**Language:** Czech

OBSAH

1. ÚVOD.....	9
2. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA	10
3. GEOLOGICKÝ VÝVOJ HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU.....	12
3.1 Předkvartérní geologický vývoj.....	12
3.2 Kvartérní geologický vývoj.....	15
3.2.1 Eolická sedimentace.....	15
3.2.2 Fluviální sedimentace.....	16
3.2.3 Další typy kvartérních sedimentů Hornomoravského úvalu.....	17
4. SPRAŠE.....	19
4.1. Základní charakteristika.....	19
4.2 Spraše a jejich význam při studiu kvartéru.....	20
4.3 Moravské spraše a historie jejich výzkumu.....	21
5. METODY UŽÍVANÉ PŘI STUDIU SPRAŠO-PŮDNÍCH SEKVENCÍ.....	23
5.1 Magnetická susceptibilita.....	23
5.2 Spektrální odraznost.....	24
5.3 Rentgenová fluorescenční spektrometrie.....	25
5.4. Analýza těžkých minerálů.....	27
6. METODIKA PRÁCE.....	28
6.1 Terénní etapa a litologický popis.....	29
6.2 Zrnitostní analýza.....	30
6.3 Magnetická susceptibilita.....	30
6.4 Spektrální odraznost.....	31
6.5 Rentgenová fluorescenční spektrometrie.....	32
6.6 Analýza těžkých minerálů.....	32

7. VÝSLEDKY.....	33
7.1 Litologický popis.....	33
7.1.1 Lokalita Držovice.....	33
7.1.2 Litologická charakteristika vrtného jádra na lokalitě Moravičany.....	36
7.2 Zrnitostní analýza.....	38
7.2.1 Lokalita Držovice.....	38
7.2.2 Lokalita Moravičany.....	38
7.2.3 Lokalita Hlásnice u Šternberka.....	39
7.2.4 Lokality Ivaň a Klopotovice.....	39
7.3 Magnetická susceptibilita.....	40
7.3.1 Lokalita Držovice.....	40
7.3.2 Lokalita Moravičany.....	40
7.4 Spektrální odraznost.....	41
7.4.1 Lokalita Držovice.....	41
7.4.2 Lokalita Moravičany.....	41
7.5 Rentgenová fluorescenční spektrometrie.....	42
7.5.1 Lokalita Držovice.....	42
7.5.2 Lokalita Moravičany.....	43
7.5.3 Lokalita Hlásnice u Šternberka.....	43
7.5.4 Lokality Ivaň a Klopotovice.....	44
7.6 Analýza těžkých minerálu.....	47
8. DISKUZE	48
8.1 Petrofyzikální, geochemická a paleoklimatologická charakteristika a korelace profilů..	48
8.2 Stratigrafické zařazení profilů.....	54

8.3 Provenience spraší na základě těžkých minerálních asociací.....	56
9. ZÁVĚR.....	58
10. LITERATURA.....	59

1. ÚVOD

Spraše vznikaly z akumulací eolického prachu během chladných fází pleistocénu. V kvartéru střední Evropy jsou typické pro periglaciální oblasti. V podmínkách příznivějších pro pedogenezi pak spraše představují kvalitní půdotvorný substrát. Střídáním chladnějších a aridnějších fází a teplejších a humidnějších fází kvartérního klimatického cyklu se vytvořily sprašo-půdní sekvence, které velmi citlivě odrážejí kvartérní klimatické výkyvy (Cílek, 2001).

Výzkum byl zaměřen na sprašové a sprašo-půdní odkryvy v Hornomoravském úvalu. Tato oblast tvoří, vzhledem k její geomorfologické historii, rozsáhlý erozně-akumulační prostor s bohatým kvartérním pokryvem. Vytipované lokality mají zajímavý potenciál a jejich výzkum by mohl významně přispět k dosavadní interpretaci kvartérního klimatu na Moravě.

V rámci terénní etapy proběhl litologický popis výchozů podle standardně užívané terénní sedimentologické metodiky a byly odebrány vzorky pro laboratorní, petrofyzikální, mineralogické a geochemické studium. Potřebná technická a softwarová zařízení poskytla Katedra geologie Univerzity Palackého v Olomouci.

Získaná data posloužila k interpretaci transportních, depozičních, post-depozičních a pedologických podmínek, které řídily formování studovaných sprašo-půdních sekvencí. Cílem práce je rozšíření znalostí o provenienci a paleoklimatických podmínkách, které panovaly na střední Moravě během kvartéru.

2. GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

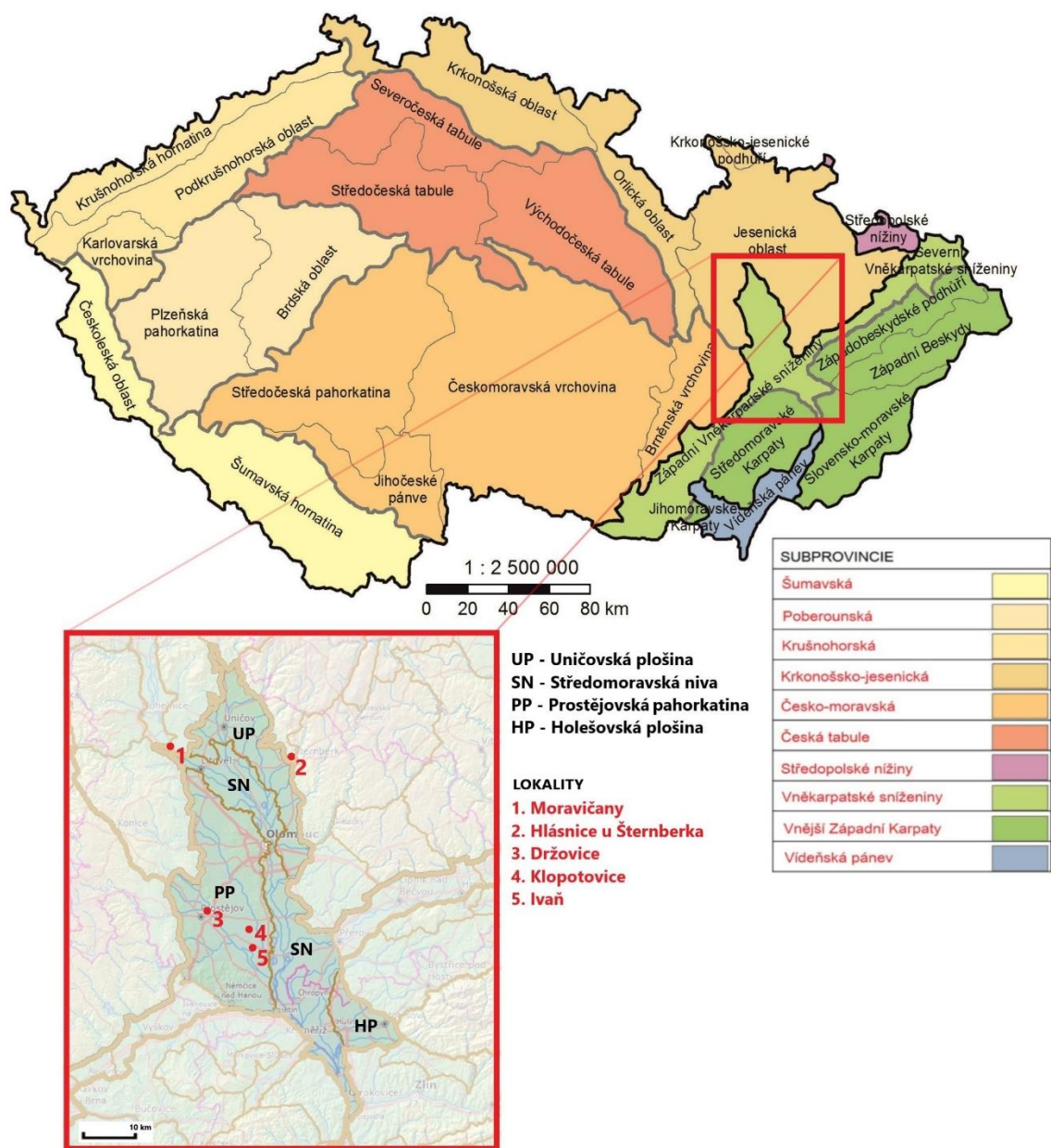
Hornomoravský úval (dále HÚ) je příkopová propadlina na střední Moravě (Czudek, 1997), rozkládající se na ploše o rozloze 1318,43 km² (Demek et al., 2006). Představuje systém dílčích pánví (Špaček a Ambrož 2015) protažený ve směru SZ–JV o průměrné nadmořské výšce 225,8 m a středním sklonu 0°54' (Demek et al., 2006).

Na severu zasahuje Hornomoravský úval úzkým výběžkem až do okolí Zábřehu, kde je omezen Zábřežskou a Úsovskou vrchovinou. Na západě je HÚ omezen Dražanskou vrchovinou, Vyškovskou bránou, Litenčickými vrchy a Chříby. Na východě je HÚ omezen Nízkým Jeseníkem, Moravskou bránou, Kelčskou pahorkatinou, Hostýnskými vrchy a také Vizovickou vrchovinou. Na jihu pak odděluje Hornomoravský a Dolnomoravský úval Napajedelská brána (Barth et al., 1971).

Hornomoravský úval je jako geomorfologický celek řazen do Alpsko-Himálajského systému. Celá oblast HÚ spadá do soustavy Vněkarpatských sníženin a do podsoustavy Západních Vněkarpatských sníženin. Úval se dále dělí na podcelky: Holešovská plošina, Uničovská plošina, Prostějovská pahorkatina a Středomoravská niva (Demek et al., 2006). Umístění zkoumaných lokalit je znázorněno na Obr. 1.

V současnosti je klima regionu teplé (průměr leden: -3 °C, červenec: 18 °C) (Macoun, Růžička 1967). Léta bývají dlouhá, teplá a suchá, zimy krátké, teplé, suché až velmi suché. Macoun a Růžička (1967) rozdělují oblast HÚ na západní aridnější oblast s průměrným ročním úhrnem srážek 550–600 mm a východní humidnější oblast, kde úhrn srážek činí 600 – 650 mm. Vliv na vyšší humiditu ve východní části HÚ má především návětrná strana Karpat (Quitt, 1971). V závislosti na rozdílných srážkových úhrnech pozorujeme i rozdílný vývin recentních půd. Dominantní směr větrného proudění v HÚ je od Z až SZ (Quitt, 1971, Lisá et al., 2004).

Pro Hornomoravský úval je typický erozně-akumulační reliéf. V západní části úvalu se rozprostírají nížinné pahorkatiny, na východní straně se nachází výplavové kužely toků stékajících z Jeseníků. Osu úvalu pak tvoří široká údolní niva řeky Moravy a krajinnou charakteristiku oblasti tvoří zejména lužní lesy, louky a zemědělsky obdělávaná pole (Czudek, 1997; Demek et al., 2006).



Obr. 1: Geomorfologická mapa České republiky (www1, upraveno) a geomorfologické členění Hornomoravského úvalu s vyznačenými zkoumanými lokalitami (www2, upraveno)

3. GEOLOGICKÝ VÝVOJ HORNOMORAVSKÉHO ÚVALU

3.1 Předkvartérní geologický vývoj

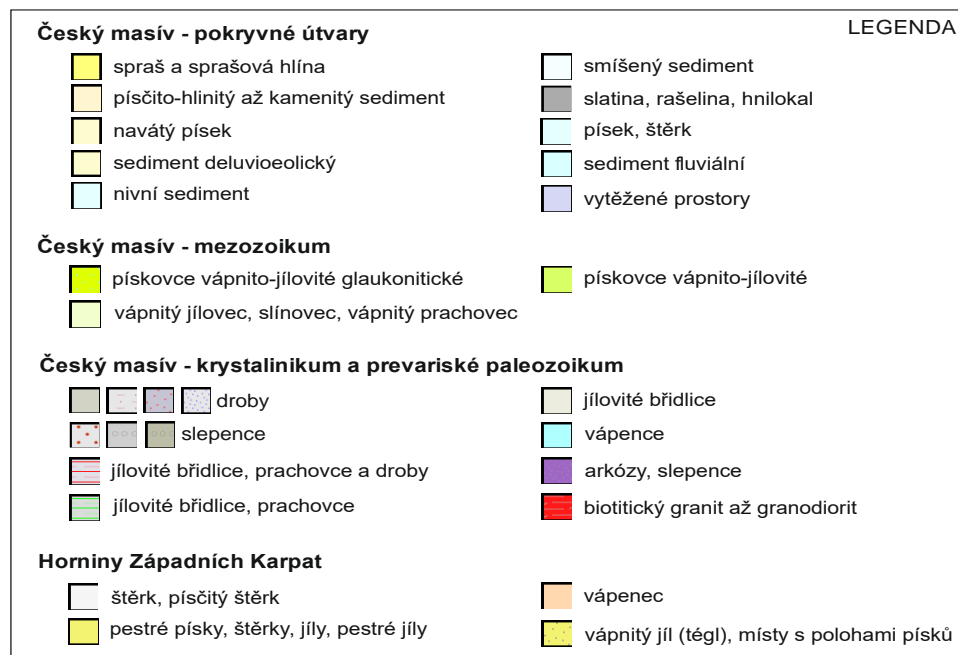
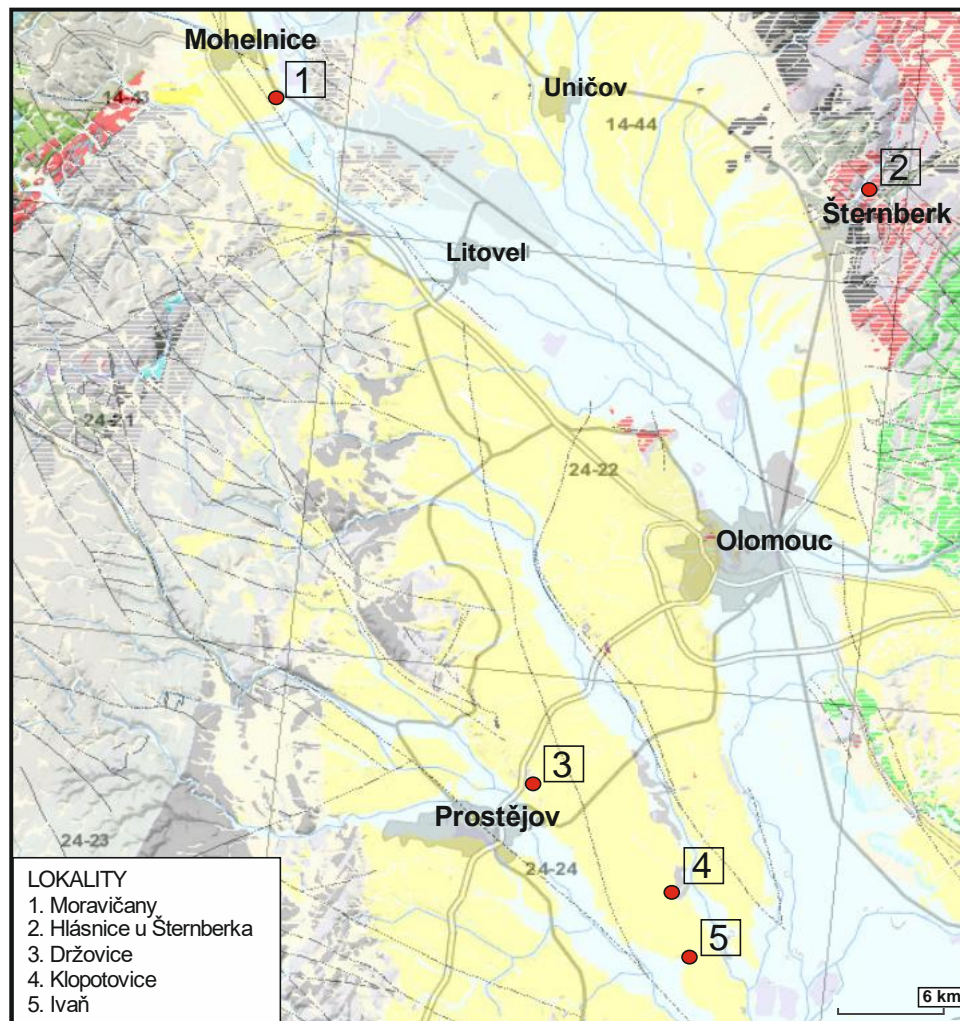
Nejstarší horniny Hornomoravského úvalu jsou řazeny do prevariského krystalinika (Barth et al. 1971). Jedná se o granitoidový masiv, který je všeobecně považován za součást brunovistulika, často se však pro toto těleso používá speciální název – Olomoucký masiv (Přichystal et al. 2002). Horniny Olomouckého masivu mají charakter pegmatických granitů až granodioritů (Mísař et al., 1983) a jeho plášť je tvořen převážně fylity, případně jinými epizonálně metamorfovanými horninami. Místy, zejména ve střední části Hornomoravského úvalu, vystupují horniny Olomouckého masivu na povrch. Je tomu tak např. na Křížové hoře u Čelechovic nebo v okolí obcí Krčmaň, Dubany, Lobodice a Chropyně (Roth et al., 1962, Hrubeš et al., 2000). Metodou K-Ar bylo stanoveno stáří granitu Olomouckého masivu na 540 ± 4 Ma (Gottstein, 1970 in Přichystal et al. 2002).

Během spodního devonu tvořila vyzdvižená kra Hornomoravského úvalu elevaci, oddělující drahanskou a jesenickou pánev. Vlivem výrazného poklesu této kry ve středním devonu došlo v oblasti k mořské transgresi a následnému uložení vápenců (Barth et al., 1971; Picha et al., 2006), které faciálně odpovídají vápencům platformního vývoje Moravského krasu. Známé jsou vápencové výskyty v Mladči, v okolí Olomouce a Přerova (Roth et al., 1962; Mísař et al., 1983). Fázi devonské transgrese odpovídají bazální klastika, tvořená křemenci a křemennými slepenci, které vystupují v okolí Krčmaně a Čelechovic. Na bazální klastika nasedají tmavé dolomitické vápence a organodetritické a organogenní vápence, stáří givet. Směrem do nadloží se dále vyskytují lažánecké vápence, červené korálové polohy grygovského a přerovského devonu, svrchnodevonské vilémovické vápence bohaté na bentózní faunu a faciálně rozmanité hádsko-říčské a křtinské vápence líšeňského souvrství. V okolí Mladče, Grygova a Čelechovic je pak vrstevní sled završen radiolaritovými břidlicemi (Barth et al., 1971; Hrubeš et al., 2000).

Od svrchního devonu, s nástupem variské orogeneze, je karbonátová sedimentace pozvolně nahrazena siliciklastickým kulmským flyšovým vývojem (visé) (Barth et al., 1971). Jedná se především o drobové a slepencové facie moravického souvrství a klastické sedimenty myslejovického souvrství, vystupující na Dražanské vrchovině na povrch. Známé jsou také facie studnických břidlic a kosířských drob. Od svrchního karbonu pak byla oblast Hornomoravského úvalu souší, jakožto součást vindelické pevniny (Barth et al., 1971; Mísař et al. 1982).

V důsledku výzdvihu karpatského orogénu a diferenciačních pohybů kry Hornomoravského úvalu proběhla ve středním miocénu série mořských transgresí, která trvala až do konce spodního badenu (Barth et al., 1971). Spodnobadenské sedimenty se zde vyskytují ve dvou základních litologických vývojích, a sice v klastickém (bazálním) a pelitickém vývoji (Přichystal et al., 1993; Blaško et al., 2014). Bazální klastické horniny mají charakter většinou vápnitých jílovitých pískovců až jemnozrnných slepenců a místy (zejména v okolí Přerova) vystupují na povrch. Dále jsou známy výstupy např. v okolí Ondratic a Brodku u Prostějova v podobě tzv. „ondratických“ a „brodeckých“ písků (Čtyroká a Pálenský, 1997). Na bazální klastika pak ostře nasedají pelitické horniny, označované též jako lobodické souvrství (Eliáš et al., 2002). Jedná se o monotónní pelity (tzv. tégly) tvořené především šedými, jemně písčitými až prachovitými vápnitými jíly s hojným výskytem badenské fauny (Čtyroká a Pálenský, 1997).

Opětovný pokles kry Hornomoravského úvalu začátkem pliocénu vedl ke vzniku sladkovodní pánve se soustavou průtočných jezer (Roth et al., 1962). Vlivem intenzivní denudace v oblasti se zde uložila tzv. „pestrá jezerní série“, v podobě jílovitého, písčitého a šterkovitého materiálu. Její relikty jsou dochovány v Litenčických vrších, Chříbech a Kelčské pahorkatině a dosahuje mocnosti až 300 m (Barth et al., 1971; Novák et al., 2017). Na základě litologických odlišností uloženin, lze toto souvrství rozdělit na dva komplexy. Starší spodní komplex se vyznačuje velmi pestrou litologií a zbarvením sedimentů. Zdrojem této sedimentace byly převážně intenzivně zvětralé horniny Českého masivu, které se zde ukládaly v jezerním, fluviálním a proluviálním prostředí. Částečný zdroj sedimentace spodního komplexu představovaly také horniny Západních Karpat. Svrchní komplex je pak zastoupen méně pestrou sérií jezerních a fluviálních sedimentů, jejichž ukládání bylo výrazně ovlivněno tektonickou činností (Růžička, 1989; Novák et al., 2017). V průběhu celého pliocénu docházelo v oblasti k častým tektonickým pohybům (Barth et al., 1971) a v této fázi vývoje už byly víceméně zformovány dnešní obrysy Hornomoravského úvalu (Zapletal, 2005).



Obr. 2: Výřez z geologické mapy, upraveno z geologické mapy 1:50 000 (www3).

3.2 Kvartérní geologický vývoj

Kvartérní vývoj Hornomoravského úvalu lze sledovat prostřednictvím pestré škály sedimentárních hornin, které v tomto období vznikaly. Nasedají především na pliocenní fluvio-lakustrinní sedimenty a badenské mořské uloženiny, místy však i na mnohem starší podloží. Vyskytují se zde fluviální, proluviální, koluviální, eolické a také chemogenní a organogenní sedimenty (Czudek, 1997). Maximální mocnost kvartérní výplně Hornomoravského úvalu dosahuje více než 100 m (Zeman et al., 1980 in Czudek, 1997).

Stejně jako v pliocénu, tak i v kvartéru ovlivňovala geologický vývoj Hornomoravského úvalu zvýšená míra tektonické aktivity (Špaček a Ambrož, 2015). Prakticky celý pleistocén docházelo k pohybům hlavních i dílčích ker, které nejčastěji ve formě drobných poklesů rozrušovaly jak pestré série pliocénu, tak i mladší pleistocenní sedimenty (včetně sprašo-půdních sérií). Barth et al. (1971) uvádí, že k nejvýznamnějším pohybům docházelo podél sz.-jv. orientovaných zlomů, kde byl zaznamenán post-pliocenní pokles až o cca 500 m. Významným faktorem, ovlivňujícím geologický vývoj Hornomoravského úvalu v kvartéru, byly kromě tektoniky také výrazné změny klimatu (Macoun a Ružička, 1967; Barth et al., 1971; Czudek, 1997).

3.2.1 Eolická sedimentace

Eolické sedimenty představují jeden z nejvýznamnějších kvartérních pokryvů Hornomoravského úvalu (Lisá et al., 2004). Jedná se zejména o spraše, zastoupeny jsou také sprašové hlíny a váté písky (Barth et al., 1974). Eolické sedimenty zde nasedají převážně na pleistocenní sedimenty, zakrývají říční terasy, koluviální a proluviální sedimenty, neogenní uloženiny a místy, zejména v okrajových částech úvalu, nasedají také na předneogenní horniny (Czudek, 1997). Vznik spraší je obecně spjat s jednotlivými kvartérními glaciály (Smalley et al., 2011). Na území střední a jižní Moravy pokrývají spraše téměř 20 % povrchu. Většina povrchově se vyskytujících sprašových návějí je zařazena do posledního würmského glaciálu (Lisá et al., 2004), známé jsou ale i spraše spodnorisského a mindelského stáří (Macoun a Ružička, 1967). Na základě datování metodou OSL bylo např. na sprašo-půdním profilu v Rozvadovicích u Litovle stanoveno stáří nejsvrchnějšího sprašového pokryvu na $21,45 \pm 2,02$ tisíc let. (Bábek et al., 2018). Pro würmské spraše je charakteristická svislá sloupcovitá odlučnost. Ve spraších se místy hojně vyskytuje fosilní malakofauna, která dokládá relativně aridní stepní až tundrové podmínky, avšak v jižní části HÚ (okolí

Kroměříže, Tovačova a Grygova) se nacházejí i vodní druhy mekkýšů, což indikuje, že se zde eolický materiál ukládal ve vodním nebo bažinatém prostředí (Barth et al., 1976). Mocnost sprašo-půdních sekvencí v HÚ většinou nepřesahuje 5 m, avšak v závětrném stínu Úsovské vrchoviny však spraše dosahují mocnosti až 20 m (Czudek, 1997). Spraše vznikaly z akumulací eolického prachu během glaciálních fází pleistocénu, v interglaciálních podmínkách pak spraš představovala kvalitní půdotvorný substrát (Smalley al., 2011). Fosilní půdy v HÚ mají nejčastěji charakter parapodzolu, parahnědozemě, hnědozemě, černozemě a pseudogleje (Macoun a Růžička, 1967; Barth et al., 1973). Během střídání glaciálů a interglaciálů v kvartéru došlo na území HÚ k vytvoření sprašo-půdních sérií, které citlivě odrážejí tehdejší klimatické podmínky (Macoun a Růžička, 1967). Detailnějšímu popisu sprašo-půdních sérií na Moravě je věnována kapitola 4.

3.2.2 Fluviální sedimentace

Během spodního pleistocénu došlo v oblasti Hornomoravského úvalu k vytvoření sítě vodních toků. Tektonické propadliny, ve kterých se tyto vodní toky soustředily, byly postupně vyplněny převážně fluviálními sedimenty (Barth et al., 1971). V nejspodnějším pleistocénu tyto sedimenty ještě litologicky připomínají pliocenní fluvio-lakustrinní uloženiny (Novák et al., 2017), a proto jsou označovány jako plio-pleistocenní vrstvy (Czudek, 1997). Fluviální sedimenty jsou v Hornomoravském úvalu částečně dochovány na svazích teras a částečně pohřbené pod současnou nivou řeky Moravy. Fluviální sedimenty dokládají významnou roli tektonických pohybů dílčích ker úvalu při řízení říční agradace a degradace (Novák et al, 2017). Ve spodním pleistocénu došlo k vyklenutí Českého masívu vůči Západním Karpatům, což se projevilo morfologickými změnami na území HÚ, které měly za následek vychýlení toku řeky Moravy a jeho přeorientování z původního v.–z. směru na s.–j. směr (Novák et al, 2017). Na základě datování fluviálních sedimentů Hornomoravského úvalu z mělkých vrtných jader (do 25 m) metodou opticky stimulované luminiscence (OSL) bylo jejich stáří zařazeno do časového rozmezí 161,5 (\pm 17,2) až 34,5 (\pm 3,4) tisíc let (střední až svrchní pleistocén) (Novák et al, 2017).

Z období spodního až středního pleistocénu se dochovaly relikty tří terasových stupňů, dokazující přítomnost tří erozně-akumulačních cyklů. Terasy jsou zachovány v relativních výškách nad současnou nivou řeky Moravy: 50–55 m (kokorské slepence), 30–35 m (fluviální šterky jižně od Olomouce; stáří spodní bavel) a 25–26 m (lukovská terasa;

stáří spodní elster) (Růžička, 1973; Novák et al., 2017). Další dochované terasy (brodecká, kralická, nenakonická a současná údolní terasa) pochází z období středního až konce svrchního pleistocénu (glaciály elster–visla) (Růžička, 1973). Stratigraficky nejvýznamnější je terasa kralická, která je korelovatelná s hlavní terasou řeky Odry (Czudek, 1997). Představuje rozsáhlý komplex dvou šterkopískových akumulací, překrytých středně až pozdně saalskými uloženinami. Jednotlivé akumulace odděluje fosilní půda, odpovídající glejům až pseudoglejům. Spodní akumulace kralické terasy vznikla v chladném výkyvu holsteinského interglaciálu. V tomto období zde docházelo k intenzivním tektonickým poklesům, které tak zapříčinily nestejnou mocnost této akumulace. Svrchní akumulace pak odpovídá období raného saalského glaciálu. Obě akumulace se od sebe odlišují valounovým složením i obsahem těžkých minerálů (Czudek, 1997; Novák et al., 2017).

Rozsáhlé plochy HÚ pokrývají nivní sedimenty řeky Moravy a jejich přítoků. Mocnost těchto sedimentů v údolních nivách často přesahuje 4 m, místy to ale může být až 12 m. Intenzita povodňové sedimentace v říčních nivách se výrazně zvýšila ve středním holocénu a tento stav trvá dodnes (Czudek, 1997). Souvisí to především s narůstajícím působením člověka na krajinu v povodí řeky Moravy, zahrnující zemědělskou činnost, odlesňování a později také regulaci vodních toků (Novák et al., 2017).

3.2.3 Další typy kvartérních sedimentů Hornomoravského úvalu

Při úpatí výrazného jihozápadního okrajového zlomového svahu Nízkého Jeseníku nacházíme nejvýznamnější akumulace proluviálních a koluviálních sedimentů. Vytváří zde mohutné náplavové kužely (Czudek, 1997), které se zde naakumulovaly při vyústění vodních toků, stékajících ze sousedních vrchovin (Barth et al., 1971). Fáze vzniku proluviálních sedimentů je spjata s obdobím glaciálů, naopak v interglaciálních podmínkách je jejich sedimentace výrazně zpomalena vlivem zpevnování svahů kořenovými systémy vegetace. Proluviální a koluviální sedimenty se v Hornomoravském úvalu vzájemně prolínají a vytváří rozsáhlé proluviálně-koluviální pokryvy (Czudek, 1997). Kromě běžných akumulací svahových hlín a hlinito-kamenitých sutí, jsou popsány rovněž rytmicky zvrstvené hrubozrnné sedimenty, ve kterých dochází ke střídání hrubých hlinitých sutí s polohami svahových hlín a spraší s polohami fosilních půdních horizontů (Barth et al., 1971). V ostře zaříznutých údolích Nízkého Jeseníku dosahuje mocnost proluviálních

sedimentu až 57 m (např. Lužice u Šternberka). Koluviální sedimenty, tvořící při okraji Nízkého Jeseníku souvislou úpatní haldu, pak běžně dosahují mocnosti až 20 m (Czudek, 1997).

Zajímavými kvarténními sedimenty Hornomoravského úvalu jsou travertiny. Jedná se o chemogenní sedimenty, jejichž výskyt je spjat s neoidní tektonickou činností hlubokých zlomů, zejména zlomu olomoucko-přerovského a zlomu holešovského, které zasahují až do podložních devonských vápenců (Barth et al., 1973). Podél zlomů dochází rovněž k vývěrům uhličitých kyslíků i plynného CO₂ (Tyráček, 1961). Vznik travertinů je obvykle vázán na teplejší a humidnější podmínky interglaciálů. V okolí Kokor se v návaznosti na olomoucko-přerovský zlom vyskytují denudační reliktu spodnopleistocenních (stáří starší gúnz) masivních, místy nepravidelně deskovitých travertinů světle žlutého až rezavě hnědého zabarvení. Další významné výskyty travertinů v Hornomoravském úvalu jsou známy např. z okolí obcí Tučín, Želatovice, Radslavice nebo Předmostí u Přerova (Barth et al., 1973; Hrubeš et al., 2000).

V Hornomoravském úvalu se vyskytují také organogenní sedimenty, a to v podobě rašelin. Významná rašelinná ložiska slatinného typu se nachází nedaleko obcí Černovír, Hrdibořice a Biskupice. Na základě fytopaleontologického výzkumu je zřejmé, že tato rašelina vznikla již v období pozdního viselského glaciálu, kdy měla okolní krajina charakter borové leso-stepi. Svrchní horizont tohoto rašelinného ložiska pak spadá do postglaciálního období (Barth et al., 1973).

4. SPRAŠE

Spraše představují jeden z nejrozšířenějších sedimentů doby ledové, který pokrývá zhruba 10 % povrchu Země (Smalley et al., 2011). Na Moravě pak tyto sedimenty pokrývají až 20 % území (Lisá et al., 2004). Na základě míry usazování prachového materiálu během kvartérního klimatického cyklu je zřejmé, že spraš ve Středoevropských podmínkách je typická pro období glaciálů, zejména pak pro jejich vrcholné fáze (pleniglaciály) s výraznou kontinentalitou klimatu (Cílek, 2001; Bábek et al., 2011). Pro tyto fáze glaciálů je charakteristická zvýšená aktivita větrů, která způsobovala efektivní transport prachového materiálu (Samec, 2014). Sprašové sedimentaci napomáhalo také intenzivní fyzikální zvětrávání ve středních a vyšších nadmořských výškách, kde se nacházely zdrojové oblasti prachového detritu. Efektivní větrný transport rovněž vyžadoval otevřenou krajinu s minimem stromové vegetace v níže položených oblastech, což koresponduje s nízkými ročními teplotami, krátkým vegetačním obdobím během roku a nízkým úhrnem srážek během stadiálních fází glaciálů (Lisá et al., 2004). Naopak interstadiální a interglaciální období je spojováno se zvýšenou intenzitou pedogeneze (Smalley et al., 2011). Většina sprašových akumulací na našem území vznikla během posledního (viselského) glaciálu (Barth et al., 1976; Lisá et al., 2004).

4.1. Základní charakteristika

Spraš je klasifikována jako nezpevněný až slabě zpevněný sediment s převahou zrn prachové velikosti (Ložek, 1973; Růžičková et al., 2003), vyznačující se většinou okrově hnědou až šedavě žlutou barvou (Zeman a Demek, 1984). Spraše obecně vykazují vysokou pórovitost 40–50 % (Cílek et al., 2001). Pro sprašové uloženiny je typická také nevýrazná, obvykle masivní vrstevnatost (Růžičková et al., 2003). Zřídka lze pozorovat také laminaci, jejíž vznik je zřejmě spjat s opakujícími se depozičními událostmi během prachových bouří (Cílek, 2001), může ale vznikat i sekundárně v důsledku pomalých svahových pohybů, jako je soliflukce či geliflukce. Spraše jsou silně prosedavé, rozmokavé a na odkryvech mají díky charakteristické svislé odlučnosti tendence tvořit kolmé stěny (Zeman a Demek, 1984).

Základním strukturním znakem spraší je jejich dobrá zrnitostní vytríděnost (Ložek, 1973). Jílová frakce obecně převládá nad frakcí pískovou (Zeman a Demek, 1984). Obsah siltové frakce se pak pohybuje v rozmezí 40–70 % (Smalley et al., 2011). Obsah minerálů ve spraších se odvíjí od minerálního složení zdrojové oblasti navátého materiálu (Růžičková

et al., 2003). Nejčastějšími minerály ve spraších jsou křemen (40–80 %), živce (40–80 %) a slídy (1–15 %) (Smalley et al., 2011). Typický je také zvýšený obsah CaCO_3 , který se vyskytuje nejčastěji ve formě kalcitu, méně častý je dolomit (Šimíček et al., 2021). Jeho obsah je závislý na minerálním složení výchozího prachového materiálu a charakteru prostředí, obvykle však dosahuje 1–20 % (Růžičková et al., 2003). Uhlíkatý vápenatý se sráží během pravidelného zamrzání a rozmrzání spraší v glaciálním klimatu a koncentruje se v pórech v podobě pseudomycélií, rhizodelií a osteokolií (Cílek, 2001). Tvoří také konkrece (cicváry) různých velikostí a také povlaky na puklinách (Růžičková et al., 2003). Díky schopnosti CaCO_3 tmelit minerální zrna je jeho přítomnost ve spraších zcela zásadní (Smalley et al., 2011). Akcesoricky (maximálně několik %) jsou ve spraších obsaženy také těžké minerály, např. pyroxen, amfibol, granát, zirkon, epidot, apatit a silimanit (Zeman a Demek, 1984; Lisá et al., 2004). Jílové minerály vznikají částečně autigenézou (viz proces zesprašnění níže) a ve spraších se nejčastěji vyskytují illit, smektit, chlorit a kaolinit.

Na vzniku spraší se podílejí faktory související s depozičními i post-depozičními (diagenetickými i pedogenními) změnami. V první fázi dochází k eolickému transportu a následnému usazení materiálu v podobě minerálních zrn zejména v prachové frakci. Těmto nezpěvněným akumulacím říkáme prachovice. V další fázi pak dochází k tzv. zesprašnění (*loessifikaci*) (Zeman a Demek, 1984; Růžičková et al., 2003). Cílek (2001) uvádí, že zesprašnění spočívá v rychlém (řádově roky) utvoření cementačních vazeb mezi minerálními zrny, což většinou umožňují CaCO_3 a také oxihydroxidy i amorfní formy Al a Si. Al a Si jsou uvolňovány a sraženy, podobně jako CaCO_3 , nejčastěji během opakovaného zamrzání a rozmrzání sedimentu anebo vzlínáním mineralizovaných fluid během krátkého glaciálního léta. Během procesu vzlínání se cementační látky hromadí ve svrchních vrstvách eolických pokryvů a vedou k rychlé přeměně nesoudržného a snadno erodovatelného prachovitého materiálu v relativně odolnou spraš (Ložek, 1973; Cílek, 2001; Růžičková et al., 2003).

4.2 Spraše a jejich význam při studiu kvartéru

Sprašová sedimentace je vázána především na deflační plochy na otevřeném prostoru (pustiny, pouště) (Ložek, 1973). Spraše se usazovaly v periglaciálních oblastech během pleistocenních zásahu kontinentálních ledovcových štítů ve střední Evropě, na Sibiři, v Severní Americe a v podhorských oblastech ve střední Asii a Číně, kde dosahují mocnosti

více jak 300 m (Frechen et al. 2003). Střídáním glaciálních a interglaciálních fází kvartérního klimatického cyklu se v podmínkách vhodných pro sprašovou sedimentaci a pedogenezi vytvořily sprašo-půdní sekvence, které velmi citlivě odrážejí kvartérní klimatické výkyvy (Zeman a Demek, 1984, Bábek et al., 2011). Tyto sekvence jsou tvořeny střídajícími se vrstvami jednotlivých spraší, často oddělenými polohami geliflukčního nebo splachového původu, s vrstvami fosilních půdních horizontů (Růžičková et al., 2003; Smalley et al., 2011). Pro jednotlivé fosilní půdy v České republice stanovili Vojen Ložek a Jiří Kukla koncem 50. let označení PK (pedokomplex) a přiřazená římská čísla stanovuje jejich stratigrafické zařazení (Hošek a Horáček, 2015). Například PK 0 označuje holocenní půdu, PK I a PK II jsou půdy vzniklé v době viselského zalednění, PK III je charakteristická pro eemský interglaciál, atd. Studium sprašo-půdních sérií má obrovský význam při paleoklimatických rekonstrukcích. Mimo stanovování teplotních a srážkových poměrů v období kvartéru, jsou užitečné i při určování paleovětrů. V České republice byl takto na základě studia těžkých minerálů stanoven paleovětrný vzorec, podobný Severoatlantické oscilaci, který existoval již v období posledního ledovcového cyklu (Cílek, 2001; Lisá, 2004, Lisa et al., 2009). V Evropě jsou sprašo-půdní sekvence intenzivně studovány už od minulého století a poskytují tak kvalitní proxy záznam o klimatických a environmentálních podmínkách za posledních cca 2 miliónů let (Frechen et al. 2003; Bábek., 2021).

4.3 Moravské spraše a historie jejich výzkumu

Spraše tvoří významné pokryvy zejména v oblastech moravských vněkarpatských sníženin (Frechen et al., 1999). Moravské spraše leží v přechodovém klimatickém pásu, kde se střetávají vlivy západního oceánického makroklimatu a východního kontinentálního makroklimatu (Fuchs et al., 2013). Jsou tak důležité pro pochopení klimatických změn v Evropě (Hošek et al., 2015). Výzkum sprašo-půdních sérií má v České republice dlouhou tradici. Prvotní výzkumy byly motivovány ložiskově, protože se jednalo o významné cihlářské suroviny. Během těžby se ukázalo, že tyto série mají navíc velký archeologický potenciál, což podnítilo vlnu zájmu ve vědeckých kruzích. První datované výzkumy v souvislosti s moravskými sprašo-půdními sériemi probíhaly na lokalitě Předmostí u Přerova již v 19. století (Kříž, 1884 in Svoboda, 2005). Rozsáhlejší studie zaměřené na genezi fosilních půd a stratigrafii sprašových profilů pro účely těžby cihlářských hmot proběhly ve 30. letech 20. století a následně po 2. světové válce. Ambrož (1947) a Pelíšek

(1949) prováděli petrofyzikální a geochemické výzkumy moravských spraší, jejichž výsledkem mimo jiné bylo stanovení zdrojové oblasti navátého materiálu a interpretace síly a směru paleovětrů. V 60. letech 20. století provedli Vojen Ložek a Jiří Kukla (např. Ložek, 1958; Kukla, 1961) významné korelační studie stavby opěrných sprašových výchozů, které podhalily podobnosti rysy sprašo-půdních sérií napříč střední Evropou. Tyto práce prokázaly potenciál sprašo-půdních sérií pro globální paleoenvironmentální a paleoklimatologická studia v kvartéru. Od 60. let až dodnes pokračuje výzkum moravských spraší zaměřený zejména na jejich původ a stratigrafii (např. Musil a Valoch, 1956; Havlíček a Smolíková, 1993; Adamová a Havlíček, 1997; Cílek, 1999; Freschen et al., 1999; Adamová et al., 2002; Lisá, 2004, Bábek et al., 2011).

K opěrným profilům Ložka a Kukly patří lokalita Červený kopec v brně, která díky tomu získala celosvětový věhlas. Na lokalitě bylo rozlišeno 20 fosilních půdních horizontů. Jedná se o lokalitu s neporušeným sledem hornin svrchního, středního a částečně spodního pleistocénu o mocnosti 30 m, která představuje mezinárodní opěrný profil s hranicí Bruhnes/Matuyam (± 780 tisíc let) (Kukla, 1975; Freschen et al., 1999). Neméně významná je rovněž lokalita Dolní Věstonice, která je nejrozsáhleji popsanou sprašo-půdní lokalitou ve střední Evropě a představuje významný záznam klimatických výkyvů od středního pleistocénu až po holocén (Bábek et al., 2011; Fuchs et al., 2013). K dalším významným sprašovým lokalitám v České republice patří např. Dobšice u Znojma a Zeměchy u Kralup (Hošek et al., 2015).

5. METODY UŽÍVANÉ PŘI STUDIU SPRAŠO-PŮDNÍCH SEKVENCÍ

V kapitole jsou uvedeny principy a důvody využívání vybraných petrofyzikálních, mineralogických a geochemických metod při studiu spraší a fosilních půd, které byly použity v této práci.

5.1 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita (χ) představuje významnou fyzikální vlastnost hornin, která charakterizuje rozdílné odezvy materiálů na působení vnějšího magnetického pole (Chudaničová, 2013). Jedná se o bezrozměrnou veličinu, uváděnou v jednotkách SI (Dolníček a Sulovský, 2013). Výsledná hodnota magnetické susceptibility je přímo závislá na minerálním složení, především na obsahu feromagnetických minerálů (Buriánek a Skácelová, 2007). Ke měření magnetické susceptibility hornin a jejich anizotropie se používají různé typy příručních, či laboratorních kapamůstků (Musset et al., 2000; Sedláček, 2013). Magnetickou susceptibilitu lze vyjádřit několika způsoby, jako objemovou, hmotnostně-specifickou, teplotně závislou nebo frekvenčně závislou magnetickou susceptibilitu, případně jako tenzor magnetické susceptibility (Musset et al., 2000). V této práci je využívána hmotnostně specifická magnetická susceptibilita χ [$\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$], která je jedním z nejčastěji používaných fyzikálních parametrů v regionálních i globálních korelacích sprašových odkryvů (Beget et al., 1999).

Horniny obsahují minerály, které lze, na základě jejich magnetických vlastností, rozdělit na diamagnetické, paramagnetické a feromagnetické (Sedláček, 2013). Diamagnetické minerály (např. křemen, kalcit, ortoklas) zeslabují intenzitu indukovaného magnetického pole a hornina s vysokým obsahem těchto minerálů má velmi nízké (až záporné) hodnoty magnetické susceptibility. Řadu horninotvorných a vedlejších minerálů lze označit jako paramagnetické látky. Mezi nejběžnější paramagnetické minerály patří karbonáty a silikáty s příměsí železa, jako jsou siderit, granáty, biotit, illit, olivín a ortopyroxeny. Pro paramagnetické látky jsou typické nízké kladné hodnoty magnetické susceptibility (Tarling a Hrouda, 1999). Poměrně malé množství minerálů má feromagnetické vlastnosti, tj. zůstávají zmagnetizované i po odstranění vnějšího magnetického pole. Feromagnetické látky obecně vykazují vysoké kladné hodnoty magnetické susceptibility (Chudaničová, 2013). Mezi nejvýznamnější feromagnetické

minerály patří magnetit, hematit, maghemit a oxo-hydroxidy a sulfidy Fe (Beget et al., 1999; Ďurža et al., 2013).

Magnetická susceptibilita slouží jako cenný indikátor pedogenetických procesů v kvartérních sedimentech (Musset, 2000; Dolníček a Sulovský, 2013). S oblibou se využívá při paleoklimatických rekonstrukcích vzniku sprašo-půdních sérií, kde nižší a vyšší hodnoty korelují se střídáním poloh spraší a půd (Bábek et al., 2011). Nižší hodnoty magnetické susceptibility v rámci sprašo-půdních sérií připadají obecně na vrstvy spraší, vyšší hodnoty pak vykazují paleopůdy (Maher a Thomson, 2001). Mohou za to zejména zvětrávací a pedogenní procesy, při kterých dochází k uvolňování železa z krystalických mřížek primárních minerálů. Z takto uvolněného železa se následně formují sekundární, obvykle silně magnetické minerály ze skupiny oxy-hydroxidů Fe (např. magnetit, hematit, goethit, maghemit) (Bábek et al., 2011; Bábek, 2013). Toto tzv. magnetické obohacování půd bývá urychlováno střídáním oxidačních a redukčních podmínek (Bábek et al., 2011; Jordánová D. a Jordánová N, 2021). Zásadními faktory, které ovlivňují rychlost uvolňování železa a tvorbu oxy-hydroxidů Fe, jsou zejména obsahy vody v půdě, odrážející regionální úhrny srážek a teplotní výkyvy, dále textura půdy a obsah organické hmoty a také pH půdy, které ovlivňuje půdní redoxní podmínky (Ghafarpour et al., 2021). Magnetická susceptibilita ve sprašo-půdních sériích se tak silně odvíjí od klimatických podmínek, které určují míru zvětrávání a pedogeneze (Maher a Thomson, 2001, Jordánová D. a Jordánová N, 2021).

5.2 Spektrální odraznost

Barva je jednou ze základních fyzikálních vlastností minerálů. Je způsobena interakcí látky s viditelným spektrem elektromagnetického záření v rozmezí vlnových délek 400–700 nm. Výsledná barva je přímo závislá na vlastnostech minerálu, jako je absorpce světla, odraznost, či emisní charakteristika, která je dána chemickým složením a krystalovou strukturou (Bábek, 2013). Změna barvy horniny může v praxi indikovat změnu jejího minerálního nebo chemického složení, např. obsah oxidů a hydroxidů železa, organické hmoty atd. (Bábek et al., 2011; Dolníček a Sulovský, 2013). Barva tak představuje významný proxy parametr (Bábek, 2013).

Aby byly popisy barev minerálů a hornin sjednocené a vzájemně srovnatelné, je nutné podat kvantitativní popis barevnosti (Dolníček a Sulovský, 2013). Kvantitativní popis barevnosti lze vyjádřit pomocí prostorových barevných modelů, kde se barva vyjadřuje jako

bod v systému tří souřadnic (Bábek, 2013). V geologii a pedologii je v současnosti nejčastěji využíván model CIE $L^*a^*b^*$, který byl použit i v této práci (Ghafarpour et al., 2021). Model CIE $L^*a^*b^*$ je složen ze tří základních složek L^* , a^* a b^* . Složka L^* vyjadřuje světlost a pohybuje se v rozsahu 0 (černá) – 100 (bílá), barevné složky a^* a b^* se pak pohybují v rozsahu -128 – +127 a definují poměr červené a zelené (a^*) a žluté a modré (b^*) barvy odraženého světla z povrchu vzorku (Luo et al., 2001; Rothwell, 2006).

Spektrální odraznost má velký význam v pedologii a stratigrafii fosilních půd a obecně vhodně doplňuje magnetickou susceptibilitu a magnetominerální proxy při studiu kvaterních klimatických změn ve sprašo-půdních archivech (Bábek, 2013; Ghafarpour et al., 2021). Při studiu sprašo-půdních sérií se parametr jasů (CIE L^*) využívá pro stanovení obsahu CaCO_3 a organické hmoty. Střídání poloh půd obohacených o organickou hmotu (tmavší) s polohami spraší nasycenými karbonáty (světlejší) se potom projevuje jako výrazný cyklický signál na křivce CIE L^* . Křivka jasů může také velmi dobře korelovat s křivkou magnetické susceptibility, např. v magneticky obohacených fosilních půdách (Ghafarpour et al., 2021). Barevná proxy (CIE a^* , CIE b^*) umožňují identifikaci a kvantitativní vyjádření rozdílů mezi půdními typy (např. černozemě, hnědozemě, atd.) a interpretují oxidačně redukční podmínky jejich vzniku. Hojně využití v pedologii má také index červenosti (Bábek et al., 2011). Tento index vyjadřuje odraznost v červeném pásmu, což slouží jako důležitý indikátor půdního hematitu, jehož obsah odráží oxidační stupeň půd (Luo et al., 2001).

5.3 Rentgenová fluorescenční spektrometrie

Metoda rentgenové fluorescenční spektrometrie (XRF) slouží ke stanovení chemického složení různých druhů materiálů (Brower, 2003). Princip metody spočívá v měření a vyhodnocování sekundárního rentgenového záření, emitovaného ze vzorku při jeho vystavování primárnímu rentgenovému záření. Působením primárního rentgenového záření na chemické prvky obsažené ve vzorku dojde k „vyrazení“ elektronů z některé vnitřní hladiny atomu na volnou vnější hladinu (Němcová et al., 1997), případně k jejich uvolnění z elektronového obalu (Geršl, 2009). Vzniklé prázdné místo (vakanace) po uvolnění elektronu je pak okamžitě zaplněno elektronem z vyšších energetických hladin. Tento energetický rozdíl je pak uvolněn ve formě fluorescenčního záření (Němcová et al., 1997).

Podle způsobu detekce uvolňovaného fluorescenčního záření rozlišujeme vlnově-disperzní analýzu WDXRF, která je založena na vlnové délce záření a energiově-disperzní analýzu EDXRF, u které je detekce založena na energii záření (Dolníček a Sulovský, 2013). Pro účely této práce byla použita EDXRF analýza. Tato analýza sice neposkytuje tak detailní spektrální rozlišení jako WDXRF, stále se však jedná o velmi kvalitní a ekonomicky dostupnou variantu (Panchuk et al., 2018). Hlavní výhodou EDXRF metody je rychlé a nedestruktivní určení chemického složení vzorku (v řádu X0 – X ppm) (Dolníček a Sulovský, 2013). Je vhodná k analýze hlavních prvků těžších než Mg (např. Al, Ca, Cl, K, Fe, Mg, Mn, P, S, Si, Ti) i celé řady stopových prvků (např. Ag, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Ni, Pb, Rb, Sr, Zr, Th, U, W) (Bea, 1996).

Rentgenová fluorescenční spektrometrie je významnou metodou při paleoklimatických a paleoekologických rekonstrukcích sprašo-půdních sérií (Profe et al., 2018). V rámci chemického zvětrávání spraší dochází v postiženém horizontu k migraci lépe rozpustných prvků (např. Ca, Sr) a zároveň k obohacování prvky méně mobilními až imobilními (např. Al, K, Rb) (Hošek et al., 2012). Obsahy těchto prvků a jejich poměry pak představují spolehlivé proxy indikátory zvětrávání, pedogeneze, či změn zrnitosti materiálů (Šimíček a Krulová, 2018). Nejpoužívanějším indikátorem míry zvětrávání spraší a pedogeneze je poměr prvků Rb/Sr. Tento poměr velmi citlivě odráží klimatem řízené diagenetické procesy a míry srážkových úhrnů ve sprašo-půdních profilech a obecně výrazně koreluje s hodnotami magnetické susceptibility. Jako indikátor srážkových úhrnů slouží rovněž poměr prvků Sr/Ca, který informuje o rozpouštění a vysrážení sekundárních karbonátů (Hošek et al., 2012). Dalšími významnými indikátory intenzity zvětrávání spraší jsou také obsahy prvků Rb/K nebo K/Al, které jsou, na rozdíl od Rb/Sr a Sr/Ca, nezávislé na obsahu karbonátů ve spraši (Bábek et al., 2011; Šimíček a Krulová, 2018). Poměry Rb/K a K/Al mohou být rovněž použity jako proxy zrnitostních změn (Dickson et al., 2010). Nejvýznamnějším zrnitostním indikátorem je pak poměr prvků Al/Si, který je využíván např. jako proxy pro sílu větru a jeho vysoké hodnoty obecně poukazují na vydatný eolický přínos (Itambi et al., 2009)

5.4. Analýza těžkých minerálů

Složení těžkých minerálů (TM) dovoluje identifikovat horninové složení ve zdrojové oblasti sedimentu (Marcinkowski a Mycielska-Dowgiało, 2013). Mezi nejčastěji zastoupené těžké minerály v Moravských spraších se řadí zejména amfibol, granát, zirkon, epidot, apatit, silimanit, titanit, kyanit, staurolit, rutil, monazit nebo turmalín (Cílek, 1996; Lisá, 2004). TM vykazují různou odolnost vůči chemickému zvětrávání a mechanické abrazi. V posledních letech bývá věnována větší pozornost studiu neprůhledných těžkých minerálů. Při studiu neprůhledných TM se posuzuje jejich vzájemné procentuální zastoupení a také jejich vztah k obsahu průhledných TM (Marcinkowski a Mycielska-Dowgiało, 2013).

K předběžné separaci těžkých minerálů (s hustotou vyšší než $2,9 \text{ g.cm}^3$) ze vzorku lze docílit např. pomocí rýžovací misky. Materiál se nejprve prosije sítím požadované zrnitosti a prosev se odkalí. Následně je během rýžování odstraněn největší podíl lehčích minerálů (s hustotou pod $2,9 \text{ g.cm}^3$) (Dolníček a Sulovský, 2013). Takto upravený vzorek se dále separuje obvykle v těžkých kapalinách (Marcinkowski a Starnawska, 2004), které umožňují dokonalejší oddělení lehké a těžké frakce (Dolníček a Sulovský, 2013). Po odseparování těžké frakce v těžké kapalině jsou získaná minerální zrna určována polarizačním, případně binokulárním mikroskopem a jsou vynášeny procentuální obsahy jednotlivých průhledných i neprůhledných těžkých minerálů (Marcinkowski a Starnawska, 2004).

Studium těžkých minerálů obsažených ve sprašo-půdních sekvencích, je považováno za vhodnou metodu při studiu paleoklimatu a paleoenvironmentálních změn a v určování zdrojových oblastí navátého materiálu (Cheng et al., 2020). Jedná se o nejčastěji využívanou metodu při získávání informací o minerálním složení zdrojových hornin (Akinlotan et al., 2021). Jejich studium napomáhá v určování provenience, stejně tak slouží při rekonstrukcích depozičních podmínek a diagenetických procesů (Tharmó-Bozsó et al., 2014). Metodu analýzy těžkých minerálů lze úspěšně kombinovat s dalšími litologickými, geochemickými a petrografickými analýzami jak v určování provenience, tak v litostratigrafických studiích (Marcinkowski a Mycielska-Dowgiało, 2013).

Studiu těžkých minerálů ze sprašo-půdních sekvencí na Moravě za účelem určování provenience se podrobněji věnovali např. Cílek (2001), Kvítková a Chadima (2002), Lisá (2004), Lisá et al., (2005), Lisá a Uher (2006), Lisá et al., 2009)

6. METODIKA PRÁCE

Metodika práce sestávala ze dvou etap, terénní a laboratorní. Terénní etapa proběhla na pěti vytipovaných lokalitách Hornomoravského úvalu. První lokalita se nachází v severovýchodní části obce Držovice (49° 49.4941' N, 17° 13.8606' E) (okres Prostějov) v areálu bývalé cihelny. Proběhl zde odběr vzorků, makroskopický popis sprašových profilů a místo bylo pečlivě fotodokumentováno. Na druhé lokalitě proběhl odběr v severozápadní části obce Moravičany (49° 75.8440' N, 16° 95.3457' E), kde byly spraše odebrány pomocí půdní sondy. Odebrané spraše byly následně makroskopicky popsány.

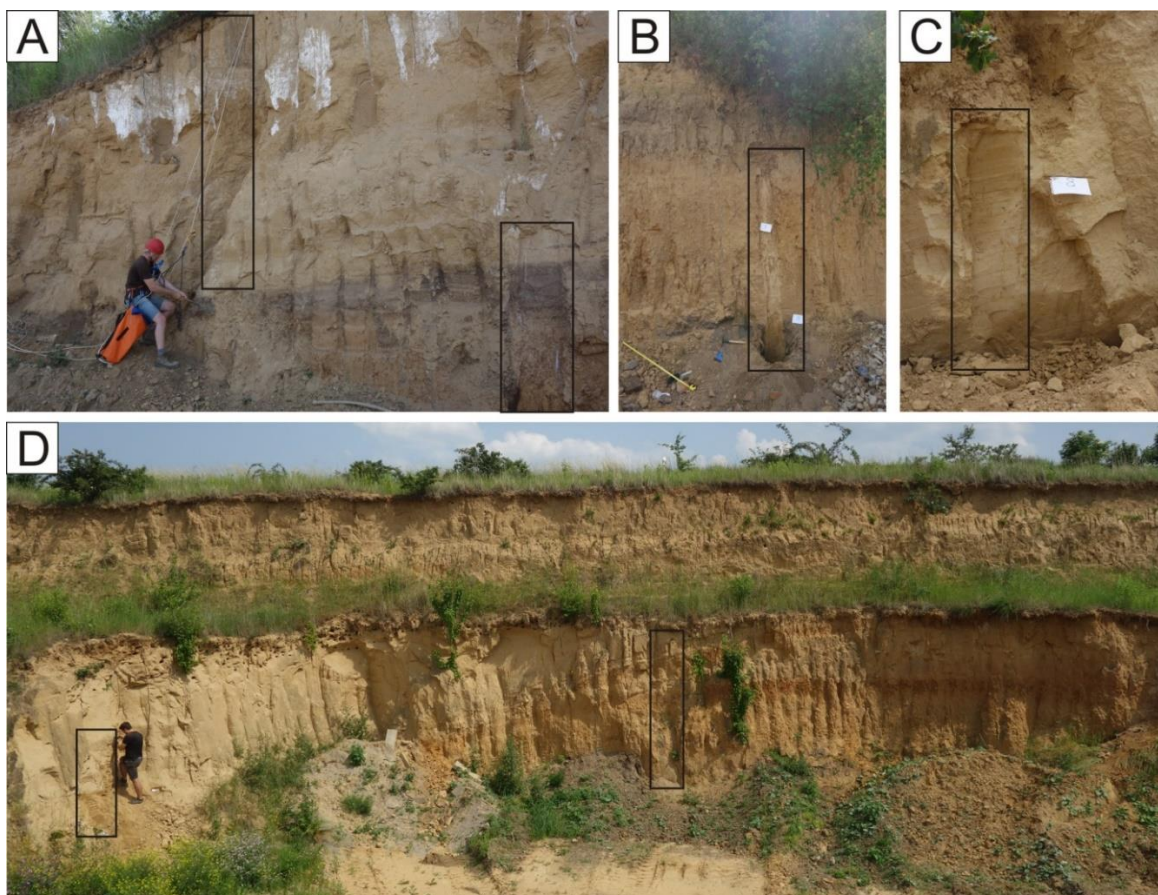
Terénní práce na lokalitách Ivaň a Klopotovice (Solga, 2018) a Hlásnice u Šternberka (Krulová, 2016) proběhly již v rámci dřívějších výzkumů a jsou detailně popsány v uvedených pracích.

Následné laboratorní práce byly provedeny v prostorách Přírodovědecké fakulty Univerzity Palackého v Olomouci, na Katedře geologie, kde byly odebrané vzorky spraší a fosilních půd podrobeny granulometrickým, petrofyzikálním, mineralogickým a geochemickým analýzám (zrnitostní analýza, magnetická susceptibilita, spektrální odraznost, analýza těžkých minerálních asociací, rentgenová fluorescenční spektrometrie EDXRF). Vzorky byly před měřením pečlivě vysušeny v sušičce při teplotě 40 °C, a dále připraveny dle požadavků jednotlivých metod (viz níže).

Pro lokality Ivaň a Klopotovice (Solga, 2018) byly v této práci použity naměřené hodnoty z dřívějšího výzkumu, ze kterých byly následně vypočítány doplňující zrnitostní a geochemické poměry (viz níže). Tyto poměry byly vypočítány také pro lokalitu Hlásnice u Šternberka (Krulová, 2016), ze které byla z dřívějšího výzkumu převzata pouze naměřená data HSMS a spektrální odraznosti. Z důvodu, že byla v dřívějším výzkumu použita pro stanovení zrnitostní charakteristiky lokality Hlásnice u Šternberka síťovací zrnitostní analýzy, byly v této práci vzorky opětovně přeměřeny na laserovém granulometru (viz níže). Bylo provedené také opětovné naměření geochemismu (EDXRF analýza), a to z důvodu kalibrace fluorescenčního spektrometru v roce 2017.

6.1 Terénní etapa a litologický popis

Na lokalitě v Držovicích bylo v těžební stěně cihelny studováno 6 dílčích profilů, které byly pro účely práce spojeny do kompozitního profilu o celkové mocnosti 1510 cm. Profily byly vysekány polní lopatkou a následně pečlivě začištěny kovovou špachtlí. Na takto připravených profilech byl posléze proveden detailní makroskopický popis, zaměřen na barvy spraší a fosilních púd, jejich strukturu, texturu, typy kontaktu, přítomnost fosilií, cicvárů, stopy po bioturbaci, atd. Profily byly poté zfotodokumentovány a proběhl odběr vzorků. Vzorky byly odebírány po 5 cm vždy od podloží směrem k nadloží, aby nedošlo ke kontaminaci odebíraných vzorků napadaným materiálem. Odebraný materiál byl umístěn do předem popsaných zipových sáčků.



Obr. 3: Odběr sprašo-půdních vzorků z jednotlivých dílčích profilů A - D na lokalitě Držovice (foto: D. Šimíček)

Na lokalitě v Moravičanech byla k odběru spraší použita Pneumatická vrtná souprava (Eijkelkamp, Nizozemí) na nezpevněné horniny s hloubkovým dosahem několik m o průměru 5 cm. Z takto odebraného jádra o mocnosti 4 m byl, stejně jako na lokalitě v Držovicích, proveden detailní makroskopický popis spraší a půd. Následně byly z jádra naporcovány vzorky vždy po 4 cm a uschovány v označených zipových sáčkích.

Detailní popis odběru vzorků na lokalitách Ivaň a Klopotovice (Solga, 2018) a Hlásnice u Šternberka (Krulová, 2016) je uveden v citovaných pracích.

6.2 Zrnitostní analýza

Každý vzorek spraše či fosilní půdy byl rozplaven ve vodě a důkladně ručně promíchán po dobu několika minut. Tako přichystaný vzorek byl následně podroben zrnitostní analýze na laserovém granulometru FRITSCH analysette 22 MicroTec plus (FRITSCH, NĚMECKO), který dokáže měřit velikost zrna v rozmezí 0,0008–2 mm. V tomto zrnitostním rozmezí přístroj definuje 102 rozdílných zrnitostních kategorií. Před vlastním měřením byl rozplavený vzorek nalit do ultrazvukové lázně granulometru, kde byl ponechán po dobu cca. 1 minuty (cf. Šimíček et al., 2021). Výstupní granulometrická data mají podobu kumulačních procent rozlišovaných zrnitostních skupin Z kumulačních procent byla vypočítána hmotnostní procenta, se kterými se dále pracovalo při výpočtu zrnitostních parametrů. Byla stanovena střední velikost zrna, procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí (jíl, prach, písek) a nově také U-poměr a GSI, jakožto proxy-indikátory síly a intenzity větru (Ghafarpour et al., 2021)

Veškeré přepočty a práce s daty a jejich následné vynášení do grafů proběhlo v programu GRADISTAT v.8 (www4), který funguje na bázi MS Office Excel.

6.3 Magnetická susceptibilita

Dokonale vysušené vzorky byly nejprve v kusovém stavu umístěny do čistých zipových sáčků. Velikost vzorku byla stanovena tak, aby se vešly do plastové kyvety o objemu 10 cm³, ve které se vzorky umísťují do měřicí komory přístroje. Před vlastním měřením byl každý vzorek zvážen na digitální váze s přesností na setiny gramu. Následné měření magnetické susceptibility proběhlo na laboratorním kapamůstku KLY-4S (AGICO s.r.o., ČR) s citlivostí 3*10⁻⁸ SI. Pro měření byly vybrány vzorky odebírané v pravidelném

hloubkovém kroku 5 cm. Celkem takto bylo změřeno 302 vzorků. Naměřená hodnota magnetické susceptibility [SI] byla posléze přepočítána na hmotnostně specifickou magnetickou susceptibilitu [m^3kg^{-1}] a to pomocí rovnice (1; Šimíček a Krulová, 2018):

$$\chi = K \cdot 10 / m / 1000$$

(1)

(χ = hmotnostně specifická magnetická susceptibilita uváděná v jednotkách m^3kg^{-1} ; K = magnetická susceptibilita v jednotkách SI; 10 = kalibrace na objem 10 cm^3 ; m = hmotnost vzorku (g); 1000 = převod na jednotky m^3kg^{-1})

Veškeré přepočty a práce s daty a jejich následné vynášení do grafů proběhlo v softwaru MS Office Excel.

6.4 Spektrální odraznost

Kusové vzorky, použité při měření magnetické susceptibility, byly rozetřeny v porcelánové třecí misce tak, aby výsledný prášek neobsahoval žádné hrudky. Stanovení barevných rozdílů mezi vzorky bylo provedeno měřením spektrální odraznosti. K tomu posloužil ruční spektrofotometr s kulovou geometrií SP-62 (X-rite, USA), doplněný softwarem QA Master 1. Spektrofotometr umožňuje měřit spektrální odraznost materiálu v prostorovém barevném modelu CIE $L^*a^*b^*$ v rozsahu viditelného světla (400–700 nm). Každý vzorek byl změřen dvakrát a výsledná hodnota představovala průměr z obou těchto měření. Z naměřených dat byl vypočítán také index červenosti, a to pomocí rovnice (2; Šimíček a Krulová, 2018):

$$\text{CIE } a^* / \text{CIE } b^* \times 100$$

(2)

Pro veškeré přepočty, práce s daty a jejich následné vynášení do grafů byl použit software MS Office Excel.

6.5 Rentgenová fluorescenční spektrometrie

Na napráškovaných vzorcích (stejných jako v případě spektrální fotometrie) bylo stanoveno prvkové složení pomocí energiově-disperzní rentgenové fluorescenční (EDXRF) spektrometrie. Ručně rozemletý prášek byl přesypán do plastových kyvet o objemu cca 4cm³ uzavřených 4 µm tenkou polypropylenovou (mylarovou) fólií. V tomto stavu byly následně podrobeny EDXRF analýze na předem zkalibrovaném ručním rentgen-fluorescenčním spektrometru DELTA PREMIUM (Olympus Innov-X, USA) umístěným v dokovací jednotce. Měření probíhalo v rozšířeném modu GEOCHEM, který umožňuje celohorninovou geochemickou analýzu s výsledným stanovením koncentrací těchto hlavních a stopových prvků: Si, Al, K, Ca, P, Fe, Rb, Sr, Zr. Další prvky, jejichž koncentrace byla pod detekčním limitem aparatury, nebyly v této práci využity. Každý jednotlivý vzorek byl měřen po dobu 240 sekund při urychlovacím napětí 15 a 40 kV. Naměřené hodnoty byly následně zkalibrovány hodnotami naměřenými na vybraných vzorcích metodou ICP-MS (Tab. 1–5.) Pro účely této práce byly použity poměry prvků Rb/Sr, Sr/Ca, Rb/K, K/Al a Al/Si, Ca/Al, P/Al, , Rb/Al, Sr/Al, Zr/Al jakožto proxy-indikátory zvětrávání a zrnitostních změn (viz kap. 5.3). Z důvodu nespolehlivé a značně proměnlivé hodnoty spolehlivosti R pro P napříč lokalitami, jsou v této práci uváděny hodnoty P v původní nekalibrované podobě.

Výsledná data byla následně zpracována v programu MS Office Excel.

6.6 Analýza těžkých minerálů

Ze vzorků z nejsvrchnějších sprašových vrstev na všech zkoumaných lokalitách byly odseparovány a zanalyzovány těžké minerály. Vzorky spraší byly nejprve rozplaveny, přesítovány na požadovanou frakci 0,063-0,125 mm a následně přerýžovány pomocí rýžovací misky, z důvodu odstranění organických zbytků a přebytečné lehké frakce. Poté byly vzorky pečlivě vysušeny, jemně rozmělněny v prstech a následně přidány do filtrační aparatury s 1, 1, 2, 2-tetrabromethanu (2,97 g/cm³), kde došlo k odseparování těžkých minerálů od zbylé lehké frakce. Z takto odseparovaných vzorků bylo následně pod binokulárním mikroskopem zanalyzováno a popsáno 100 zrn průhledných těžkých minerálů z každé lokality. K vynesení výsledných procentuálních obsahů do tabulky byl použit program MS Office Excel.

7. VÝSLEDKY

7.1 Litologický popis

7.1.1 Lokalita Držovice

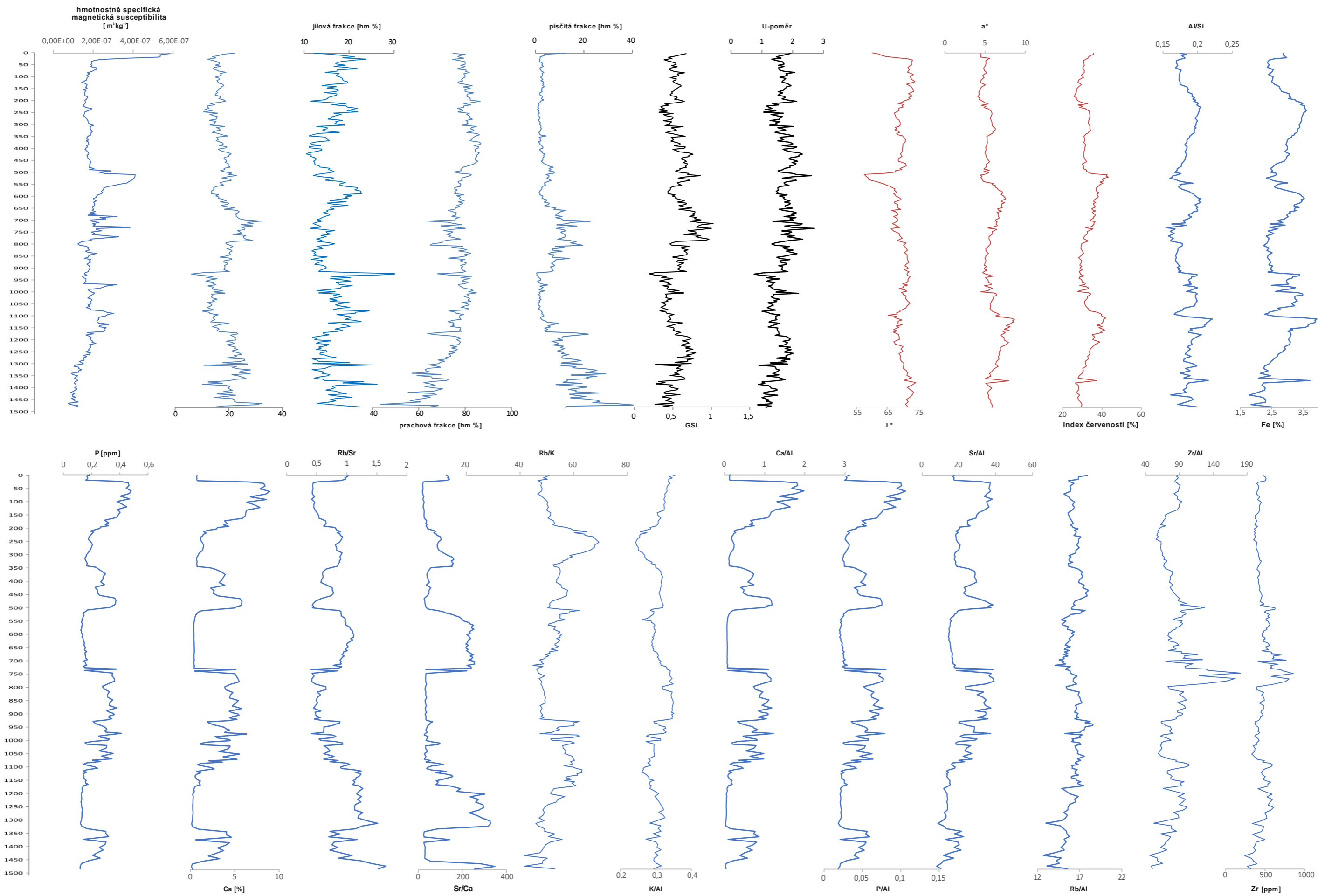
Mocnost studovaného sprašo-půdního profilu je 1510 cm. V hloubce 0–30 cm se nachází tmavě hnědo-černá půda s dobře vyvinutým humusovým horizontem a drobtovitou strukturou. Tato půda pozvolna přechází do spraše (30–195 cm). Spraš je masivní, žluto-hnědé barvy a místy obsahuje písčitéjší polohy. Je hojná na pseudomycelie a stopy po bioturbaci (krotovina). Plochy puklin jsou potaženy bílými povlaky CaCO_3 . V hloubce 195–345 cm je vyvinut světle hnědo-oranžový půdní horizont s masivní texturou, který je místy porušený bioturbací. Na metrůži 345–504 cm se nachází další vrstva spraše žluto-hnědé barvy se stopami po bioturbaci, které jsou impregnované CaCO_3 . Časté jsou také bílé povlaky CaCO_3 na puklinách. V hloubce 504–508 cm byla zaznamenána tenká poloha tvořená relativně hrubším (velikost klastů 0,25–0,5 mm), špatně vytríděným materiálem, který směrem do nadloží vykazuje slabou normální gradaci. Jsou zde přítomné také ostrohranné úlomky křemene (až 3 mm).

V hloubce 508–570 cm se nachází poloha fosilní půdy tmavě šedé barvy s nerovným povrchem, tvořená prachovito-jílovitým materiálem. Místy jsou zřetelné stopy po bioturbaci a dutinky vyplněné CaCO_3 . Ve svrchních 20 cm je půda kompaktní, níže pak vykazuje střípkovitý až polyedrický rozpad. V hloubce 570–720 cm se nachází další fosilní půda rezavě hnědé barvy. Ve svrchní části je půda světlejší (rezavě-žluto-šedá barva) a materiál je silně porézní. Níže barva přechází do cihlově-červené, snižuje se poréznost materiálu a je zřetelný polyedrický rozpad. Jsou zde také přítomny černé konkrce (nesjípše oxi-hydroxidů Mn) a výjimečně impregnace dutin CaCO_3 . Spodní část půdy nese znaky slabé soliflukce (páskovaná textura). Pod půdou se nachází sprašová vrstva (720–915 cm). V hloubce 725–730 cm je spraš žluto-šedé barvy se zřetelným paralelním zvrstvením, obsahuje dutiny vyplněné CaCO_3 a konkrce oxi-hydroxidů Mn, místy jsou přítomny světlejší polohy. Níže (730–855 cm) se spraš zesvětluje, je více jílovitá, paralelně zvrstvená a obsahuje fleky až tenké pásy oxi-hydroxidů Fe. V hloubce 855–915 cm je spraš tmavě šedo-žluté barvy, masivní, obsahuje malé konkrce oxi-hydroxidů Mn a místy stopy po bioturbaci.

V hloubce 915–965 cm se nachází soliflukčně postižený sprašo-půdní horizont. Ve svrchních 13 cm je horizont jílovito-prachovitý, zřetelný je střípkovitý rozpad a výskyt cicvárů. Horizont níže přechází do masivní struktury, je světlejší a více prachovitý. Směrem

k bázi horizontu se pak střídají více prachovité světlé hnědé a více jílovité tmavě hnědé pásy. Vyskytují se zde cicváry a stopy po bioturbaci. V hloubkách 965–1010 cm a 1070–1165 cm se nacházejí horizonty fosilních půd, které mají stejné makroskopické znaky. Barva je červeno-hnědá, struktura polyedrická. Směrem k severovýchodu se svrchní horizont výrazně uklání a spojuje se se spodním horizontem do jediné fosilní půdy. Obě půdy jsou hojně protkány žilkami a póry s vysráženým CaCO_3 a obsahují malé konkrce oxi-hydroxidů Mn. Mezi oběma horizonty se vyskytuje spraš se slabě vyvinutou páskovanou texturou. Spodní půdní horizont nasedá na vrstvu spraše (1165–1475 cm) žlutohnědé barvy obsahující konkrce oxi-hydroxidů Mn a vysrážený CaCO_3 v dutinách. V hloubce 1165–1175 cm se vyskytuje poloha s rozptýlenými štěrkovými klasty, kde převládá relativně dobře zaoblený křemen (do 1 cm). V hloubkách 1270, 1275 cm a 1300 cm jsou ve spraši zachyceny čočky až tenké nepravidelné polohy šedo zeleného prachovitého jílu. V hloubce 1340–1390 cm se nachází poloha s velkými cicváry (až 10 cm). Na bázi spraše lze v hloubce 1410–1475 cm pozorovat slabší paralelní zvrstvení a místy tenké písčitéjší laminy (do 1 cm).

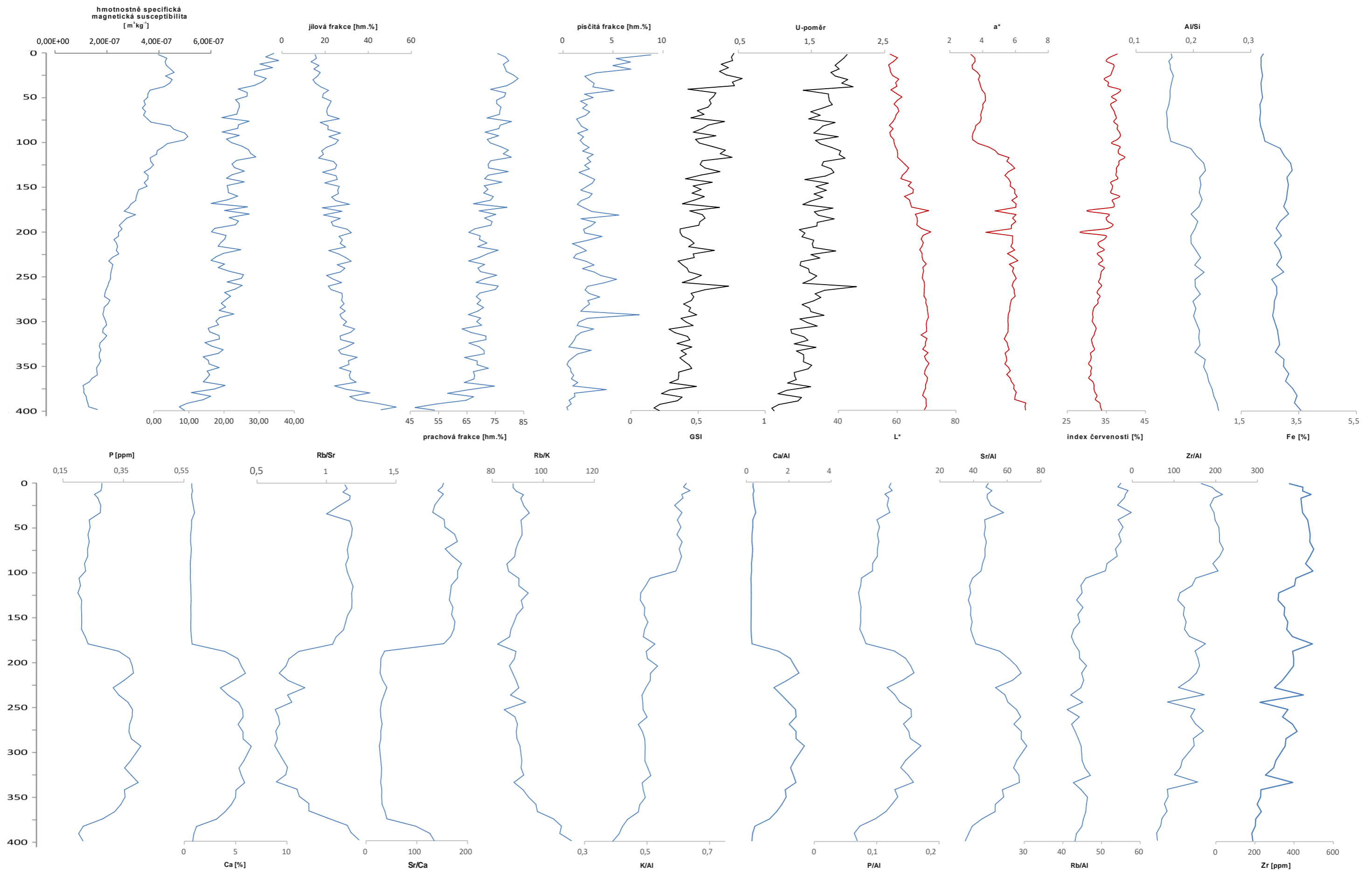
V hloubce 1475 cm sprašo-půdní sekvence nasedá na jemnozrný písčité štěrk až štěrk s průměrnou velikostí klastů. Velikost štěrkových klastů je do 0,5 cm. Štěrkové vrstvy se střídají s vrstvami středně až hrubozrného písku s planárním šikmým a čeřinovým zvrstvením.



Obr. 4 Vyhodnocení petrofyzikálních a geochemických metod užitých na lokalitě Držovice (metráž uváděná v cm)

7.1.2 Litologická charakteristika vrtného jádra na lokalitě Moravičany

Mocnost jádra odebraného ze studovaného profilu je 4 m. V hloubce 0–98 cm se nachází černoze se stopami po bioturbaci. Do 30 cm půda vykazuje drobtovitou strukturu (drobty do 3 mm), níže pak přechází do masivní struktury. Půda pozvolna přechází do podložní spraše žluto-hnědé barvy o mocnosti 198–400 cm, tvořené převážně prachovito-jílovitým materiálem. V hloubce 198–190 cm spraš vykazuje výrazné stopy po bioturbaci a obsahuje zuhelnatělé organické zbytky (kořínky rostlin) i dutiny po činnosti organismů se zavlečeným materiálem z půdy na povrchu. Průměr dutin může být až 0,5 cm. Rovněž se místy vyskytují oxi-hydroxidy Fe a spraš je slabě mramorovaná, přičemž intenzita mramorování slábne do podloží. Od hloubky 250 cm se již bioturbace ani konkrce oxi-hydroxidů Fe nevyskytují a spraš má masivní texturu. V hloubce 394–400 cm je spraš relativně jílovitější a světlejší v porovnání se spraší ve vyšší části jádra



Obr. 5 Vyhodnocení petrofyzikálních a geochemických metod užitých na lokalitě Moravičany (metráž uváděná v cm)

7.2 Zrnitostní analýza

7.2.1 Lokalita Držovice

Hodnoty střední velikosti zrna se na lokalitě v Držovicích pohybují v rozsahu 9,23–35,45 μm s průměrnou hodnotou 21,35 μm . Nejnižší hodnota byla naměřena v hloubce 920 cm ve svrchní části soliflukčně postiženého horizontu (915–965 cm), nejvyšší pak téměř na bázi nejspodnějšího sprašového horizontu v hloubce 1460 cm. Průměrný obsah písčité frakce je 7,01 %, prachové frakce 76,75 % a jílové frakce 16,24 %. V mocnosti 655–910 cm (horizont cihlově červené půdy a podložní sprašová vrstva) je podíl písčité frakce značně rozkolísaný a dosahuje vyšších průměrných hodnot (10,45 %). V hloubce 915 cm je ve svrchní části soliflukčně postiženého horizontu zaznamenán skokový pokles podílu písčité frakce na nejnižší hodnotu 0,46 %. Od této hloubky lze ve vertikálním profilu směrem k bázi pozorovat obecný trend růstu obsahu písčité frakce až na styk s podložními štěrky, kde dosahuje svých maximálních hodnot (40,67 %). Současně s nárůstem písčité frakce od hloubky 915 cm směrem do podloží rovnoměrně klesá podíl prachové frakce. Podíl jílové frakce se ve vertikálním profilu na lokalitě v Držovicích nijak výrazně nemění. Ve vertikálním profilu lze v jednotlivých horizontech fosilních půd a spraší pozorovat trend růstu hodnot střední velikosti zrna směrem do podloží. Pouze ve sprašovém horizontu v hloubce 710–915 je pozorován trend opačný. Obdobný trend vykazují rovněž křivky U-poměru (rozmezí hodnot: 0,75–2,70; průměr: 1,64) a GSI (rozmezí hodnot: 0,19–1,02; průměr: 0,56), které vzájemně velmi dobře korelují.

7.2.2 Lokalita Moravičany

Hodnoty střední velikosti zrna se na lokalitě v Moravičanech pohybují v rozmezí 7,29–35,53 μm s průměrnou hodnotou 21,47 μm . Průměrný obsah písčité frakce je 2,44 %, prachové frakce 71,75 % a jílové frakce 25,80 %. Obecně vyšší střední velikost zrna vykazují vzorky holocenní půdy (0–98 cm), kde se hodnoty pohybují v rozmezí 19,41–35,53 μm s průměrnou hodnotou 26,64 μm . Trend křivky střední velikosti zrna ve vertikálním profilu víceméně kopírují křivky U-poměru (rozmezí hodnot: 0,96–2,11; průměr 1,56) a GSI (rozmezí hodnot: 0,17–0,83; průměr 0,49), které vzájemně velmi dobře korelují. V holocenní půdě byl zaznamenán nevyšší podíl písčité frakce (3,18 %) a nejnižší podíl frakce jílové (19,74 %). Směrem do podloží obsah písčité frakce výrazně

klesá, zatímco obsah jílové frakce narůstá. Podíl prachové frakce se ve vertikálním profilu holocenní půdou nijak výrazně nemění a jeho průměrné zastoupení činí 77,07 %. Hodnoty střední velikosti zrna v podložní spraši (98–400 cm) se pohybují v rozmezí 7,29–29,06 μm o průměrné hodnotě 19,70 μm . Průměrný obsah písku je 2,19 %, dominují prachová zrna (69,90 %) a hojně zastoupená je také jílová frakce (27,90 %). Na bázi odebraného jádra (394–400 cm) byl zaznamenán skokový nárůst obsahu jílové frakce (až 52,93 %). Průměrná velikost zrna zde činí jen 8,53 μm .

7.2.3 Lokalita Hlásnice u Šternberka

Hodnoty střední velikosti zrna se na lokalitě v Hlásnicích u Šternberka pohybují v rozmezí 14,96–23,93 μm s průměrnou hodnotou 20,53 μm . Průměrný obsah písčité frakce je 3,06 %, prachové frakce 83,45 % a jílové frakce 13,48 %. Ve vertikálním profilu lze pozorovat obecný trend poklesu střední velikosti zrna a písčité i prachové frakce směrem do položí, obsah jílové frakce sleduje trend opačný a směrem do podloží jeho zastoupení narůstá. Ve vertikálním profilu je pozorována velmi dobrá korelace mezi křivkami U-poměru (rozmezí hodnot: 1,36–2,93; průměr 2,18), GSI (rozmezí hodnot: 0,32–0,76; průměr 0,58) a průměrnou velikostí zrna, které sledují totožný poklesový trend.

7.2.4 Lokality Ivaň a Klopotovice

Podrobné granulometrické charakteristiky na lokalitách Ivaň a Klopotovice jsou k dispozici bakalářské práci Solgy (2017). Z původních dat byl pro potřeby této práce vypočítán U-poměr a index GSI. Na lokalitě Ivaň se hodnoty U-poměru pohybují v rozmezí 1,31–2,66 (průměr: 1,94). Hodnoty GSI se zde pohybují v rozmezí 0,28–0,74 (průměr: 0,50). Obě křivky spolu velmi dobře korespondují a ve vertikálním profilu sledují trend poklesu hodnot v horizontu fosilní půdy (225–320 cm). Naopak v horizontech spraši dosahují U-poměr a GSI vyšších průměrných hodnot a sledují tak víceméně opačný trend, než křivka střední velikosti zrna (Solga, 2017). Na lokalitě v Klopotovicích se hodnoty U-poměru pohybují v rozmezí 1,37–2,48 o průměrné hodnotě 1,95. Hodnoty GSI se zde pohybují v rozmezí 0,31–0,67 s průměrem 0,50. Obě křivky spolu velmi dobře korespondují. Nejnižší průměrné hodnoty byly zaznamenány

ve sprašovém horizontu v hloubce 40–215 cm, nejvyšší pak ve spraši v hloubce 310–455 cm, ve které křivky vykazují trend mírného poklesu hodnot směrem do podloží. Ve vertikálním profilu je patrný zrcadlový trend křivek U-poměru a GSI vůči křivce střední velikosti zrna (Solga, 2017).

7.3 Magnetická susceptibilita

7.3.1 Lokalita Držovice

Naměřené hodnoty hmotnostně-specifické magnetické susceptibility (HSMS) se na lokalitě v Držovicích pohybují v rozsahu $7,61E^{-08}$ – $5,85E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$ o průměrné hodnotě $1,93E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$. Nejvyšší hodnota byla naměřena ve svrchní části holocenní půdy (0–5 cm), nejnižší hodnota pak téměř na bázi nejspodnějšího sprašového horizontu v hloubce 1460 cm. Obecně vyšší hodnoty HSMS vykazují půdní horizonty. Z fosilních půd vykazuje nejvyšší hodnoty HSMS horizont tmavě šedé půdy (508–570 cm) o průměrné hodnotě $4,24E^{-04}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$. Nejnižší průměrné hodnoty HSMS jsou zaznamenány v nejspodnějším sprašovém horizontu (1165–1480 cm), kde byla naměřena průměrná hodnota HSMS $1,38E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$. Ve vertikálním profilu lze v tomto horizontu pozorovat obecný poklesový trend hodnot HSMS směrem do podloží.

7.3.2 Lokalita Moravičany

Hodnoty naměřené hmotnostně-specifické magnetické susceptibility (HSMS) se v odebraném jádru v Moravičanech pohybují v rozsahu $1,08E^{-07}$ – $5,11E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$ o průměrné hodnotě $2,76E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$. Obecně vyšší HSMS vykazují vzorky holocenní půdy (0–98 cm), kde byly zaznamenány hodnoty v rozmezí $3,36E^{-07}$ – $5,11E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$ a průměrná hodnota $4,09E^{-07}$ ($m^3 \cdot kg^{-1}$). Ve vertikálním profilu se z hlediska HSMS chová holocenní půda značně variabilně. Nejnižší hodnoty se vyskytují v hloubce 40–80 cm, dále směrem do podloží hodnoty opět rostou až na bázi půdy. Spraš (98–400 cm) vykazuje obecně nižší hodnoty HSMS než holocenní půda. HSMS se zde pohybuje v rozsahu $1,08E^{-07}$ – $4,15E^{-07}$ $m^3 \cdot kg^{-1}$ s průměrnou hodnotou $2,31E^{-07}$ ($m^3 \cdot kg^{-1}$). Ve vertikálním profilu sledujeme obecný poklesový trend hodnot HSMS do podloží. Na bázi profilu byl v hloubce 400 cm zaznamenán slabý nárůst HSMS ($1,63E^{-07}$ ($m^3 \cdot kg^{-1}$)).

7.4 Spektrální odraznost

7.4.1 Lokalita Držovice

Naměřené hodnoty CIE L* se na lokalitě v Držovicích pohybují v rozsahu 57,59–74,33 s průměrnou hodnotou 69,26. Půdní horizonty obecně vykazují nižší hodnoty CIE L* než horizonty spraší. Nejnižší hodnota byla zaznamenána ve vrchní části polohy tmavě šedé fosilní půdy v hloubce 505 cm. Průměrné hodnoty CIE L* jednotlivých sprašových horizontů si jsou vzájemně velmi podobné. Naměřené hodnoty CIE a* se na profilu pohybují v rozsahu 4,12–8,67 s průměrnou hodnotou 5,88. V horizontech fosilních půd jsou zaznamenány obecně vyšší průměrné hodnoty CIE a*, než ve sprašových horizontech. Ve vertikálním profilu lze v jednotlivých horizontech fosilních půd a spraší pozorovat poklesový trend hodnot CIE a* směrem do podloží. Naměřené hodnoty indexu červenosti se na profilu pohybují v rozsahu 25,83–43,19 % s průměrnou hodnotou 33,13 %. Půdní horizonty v porovnání se sprašemi obecně vykazují vyšší průměrné hodnoty indexu červenosti. Křivka indexu červenosti dobře koreluje s křivkou CIE a*.

7.4.2 Lokalita Moravičany

Hodnoty CIE L* naměřené na lokalitě v Moravičanech se pohybují v rozmezí 57,09–71,46 s průměrnou hodnotou 65,47. Nejnižší hodnoty CIE L* vykazuje holocenní půda (0–98 cm), kde průměrná hodnota činí 58,96. Ve sprašovém horizontu (98–400 cm) byla naměřena průměrná hodnota CIE L* 67,72 (rozmezí 59,36–71,46) a hodnoty zde mají tendenci mírně růst směrem do podloží. Naměřené hodnoty CIE a* na profilu se pohybují v rozmezí 3,29–6,63 s průměrnou hodnotou 5,19. V holocenní půdě (0–98 cm) byly naměřeny nejnižší hodnoty CIE a* o průměru 3,73 (rozmezí 3,29–4,17). Na přechodu holocenní půdy do sprašové podložní vrstvy je zaznamenán prudký nárůst hodnot. Průměrná hodnota CIE a* ve spraši je 5,70 (4,2–6,63) a hodnoty mají tendenci růst směrem do podloží. Na bázi odebraného jádra (394–400 cm) byl zaznamenán další prudký nárůst CIE a* až na hodnotu 6,63. Hodnoty indexu červenosti se na profilu pohybují v rozmezí 28,26–39,70 % s průměrem 34,57 %. Holocenní půda obecně vykazuje vyšší hodnoty indexu červenosti v porovnání se spraší. Ve sprašové vrstvě má index červenosti tendenci klesat směrem do podloží, avšak ve spodních 30 cm odebraného jádra byl pozorován opětovný mírný nárůst.

7.5 Rentgenová fluorescenční spektrometrie

7.5.1 Lokalita Držovice

Naměřené hodnoty poměrů Al/Si se na lokalitě v Držovicích pohybují v rozmezí 0,15–0,22 s průměrnou hodnotou 0,19. Ve vertikálním profilu lze pozorovat nepatrný nárůst hodnot Al/Si v jednotlivých půdních horizontech. Koncentrace Fe se na profilu pohybuje v rozsahu 1,79–3,94 % s průměrnou hodnotou 2,89 % a jeho křivka velmi dobře koresponduje s křivkou Al/Si. Průměrná hodnota poměru prvků K/Al je 0,30 (rozmezí 0,24–0,35) a jeho křivka sleduje víceméně opačný trend, nežli křivka Al/Si a Fe. Nižší průměrné hodnoty K/Al jsou zaznamenány v horizontech fosilních půd. Křivky poměrů prvků Rb/Sr (průměr: 0,84) a Sr/Ca (průměr: 112,96) ve vertikálním profilu vzájemně velmi dobře korelují. Obecně vyšší hodnoty Rb/Sr a Sr/Ca vykazují horizonty fosilních půd, vysokých průměrných hodnot však dosahuje rovněž horní polovina horizontu nejspodnějšího sprašového pokryvu (1165–1475 cm) až do hloubky 1320 cm, kde je následně zaznamenán prudký pokles hodnot. Od hloubky 1440 cm směrem do podložních štěrků hodnoty Rb/Sr a Sr/Ca opět prudce narůstají a v hloubce 1460 dosahují svých maximálních hodnot (Rb/Sr – 1,65; Sr/Ca – 348,51). Na poměry prvků Rb/Sr a Sr/Ca velmi dobře reagují obsahy Ca a P (průměr: 0,23 ppm) a poměry Ca/Al (průměr: 0,47), P/Al (průměr: 0,04) a Sr/Al (průměr: 21,68), jejichž křivky ve vertikálním profilu sledují vůči křivkám Rb/Sr a Sr/Ca zrcadlový trend. Průměrná koncentrace Ca se na lokalitě v Držovicích pohybuje v rozmezí 0,13–8,93 % s průměrnou hodnotou 2,50 %. Nevyšší koncentrace byla zjištěna v nejsvrchnějším sprašovém pokryvu (30–195 cm), nejnižší koncentrace Ca pak obecně vykazují horizonty půd. Křivky obsahu Zr (průměr: 469,56 ppm) a poměru Zr/Al (průměr: 82,38) spolu dobře korelují a ve vertikálním profilu vykazují své nejvyšší hodnoty ve svrchní části sprašového horizontu v hloubce 730–790 cm. U křivky poměru Rb/Al (průměr: 16,16) nebyl ve vertikálním profilu pozorován žádný výrazný trend. Průměrná hodnota poměru prvků Rb/K na profilu činí 53,56. Nejvyšších průměrných hodnot dosahuje v nejsvrchnějším horizontu fosilní půdy v mocnosti 195–355 cm. Vyšší průměrné hodnoty jsou zaznamenány rovněž v hloubce 915–1165 cm (soliflukčně postižený horizont a horizonty makroskopicky podobných fosilních půd).

7.5.2 Lokalita Moravičany

Hodnoty poměru prvků Al/Si se na lokalitě v Moravičanech pohybují v rozmezí 0,15–0,24 s průměrnou hodnotou 0,20. Nejnižší hodnoty Al/Si vykazuje holocenní půda (0–102 cm), průměrná hodnota zde činí jen 0,16. Ve spraši (98–400 cm) je pak průměrná hodnota Al/Si 0,21. Nejvyšší hodnota Al/Si (0,24) byla zjištěna na bázi odebraného jádra v hloubce 396 až 400 cm. S křivkou Al/Si velmi dobře korespondují koncentrace Fe, jehož průměrný obsah na profilu činí 2,73 % (rozmezí 2,14–3,57 %). Naopak, opačný trend vykazuje poměr prvků K/Al. Jeho nejvyšší hodnoty byly zjištěny v holocenní půdě (průměr: 0,61), naopak ve spraši dosahuje průměrné hodnoty 0,49. Podobný tvar křivek vykazují poměry Rb/Sr a Sr/Ca. Jejich nejvyšší průměrné hodnoty (Rb/Sr – 1,14; Sr/Ca – 162,16) jsou zaznamenány v hloubce 0–178 cm, poté jejich hodnoty prudce klesají. V hloubce 178–370 cm dosahují poměry Rb/Sr a Sr/Ca svého minima. Na bázi profilu je opět zaznamenán nárůst hodnot. Na křivky poměru Rb/Sr a Sr/Ca velmi dobře reagují obsahy Ca a P (průměr: 0,29 ppm) a také poměry Ca/Al (průměr: 1,06), P/Al (průměr: 0,11) a Sr/Al (průměr: 146,08), které vůči nim vykazují ve vertikálním profilu zrcadlový trend. Průměrná koncentrace Ca zjištěna na profilu činí 2,70 % (rozmezí 0,57–6,52 %). Nejnižších hodnot nabývá v mocnosti 0–178 cm. V hloubce 178–370 cm jsou naopak koncentrace Ca nejvyšší. Od hloubky 370 cm jeho obsah opět klesá. Obsah Zr (průměr: 366,65 ppm) a poměru Zr/Al (průměr: 146,08) spolu velmi dobře korelují a ve vertikálním profilu vykazují vyšší hodnoty v holocenní půdě, v podložní spraši je pak zaznamenán mírný poklesový trend hodnot směrem do podloží. Křivka poměru Rb/Al (průměr: 47,56) se ve vertikálním profilu nijak výrazně nemění, pouze jsou zaznamenány mírně vyšší hodnoty v holocenní půdě. Průměrná hodnota poměru Rb/K v odebraném jádru činí 91,46 a jeho křivka nesleduje žádný výrazný vertikální trend, pouze od hloubky 346 cm dochází k mírnému nárůstu hodnot směrem k bázi jádra, kde dosahuje nejvyšších hodnot.

7.5.3 Lokalita Hlásnice u Šternberka

Hodnoty poměru prvků Al/Si se na lokalitě v Hlásnici u Šternberka pohybují v rozmezí 0,19–0,20 s průměrnou hodnotou 0,19. S křivkou Al/Si velmi dobře korelují koncentrace Fe (průměr: 2,95 %) a poměr Rb/Sr (průměr: 0,87), které ve vertikálním profilu vykazují v horizontu spraše výrazný trend růstu od hloubky 195 cm směrem k bázi profilu, kde dosahují svých maximálních hodnot. Obdobný trend růstu směrem do podloží

vykazuje rovněž křivka poměru Sr/Ca (průměr: 33,50). Hodnoty poměru K/Al se pohybují v rozmezí 0,37–0,39 o průměru 0,38. Vyšší hodnoty K/Al vykazuje holocenní půda v porovnání s podložní spraší. Koncentrace Ca se na profilu pohybuje v rozmezí 3,55–5,68 % o průměru 4,53 %. Křivka Ca sleduje ve vertikálním profilu trend růstu do hloubky 135 cm, kde vykazuje své nejvyšší koncentrace. Následně lze pozorovat poklesový trend směrem k bázi profilu, kde jsou jeho koncentrace nejnižší. S křivkou Ca velmi dobře koreluje obsah P (průměr: 0,21 ppm) a poměry Ca/Al (průměr: 1,07) a P/Al (průměr: 0,05), které ve vertikálním profilu vykazují totožný trend. Obdobný trend lze pozorovat rovněž u křivek obsahu Zr (průměr: 424,96 ppm) a poměrů Zr/Al (průměr: 99,99) a Sr/Al (průměr: 35,45). Křivky Rb/K a Rb/Al vzájemně dobře korelují a ve vertikálním profilu žádný výrazný trend nesledují.

7.5.4 Lokality Ivaň a Klopotovice

Podrobné charakteristiky hodnot a křivek z energiově-disperzní rentgenové fluorescenční (EDXRF) spektrometrie na lokalitách Ivaň a Klopotovice jsou k dispozici bakalářské práci Solgy (2017). V této práci je geochemický výzkum rozšířen o obsahy prvků P a Zr a poměry Ca/Al, P/Al, Sr/Al, Rb/Al, a Zr/Al.

Naměřené hodnoty obsahu P se na lokalitě v Ivaňi pohybují v rozmezí 0,21–0,52 ppm o průměrné hodnotě 0,35 ppm. Vyšší koncentrace P vykazují sprašové horizonty, v porovnání s horizonty půdními, ve kterých jsou zaznamenány nejnižší průměrné hodnoty. S křivkou P velmi dobře korelují křivky poměrů Ca/Al (průměr: 2,47), P/Al (průměr: 0,18) a Sr/Al (průměr: 71,29). Obdobný trend křivek lze pozorovat také u obsahu Zr (průměr: 359,59 ppm) a poměru Zr/Al (průměr: 198,17). U křivky poměru Rb/Al (průměr: 55,75) není ve vertikálním profilu žádný výrazný trend pozorován. Na lokalitě v Klopotovících se obsah P pohybuje v rozmezí 0,21–0,46 ppm o průměrné hodnotě 0,29 ppm. Nejvyšší koncentrace P jsou zaznamenány v holocenní půdě 0–40 cm a ve svrchní části podložního sprašového horizontu (do hloubky cca 90 cm). Další zvýšená koncentrace P je zaznamenána v horizontu fosilní půdy (215–310 cm). Ve sprašových horizontech se koncentrace P nijak výrazně nemění a křivka zde nevykazuje žádný výrazný trend. S křivkou P velmi dobře korelují křivky poměrů Ca/Al (průměr: 0,68), P/Al (průměr: 0,09) a Sr/Al (průměr: 36,91), které sledují totožné trendy. Obdobný trend lze pozorovat rovněž u poměru Zr/Al (průměr: 106,14), který však v horizontu

glejové půdy (460–485 cm) na bázi profilu, vykazuje trend růstu hodnot směrem do podloží. Vyšší průměrné hodnoty Zr (průměr: 344,38 ppm) na lokalitě v Klopotovicích vykazují obecně půdní horizonty, v porovnání se sprašemi. Křivka poměru Rb/Al (39,65) žádný výrazný trend ve vertikálním profilu nesleduje, pozorovat lze pouze výrazný pokles hodnot v horizontu glejové půdy v hloubce 475 cm.

Držovice		
prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = 1,2265x + 9,6307$	0,89
Al	$y = 1,2492x + 1,0133$	0,86
Fe	$y = 1,0571x - 0,0079$	0,96
Ca	$y = 0,9549x + 0,0078$	1,00
K	$y = 0,9844x + 0,3975$	0,77
Rb	$y = 0,8922x - 6,2558$	0,94
Sr	$y = 1,0529x - 13,988$	1,00
P	$y = 0,0214x + 0,032$	0,32
Zr	$y = 1,2388x - 55,08$	0,96

Tab.1: Kalibrační tabulka pro lokalitu Držovice

Moravičany		
prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = 0,575x + 1,9712$	0,88
Al	$y = 0,7438x - 0,1986$	0,96
Fe	$y = 0,9441x + 0,2136$	0,99
Ca	$y = 1,2224x - 0,1187$	1,00
K	$y = 0,699x + 0,2367$	0,64
Rb	$y = 1,1766x - 11,779$	0,98
Sr	$y = 0,926x + 11,806$	0,99
P	$y = -16,149x + 1,1543$	0,24
Zr	$y = 1,936x - 467,07$	0,87

Tab.2: Kalibrační tabulka pro lokalitu Moravičany.

Klopotovice		
prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = 0,5752x + 1,9652$	0,88
Al	$y = 0,7438x - 0,1987$	0,96
Fe	$y = 0,9441x + 0,2134$	0,99
Ca	$y = 1,2224x - 0,1187$	1,00
K	$y = 0,699x + 0,2367$	0,64
Rb	$y = 1,1766x - 11,779$	0,98
Sr	$y = 0,926x + 11,806$	0,99
P	$y = 5,7231x + 0,0393$	0,84
Zr	$y = 0,6124x + 121,11$	0,98

Tab.3: Kalibrační tabulka pro lokalitu Klopotovice.

Ivaň		
prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = 0,8456x - 7,8022$	0,83
Al	$y = 0,9144x - 1,409$	0,86
Fe	$y = 0,9835x - 0,0047$	0,98
Ca	$y = 0,9734x + 0,9764$	0,92
K	$y = 0,9274x - 0,2831$	0,85
Rb	$y = 1,0127x + 5,5778$	0,96
Sr	$y = 0,8651x + 23,052$	0,93
P	$y = -8,0531x + 0,7782$	0,66
Zr	$y = 0,5302x + 182,86$	0,21

Tab.4: Kalibrační tabulky pro lokalitu Ivaň

Hlásnice u Šter.		
prvek	rovnice grafu	hodnota spolehlivosti R
Si	$y = 0,2624x + 16,113$	0,45
Al	$y = 0,3416x + 2,7191$	0,93
Fe	$y = 0,5711x + 1,2757$	0,96
Ca	$y = 0,6311x + 1,7858$	0,88
K	$y = 0,6394x + 0,516$	0,90
Rb	$y = 1,2291x + 1,2666$	0,96
Sr	$y = 0,6564x + 52,92$	1,00
P	$y = -1,7185x + 0,28$	0,19
Zr	$y = 0,7082x + 96,285$	0,91

Tab.5: Kalibrační tabulky pro lokalitu Hlásnice u Šternberka.

7.6 Analýza těžkých minerálu

Dominantním těžkým minerálem je amfibol, jehož hodnoty se pohybují v rozsahu 26–66 %. Druhým nejzastoupenějším minerálem je granát s obsahy v rozsahu 18–47 %. Na lokalitě Hlásnice u Šternberka byla zjištěna vyšší koncentrace turmalínu (14 %), na Moravičanech pak turmalín dosahuje (8 %). V akcesorickém množství jsou pak na zkoumaných lokalitách zastoupeny minerály jako je zirkon, apatit, sillimanit a staurolit, jejichž koncentrace nepřesahuje 6 %. Souhrnný obsah těžkých minerálů je k dispozici v tabulce (Tab. 6)

(%)	Držovice	Ivaň	Klopotovice	Moravičany	Hlásnice u Št.
amfibol	66	63	58	48	26
granát	18	34	29	40	47
zirkon	0	1	5	2	4
epidot	4	0	4	0	2
apatit	6	1	0	2	1
sillimanit	2	0	2	0	0
staurolit	0	0	2	0	1
rutil	4	1	0	0	5
turmalin	0	0	0	8	14

Tab. 6: Souhrnný obsah průsvitných těžkých minerálů na zkoumaných lokalitách (%).

8. DISKUZE

8.1 Petrofyzikální, geochemická a paleoklimatologická charakteristika a korelace profilů

Na lokalitách Držovice a Moravičany byla v nejsvrchnějších částech profilů identifikována holocenní půda. Podle půdní mapy 1 : 50 000 (www2) se jedná o modální černozem CEm (Držovice) a modální hnědozem HNm (Moravičany). Černozem v Držovicích dosahuje mocnosti 0–30 cm a obsahuje velmi dobře vyvinutý humusový horizont A. To potvrzují např. vysoké hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility (HSMS) a nízké hodnoty CIE L* a CIE a* (Bábek et al., 2011; Veselská, 2016). Holocenní černozem ostře nasedá na podložní vrstvu spraše, což se odráží ve skokových změnách petrofyzikálních a geochemických dat. Holocenní hnědozem v Moravičanech dosahuje mocnosti 0–98 cm. Variabilita hodnot HSMS indikuje illimerizaci půdy, která je pro hnědozemní půdy listnatých lesů mírného pásma typická. Projevuje se především vyplavováním jílových minerálů a oxi-hydroxidů Fe do nižších pater půdního profilu, čímž se půda stratifikuje na horizont eluviální (ochuzený) a iluviální (nabohacený) (Tomášek, 2007; Bábek et al., 2011). Procesu illimerizace odpovídají zvýšené hodnoty HSMS i mírný nárůst obsahu Fe v bazální části holocenní půdy v Moravičanech (80–98 cm) a nárůst obsahu jílové frakce směrem do podloží. Naopak, část půdy v metráži 40–80 cm jeví všechny znaky ochuzení a lze jí tedy interpretovat jako horizont eluviální (Tomášek, 2007; Šarapatka, 2014). Vzhledem k tomu, že se lokalita v Moravičanech vyskytuje v oblasti s intenzivní zemědělskou činností, je povrchová vrstva půdy značně postižená orbou, při které patrně dochází k pravidelnému mísení humusového a svrchní části eluviálního horizontu. Obdobné holocenní půdy, charakteristické pro oblasti s vyšší humiditou, byly identifikovány také na dalších sprašo-půdních lokalitách, nacházejících se v severnější části Hornomoravského úvalu, jako jsou Lhota u Šternberka (Krulová, 2016) (oglejená hnědozem HNg) nebo Hlásnice u Šternberka (oglejená kambizem Kam) (Krulová, 2016). Charakteristika těchto půd, společně s intenzivní illimerizací zachycenou na lokalitě v Moravičanech mohou odrážet vyšší průměrné roční úhrny srážek v severní části Hornomoravského úvalu v porovnání lokalitami v části jižní (např. lokality Držovice, Ivaň, Klopotovice a Brodek u Prostějova) kde byly zachyceny holocenní půdy v podobě luvických (CEI) a modálních (CEm) černozemí. Černozemě obecně odpovídají stepním až lesostepním vegetačním pokryvům s vyšším podílem travnatých ploch a jejich vznik

je vázán na relativně teplejší a aridnější nížinaté oblasti (Němeček et al., 1990; Tomášek, 2007; Šimíček et al. 2021).

Holocenní půda se na všech studovaných lokalitách vyvíjí ze spraše. V Moravičanech sahá spraš minimálně do hloubky 400 cm (konec půdní sondy). Do hloubky 180 cm se spraš geochemicky příliš neliší od nadložní holocenní půdy. Podobný trend byl pozorován i na lokalitě u Litovle (Šimíček a Krulová, 2017), nacházející se cca 10 km JV od Moravičan. Na lokalitě Hlásnice u Šternberka nebyl tento trend pozorován. V Moravičanech je svrchní část spraše hojně bioturbovaná a dutiny po činnosti organismu (průměr dutin až 0,5 cm) jsou vyplněny směsí zuhelnatělých organických zbytků (kořínky rostlin) a holocenní půdy. Nízké hodnoty Ca, Ca/Al, P/Al, Sr/Al a vyšší hodnoty Sr/Ca, Rb/Sr poukazují na post-depoziční geochemické změny, které souvisí s vyplavováním mobilních prvků vázaných především na karbonáty (Bábek et al., 2011; Liang et al., 2013; cf. Veselská 2017). V Moravičanech je ve spraši zaznamenán poměrně vysoký obsah jílové frakce, vykazující trend kontinuálního růstu směrem do podloží. Obdobný trend růstu jílové frakce a současného poklesu průměrné velikosti zrna směrem do podloží je zřetelný také na v Hlásnici u Šternberka, tam však celkový průměrný podíl jílu dosahuje téměř polovičních hodnot, v porovnání s Moravičany. Na ostatních zkoumaných lokalitách v Držovicích, Klopotovicích a Ivaňi, které se nachází v jižnější části Hornomoravského úvalu, nebyl tento trend pozorován a lokality vzájemně vykazují velmi podobný zrnitostní charakter. V Držovicích je naopak v nejsvrchnějším sprašovém horizontu zaznamenán poklesový trend obsahu jílové frakce na úkor frakce prachové, která směrem do podloží narůstá. Tato rozdílnost v obsahu jílové frakce mezi severnějšími a jižnějšími lokalitami by mohla opět souviset s rozdílnou humiditou mikroklimatu v Hornomoravském úvalu, která je známa v recentu a lze jí předpokládat i ve starších obdobích kvartéru (Macoun a Růžička, 1967; Šimíček et al., 2021). Vyšší humidita mohla být zodpovědná za intenzivnější chemické zvětrávání živců a slíd a zvýšenou produkci autigenních jílových minerálů ve spraších uložených v severní části Hornomoravského úvalu (Cílek, 2001; Šimíček et al., 2021). Vyšší intenzita autigeneze jílových minerálů a vyplavování sloučenin Fe do nižších částí sprašového horizontu na lokalitách v severní části Hornomoravského úvalu je rovněž patrná z EDXRF dat jako je obsah Fe nebo poměr Al/Si, který slouží jako geochemické proxy zrnitostních změn v sedimentech (Hošek et al., 2015). Koresponduje to i s dekalifikací svrchní části spraše a přítomností slabého mramorování na lokalitě v Moravičanech, které je

charakteristickým projevem půdních procesů v redukčních podmínkách v zamokřených půdách (Němeček et al., 1990; Bábek et al., 2011). Od hloubky 180 cm pak spraš v Moravičanech litologicky a geochemicky odpovídá typické vápnité spraši (Lisá 2004; Lisá et al., 2014). Na bázi zastiženě části sprašového pokryvu v Moravičanech byl ještě pozorován výrazný nárůst obsahu jílové frakce (až 52 %), nízký obsah Ca a zvýšené koncentrace Fe i hodnoty poměrů Al/Si a Rb/K. Podobný jev byl pozorován také na bázi profilu v Litovli při kontaktu spraše a podložních fluvialních šterkopísků (Šimíček a Krulová, 2016) a byl interpretován jako oglejený horizont. Lokalita Držovice a Ivaň vykazují v nejsvrchnějším sprašovém horizontu velmi podobné hodnoty HSMS, spraš v Držovicích se však v porovnání s Ivaňí jeví jako více zvětralá, což se projevuje nejvíce v poměrech Rb/K, K/Al, Rb/Sr a Sr/Ca a geochemicky se tak více podobá lokalitě Klopotovice a Hlásnice u Šternberka. Hodnoty HSMS naměřené na lokalitě v Klopotovicích dosahují v porovnání s lokalitami Držovice a Ivaň výrazně nižších hodnot, které jsou srovnatelné např. s lokalitou v Brodce u Prostějova (Veselská, 2017). Na lokalitách Ivaň, Klopotovice a Hlásnice u Šternberka pak byly v nejsvrchnějším sprašovém pokryvu nalezeny schránky měkkýšů rodu *Succinella* a *Pupilla* sp. (Krulová, 2016; Solga, 2018), které jsou podle Ložka (2001) charakteristické pro tundrové klimatické podmínky.

Na lokalitě v Držovicích byl pod nejsvrchnějším sprašovým horizontem identifikován horizont fosilní půdy (195–345 cm), vykazující nízký vývojový stupeň, což se promítá do petrofyzikálních a geochemických křivek. Obdobné iniciální fosilní půdy tundrového typu, nacházející se pod nejmladším sprašovým pokryvem, byly již dříve popsány na řadě dalších lokalit jak na střední Moravě (Litovel - Šimíček a Krulová (2017), Klopotovice a Ivaň - Solga (2018), Brodek u Prostějova - Veselská (2017), Předpostí u Přerova - Lisá et al. (2014)), tak i v jiných částech ČR (Dolní Věstonice - Bábek et al. (2011), Červený kopec v Brně - Adameková a Petřík (2022), Zeměchy - Hošek et al. (2015)), kde byly přiřazeny do pedokomplexu PK I. V Držovicích byla tato fosilní půda interpretovaná jako slabě vyvinutá (iniciální) půda tundrového typu. Projevuje se to zejména v poměrně nízkých hodnotách HSMS nebo např. ve vyšším obsahu jílové frakce, indexu červenosti a CIE a* a také v nižších hodnotách CIE L* v porovnání s černozemními horizonty (cf. Bábek et al., 2011; Veselská, 2017). Nízké hodnoty HSMS v iniciální tundrové půdě v Držovicích jsou srovnatelné s nadložní i podložní spraší, což koresponduje s chladnými a relativně humidními interstadiálními

podmínkami během krátkého období pedogeneze, jež mohly vést k omezené tvorbě sloučenin Fe a zároveň k jejich vyplavování z půdního profilu (Bábek et al., 2011). Toto tvrzení do jisté míry nekoresponduje se zaznamenaným nárůstem obsahu Fe v tomto horizontu, což by však mohla zapříčinit vazba Fe na minerály s nižším feromagnetickým signálem nebo předností orientace Fe v jílových minerálech. To by odpovídalo zvýšenému obsahu jílové frakce a také stejnému vývoji křivky Fe a poměru Al/Si, který obecně slouží jako indikátor zrnitostních změn (Bábek et al., 2011; Bábek, 2013). Podobné chování HSMS bylo rovněž zjištěno na lokalitě v Ivaňi (Solga, 2018), kde půdní horizont vykazuje dokonce nižší naměřené hodnoty HSMS, v porovnání s nadložními a podložními sprašemi. Půdy V Držovicích a Ivaňi tak napodobují tzv. Aljaško-Sibiřský model, který se vyznačuje právě nízkými hodnotami HSMS ve fosilních půdách (Bábek et al., 2011). Půda v Držovicích se také jeví jako hodně zvětralá, což se odráží zejména na hodnotách Rb/Sr, Sr/Ca Rb/K, K/Al (Bábek et al., 2011; Liang et al., 2013) a je dobře korelovatelná s půdním horizontem v Ivaňi, kde tyto poměry vykazují velmi podobný trend křivek. Na základě petrofyzikální a geochemické korelace s ostatními moravskými lokalitami se půdy V Držovicích a Ivaňi nejvíce podobají lokalitě Brodek u Prostějova (Veselská, 2017). V Klopotovicích pak byla tato půda interpretovaná jako slabě vyvinutá subarktická půda a na rozdíl od půdních horizontů v Držovicích a Ivaňi vykazuje nárůst hodnot HSMS srovnatelný s obdobným půdním horizontem v Dolních Věstonicích (Bábek et al., 2011). Současně jsou zaznamenány nižší hodnoty poměru Rb/Sr a Sr/Ca v porovnání s jinými moravskými lokalitami, což bylo vysvětleno možnou illimerizací půdy v souvislosti s častou tendencí Rb a Sr vázat se na jílové minerály (Hošek et al., 2012).

Iniciální půdní horizonty na lokalitách v Držovicích, Ivaňi a Klopotovicích nasedají na podložní spraše. Na lokalitě v Klopotovicích vykazuje tento sprašový horizont prakticky po celé své mocnosti znaky oglejení, které se odráží zejména ve výrazné dekalifikaci spraše, nízkými hodnotami poměrů Ca/Al, P/Al, Sr/Al a naopak zvýšených poměrech prvků Sr/Ca, Rb/Sr (Bábek et al., 2011; Liang et al., 2013). Tento jev nebyl na ostatních zkoumaných lokalitách pozorován a v Klopotovicích mohl být způsoben sekundárně v důsledku relativně vysoké hladiny podzemní vody (Solga, 2017). Na lokalitě v Držovicích a v Ivaňi se tento sprašový horizont petrofyzikálně a geochemický příliš neliší od nejsvrchnějšího sprašového horizontu, patrně je pouze mírné odvápnění spraše, které se odráží v nepatrně nižších hodnotách L^* a vyšších hodnotách

a* a indexu červenosti. To by mohlo poukazovat např. na mírně humidnější klima panující při sedimentaci, v porovnání s nejsvrchnějším sprašovým pokryvem (Hošek et al., 2012).

V podloží spraše byla na lokalitě v Držovicích identifikována fosilní tmavě hnědá až černá půda (508–570 cm). Na základě datování opticky stimulovanou luminiscenční metodou (OSL) (Šimíček, nepublikováno) (podrobněji v kapitole 8.2) spadá tato černozem stářím do interstadiálu Brörup (MIS5c). Tato půda odpovídá luvické černozemi s dobře vyvinutým humusovým horizontem, který se projevuje v prudkém nárůstu hodnot HSMS a poklesu hodnot CIE L* a CIE a*. Zřetelný je také dochovaný ochuzený Ac půdní horizont v podobě světlejší (rezavě-žluto-šedá barva) polohy, která se projevuje narůstajícím podílem jílu a pozvolnými změnami hodnot HSMS a kolometrických křivek směrem do podloží (Němeček et al., 1990; Tomášek, 2007; Bábek et al., 2011). Obdobné černozemní horizonty byly již popsány také na jiných moravských a českých lokalitách (Brodek u Prostějova - Veselská (2017), Dolní Věstonice - Bábek et al. (2011), Červený kopec v Brně - Adameková a Petřík (2022), Zeměchy, - Hošek et al. (2015)) a odpovídají relativně teplému interstadiálu Brörup (Emonthspohl, 1995). Černozemě, jak již bylo zmíněno, odpovídají stepním až lesostepním vegetacím s vysokým podílem travnatých ploch v krajině a obecně odrážejí relativně teplejší a aridnější klimatické podmínky (Němeček et al., 1990; Šimíček et al., 2021).

Černozemní horizont nasedá na polohu další fosilní rezavě až cihlově zbarvené půdy (570–720 cm), což se projevuje zejména v nárůstu kolorimetrického parametru CIE a* a obsahu Fe. Podobné rezavé půdy, interpretované jako luvisoly, na střední Moravě popisují již Macoun a Ružička (1967) a jsou popisovány i na jiných moravských sprašopůdních lokalitách, kde bývá označován jako eemský Bth horizont, jakožto součást polycyklické půdy (MIS5e) s dobře zachovaným humusovým horizontem A v nadloží. Obecně bývá tato luvisol zařazována do pedokomplexu PK III, zatímco nadložní humusový horizont je považován za nejstarší vývojovou půdu v rámci pedokomplexu PK II, vzniklou v průběhu ranného viselského/würmského glaciálu (Bábek et al., 2011; Antoine et al., 2013; Adameková et al. 2021). Na jiných lokalitách (např. Dobšice u Znojma) bývají v luvisolu popisovány také organické zbytky a zuhelnatělé úlomky dřeva, svědčící o lesním vegetačním pokryvu (Šimíček et al., 2021). V Držovicích nebyly uhlíky identifikovány, což by mohlo poukazovat na spíše lesostepní vegetaci s nevyvinutým plošným lesním pokryvem (Němeček et al., 1990; Tomášek, 2007). V podloží rezavě hnědé půdy se nachází sprašový horizont (720–915 cm) se zřetelným paralelním

zvrstvením, které společně s přítomností světlejších poloh může poukazovat na soliflukční postižení (Němeček et al., 1990, Růžičková et al., 2003). To by korespondovalo s přítomností paleosvahu, který byl pozorován ve stěně cihelny v Držovicích. V mocnosti 915–1165 cm je pak zachyceno střídání spraší a půd, složené ze soliflukčně postiženého horizontu (svrchní část) a dvou makroskopicky podobných půdních horizontů rezavě hnědé barvy, oddělených tenkou polohou spraše. Polohy rezavých půd odpovídají parahnědozemím a poukazují tak na relativně humidnější a teplejší podmínky a lesní vegetaci (Němeček et al., 1990; Tomášek, 2007; Šimíček et al. 2021). Půdní horizonty se projevují skokovým nárůstem hodnot HSMS, obsahu Fe a křivek a^* a indexu červenosti. Svrchní půdní horizont (965–1010 cm) se směrem k SV výrazně uklání vůči spodnímu, víceméně horizontálnímu půdnímu horizontu (1070–1165 cm) a mimo studovaný profil na něj postupně přímo nasedá. Obě půdy následně začínají klesat společně směrem do podloží. Tento výrazný úklon je způsoben přítomností paleosvahu. Úklon horního půdního horizontu pravděpodobně vedl ke svahovým procesům, jež měly za následek vznik nadložního soliflukčně postiženého sprašo-půdního horizontu (915–965 cm), ve kterém se mísí polohy půdy a nadložních spraší (Němeček et al., 1990, Růžičková et al., 2003). Spodní půdní horizont vykazuje ve své horní polovině výrazné ochuzení o Fe, které se koncentruje ve spodní polovině půdy. To se odráží na vyšších hodnotách HSMS a zejména na výrazném nárůstu hodnot Fe a a^* , které na bázi této půdy vykazují své maximální hodnoty v celém studovaném profilu. Relativně vyšší koncentrace Fe vykazuje i podložní sprašový horizont, ve které křivka Fe vykazuje poklesový trend směrem do podloží. Tento jev by mohl poukazovat na možnou illimerizaci spodního půdního horizontu, které způsobovalo koncentrování Fe v bazálních částech půdy a také částečné vyplavování sloučenin Fe do podložní spraše (Němeček et al., 1990; Smolíková, 1990; Tomášek 2007). Podložní sprašový pokryv (1165–1475 cm), se v horní polovině jeví jako silně zvětralý. To se odráží zejména v silné dekalifikaci, a nízkých hodnotách poměrů Ca/Al, P/Al, Sr/Al, a naopak vysokých hodnotách poměrů Rb/Sr a Sr/Ca (Bábek et al., 2011; Liang et al., 2013), které zde dosahují svých maxim. Směrem do podloží pak výrazně narůstá podíl písku a spraš tak nabývá charakteru písčité spraše (Růžičková et al., 2003).

8.2 Stratigrafické zařazení profilů

Svrchní sprašový pokryv na lokalitě Držovice (30–195 cm) byl datován opticky stimulovanou luminiscenční metodou (OSL) a výsledné stáří vychází na 29,60 (\pm 0,75) tisíc let BP (Šimíček, nepublikováno). Její vznik tak lze zařadit do posledního stadiálu v závěru viselského/würmského glaciálu (marinní izotopový stupeň - MIS2) (Bábek et al., 2011). Stejně byl zařazen také svrchní sprašový pokryv na lokalitě v Moravičanech, a to na základě korelace výsledků petrofyzikálních a geochemických metod s jinými Moravskými lokalitami. Toto zařazení podporuje rovněž datace nejsvrchnějšího sprašového pokryvu na lokalitě v Litovli (vzdálené cca 17 km), kde bylo na základě OSL datování zjištěno stáří 21,45 (\pm 2,02) tisíc let BP (Bábek et al. 2018 in Šimíček a Krulová, 2018). Würmské stáří svrchních sprašových pokryvů na lokalitách v Hlásnicích u Šternberka, v Klopotovicích a Ivaňi pak dokládají zejména nálezy typické würmské malakoufany v podobě schránek měkkýšů rodu *Succinella* a *Pupilla* sp. (Krulová, 2017; Solga, 2018).

Fosilní půdní horizonty pod svrchním sprašovým horizontem, zjištěné na lokalitách v Ivaňi a Klopotovicích, byly již dříve zařazeny do pedokomplexu PK I (Solga, 2018), odpovídajícího interstadiálu denekamp (marinní izotopový stupeň – MIS3) (Bábek et al., 2011). Na lokalitě v Držovicích bylo ale stáří této půdy na základě OSL datování stanoveno na 74,95 (\pm 3,50) tisíc let BP (Šimíček, nepublikováno), což odpovídá srážkově i teplotně průměrnému interstadiálu Odderade (MIS5a) (Foltyn et al., 2007). Ve většině případů jsou obdobné půdy stratigraficky řazeny k PK I na základě morfostrukturní, petrofyzikální i geochemické podobnosti s fosilní půdou pod gravettienským kulturním horizontem v Dolních Věstonicích (Bábek et al., 2011; Antoine et al., 2013). Proto OSL datace z Držovic působí překvapivě, protože odpovídá spíše PK II v Dolních Věstonicích i jiných jihomoravských lokalitách (Němeček et al., 1990; Bábek et al., 2011; Antonie et al., 2013; Adameková et al., 2021), kde je však PK II přítomná jako plně vyvinutá stepní černozem. Nedostatek radiometrických dat na většině středomoravských lokalit nedovoluje rozlišit, zda-li se v případě zastižených iniciálních fosilních půd skutečně jedná o PK I nebo jde o půdu starší. Již Němeček et al. (1990) uvádí, že starší vývojové stupně půd PK II odpovídají černozemím až hnědozemím a mladší půdy v rámci PK II vystupují často jako slabě vyvinuté půdy, které bývají analogické s PK I v Dolních Věstonicích. V každém případě jsou výrazné časové skoky na profilu v Držovicích

indikátorem výrazných hiátů, které ukazují, že se nejedná o kontinuální depozici, ale sérií událostí oddělených erozními povrchy, které však nebyly v terénu identifikovány.

Báze sprašového pokryvu v podloží iniciální tundrové půdy na lokalitě v Držovicích (345–508 cm) byla datována metodou OSL na 98,03 (\pm 7,54) tisíc let BP (Šimíček, nepublikováno). Tento pokryv tak s největší pravděpodobností odpovídá sprašovému pokryvu MIS5b, který v rámci polycyklického pedokomplexu PK II odděluje fosilní černozemě v Dolních Věstonicích (Bábek et al., 2011; Antonie et al., 2013; Adameková et al., 2021). Na většině jihomoravských lokalit je na bázi tohoto sprašového pokryvu vyvinuta relativně hrubozrnnější poloha peletového písku (tzv. markerová vrstva), která je zachycena také v Držovicích. Sprašový pokryv MIS5b v Držovicích se litologický a geochemicky chová jako typická vápnitá spraš s převahou prachové frakce (až 86,8 %) a dosahuje daleko větší mocnosti, než je tomu na jihomoravských lokalitách. Na lokalitě v Držovicích tak patrně panovala v období MIS5b intenzivnější eolická sedimentace a tvorba spraše. Významnou roli mohl hrát v tomto případě geomorfologický aspekt v podobě paleosvahu, který se na lokalitě v Držovicích uklání směrem k SV a který mohl sloužit jako bariéra větrného proudění, jehož dominantní směr byl pro oblast Hornomoravského úvalu interpretován jako Z až SZ (Quitt, 1971, Lisá et al., 2004). Díky tomu zde navátý materiál nepodléhal výrazné eolické redepozici a došlo tak k vytvoření mocného sprašového pokryvu (Cílek, 2001).

Stáří fosilního horizontu černozemě (508–570 cm) bylo na základě datování OSL metodou stanoveno na 97,32 (\pm 4,49) tisíc let BP (Šimíček, nepublikováno) a odpovídá tak relativně teplému insterstadiálu Brörup (MIS5c) v rané fázi viselského/würmského glaciálu. Litologicky a geochemicky odpovídá obdobným černozemním horizontům MIS5c, zjištěných i na jiných moravských lokalitách (viz kapitola 8.1). Poloha podložní fosilní půdy rezavě červené až cihlové barvy na základě makroskopických, litologických a geochemických znaků s největší pravděpodobností odpovídá Bt horizontu parahnědozemě ze svrchního eemského interglaciálu, který je popisován rovněž na jiných moravských lokalitách a je obecně zařazován do PK III (MIS5e) (viz kapitola 8.1). To by podporovala také OSL datace podložní spraše, jejíž stáří bylo stanoveno na 148 (\pm 19,85) tisíc let BP a odpovídá tak závěru sálského glaciálního komplexu (MIS6) (Bábek et al., 2011; Antonie et al., 2013). Na řadě sprašo-půdních lokalit bývá k PK III řazena i černozem a je tak interpretována jako polygenetická půda. OSL data z Držovic ale

ukazují, že se jedná o dvě půdy různého stáří, což v poslední době potvrdila i práce Adamekové et al. (2021) na lokalitách jižní Moravě.

Úsek sprašo-půdní sekvence v metráži 915–1165 cm v podobě dvou fosilních půdních horizontů a soliflukčně postiženého sprašo-půdního horizontu pravděpodobně představuje pedokomplex PK IV, čemuž odpovídá OSL datace spraše v nadloží soliflukčně postiženého horizontu ($201,39 \pm 17,51$ tisíc let BP) (saalské zalednění) (Bábek et al., 2011). Pedokomplex PK IV také bývá často uváděn jako dvojice illimerizovaných slabě vyvinutých parahnědozemí, odděleny tenkou polohou spraše (Němeček et al., 1990; Šušolová, 2005).

Výsledky z OSL datace spodní polohy spraše (1165–1475 cm) již nevykazují dostatečnou přesnost, aby bylo možné stanovit přesné stáří. Pravděpodobně se však bude jednat spraše z období elsterského glaciálu. Podlošní fluvialní šterky již nebyly v této práci blíže zkoumány, avšak podobné šterkové polohy popisuje již Macoun a Růžička (1967) jako šterkové akumulace kralické terasy.

8.3 Provenience spraší na základě těžkých minerálních asociací

Zjištěné obsahy průsvitných těžkých minerálů, odseparovaných ze svrchního sprašového pokryvu zkoumaných lokalit, vykazují dobrou vzájemnou korelaci a dobře korelují i s ostatními lokalitami na Moravě. Na všech zkoumaných lokalitách dominují zejména minerály amfibol a granát, což je pro spraše Hornomoravského úvalu typické (Lisá a Uher, 2005). Provenienčním studiím moravských viselských/würmských sprašových pokryvů se již dříve věnovali Cílek (2001), Kvítková a Chadima (2002), Lisá et al., (2005), Lisá et al., (2009) a další. Při studiu provenience moravských spraší se vychází z obecného poznatku, že dominantní směr větrného proudění v Hornomoravského úvalu panuje od Z až SZ (např. Quitt, 1971, Lisá et al., 2004).

Na základě procentuálního zastoupení amfibolu a granátu lze zkoumané lokality rozdělit na dvě provenienční skupiny. V první skupině, tvořené lokalitami Držovice, Ivaň a Klopotovice, má dominantní zastoupení amfibol, zatímco granát dosahuje zhruba polovičních hodnot. Držovice, Ivaň a Klopotovice vykazují rovněž velmi podobné hodnoty zrnitostních parametrů, jako je U-poměr a GSI, které obecně slouží jako proxy indikátory intenzity a dynamiky větru (Ghafarpour et al., 2021). Nejvíce se tato skupina

podobá blízké lokalitě Kokory (Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009), vzdálené cca 10 km východně od této skupiny. Částečně lze tuto skupinu korelovat rovněž s lokalitami Boskovice a Míchov (Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009), vzdálené cca 45 km směrem na západ. Nejpravděpodobnějším zdrojem klastického materiálu pro lokality Držovice, Ivaň a Klopotovice byly eluvia hornin moldanubika, letovického, případně také poličského a zábřežského krystalinika a nivní sedimenty řeky Moravy (Cílek, 2001; Lisá 2004; Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009). Epidot, zastižený ve spraši v Držovicích a Klopotovicích je vázán spíše na oblast brněnského masívu, avšak bývá popisován také v oblastech podél nivy řeky Moravy, kam bývá transportován z oblastí Jeseníků (Lisá et al., 2005). Druhou vyčleněnou skupinu reprezentují lokality Moravičany a Hlásnice u Šternberka, kde je obsah granátu a amfibolu téměř vyrovnaný, případně granát převládá v asociacích průsvitných těžkých minerálů. Křivky U-poměru a GSI vykazují na obou lokalitách obdobný trend, avšak v Moravičanech jsou zaznamenány o něco nižší hodnoty obou poměrů. Tyto zrnitostní poměry na obou lokalitách však mohou být ovlivněny vyšším zastoupením jílových minerálů v důsledku vyšší humidity v oblasti (Macoun a Růžička, 1967; Quitt, 1971; Cílek, 2001). Asociace těžkých minerálů na lokalitě Hlásnice u Šternberka velmi dobře koreluje s lokalitou Šternberk, která byla studována Lisou et al. (2005; 2009), avšak vykazuje o něco vyšší podíl turmalínu. Lokalitu Moravičany lze na základě vyššího zastoupení amfibolu korelovat s lokalitou Leština (Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009, vzdálenou cca 12 km směrem na severozápad. Vysoký obsah granátu a amfibolu a také přítomnost turmalínu by mohl poukazovat na zdroj klastického materiálu v horninách zábřežského a poličského krystalinika a částečně také z oblastí silezika v Jeseníkách (Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009). Nutno však podotknout, že zastoupení těžkých minerálů ve spraších bývá výsledkem mísení eluvií z hornin různého původu, proto se jedná spíše o orientační zařazení provenience zkoumaných lokalit na základě korelace s ostatními moravskými lokalitami. Pro přesnější určení provenience by bylo zapotřebí rozšířit výzkum těžkých minerálů rovněž o metodu analýzy těžkých minerálů pod polarizačním mikroskopu, měření gamaspektrometrie pro stanovení radioaktivity materiálu a rovněž o podrobnější analýzu lehké frakce (Lisá et al., 2005; Lisá et al., 2009; Šimíček et al., 2021).

9. ZÁVĚR

Cílem práce bylo rozšíření znalostí o provenienci a paleoklimatických podmínkách, které panovaly na střední Moravě během kvartéru na základě sedimentologického a pedologického studia sprašo-půdních sérii na lokalitách Držovice, Moravičany, Klopotovice, Ivaň a Hlásnice u Šternberka.

Vybrané lokality se v této práci ukázaly jako vhodné pro studium paleoklimatických podmínek v oblastech střední Moravy. Sedimentologický a pedologický výzkum na všech zkoumaných lokalitách poukázal na značné rozdílnosti v humiditě mikroklimatu mezi severnějšími a jižnějšími oblastmi Hornomoravského úvalu, kterou lze předpokládat i ve starších obdobích kvartéru. Na lokalitě v Držovicích byly identifikovány pedokomplexy PK II, PK III a PK IV. OSL datování sprašo-půdních vzorků na této lokalitě navíc odhalilo výrazné hiáty z nichž nejvýznamnější je zachycen mezi nejmladším viselsko/würmským stadiálem MIS2 a oderadským interstadiálem MIS5a. Tento hiát vysvětluje absenci půdního horizontu PK I na lokalitě v Držovicích. Zajímavá je výrazná litologická i geochemická podobnost mezi odatovanou fosilní půdou MIS5a (PK II) na lokalitě v Držovicích a půdami PK I, popsány na mnoha jiných středomoravských lokalitách. PK I na střední Moravě byly ve většině případů klasifikovány pouze na základě morfostrukturních a litologických podobností s obdobnou fosilní půdou v Dolních Věstonicích a naskytuje se tak otázka, zda nemohla být tato klasifikace na mnoha středomoravských lokalitách nesprávně stanovena.

Zjištěné obsahy průsvitných těžkých minerálů z nejsvrchnějších sprašových pokryvů na všech zkoumaných lokalitách umožnilo rozdělení lokalit na dvě skupiny. Na základě korelace výsledků z analýzy těžkých minerálů s dalšími sprašo-půdními lokalitami na Moravě pak byla určena jejich pravděpodobná provenience zdrojových materiálu. Pro první severnější skupinu (Moravičany a Hlásnice u Šternberka) byly za zdrojové oblasti eluvií označeny horniny ze zábřežského a poličského krystalinika a částečně také ze silezika v Jeseníkách. Pro druhou jižnější skupinu (Držovice, Klopotovice a Ivaň) se pak jako nejpravděpodobnějším zdrojem klastického materiálu jeví oblasti moldanubika, letovického, poličského a zábřežského krystalinika a také nivní sedimenty řeky Moravy. Metoda analýzy těžkých minerálů se ukázala jako vhodná pro určování provenienčních oblastí eluvií pro středomoravské sprašo-půdní lokality, avšak pro přesnější zařazení by bylo zapotřebí rozšířit výzkum o analýzu těžkých minerálů na elektronové mikrosondě, gamaspektrometrii a studium lehké frakce.

10. LITERATURA

Akinlotan, O., Rogers, G., Okunuwadje, E. (2021): Provenance evolution of the English Lower Cretaceous Weald Basin and implications for palaeogeography of the northwest European massifs: constraints from heavy mineral assemblages. — *Marine and Petroleum Geology*. Vol 127, May 2021, 104953.

Antoine, P., Rousseau, D. D., Degeai, J. P., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Bábek, O. (2013): Moderní metody stratigrafické analýzy. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.

Bábek, O., Chlachula, J., Matys Grygar, T. (2011): Non-magnetic indicators of pedogenesis related to loess magnetic enhancement and depletion: Examples from the Czech Republic and southern Siberia. – *Quat. Sci. Rev.*, 30, 967–979.

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.

Balsam W., Ji J.F., Chen J. (2004): Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai

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

Bea, F. (1996) Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. *Jour. of Petrol.* 37, 521–532.

Blaško, D., Nehyba, S., Bartakovics, A. (2014): Studium spodnobadenských klastik v oblasti podzemního zásobníku plynu Lobodice. *Geologické výzkumy na Moravě a Slezsku*, 21(1-2), 5-9.

Brouwer, P. (2003): Theory of XRF. Getting acquainted with the principles. – PANalytical B. V., The Netherland.

Cílek, V. (2001): The loess deposits of the Bohemian Massif: silt provenance, paleometeorology and loessification processes. – *Quaternary International*, 76/77, 123–128. Pergamon Press.

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

Čtyroká, J., Pálenský, P. (1997): Stratigrafie a litologie miocénu (spodní baden) v okolí Přerova. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996*, 66-70.

Čtyroý, P. (1994): Stratigrafie svrchního miocénu a pliocénu Hornomoravského úvalu

- Demek, J., Balatka, B., Czudek, T., Láznička, Z., Linhart, J., Loučková, J., Panoš, V., Raušer, J., Seichterová, H., Sládek, J., Stehlík, O., Štelcl, O., Vlček, V.** (1965): Geomorfologie českých zemí. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.
- Demek, J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, Beget, J.E., Stone, D.B., Hawkins, D.B.**, (1990) Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geol.* 18, 40–43.
- Dickson, A.J., Leng, M.J., Maslin, M.A. & Röhl, U.** (2010) Oceanic, atmospheric and ice-sheet forcing of South East Atlantic Ocean productivity and South African monsoon intensity during MIS-12 to 10. *Quater. Sci. Rev.*, 29: 3936–3947.
- Dolníček, Z.** (2005): Laboratorní metody výzkumu. – Univerzita Palackého, Olomouc.
- Dolníček, Z., Sulovský, P.** (2013): Laboratorní metody výzkumu. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Eliáš, M., Pálenský, P., Růžička, M.** (2002): Litostratigrafie severomoravského miocénu a jeho litostratigrafická korelace s přilehlým miocénem v Polsku (karpatská předhlubeň). *Zprávy o výzkumech 2001*, 22-24, 80-7075-582-2, Čes. Geologická služba, Praha.
- Frechen, M., Oches, Eric., Konfeld, K.** (2003): Loess in Europe – Mass accumulation rates during the Last glacial Period. — *Quaternary Science Reviews* 22, 18-19.
- Frechen, M., Zander, A., Cílek, V., Ložek, V.** (1999): Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. – *Quat. Sci. Rev.*, 18, 1467–1493.
- Fuchs, M., Hatté, Ch., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L.** (2013): High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial – Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). – *Quat. Sci. Rev.*, 67, 17–38.
- Geršl M., Knésl I.** (2009): Validace terénního rentgen-fluorescenčního spektrometru pro potřeby analýz půd, říčních sedimentů a suspendované hmoty. – *Geol. výzk. Mor. Slez.*, Brno 2009, 126–130, Brno.
- Ghafarpour, A., Khormali, F., Balsam, W., Forman, S., Cheng, L., Song, Y.** (2021): The formation of iron oxides and magnetic enhancement mechanisms in northern Iranian loess-paleosol sequences: Evidence from diffuse reflectance spectrophotometry and temperature dependence of magnetic susceptibility. – *Quaternary International.*, vol. 589, 68–82.

- Hošek J., Lisá L., Hambach U., Havlíček P., Knésl I.** (2012): perspektivní sprašové lokality pro paleoenvironmentální výzkum svrchního pleistocénu. – Zpr.geol. Výzk. v r. 2012, 121-125. Praha.
- Hošek, J., Hambach, U., Lisá, L., Matys Grygar, T., Horáček, I., Meszner, S., Knésl, I.** (2015): An integrated rock-magnetic and geochemical approach to loess/paleosol sequences from Bohemia and Moravia (Czech Republic): Implications for the Upper Pleistocene paleoenvironment in central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418, 344–358.
- Hošek, J., Horáček, I.** (2015): Spraše včera a dnes. – *Vesmír*, 94, 9, 488–491. Praha.
- Hrubeš, M., Adamová, M., Bláha, J., Břízová, E. et al.** (2000): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR v měřítku 1:25 000, list 24-224 Olomouc. – Český geologický ústav, Praha.
- Cheng, L., Song, Y., Chang, H., Li, Y., Orozbaev, R., Zeng, M., Liu, H.** (2020): Heavy minerals assemblages and sedimentation rates of eastern Central Asian loess: Paleoenvironmental implications. – *Geosystems and Geoenvironment*, vol. 1, Issue 2, article 100022.
- Chudaničková, M.** (2013): Využití magnetické susceptibility a dalších prostředků pro studium povodňových sedimentů v antropogenně ovlivněné nivě řeky Olše. – *Geol. výzk. Mor. Slez., Brno 2013*, 36–41, Brno. Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. – *Quat. Sci. Rev.*, 18, 1467–1493.
- Itambi AC, Von Dobeneck T, Mulitza S, Bickert T, Heslop D.** (2009) Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: evidence in marine sediments from offshore Senegal. *Paleo*. 24:PA1205
- J. Macoun, M. Růžička** (1967): The Quaternary of the Upper Moravian Basin in the relation to the sediments of the continental glaciation *Journal of Geological Sciences (Anthropozoic)*, 4, pp. 125-168
- Jordánová, D., Jordánová, N.** (2021): Updating the significance and paleoclimate implications of magnetic susceptibility of Holocene loessic soils, *Geoderma*, ISSN: 0016-7061, Vol: 391, Page: 114982
- Krulová, V.** (2016): **Petrofyzikální studium sprašových profilů v Hornomoravském úvalu.** – **Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.**
- Kukla, G.** (1975): Loess stratigraphy of central Europe. – In: Butzer K.W., Isaac G.L. (eds.): *After the Australopithecines*, pp. 99–188. Mouton Publishers.

- Kumpan, T.** (2015): Vysoce rozlišující stratigrafie hraničního úseku devonu a karbonu. – Masarykova univerzita, Brno.
- Kvítková, L.** (2003): Zvětrávací procesy jako faktor při klasifikaci moravských spraší a sprašových sedimentů. – Sbor. abstraktů stud. konf. v Bratislavě 27, Bratislava.
- Lisá, L.** (2004) Exoscopy of Moravian eolian sediments. — *Bulletin of Geosciences*, 79, 3, 177–182.
- L. Lisá, D. Burianek, P. Uher (2005):** Provenience würmských pozdněpleistocenních spraší a sprašim podobných sedimentů na Moravě a ve Slezsku, Česká republika: použití asociací těžkých minerálů *Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae*, 90), pp. 147-154 (in Czech with English abstract)
- L. Lisá, P. Uher (2006):** Provenance of Würmian loess and loess-like sediments of Moravia and Silesia (Czech Republic): a study of zircon typology and cathodoluminescence *Geologica Carpathica*, 57, pp. 397-403
- L. Lisá, D. Buriánek, P. Uher (2009):** New approach to garnet redistribution during aeolian transport *Geological Quarterly*, 53, pp. 333-340
- Lisá, L., Hošek, J., Bajer, A., Matys Grygar, T., Vandenberghe, D.** (2014): Geoarchaeology of Upper Palaeolithic loess sites located within a transect through Moravian valleys, Czech Republic. – *Quaternary International*, 351, 25–37.
- Ložek V.** (1973): Přírody ve čtvrtohorách. – Academia, Praha.
- Ložek, V.** (1958): Výzkum kvartérních měkkýšů Moravské brány v roce 1957. – In: Šibrava, V., Macoun, J., Pokorný, M., Holánek, F., Tyráček, J., Ložek, V. (eds.): Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvných útvarů Ostravska a Moravské brány za r. 1957, pp. 277–278. Antropozoikum.
- Ložek, V.** (2001): Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia. – *Quaternary International*, 76–77, 141–156.
- Luo, M.R., Cui, G., Rigg, B.** (2001): **The development of the CIE 2000 colour-difference formula: CIEDE2000.** – *Color Res Appl*, 26 (5), pp. 340–350
- magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. – *Quat. Res.*, 44,
- Maher B. A., Thompson R.** (1995): Paleorainfall reconstructions from pedogenic
- Marcinkowski, B. & Starnawska, E.,** (2004): Application of EDS microprobe in studies of heavy minerals from Quaternary sediments while constructing Detailed geological map of Poland in scale 1:50 000. [In:] WDS & Cl (Eds): A workshop focusing

on microanalytical techniques in geological applications and material science. Polish Geological Institute, Warszawa, 15–17

Marcinkowski, B., Mycielska-Dowgiallo, E. (2013): Heavy-mineral analysis in Polish investigations of Quaternary deposits: a review. — *Geologos* 19, 1–2 (2013): 5–23

Matys Grygar, T., Sedláček, J., Bábek, O., Nováková, T., Strnad, L., Mihaljevič, M. (2011): Regional Contamination of Moravia (South-Eastern Czech Republic): Temporal Shift of Pb and Zn Loading in Fluvial Sediments. – *Water, Air and Soil Pollution*, 223, 2, 739–753.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív.* – SPN Praha. 336 stran.

Musset, A., Khan, M., Button, S. (2000): *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics* – Cambridge University, Cambridge.

Nemcová I. - ˇ Cermáková L. - Rychlovský P. (1997): *Spektrometrické analytické metody.* ˇ - Karolinum. 166 s. Praha.

Němeček, J., Smolíková, L., Kutílek, M. (1990) : *Pedologie a paleopedologie.* – Academia, Praha, 546 s.

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*, 335, 58–74.

P., Slavík, P., Vašátko, J. (2006): *Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny.* – AOPAK ČR, Brno.

Panchuk V., Yaroshenko I., Legin A., Smenov V., Kirkasov D. (2018): Application of chemometric methods to XRF-data – A tutorial review. – *Analytica Chimica Acta*, 1–14.

Petránek, J. (1963): *Usazené horniny.* – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Profe, J., Wacha, L., Frechen, M., Ohlendorf, Ch., Zotischka, B. (2018): XRF scanning of discrete samples – A chemostratigraphic approach exemplified for loess-paleosol sequences from the Island of Susak, Croatia. – *Quarternary International.*, vol. 494, p. 34-51.

Přichystal, A., Gnojek, I., Bednaříková, S. (2002): Výsledky gama-spektrometrického studia krystalinika Hornomoravského úvalu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2001*, 75 – 78, Brno.

- Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M.** (1993): Geologie Moravy a Slezska. Moravské zemské muzeum a sekce geologických vě PřF MU Brno.
- QUITT, E.** (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica*, 16, Geografický ústav Československé akademie věd, Brno, 73 s.
- Roth, Z., Cícha, Demek, J., Bubík, K., Dvořák, S., Eliáš, M., Frajová-Eliášová, H., Hanzlíková, Jetel, J., Mencl, V., Mísař, Z., Pašek, J., Paulík, J., Pícha, F., Plička, M., Polák, J., Šamalíková, Šimek, R., Tyráček, J., Unzeitig, M.** (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33- XXIV Olomouc. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.
- Rothwell R. G.** (2006): *New Techniques in Sediment Core Analysis*. – Geological Society, London.
- Růžička M.** (1989): Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. *Sbor. geol. věd, Antropozoikum* 19, 129–151, Praha 1989.
- Růžička, M.** (1973): Fluviální sedimenty řeky Moravy v okolí Olomouce. – *Sbor. geol. věd, Antropozoikum* 9, 7-43. Praha.
- Růžičková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J.** (2003): *Kvartérní klastické sedimenty České republiky*. – Česká geologická služba, Praha.
- Samec, P.** (2014): *Proměny přírodního prostředí ve čtvrtohorách*. - Mendelova Univerzita v Brně, Brno
- Sedláček, J.** (2013): *Úvod do užití geofyziky*. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Smolíková, L.** (1990): Problematika paleopedologie, Regionální paleopedologie, Zákonitosti půdního vývoje v kvartéru. – In Smolíková, L., Kutílek, M., Němeček, J. (eds.): *Pedologie a paleopedologie*, pp. 430–442. Academia, Praha.
- Solga, J. (2018):** Sedimentologické a petrofyzikální studium spraší v Hornomoravském úvalu. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- susceptibility.. – *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 335–348.
- Svoboda, J.** (2005): Předmostí: kontext paleoantropologických nálezů. – *přehled výzkumů* 46, 2005, AÚ AV V ČR, Brno, 63 – 91.
- Šarapatka B.** (2014): *Pedologie a ochrana půdy Olomouc*. – Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc.
- Šimíček, D., Bábek, O., Hron, K., Pavlů, I., Kapusta, J., (2021):** Separating provenance and palaeoclimatic signals from particle size and geochemistry of loess-

palaeosol sequences using log-ratio transformation: Central European loess belt, Czech Republic. — *Sedimentary Geology* Volume 419, 15 June 2021, 105907

Šimíček, D., Krulová, V. (2018): Petrofyzikální charakteristika spraše a fosilní půdy v Hliníku u Litovle. — *Geol. výzk. Mor. Slez.*, Brno 2018, 58–64, Brno.

Špaček, P., Ambrož, V. (2015): Výzkum pozdně kvartérní aktivity zlomu Kosíře v Hornomoravském úvalu aneb proč je dobré studovat svahoviny a seismogramy. — *Geologické výzkumy na Moravě ve Slezsku*, 22(1–2), 69–74.

Tarling, D.H., Hrouda, F. (1993) *The Magnetic Anisotropy of Rock*. — Chapman & Hall, London, 217 s.

Tharmó-Bozsó, E., Kovács, L., Magyarj, Á., Marsi, I. (2014): Tracing the origin of loess in Hungary with the help of heavy mineral composition data. — *Quarternary international*. Vol 319, pages 11-21.

Tomášek, M. (1995): *Atlas půd České republiky*. — Český geologický ústav, Praha.

Tyráček, J. (1961): Geologické poměry pleistocenních travertinů v Kokorách u Přerova. — *Anthropozoikum*, 9, 87 – 105.

Veselská, V. (2017): Klimatologický záznam paleopůd: Srovnání recentních a fosilních černozeří na Moravě pomocí multi-proxy stratigrafické analýzy. — *Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc*.

Vodyanitskii Y.N., Savichev A.T. (2017): The influence of organic matter on soil color using the regression equations of optical parameters in the system CIE-L*a*b*. – *Annals of Agrarian Science*, 15, 380–385. **Vopravil, J., Khel, T., Vrabcová, T., Novák, P., Novotný, I., Hladík, J., Vaškú, Z., Jacko, K., Rožnovský, J., Janeček, M., Vácha, R., Pivcová, J., Kvítek, T., Novák, P., Fučík, P., Čermák, P., Janků, J., Pírková, I., Papaj, V., Banýrová, J.** (2009): Půda a její hodnocení v ČR. – Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha.

Zech, M., Zech, R., Zech, W., Glaser, B., Brodowski, S., Amelung, W. (2008): Characterisation and palaeoclimate of a loess-like permafrost palaeosol sequence in NE Siberia. – *Geoderma*, 143, 281–295.

Zeman, A. (1971): Pleistocénní fluvilakustrinní a fluviální sedimenty jižní části Hornomoravského úvalu. - *Věstník ÚÚG*, 46, 1, 19–30. Praha.

Zeman, A. (1992): New data on the Qartenary at Červený kopec hill in Brno. – *Scripta*, vol. 22, *Geology*, 123 – 131, Praha.

Zeman, A., Demek, J. (1984): Kvartér: geologie a geomorfologie. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

INTERNETOVÉ ZRDOJE:

www1: Geomorfologické členění ČR: https://is.muni.cz/th/d3x74/mapy_folie.pdf

www2: Geomorfologické členění Hornomoravského úvalu: <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/geomorfologie/hornomoravsky-uval/>

www3: Geologická mapa ČR 1:50 000 - dostupné na: <https://mapy.geology.cz/geocr50/#>

www4: GRADISTAT: <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>

