

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ



Porovnání zrnitostního složení půdy stanoveného metodou ISP+
a standardní hustoměrnou metodou na rozdílných půdách

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Martin Kovář

Diplomant: Sára Poláčková

2024

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Sára Poláchová

Krajinné inženýrství

Název práce

Porovnání zrnitostního složení půdy stanoveného metodou ISP+ a standardní hustoměrnou metodou na rozdílných půdách

Název anglicky

Comparison of soil particle size distribution determined by the ISP+ method and the standard hydrometer method on different soils

Cíle práce

Cílem této diplomové práce je porovnání měření zrnitostního složení půdy standardní hustoměrnou metodou s automatizovanou metodou založenou na měření změn tlaku v suspenzi (ISP+), které bude provedeno na několika vzorcích půdy s různým zrnitostním složením.

Metodika

V rešeršní části diplomové práce bude definována půda se zaměřením na zrnitostní složení, jeho vliv na ostatní hydrofyzikální vlastnosti a metody měření.

Dále budou odebrány v terénu či připraveny v laboratoři kontrastní porušené půdní vzorky, na kterých bude proveden zrnitostní rozbor v několika opakováních. K tomuto měření bude využita hustoměrná metoda a metoda založená na měření změn tlaku v suspenzi (ISP+). Výsledky zrnitostního rozboru budou následně z obou metod zpracovány do přehledných tabulek a grafů a dále budou statisticky vyhodnoceny.

Doporučený rozsah práce

55 stran

Klíčová slova

textura půdy, sedimentační metody, hustoměr, ISP+, velikost půdních částic

Doporučené zdroje informací

- Acevedo S. E., Contreras C. P., Ávila C. J., Bonilla C. A., 2021: Testing the integral suspension pressure method for soil particle size analysis across a range of soil organic matter contents. *International Agrophysics* 35(4). P. 357-363.
- Durner W., Iden S.C., 2021: The improved integral suspension pressure method (ISP+) for precise particle size analysis of soil and sedimentary materials. *Soil and Tillage Research* 213, 105086. P. 1-10.
- Kovács B., Czinkota I., Tolner L., Czinkota G., 2014: The determination of particle size distribution (PSD) of clayey and silty formations using the hydrostatic method. *Acta mineralogica-petrographica* 45. P.29-34.
- Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: *Soil Hydrology*. Catena, Cremlingen-Destet. P. 370
- Murad M. O. F., Jones E. J., Minasny B., 2020: Automated soil particle size analysis using time of flight distance ranging sensor. *Soil Science Society of America Journal* 84. P. 690-699.
- Pavůl L., 2019: *Základy pedologie a ochrany půd*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 75 s.
-

Předběžný termín obhajoby

2023/24 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Martin Kovář

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Konzultant

Ing. Lukáš Jačka, Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 4. 3. 2024

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 5. 3. 2024

prof. RNDr. Michael Komárek, Ph.D.

Děkan

V Praze dne 08. 03. 2024

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: Porovnání zrnitostního složení půdy stanoveného metodou ISP+ a standardní hustoměrnou metodou na rozdílných půdách vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědoma, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědom/a, že odevzdáním diplomové/závěrečné práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne

Poláchová Sára

Poděkování

Ráda bych poděkovala Ing. Martinovi Kovářovi za jeho cenné rady, věcné připomínky a ochotu a čas strávený při konzultacích řešení této diplomové práce. Dále děkuji svému konzultantovi Ing. Lukáši Jačkovi, Ph.D. za podnětné rady a připomínky.

Mé poděkování patří také mé rodině a partnerovi za jejich podporu v průběhu celého mého studia.

Abstrakt

Zmitost půdy je klíčovou půdní vlastností a její znalost lze využít pro odhad dalších obtížně stanovitelných půdních charakteristik, jako je např. hydraulická vodivost, parametry retenční čáry či dostupnost vody pro rostliny. Zmitostní rozbory se provádějí s využitím standardních metod, jako je pipetovací nebo hustoměrná metoda. V současné době jsou standardní metody nahrazovány inovativními automatizovanými metodami, mezi které lze zařadit automatické měření změn tlaku v suspenzi nebo laserovou analýzu. Tato diplomová práce se zaměřuje na porovnání standardní hustoměrné metody s metodou založenou na měření změn tlaku v suspenzi ISP+ (The improved integral suspension pressure method).

Měření byla provedena na šesti půdních vzorcích, konkrétně se jednalo o dva vzorky písčité zeminy, jeden vzorek prachovité zeminy a tři vzorky experimentální směsi připravené smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v různém poměru. Pro všechny vzorky byl použit shodný způsob jejich přípravy. Za kontrolní hustotu byla považována hustota uvažující obsah rozpuštěného dispergačního činidla a proměnlivou hustotu vody v závislosti na teplotě. Kontrolní hustota referenčního roztoku byla stanovena výpočtem.

Výsledky prokazují dobrou shodu mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou, a to jak při stanovení frakce jílu ($R^2 = 0,96$; RMSE = 2,07 %), tak při stanovení frakce písku ($R^2 = 0,99$; RMSE = 2,71 %) a frakce prachu ($R^2 = 0,98$; RMSE = 8,36 %).

Klíčová slova: textura půdy, sedimentační metody, hustoměr, ISP+, velikost půdních částic

Abstract

Soil texture is a key soil characteristic, and its knowledge can be used to estimate other important soil properties such as hydraulic conductivity, retention curve parameters, or available water for plants. Particle size analyses are performed using standard methods such as the pipette or hydrometer method. Currently, standard methods are being replaced by innovative automated methods, which may include automatic measurement of pressure changes in the suspension or laser analysis. This diploma thesis compares the standard hydrometer method with the improved integral suspension pressure method (ISP+).

The measurements were performed on six types of soil samples, namely two samples of sandy soil, one sample of silty soil, and three experimental mixtures prepared by mixing foundry sand ($d_{50} = 0,14$ mm) and micro-milled sand ($d_{50} = 0,027$ mm) in different ratio. In total, 40 particle size analysis were performed. The same pretreatment of soil samples was used. The control reference density was calculated using the constant density based on the mass of the dissolved dispersant and the variable density of water as a function of temperature.

The results show a good agreement between the ISP+ method and the hydrometer method, both in determining the clay fraction ($R^2 = 0,96$; RMSE = 2,07 %) and in determining the sand ($R^2 = 0,99$; RMSE = 2,71 %) and silt fraction ($R^2 = 0,98$; RMSE = 8,36 %).

Keywords: soil texture, sedimentation methods, hydrometer, ISP+, soil particle size

Obsah

1	Úvod	10
2	Cíle.....	12
3	Literární rešerše	13
3.1	Půda – její definice a pojetí.....	13
3.1.1	Pevné půdní částice.....	14
3.1.2	Půdní voda.....	14
3.1.3	Půdní vzduch	15
3.2	Zrnitost – základní fyzikální vlastnost půdy	16
3.2.1	Zrnitostní frakce	16
3.2.2	Křivka zrnitosti a její charakteristiky	17
3.2.3	Půdní druhy – klasifikace půd dle zastoupení zrnitostních frakcí.....	19
3.3	Význam půdní zrnitosti	21
3.3.1	Význam určování půdního druhu a půdní zrnitosti	21
3.3.2	Vazba půdní zrnitosti na další půdní vlastnosti	22
3.3.3	Předpověď hydraulických vlastností půd pomocí pedotransferových funkcí... 26	
3.3.3.1	Bodové pedotransferové funkce.....	27
3.3.3.2	Parametrické pedotransferové funkce	28
3.3.3.3	Pedotransferové funkce – morfologické modely	29
3.3.3.4	Pedotransferové funkce – fyzikálně empirické modely	29
3.3.3.5	Nepřímé stanovení nasycené hydraulické vodivosti.....	30
3.4	Teoretický základ sedimentačních metod.....	31
3.5	Standardizované metody pro stanovení půdní zrnitosti.....	32
3.5.1	Prosévání	33
3.5.2	Pipetovací metoda.....	33
3.5.3	Hustoměrná metoda	35
3.6	Automatizované sedimentační metody pro stanovení půdní zrnitosti.....	36
3.6.1	The integral suspension pressure (ISP) method.....	38
3.6.2	The improved integral suspension pressure (ISP+) method	40
3.7	Vybrané novodobé metody pro stanovení půdní zrnitosti.....	41
3.7.1	Laserová difrakce.....	41
3.7.2	Metody dálkového průzkumu Země	42
4	Metodika.....	44
4.1	Příprava půdních vzorků	44
4.2	Stanovení půdní zrnitosti hustoměrnou metodou	46

4.3	Stanovení půdní zrnitosti metodou ISP+	49
4.4	Statistické vyhodnocení dat.....	52
4.5	Experimentální ověření možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem	52
5	Výsledky.....	54
5.1	Zrnitostní rozbor – vzorek písčité půdy.....	55
5.2	Zrnitostní rozbor – vzorek písčité půdy 2.....	56
5.3	Zrnitostní rozbor – vzorek hlinité půdy.....	57
5.4	Zrnitostní rozbor – experiment. směs.....	59
5.5	Zrnitostní rozbor – experiment. směs 2.....	60
5.6	Zrnitostní rozbor – experiment. směs 3.....	62
5.7	Statistické vyhodnocení dat.....	63
5.8	Experimentální ověření možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem	69
6	Diskuse.....	71
7	Závěr a přínos práce	76
8	Přehled literatury a použitých zdrojů	78
8.1	Odborné publikace	78
8.2	Legislativní zdroje	84
8.3	Internetové zdroje	85
8.4	Ostatní zdroje.....	85
9	Seznam tabulek	86
10	Seznam obrázků.....	88

1 Úvod

Půdní zmitost, také označována jako půdní textura, je základní fyzikální vlastnosti půdy, jež udává zastoupení minerálních částic v půdě v závislosti na jejich velikosti. Zmitostní složení významně ovlivňuje a determinuje elementární půdní procesy (Rejšek a Vácha, 2018). Zrnitost má vliv také na řadu dalších fyzikálních, chemických a biologických vlastností půdy, čehož je, vzhledem k její snadné stanovitelnosti, využíváno při jejich odhadu pomocí pedotransferových funkcí (Kutílek a Nielsen, 1994). Znalosti půdní textury je využíváno také při tvorbě modelů simulujících proudění vody v porézním prostředí, při návrhu hydromelioračních staveb, řízení a optimalizaci závlahových dávek pro zemědělské plodiny, při výpočtu erozní ohroženosti půdy či v pozemním stavitelství.

V současné době jsou mezinárodně uznávanými standardizovanými metodami pro stanovení půdní zmitosti metoda pipetovací a metoda hustoměrná v kombinaci s proséváním (Gee a Or, 2002). Analýzy zmitostního složení půdy pomocí těchto metod jsou pracné, zdouhavé a do jisté míry ovlivněné subjektivní chybou, neboť měření není automatizováno. Nevýhodou těchto standardizovaných metod je dále skutečnost, že neposkytují kontinuální průběh zmitostní křivky, což je problémem zejména z hlediska kompatibility různých národních a mezinárodních klasifikačních systémů půd a z hlediska aplikace pedotransferových funkcí (Kovács a kol., 2004; Martín a kol., 2018).

Z výše uvedených důvodů jsou v současné době tyto standardizované metody pro stanovení půdní zmitosti nahrazovány inovativními automatizovanými metodami mezi něž jsou řazeny metody založené na měření poklesu tlaku v suspenzi (Zhang a Tumay, 1995; Kovács a kol., 2004; Durner a kol., 2017; Durner a Iden, 2021). Současné studie se zabývají především komparací těchto metod se standardizovanou metodou pipetovací, nikoli s metodou hustoměrnou.

Tato diplomová práce se zabývá porovnáním standardizované hustoměrné metody s metodou založenou na měření časového průběhu poklesu tlaku v suspenzi, jež vznikla modifikací Integral suspension pressure (ISP) method (Durner a kol., 2017) a je označována jako The improved integral suspension pressure (ISP+) method (Durner a Iden, 2021). Tato metoda by v budoucnu mohla, s ohledem na svou nižší časovou náročnost a redukci chyb způsobených lidským faktorem, hustoměrnou metodu zcela nahradit.

Rešeršní část této práce se zabývá definicí a pojetím půdy se zaměřením na zmitostní složení, jeho vliv na ostatní hydrofyzikální vlastnosti půdy a metody měření půdní zmitosti. Experimentální část práce je pak zaměřena na samotné porovnání standardizované hustoměrné metody s metodou ISP+. V rámci experimentální části byla dále řešena také

otázka možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem a případný vliv této substituce na výsledek zmitostního rozboru.

2 Cíle

Cílem této diplomové práce je provést porovnání zrnitostního složení půdy stanoveného automatizovanou metodou založenou na měření tlaku v suspenzi (ISP+) s hustoměrnou metodou, jež je mezinárodně uznávanou standardizovanou metodou pro stanovení půdní zrnitosti, s úmyslem zjistit, zda je metoda ISP+ vhodnou alternativou této metody pro rutinní stanovení půdní zrnitosti.

Toto srovnání bude provedeno na několika vzorcích minerálních půd s různým zrnitostním složením a dále pak na vzorcích, které budou připraveny smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v různém poměru, přičemž pro obě výše uvedené metody budou půdní vzorky připravovány shodným způsobem.

3 Literární rešerše

3.1 Půda – její definice a pojetí

V minulosti byla půda vnímána jako statický útvar (Vlček a kol., 2020). Příkladem statického pojetí půdy může být definice zakladatele německého půdoznalství, za kterého je považován E. Ramann (1905): „*Půda je svrchní, zvětrávající vrstva pevné zemské kůry, která se skládá z rozmělněných, chemicky pozměněných homin a zbytků rostlin i živočichů, žijících na půdě i v ní.*“

Z hlediska moderního pojetí půdy je půda vnímána jako dynamický útvar. Základy dynamického pojetí půdy položil zakladatel pedologie V. V. Dokučajev, jehož genetická definice půdy je považována za jedno z nejpřesnějších vymezení tohoto pojmu: „*Půda je samostatný přírodně historický útvar, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem, jenž probíhá působením několika půdotvorných činitelů.*“ (Tomášek, 2007)

Půda vzniká v procesu pedogeneze, který je ovlivňován působením půdotvorných faktorů a podmínkami půdotvorného procesu, a jakožto dynamický systém, podléhá půda kontinuálním změnám. V průběhu půdotvorného procesu dochází v důsledku dílčích pochodů k postupné vertikální stratifikaci půdního profilu. Jednotlivé vrstvy, nazývané půdní horizonty, se vzájemně liší ve svých fyzikálních a chemických vlastnostech (Vlček a kol., 2020).

Půdní vlastnosti jsou ovlivněny procesy látkových přeměn, jež probíhají v půdním prostředí, změnou charakteru působících půdotvorných faktorů a interakcí s ostatními složkami biosféry (Šimek, 2022). Pedogenetický proces je, mimo procesy látkových přeměn, které zahrnují přeměny anorganické a organické půdní složky a změny stupně disperzity, podmiňován také procesy, v jejichž důsledku dochází ke změně prostorového uspořádání půdy, a transportními procesy (Kodešová, 2005).

V minulosti byl kladen důraz především na produkční funkce půdy. Půda byla vnímána převážně jako výrobní faktor v zemědělství a lesnictví, zdroj surovin nebo prostor pro výstavbu (Novák, 2001). V současné době je k problematice vztahu lidské společnosti k půdě přistupováno mnohem komplexněji a vyváženěji, a to s ohledem na současné poznatky týkající se významu půdy pro lidstvo a její nezastupitelné úlohy v životním prostředí. Jedná se o klíčovou složku ekosystému podílející se na mnoha biotických procesech, cyklech a tocích látek (Šimek, 2019). Mezi mimoprodukční neboli ekologické funkce půdy je řazena funkce infiltrační, filtrační, akumuláční, retenční, pufráční, transportní, transformační a asanační (Novák, 2001; Vopravil, 2010).

3.1.1 Pevné půdní částice

Půdu lze chápat jako otevřený biogeochemický systém, ve kterém dochází k vzájemné interakci třech fází, a to fáze pevné, kapalná (viz 3.1.2) a plynná (viz 3.1.3). Pevná půdní fáze zahrnuje půdní částice anorganického a organického původu (Šimek, 2019).

Anorganická neboli minerální složka vzniká v důsledku fyzikálního, chemického a biologického zvětrávání matečného substrátu. Rychlost zvětrávání matečné horniny je ovlivněna jejím minerálním složením, texturou, strukturou a odlučností (Rejšek a Vácha, 2018). Jedná se o směsici úlomků hornin a primárních a sekundárních minerálů různého chemického složení (Šimek, 2019). V půdě jsou v nepatrném množství zastoupeny elementy a sulfidy. Relativně málo zastoupené jsou také fosfáty a sulfáty, přičemž výskyt sulfátů je vázán pouze na některé půdní typy. Naopak poměrně hojně se v půdě vyskytují halogenidy, silikáty a uhličitany, dále pak oxidy a hydroxidy. Do poslední jmenované třídy minerálů je řazen nejhojněji se vyskytující minerál v půdě – křemen (SiO_2) (Pavlů, 2019).

Půdní částice organického původu jsou, v porovnání s minerálními půdními částicemi, v půdě zastoupeny výrazně méně. Navzdory svému relativně malému podílu v půdě však mají významný vliv na její fyzikální a chemické vlastnosti (Pavlásek a Jačka, 2014). Organické látky vstupují do půdního prostředí ve formě tkání, pletiv či buněk živých organismů po jejich odumření nebo ve formě produktů jejich metabolismu. Po vstupu do půdy podléhají procesům akumulace, dekompozice a následné mineralizace či humifikace. Půdní organická hmota může být také asimilována a využívána živými organismy (Rejšek a Vácha, 2018). Vlivem těchto transformačních procesů je zastoupení organické složky v půdě v porovnání s minerální složkou více proměnlivé (Pavlásek a Jačka, 2014).

3.1.2 Půdní voda

Kapalná fáze neboli půdní voda má charakter vodného roztoku, který obsahuje rozpuštěné či dispergované látky organického i anorganického původu. Vzájemný poměr mezi organickým a minerálním podílem je dán převážně charakterem klimatu. Půdy nacházející se v oblastech s humidním klimatem se vyznačují vyšším podílem organických složek, naopak u půd nacházejících se v aridních oblastech převažují složky anorganické (Vlček a kol., 2020).

Složení půdního roztoku je časově a prostorově variabilní a závisí na celé řadě faktorů. Dominantní anorganické složky představují vápenné, hořečnaté, draselné a sodné kationty, dále hydrogenuhličitanové, chloridové, síranové a dusičnanové anionty a kyselina orthokřemičitá. Méně zastoupeny jsou železnaté, manganaté, zinečnaté, měďnaté, amonné a hlinité kationty, dihydrogenfosforečnany, hydrogensulfidy, fluoridy a kyselina orthoboritá. V koncentracích menších než $10^{-6} \text{ mol.l}^{-1}$ se objevují chromité, nikelnaté, olovnaté a kademnaté kationty, dále pak chromany a hydrogenmolybdenany (Pavlů, 2019). Hlavní složky

organického podílu představují fulvokyseliny a jejich soli, chelátové komplexy, aminokyseliny, karboxylové kyseliny a sacharidy. V nižších koncentracích se pak dále vyskytují uhlovodíky, fenoly, bílkoviny, alkoholy a látky antropogenního původu (Pavlů, 2019; Vlček a kol., 2020). Půdní roztok lze charakterizovat nejen jeho chemickým složením, ale také hodnotou pH. Další neméně významnou charakteristikou je kromě celkového obsahu vody v půdě, který může být vyjádřen hmotnostní nebo objemovou vlhkostí, také množství vody dostupné pro rostliny (Šimek, 2019).

3.1.3 Půdní vzduch

Plynná fáze neboli půdní vzduch je ve svém složení, stejně jako kapalná fáze, časově a prostorově variabilní. Momentální množství půdního vzduchu obsaženého v půdě při dané půdní vlhkosti je dáno hodnotou provzdušněnosti půdy (Pavlů, 2019). Složení plynné fáze půdy, stejně tak jako její celkový obsah, je rozhodující pro existenci půdních mikroorganismů a průběh řady biologických a chemických pochodů (Šimek, 2019).

Aerační režim půd je primárně dán vzájemným pohybem plynných složek mezi půdou a nejnižší vrstvou atmosféry – troposférou. Tento pohyb je podmíněn biotickými procesy probíhajícími v půdním prostředí a je uskutečňován v závislosti na gradientu parciálního tlaku (Rejšek a Vácha, 2018; Vlček a kol., 2020). Vlastní pohyb vzduchu v půdním prostředí je pak uskutečňován dvěma mechanismy, a to konvekcí nebo difuzí. Přibližně 10 % pohybu půdního vzduchu, jež není pevně vázán na kapalnou nebo pevnou fázi, je uskutečňováno ve směru tlakového gradientu, zbylých 90 % ve směru koncentračního gradientu (Pavlů, 2019).

Složení půdního vzduchu je obdobné jako složení vzduchu atmosférického, liší se v koncentraci jednotlivých plynných složek. V porovnání s atmosférickým vzduchem vykazuje půdní vzduch přibližně desetkrát vyšší koncentraci CO₂. Obsah CO₂ v půdním vzduchu se pohybuje v průměru od 0,2 do 0,7 obj. % (Vlček a kol., 2020). CO₂ je do půdy uvolňován především v důsledku biogenních procesů, zejména dekompozicí organické hmoty v aerobním prostředí a respirací. Obsah O₂ je v porovnání s obsahem tohoto plynu ve volné atmosféře nižší, pohybuje se v rozmezí od 10 do 20 obj. % a zpravidla se snižuje s rostoucí hloubkou půdy. Hlavním zdrojem O₂ v půdě je jeho přestup v důsledku difúze a konvekce z atmosférického vzduchu do půdního prostředí (Rejšek a Vácha, 2018). Procentuální zastoupení N₂ kolísá v závislosti na obsahu O₂ a CO₂. Množství vodní páry v půdním vzduchu je proměnlivé v závislosti na faktorech jako je teplota, vlhkost půdy a aktivita půdních organismů (Šimek, 2019). Dále mohou být v půdním vzduchu zastoupeny tyto plyny: CH₄, NH₃, H₂S, H₂, SO₂, SO₃, oxidy dusíku, F, C₂H₄ (Rejšek a Vácha, 2018; Vlček a kol., 2020).

3.2 Zrnitost – základní fyzikální vlastnost půdy

Půda je polydisperzní systém, jehož pevná fáze, respektive její minerální podíl vznikající v důsledku zvětrávání matečné horniny, je tvořen částicemi různé velikosti, tvaru a různého minerálního složení. Právě velikost těchto částic společně s jejich minerálním složením jsou do značné míry určující pro řadu fyzikálních, fyzikálně-chemických a mechanických vlastností půdy (Hillel, 1998; Taubner a kol., 2009).

Tyto minerální částice lze vzhledem k jejich diskrétní povaze dále seskupovat na základě jejich velikosti do kategorií označovaných jako zrnitostní frakce (viz 3.2.1). Zrnitost neboli půdní textura tedy udává informaci o zastoupení a procentuálním podílu minerálních částic v půdě v závislosti na jejich velikosti (Hillel, 1998). Na základě procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí lze stanovit půdní druh (viz 3.2.2), jehož určení je hlavním cílem zrnitostního rozboru (Rejšek a Vácha, 2018).

3.2.1 Zrnitostní frakce

Zrnitost tedy udává, jak již bylo uvedeno výše, velikost a poměrné zastoupení jednotlivých půdních frakcí, jejichž hranice jsou definovány velikostí ekvivalentního průměru částic a liší se v závislosti na použitém klasifikačním systému (Hillel, 1998). Běžně jsou tyto hranice voleny tak, aby částice, které velikostně spadají do daného intervalu, měly totožné některé fyzikální či fyzikálně-chemické vlastnosti (Hartge a Horn, 2014; Kutílek a kol., 2004).

V České republice jsou rozmezí jednotlivých půdních frakcí dány Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky, jež vychází z celosvětově používané metodiky USDA (United States Department of Agriculture) (Pavlásek a Jačka, 2014; United States Department of Agriculture, 2017).

Půdní částice lze tedy na základě v České republice platného klasifikačního systému rozdělit na dvě základní zrnitostní frakce, a to (Němeček a kol., 2011):

- jemnozem částice menší než 2 mm,
- skelet částice větší než 2 mm.

Mez oddělující tyto frakce je dána hodnotou ekvivalentního průměru částice, při které, pokud jsou v daném materiálu obsaženy částice větší než daný náhradní průměr zrna, přestávají působit kapilární síly (Pavlásek a Jačka, 2014).

Procentuální zastoupení jemnozeme, respektive poměrné zastoupení jejich jednotlivých zrnitostních frakcí, ovlivňuje mnoho půdních vlastností. Z tohoto důvodu slouží jako výchozí materiál nejen pro zrnitostní rozbor, ale také pro mechanické, chemické i biologické analýzy půdy (Valla a kol., 2002; Vopravil, 2010). Frakce jemnozeme je v souladu

s Taxonomickým klasifikačním systémem půd dále dělena na následující půdní frakce (Němeček a kol., 2011):

- písek 2 – 0,05 mm,
- prach 0,05 – 0,002 mm,
- jíl < 0,002 mm.

Mezní hodnota, jež stanovuje hodnotu horní hranice ekvivalentního průměru zrna pro jílovou frakci, byla stanovena s ohledem na koloidní vlastnosti, jež vykazují částice menší než 0,002 mm (Pavlásek a Jačka, 2014).

Skelet je v souladu s Taxonomickým systémem půd České republiky dále členěn na (Němeček a kol., 2011):

- hrubý písek 2 – 4 mm,
- štěrk 4 – 30 mm,
- kamení 30 – 300 mm,
- balvany > 300 mm.

V současnosti je v České republice pro hodnocení zemědělských a lesních půd využívána také Novákova klasifikace, jež vyčleňuje následující frakce jemnozeme (Novák, 1953):

- střední písek 0,25 – 2,00 mm,
- jemný písek 0,05 – 0,25 mm,
- hrubý prach 0,01 – 0,05 mm,
- jílovité částice < 0,01 mm
- střední prach 0,005 – 0,01 mm,
- jemný prach 0,001 – 0,005 mm,
- jíl < 0,001 mm.

Dalšími v České republice dříve používanými klasifikačními stupnicemi jsou stupnice Kopeckého a zjednodušená Spirhanzlova stupnice (Vopravil, 2010). Stupnice Kopeckého rozděluje jemnozeme do následujících čtyřech kategorií (Kopecký, 1910):

- I. kategorie – částčky jílnaté < 0,01 mm,
- II. kategorie – prach 0,01 – 0,05 mm,
- III. kategorie – práškový písek 0,05 – 0,1 mm,
- IV. kategorie – písek 0,1 – 2 mm.

3.2.2 Křivka zrnitosti a její charakteristiky

Zastoupení a procentuální podíl jednotlivých zrnitostních frakcí je stanovován pomocí zrnitostního rozboru. Výsledky zrnitostní analýzy mohou být udávány tabelárně nebo ve formě součtové čáry tzv. křivky zrnitosti, která znázorňuje kumulativní relativní četnost jednotlivých zrnitostních frakcí vztáženou k celkové hmotnosti vzorku zeminy. Procentuální podíl částic menších nebo rovných danému náhradnímu průměru zrna je vyneseno na svislé ose, náhradní

průměr zrna pak v logaritmickém měřítku na ose vodorovné (Kutílek a kol., 2004; Lamboj a Štěpánek, 2005).

Účinný neboli efektivní průměr zrna d_{ef} definuje ekvivalentní průměr kulovitých částic hypotetické ideální zeminy, která má v určitém ohledu (např. z hlediska permeability půdy pro vodu) shodné charakteristiky jako skutečná zemina. Na základě zmitostní křivky lze d_{ef} [mm] vyjádřit jako:

$$d_{ef} = \frac{\sum(p_i \cdot d_i)}{100} \quad (1)$$

kde p_i je procentuální podíl dané frakce vztažený k celkové hmotnosti vzorku [%] a d_i je aritmetický průměr mezních hodnot intervalu dané půdní frakce [mm] (Kramer, 1935).

Dle Lopatina je průměr efektivního zrna d_{ef} dán vztahem:

$$d_{ef} = \frac{a}{a + b} \cdot d_{max} \quad (2)$$

kde a je velikost plochy po levé straně zmitostní křivky [mm²], b je velikost plochy po pravé straně zmitostní křivky [mm²] a d_{max} je průměr největšího zrna [mm] (Ministerstvo pro místní rozvoj ČR, 2018).

Tvar křivky zmitosti je charakterizován číslem křivosti C_c [-], jež je dáno vztahem:

$$C_c = \frac{d_{30}^2}{d_{10} \cdot d_{60}} \quad (3)$$

kde d_{30} je ekvivalentní průměr zrna příslušející 30% propadu [mm], d_{10} je ekvivalentní průměr zrna příslušející 10% propadu [mm] a d_{60} je ekvivalentní průměr zrna příslušející 60% propadu [mm]. Číslo křivosti je využíváno jako pomocná charakteristika v klasifikaci zemin, přičemž dobře změněné půdy nabývají hodnot čísla křivosti C_c v intervalu od <1,3> (Lamboj a Štěpánek, 2005).

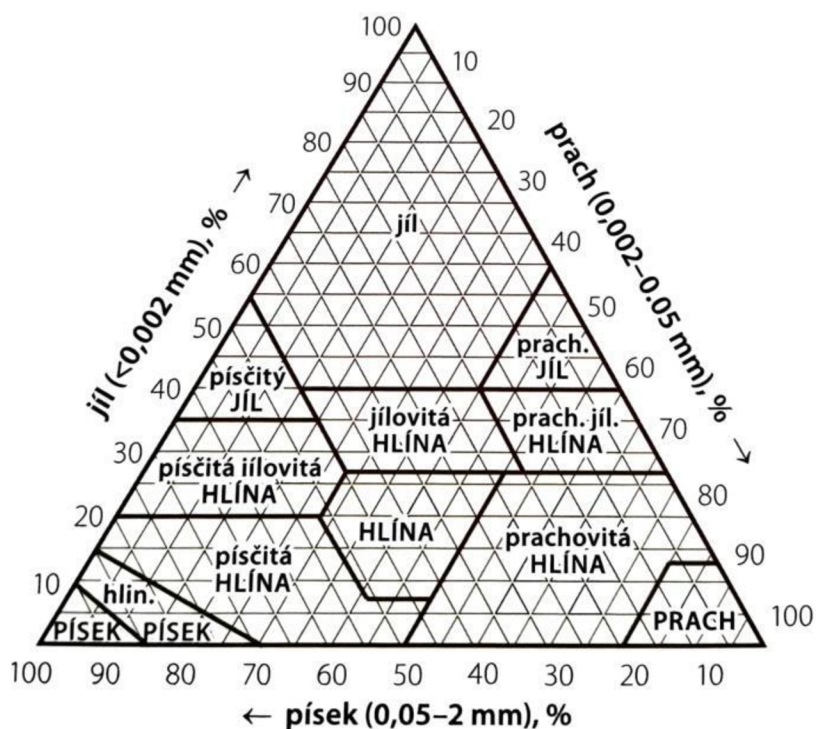
Sklon střední části zmitostní křivky je charakterizován číslem nestejnovernosti C_u [-], jež je dáno vztahem:

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (4)$$

kde d_{60} je ekvivalentní průměr zrna příslušející 60% propadu [mm] a d_{10} je ekvivalentní průměr zrna příslušející 10% propadu [mm]. Dobře změně zeminy, jež jsou vhodné například pro výstavbu hrází a zemních těles násypů, nabývají hodnot $C_u > 15$ (Lamboj a Štěpánek, 2005).

3.2.3 Půdní druhy – klasifikace půd dle zastoupení zrnitostních frakcí

Hlavním účelem zrnitostních analýz je stanovení půdního druhu, jenž může být stanoven v souladu s Taxonomickým systémem půd České republiky na základě procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí jemnozeme s využitím trojúhelníkového diagramu (viz Obr. 1) nebo dle Novákovy klasifikace, kde je jako jediné kritérium pro zařazení půdy uplatňováno procentuální zastoupení I. zrnitostní kategorie (Němeček a kol., 2011; Novák, 1953).



Obr. 1: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd sloužící pro klasifikaci půdního druhu (NRCS-USDA, 2006).

Dle Taxonomického systému půd České republiky je na základě zrnitostního složení jemnozeme rozlišováno 12 půdních druhů, jež je možné pro zobecnění dále seskupit do pěti tříd (viz Tab. 1). Toto zařazení je používání při průzkumech ve velkém měřítku (Němeček a kol., 2011).

Tab. 1: Zobecněná klasifikace půdních druhů do jednotlivých tříd, příslušné půdní druhy a jejich zkratky dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).

Název třídy	Půdní druh	Zkratka
Lehká zemina	Písek	P
	Hlinitý písek	hP
Střední lehčí zemina	Písčitá hlína	pH
Střední zemina	Hlína	H
	Prachovitá hlína	rH
	Prach	R
Těžká zemina	Písčitá jílovitá hlína	pjH
	Jílovitá hlína	jH
	Prachovitá jílovitá hlína	rjH
Velmi těžká zemina	Písčitý jíl	pJ
	Prachovitý jíl	rJ
	Jíl	J

V případě, že procentuální podíl skeletu v půdě nepřekračuje 50 %, je název stanoveného půdního druhu doplněn o informaci udávající hodnotu procentuálního obsahu skeletu v půdě dle Tab. 2 (Němeček a kol., 2011). Provedení odhadu množství skeletu v půdě je doporučováno provést již v terénu, množství skeletu je hodnoceno samostatně. Zastoupení skeletu v půdě má význam především u lesních půd, neboť značně ovlivňuje úrodnost půdy a probíhající půdotvorné procesy. Spolu s odhadem množství skeletu v půdě je vhodné stanovit také jeho podobu, resp. jeho tvar, tvrdost, petrografické složení a dále stupeň zvětrávání či způsob jeho uložení v půdním profilu (Kutílek a kol., 2004; Rejšek a Vácha, 2018).

Tab. 2: Doplnění názvu půdního druhu při obsahu skeletu do 50 % v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky (Němeček a kol., 2011).

Procentuální obsah skeletu v půdě	Doplnění názvu půdního druhu
5 – 10	S příměsí skeletu
10 – 25	Slabě skeletovitá (šterkovitá, kamenitá)
25 – 50	Středně skeletovitá (šterkovitá, kamenitá)

Pokud procentuální podíl skeletu v půdě přesahuje 50 %, pak je půda označována jako silně skeletovitá, resp. s ohledem na charakter skeletu jako hrubě písčitá, šterkovitá či kamenitá, přičemž je tento údaj doplněn zjednodušeným označením jemnozeme uvedeným v Tab. 3. Pokud procentuální podíl skeletu v půdě překračuje 80 %, pak je půda označována jako skeletovitá s doplněním informace o charakteru skeletu (Němeček a kol., 2011).

Tab. 3: Zjednodušené označení jemnozeme používané při obsahu skeletu nad 50 % pro jednotlivé půdní druhy dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).

Zjednodušené označení jemnozeme	Půdní druhy
Lehká	písek (P), hlinitý písek (hP), písčítá hlína (pH)
Střední	hlína (H), prachovitá hlína (rH), prach (R), písčítá jílovitá hlína (pjH), jílovitá hlína (jH), prachovitá jílovitá hlína (rjH)
Těžká	písčítý jíl (pJ), prachovitý jíl (rJ), jíl (J)

Novákova klasifikace půdního druhu, jenž je využívána především pro agronomické účely, je uvedena v Tab. 4 (Novák, 1953).

Tab. 4: Klasifikace půdního druhu dle Nováka (Novák, 1953).

Procentuální obsah částic menších než <0,01 mm	Půdní druh	Klasifikace půdy
0 – 10	písčítá	P
10 – 20	hlinitopísčítá	Hp
20 – 30	písčítahlinitá	Ph
30 – 45	hlinitá	H
45 – 60	jílovitohlinitá	Jh
60 – 75	jílovitá	Jv
> 75	jíl	J

3.3 Význam půdní zrnitosti

Zrnitost půdy, jakožto její základní fyzikální vlastnost, významně ovlivňuje a determinuje elementární půdní procesy zahrnující proces fyzikálního, chemického a biologického zvětrávání, půdotvorné procesy, vzdušný režim půdy, její tepelný režim a sorpční schopnost (Rejšek a Vácha, 2018). Dále podmiňuje schopnost retence vody v půdě, dynamiku půdní vody, biologickou činnost půdy včetně přítomnosti a složení edafonu a procesu humifikace organické hmoty (Hillel, 1980). Půdní textura jakožto abiotický faktor podmiňuje také složení fytoocenózy na daném stanovišti (Foth, 1972).

3.3.1 Význam určování půdního druhu a půdní zrnitosti

Půdní textura je jednou z nejsnáze stanovitelných půdních vlastností, a proto je jedním z parametrů používaných jako vstup do pedotransferových funkcí, které umožňují odhad hůře stanovitelných hydraulických charakteristik půdy (Kutílek a Nielsen, 1994; Odeh a McBratney, 2005). Mimo to je stanovení půdního druhu a zrnitosti půdy využíváno také jako vstup do modelů simulujících proudění vody v porézním prostředí a transport kontaminantů (Contreras a Bonilla, 2018).

Úrodnost zemědělských půd je výrazně ovlivněna jejich vodním režimem, který je, stejně jako mnohé další půdní vlastnosti, determinován zrnitostí půdy (Saxton a kol., 1986).

Z tohoto důvodu je textura půdy využívána jako jeden z indikátorů pro hodnocení její kvality a úrodnosti. Jedná se o jeden z parametrů definujících hlavní půdní jednotku v kódu bonitované půdně ekologické jednotky (Sáňka a Materna, 2004). V souladu s vyhláškou č. 275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjišťování půdních vlastností lesních pozemků, ve znění pozdějších předpisů je půdní zrnitost jedním ze sledovaných parametrů v rámci monitoringu půd a současně kritériem při hodnocení obsahu živin v půdě. Jedná se také o kritérium používané při hodnocení obsahu stopových prvků v půdě (Trávník, 2020; Zbiral a kol., 2016). Současně je půdní textura dle vyhlášky č. 153/2016 Sb. kritériem při stanovení překročení preventivních a indikačních hodnot obsahu rizikových prvků v půdě, jejichž limitní hodnoty jsou dále diferencovány v závislosti na procentuálním zastoupení jednotlivých půdních frakcí. Ze znalosti půdní zrnitosti vychází také určení faktoru erodovatelnosti půdy rovnice USLE používané při hodnocení erozních poměrů dané lokality (Janeček a kol., 2012). Znalost půdní textury je z hlediska zemědělské praxe klíčová také pro řízení závlahového režimu a optimalizaci závlahových dávek pro zemědělské plodiny (ČSN 75 0434; Duffková a kol., 2020).

Stanovení průběhu zrnitostní křivky je zásadní také z hlediska pozemního stavitelství. Zastoupení jednotlivých půdních frakcí a zařazení zeminy umožňuje její charakteristiku z hlediska únosnosti, posouzení stability ve svahu, stlačitelnosti a následného sedání (Rejšek a Vácha, 2018). Znalost procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí a průběhu čáry zrnitosti je využívána například při posouzení vhodnosti zeminy pro výstavbu homogenní zemní hráze nebo pro posouzení vhodnosti zemin pro použití do jednotlivých zón nehomogenních hutněných zemních hrází (ČSN 75 2410).

3.3.2 Vazba půdní zrnitosti na další půdní vlastnosti

Jak již bylo uvedeno výše, půdní zrnitost je relativně snadno stanovitelná půdní charakteristika, která má významný vliv na další půdní vlastnosti a procesy, které v půdě probíhají. Vzájemné vazby mezi půdní zrnitostí a dalšími půdními charakteristikami jsou popsány pomocí pedotransferových funkcí (Bouma, 1989).

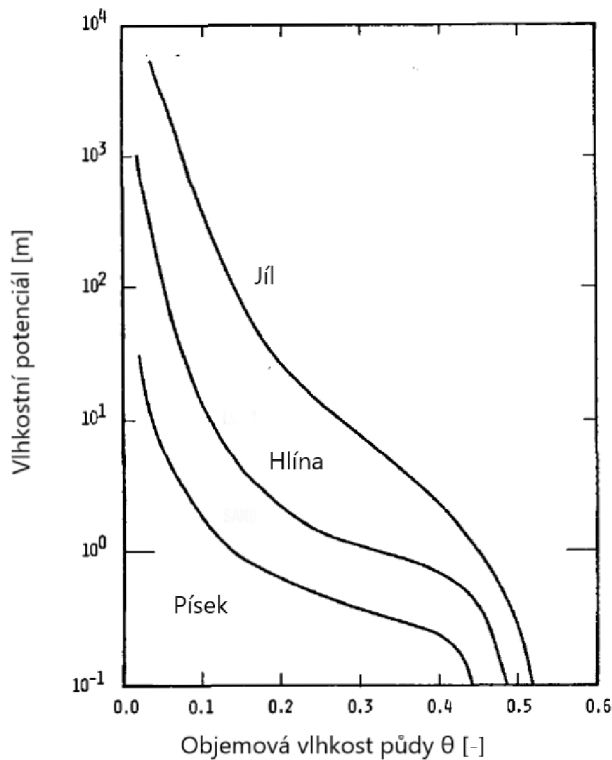
Termický režim půd je do jisté míry podmiňován jejich zrnitostním složením. Zatímco u zrnitostně lehčích (písčitých) půd, jež mají díky vysoké provzdušněnosti nízkou tepelnou vodivost a malou tepelnou kapacitu, dochází k přehřívání povrchu a značné fluktuaci teplot, půdy zrnitostně těžké (jílovité) se vyznačují nižšími povrchovými teplotami a vyrovnanějším tepelným režimem (Rejšek a Vácha, 2018). Vzájemnou vazbu mezi tepelnou vodivostí půdy a jejím zrnitostním složením v závislosti na dalších parametrech jako obsah organické hmoty v půdě nebo půdní vlhkost popsali De Vries (1963) a Gemant (1950).

Zmitostní složení půdy má vliv také na poměrné zastoupení půdních pórů v závislosti na jejich velikosti (viz. Tab. 5), čímž nepřímo ovlivňuje také dynamiku půdní vody a její retenci v rámci půdního profilu (Vlček a kol., 2020).

Tab. 5: Klasifikace půdních pórů v závislosti na jejich velikosti a jejich typické poměrné zastoupení (% obj.) (podle Rowell, 1994; převzato z Rejšek a Vácha, 2018).

	Celková pórovitost [-]	Makropóry (nad 50 μm)	Zásobní mikropóry (0,2 - 50 μm)	Reziduální mikropóry (pod 0,2 μm)
Lehká půda (% obj.)	35-45	20-30	5-15	5-10
Střední půda (% obj.)	45-55	10-15	20-25	15-20
Těžká půda (% obj.)	50-70	5-15	15-20	25-35

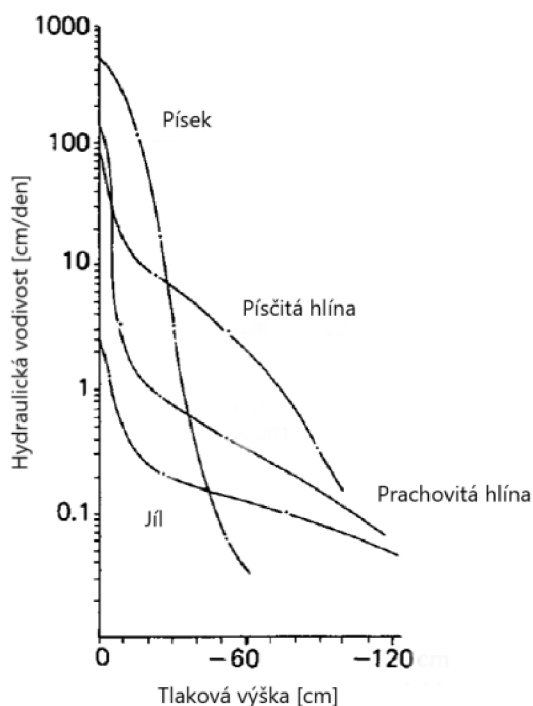
Schopnost půdy zadržovat vodu je mimo její textury dána také její strukturou, mineralogickým složením, množstvím humusu, objemovou hmotností a dalšími fyzikálně-chemickými charakteristikami (Hillel, 1998). Zmitostně lehčí půdy mají nižší retenční schopnost v porovnání s půdami zmitostně těžšími (viz. Obr. 2). Vyšší retenční schopnost těchto půd je dána vyšším obsahem jílových částic, jejichž mnohonásobně větší specifický povrch v porovnání s velikostí specifického povrchu písčitých a prachovitých částic umožňuje adsorpci a poutání většího množství vody (Foth, 1972).



Obr. 2: Průběh retenčních čar pro půdní druhy písek, hlína a jíl (převzato a upraveno z Hillel a van Bavel, 1976).

Větší rychlost infiltrace vody do půdy vykazují půdy zrnitostně lehčí, u kterých se pohybuje v rozmezí od 0,85 až po 5,0 mm.min⁻¹, nicméně může nabývat i vyšších hodnot. Naopak u půd s vysokým obsahem jílovitých částic je rychlost infiltrace vody do půdy nízká. Pohybuje v rozmezí od 0,25 až po 0,08 mm.min⁻¹. V případě jílovitých půd nebo jílu může být i nižší než 0,08 mm.m⁻¹ (Gardner a kol., 1999). Pohyb vody v nenasyceném půdním prostředí je mimo zrnitostního složení půdy ovlivněn také její strukturou. Nenasycená hydraulická vodivost písčitých půd je nižší v porovnání s nenasycenou hydraulickou vodivostí půd zrnitostně těžších. V případě nasyceného půdního prostředí je tento trend opačný. Vyšší hodnoty nasycené hydraulické vodivosti vykazují půdy zrnitostně lehčí, jelikož se na proudění podílejí i makropóry, jejichž zastoupení je v písčitých půdách, ve srovnání s půdami s vysokým obsahem jílových částic, vyšší (viz Obr. 3) (Hillel, 1998).

Většina pedotransferových funkcí byla vyvinuta právě za účelem predikce hydraulických vlastností půdy (viz 3.3.3). Predikcí retenční schopnosti půdy a její hydraulické vodivosti v závislosti na jejím zrnitostním složení a objemové hmotnosti se zabývali Rawls a Brakensiek (1985). Vzájemnou závislostí parametrů infiltrace s ohledem na zrnitostní složení půdy, její měrnou hmotnost, obsah organického uhlíku, počáteční půdní vlhkost a míru prokořenění analyzoval van de Genachte a kol. (1996).



Obr. 3: Funkce nenasycené hydraulické vodivosti pro různé půdní druhy (převzato a upraveno z Bouma, 1977)

Velký sorpční povrch jílnatých částic má vliv nejen na retenci vody v půdě, ale také na její sorpční schopnost. Z tohoto důvodu mají půdy s vyšším zastoupením jílnatých částic větší schopnost sorpce nejen vody, ale také živin. Úživnost těžkých půd je tedy, v porovnání s půdami zrnitostně lehčími, vysoká. Ačkoli obsahují zrnitostně těžší půdy vyšší koncentraci přijatelných forem minerálních živin a vlivem vysoké sorpční schopnosti dochází k omezení jejich vyplavování, mohou být tyto živiny, ať už vlivem půdní reakce nebo vysoké intenzity sorpce, pro rostliny fyziologicky nedostupné (Rejšek a Vácha, 2018). Na základě procentuální zastoupení jílnatých částic v půdě lze pomocí pedotransferových funkcí odhadnout například hodnotu kationtové výměnné kapacity (Bell a van Keulen, 1995), schopnost a míru adsorpce fosforu (Scheinost a Schwertmann, 1995) či sorpci kadmia (Springob a Böttcher, 1998).

Zrnitostní složení půdy a jeho vliv na poměrné zastoupení kapilárních a nekapilárních pórů ovlivňuje také provzdušněnost půdy. U jílovitých půd, které mají sklon k vysoké retenci vody, může míra provzdušnění klesnout pod 10 % celkového objemu půdy. Hlinité půdy vykazují provzdušněnost v rozmezí 15–20 % celkového objemu půdy, zatímco u písčitých půd se pohybuje na úrovni 25 % a vyšší (Hillel, 1998). Provzdušněnost půdy má vliv také na její biologickou aktivitu. Vzdušný režim půd s jemnozrnnou texturou se vyznačuje nižším obsahem kyslíku a malou intenzitou výměny vzduchu mezi atmosférou a půdou, což vede k akumulaci oxidu uhličitého v půdě a tvorbě nepříznivých podmínek pro rozvoj kořenových systémů rostlin. Snížení biologické aktivity těchto půd je dále umocněno akumulací plyných produktů anaerobní dekompozice a abiotickou oxidací redukovaných sloučenin železa. Nízká biologická aktivita těchto půd vede k nízké či nedokonalé humifikaci organické hmoty (Rejšek a Vácha, 2018). Naopak u půd s hrubozrnnou texturou dochází v důsledku aerobních podmínek, jež jsou dány intenzivní výměnou vzduchu mezi půdou a atmosférou a jeho vnitropůdní cirkulací, k rychlému a úplnému rozkladu organické hmoty (Vlček a kol., 2020). Na základě znalosti procentuálního zastoupení frakce jílu a prachu v půdě společně se znalostí hodnoty kationtové výměnné kapacity, celkového obsahu dusíku a organického uhlíku lze pomocí pedotransferových funkcí predikovat parametry vstupující do one- či two-pool modelů pro simulaci mineralizace dusíku (Rasiah, 1995).

Svou vazbou na mnohé další fyzikální, chemické a biologické vlastnosti půd podmiňuje půdní zrnitost také povahu půdy jakožto abiotického faktoru, resp. stanoviště rostlin. V případě písčitých půd je limitujícím faktorem, který ovlivňuje prosperitu rostlin na daném biotopu, půdní vlhkost (Rejšek a Vácha, 2018). Na půdách se zrnitostně lehčím složením tedy převládají psamofilní (pískomilné) a xerofilní (suchomilné) druhy rostlin (Vlček a kol., 2020). U půd se zrnitostně těžším složením je limitujícím faktorem provzdušnění půdy, resp. cirkulace vzduchu uvnitř půdního prostředí a výměna vzduchu mezi půdním prostředím a atmosférou. Extrémní stanovištní podmínky jsou dány také střídajícím se zamokřením a vyprahnutím, které vedou

k diverzifikaci vegetace. Na půdách zmitostně těžších převládají pelofyty, dále se vyskytují hydrofilní druhy rostlin s možným výskytem xerofytů na vyvýšených oblastech (Rejšek a Vácha, 2018; Vlček a kol., 2020).

Erozi jsou ohroženy především půdy zmitostně lehké, a to jak erozí větrnou, tak vodní. Predikci faktoru erodibility půdy na základě jejího zmitostního složení pro vyhodnocení erozního ohrožení půdy provedl například Römken a kol. (1986).

Půdní textura ovlivňuje také hydrofyzikální vlastnosti půdy jako adhezi, kohezi a konzistenční meze. Pedotransferovou funkci pro popis vzájemného vztahu mezi obsahem organického uhlíku, obsahem frakce jílu a mechanickou odolností půdy odvodili da Silva a Kay (1997). V závislosti na těchto parametrech lze provést také predikci hodnoty indexu plasticity (Mbagwu a Abeh, 1998).

Kromě výše zmíněných vlastností půdy jsou jejím zmitostním složením ovlivňovány také další vlastnosti a procesy probíhající v půdě. Půdní zmitost má vliv také na hodnotu evapotranspirace (Stern a kol., 1991). Pomocí pedotransferových funkcí byla popsána například také vzájemná vazba mezi rychlostí strukturálních změn a obsahem organické hmoty v půdě, půdní reakcí a zastoupením frakce jílu (Rasiah a Kay, 1994). V závislosti na zmitostním složení půdy lze také pomocí pedotransferových funkcí provést odhad měrné hmotnosti půdy (Rawls, 1983).

3.3.3 Předpověď hydraulických vlastností půd pomocí pedotransferových funkcí

Stanovení průběhu retenčních čar půdní vlhkosti a průběhu hydraulické vodivosti půdy v závislosti na její vlhkosti jakožto dvou základních hydraulických charakteristik půdy je, ať už při použití přímých terénních či přímých laboratorních metod, nákladné, zdlouhavé a náročné (Rawls a kol., 1982; Rawls a kol., 1998). Z těchto důvodů jsou tyto hydraulické vlastnosti půdy často odhadovány na základě snáze stanovitelných půdních charakteristik jako je půdní zmitost, pórovitost, objemová hmotnost či obsah organické hmoty v půdě pomocí pedotransferových funkcí, a to i přes skutečnost, že přesnost predikce může být značně limitována v důsledku heterogenity půdy, resp. variability půdních vlastností například v důsledku změn vegetačního pokryvu půdy, změn ve způsobu jejího obhospodařování či v důsledku degradace půdy. Variabilita půdních vlastností může být dána také vlivem rozdílného působení půdotvorných faktorů v průběhu procesu pedogeneze na různých místech v rámci dané lokality (Bouma a van Lanen, 1987; Wösten a kol., 2001).

3.3.3.1 Bodové pedotransferové funkce

Pedotransferové funkce pro předpověď průběhu, příp. jednotlivých bodů retenčních křivek lze rozdělit do čtyř kategorií, a to na bodové pedotransferové funkce, parametrické pedotransferové funkce, morfologické modely a fyzikálně empirické modely (Kodešová, 2005).

Příkladem bodové pedotransferové funkce je vztah, jež formulovali Gupta a Larson (1979). Průběh retenční čáry půdní vlhkosti je definován jako sled bodů, kdy je pro predikci dané objemové vlhkosti θ [-] pro předem dané hodnoty tlakové výšky h využívána vícenásobná regresní rovnice:

$$\theta_h = a \cdot \text{frakce písku} + b \cdot \text{frakce prachu} + c \cdot \text{frakce jílu} + d \cdot \text{org. hmota} + e \cdot \rho_s \quad (5)$$

kde a, b, c, d a e [-] jsou regresní koeficienty a ρ_s je objemová hmotnost půdy [g.cm^{-3}]. Zastoupení jednotlivých půdních frakcí, resp. frakce písku, prachu a jílu, a obsah organické hmoty v půdě jsou udávány v procentech.

Tento vztah později upravil Rawls a kol. (1982), který na základě databáze obsahující půdní charakteristiky 2 541 půdních horizontů určil koeficienty lineární regresní rovnice pro předem dané hodnoty vlhkostrního potenciálu. Ke stanovení objemové vlhkosti θ [-] pro dané tlakové výšky h je využita znalost procentuálního zastoupení jednotlivých zmitostních frakcí, procentuálního obsahu organické hmoty v půdě a dále její objemové hmotnosti:

$$\theta_h = a + b \cdot \text{frakce písku} + c \cdot \text{frakce prachu} + d \cdot \text{frakce jílu} + e \cdot \text{org. hmota} + f \cdot \rho_s \quad (6)$$

kde a, b, c, d, e a f [-] jsou koeficienty lineární regresní rovnice, ρ_s je objemová hmotnost půdy [g.cm^{-3}]. Zastoupení jednotlivých půdních frakcí, resp. frakce písku, prachu a jílu, a obsah organické hmoty v půdě jsou udávány v procentech.

Predikci lze dále zpřesnit stanovením vlhkosti půdy při $pF = 4,18$ (bod vadnutí), případně stanovením vlhkosti půdy při $pF = 4,18$ a $pF = 2,52$ (polní kapacita):

$$\theta_h = a + b \cdot \text{frakce písku} + c \cdot \text{frakce prachu} + d \cdot \text{frakce jílu} + e \cdot \text{org. hmota} + f \cdot \rho_s + g \cdot \theta_{(pF=2,52)} + h \cdot \theta_{(pF=4,18)} \quad (7)$$

kde a, b, c, d, e, f, g a h [-] jsou koeficienty lineární regresní rovnice, ρ_s je objemová hmotnost půdy [g.cm^{-3}], $\theta_{(pF=2,52)}$ je objemová vlhkost půdy při pF rovno 2,52 [$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$] a $\theta_{(pF=4,18)}$ je objemová vlhkost půdy při pF rovno 4,18 [$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$]. Zastoupení jednotlivých

půdních frakcí, resp. frakce písku, prachu a jílu, a obsah organické hmoty v půdě jsou udávány v procentech.

Využití takto odvozených rovnic je omezeno pouze na území, pro které byly původně odvozeny (Nemes a kol., 2003; Wösten a kol., 1998).

3.3.3.2 Parametrické pedotransferové funkce

Pro spojitě vyjádření měřených dat, resp. stanovení průběhu retenční čáry půdní vlhkosti, lze využít analytické funkce. Jedním v nepoužívanějších analytických výrazů je rovnice, kterou odvodili Brooks a Corey (1964):

$$\theta_e = \left(\frac{h_v}{h}\right)^\lambda \text{ pro } h < h_v \quad (8)$$

$$\theta_e = 1 \text{ pro } h \geq h_v \quad (9)$$

kde θ_e je efektivní vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], h_v je parametr definovaný jako probublávací tlak, λ je parametr vyjadřující distribuci velikosti pórů a h je tlaková výška [cm].

Rovnice Brookse a Coreya (1964) poskytuje poměrně přesné vyjádření vztahu mezi tlakovou výškou a objemovou vlhkostí půdy pro hodnoty sacího tlaku větší než 50 cm (Brakensiek a kol., 1981).

K odhadu průběhu retenční čáry půdní vlhkosti může být použit také analytický výraz jež odvodil van Genuchten (1980):

$$\theta_e = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m} \text{ pro } h < 0 \quad (10)$$

$$\theta_e = 1 \text{ pro } h \geq 0 \quad (11)$$

kde θ_e je efektivní vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], α je parametr definovaný jako inverzní hodnota vstupní hodnoty vzduchu [cm^{-1}], m a n jsou parametry definující průběh křivky a h je hodnota tlakové výšky [cm].

Pro odhad parametrů popisujících průběh retenční čáry půdní vlhkosti dle výrazu van Genuchtena (1980) lze využít program ROSETTA, jež pracuje na bázi neuronových sítí v kombinaci s metodou bootstrap. Program obsahuje celkem 5 modelů, resp. 5 hierarchicky uspořádaných pedotransferových funkcí, jež umožňují odhad parametrů rovnice (10), a to již

na základě omezeného množství vstupních hodnot, resp. pouze na základě znalosti půdní zrnitosti. Přesnost predikce lze dále zvýšit přidáním dalších prediktorů, jako například hodnoty objemové hmotnosti půdy, vlhkosti půdy při dosažení bodu vadnutí či polní kapacity. Program ROSETTA může být dále využit k odhadu hodnoty nasycené hydraulické vodivosti půdy (Schaap a kol., 2001).

Efektivní vlhkost θ_e [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$] použitá ve výše uvedených analytických výrazech je pak definovaná jako:

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (12)$$

kde θ_r je minimální zůstatková vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], θ_s je nasycená vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$] a θ je půdní vlhkost při dané tlakové výšce [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$].

Parametry popisující průběh retenční čáry půdní vlhkosti vyjádřené analytickou funkcí jsou tedy obecně stanovovány pomocí vícenásobných lineárních regresních rovnic, které k jejich predikci využívají různé půdní charakteristiky, jako například půdní texturu, obsah organické hmoty v půdě, objemovou hmotnost suché zeminy, půdní hydrolimity a další (Kodešová, 2005).

3.3.3.3 Pedotransferové funkce – morfologické modely

Morfologické modely vycházejí při predikci hydraulických vlastností půdy taktéž z použití vícenásobných regresních rovnic. Nezohledňují však pouze fyzikální vlastnosti dané půdy, ale také její morfologické charakteristiky blíže charakterizující porézní prostředí, a to například stupeň vývoje půdní struktury, tvar a velikost půdních agregátů, množství, velikost, typ a kvalitu makropórů a hustotu kořenů (Kodešová, 2005; Lin a kol., 1999).

Lin a kol. (1999) ve své studii prokázali, že zahrnutí morfologických parametrů půdy do predikce jejích hydraulických vlastností má zásadní vliv především na predikci těchto charakteristik v případě, kdy se při proudění vody porézním prostředím uplatňují především makropóry. Naopak půdní zrnitost má rozhodující vliv na hodnotu hydraulických charakteristik půdy v případě, že se uplatňuje především proudění mikropóry.

3.3.3.4 Pedotransferové funkce – fyzikálně empirické modely

Fyzikálně empirické modely vycházejí z teorie kapilárního modelu. Příkladem tohoto druhu modelu může být model, jež publikovali Arya a Paris (1981). Predikce průběhu retenční čáry půdní vlhkosti vychází v tomto případě ze znalosti průběhu čáry zrnitosti, objemové hmotnosti suché půdy a zdánlivé hustoty půdních částic.

Zmitostní křivka je nejprve rozdělena, a to na n zmitostních frakcí, přičemž pro každou tuto frakci n_i je vyčíslen počet kulových částic o daném poloměru R_i [m]. Následně je pro každou frakci stanoven objem těchto částic V_i [m³] a tomu odpovídající objem pórů V_p [m³]. Poloměr n -té kapiláry r_i [m] je pak vyjádřen vztahem:

$$r_i = R_i \cdot \left(\frac{2}{3} \cdot e \cdot n_i^{(1-\zeta)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

kde e je číslo pórovitosti [-] a ζ je empirický koeficient stanovený optimalizací či odhadem pomocí fraktální dimenze. Pohybuje se v intervalu <1,2>.

Tlaková výška h_i [m] pro n -tou zmitostní frakci je určena dle vztahu:

$$h_i = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \gamma}{\rho_w \cdot g \cdot r_i} \quad (14)$$

kde σ je povrchové napětí vody [N.m⁻¹], γ je hodnota smáčecího úhlu [-], ρ_w je hustota vody [kg.m⁻³], g je gravitační zrychlení [m.s⁻²].

Retenční čára půdní vlhkosti je tedy tímto způsobem definována jako řada bodů $\theta(h_i)$. Objemové vlhkosti pro jednotlivé tlakové výšky jsou následně vypočteny dle vzorce:

$$\theta(h_i) = \phi \cdot S_w \quad (15)$$

kde ϕ je celková pórovitost půdy [cm³.cm⁻³] a S_w je poměr součtu objemů všech kapilár o průměru rovném nebo menším než r_i a celkového objemu kapilár [-].

3.3.3.5 Nepřímé stanovení nasycené hydraulické vodivosti

Odhad nasycené hydraulické vodivosti K_s [m/den] může být mimo způsoby uvedené v kapitole 3.3.3.2 proveden například pomocí Hazenova vztahu, jež byl odvozen pro písky (Hazen, 1892):

$$K_s = c \cdot d_{10} (0,03t + 0,70) \quad (16)$$

kde c je součinitel vyjadřující množství jílových částic v písku [-], t je teplota [°C] a d_{10} je průměr částic příslušející 10% propadu [m].

K odhadu hodnoty nasycené hydraulické vodivosti lze dále využít Camanův-Kozeného vzorec, jenž předpokládá platnost kapilárního modelu a laminárního režimu proudění v kapilárách:

$$K_s = \frac{P^3 \cdot e^2 \cdot g \cdot d_e^2}{72\nu} \quad (17)$$

kde P je pórovitost [-], e je číslo pórovitosti [-], g je tíhové zrychlení [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$], d_e je průměr efektivního zrna [m] a ν je kinematická viskozita vody [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] (Kodešová, 2005).

3.4 Teoretický základ sedimentačních metod

Sedimentační metody jsou metody zrnitostního rozboru, které se při stanovení velikosti půdních částic opírají o popis chování částic suspendovaných ve viskózní kapalině. Teoretický základ sedimentačních metod byl položen ve 20. letech 20. století, kdy roku 1925 Odén představil modifikaci své původní teorie z roku 1915 (Krumbein a Pettijohn, 1938).

Dle teorie, jež publikoval Odén (1925), lze za předpokladu, že je na počátku experimentu dosaženo rovnoměrné distribuce částic v suspenzi, přičemž jejich koncentrace je natolik nízká, že se vzájemně během sedimentace neovlivňují a za předpokladu konstantní teploty suspenze, popsat její počáteční hustotu ρ_o [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] vztahem:

$$\rho_o = 1 + \frac{m_\zeta}{V_{susp}\rho_\zeta}(\rho_\zeta - 1) \quad (18)$$

kde m_ζ je hmotnost vzorku [kg], V_{susp} je celkový objem suspenze [m^3] a ρ_ζ je zdánlivá hustota půdních částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$].

V časovém okamžiku t [s] od počátku sedimentace půdních částic se ve sloupci suspenze v dané hloubce x [m], resp. nad rovinou, jež je vymezena hloubkou x , nacházejí pouze částice, pro které platí, že rychlost sedimentace těchto částic w_s [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] je:

$$w_s \leq \frac{x}{t} \quad (19)$$

Za tohoto předpokladu pak lze popsat hodnotu hustoty suspenze v dané hloubce a v daném časovém okamžiku pomocí vztahu:

$$\rho = 1 + \frac{zm_\zeta}{V_{susp}\rho_\zeta}(\rho_\zeta - 1) \quad (20)$$

kde z je podíl hmotnosti částic zůstávající ve sloupci suspenze ohraničeného rovinou vymezenou hloubkou x ku celkové hmotnosti vzorku [-].

Rovnice (18) a (20) přestavovaly teoretický základ pro odvození řady metod pro určení křivky rozdělení četnosti částic v závislosti na jejich velikosti. Podíl částic zbývajících ve sloupci suspenze z je funkcí sedimentační rychlosti w_s a reprezentuje zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru, pro které platí (19). Křivka zmitosti je primitivní funkcí k distribuční funkci velikosti částic, pro zastoupení částic daného průměru tedy platí:

$$Y = \frac{dz}{dw_s} \quad (21)$$

Pokud je průběh křivky zmitosti stanovován na základě časového průběhu poklesu hustoty ve sloupci suspenze v určité konstantní hloubce, pak je po úpravě rovnice (21) zastoupení částic daného průměru dáno vztahem:

$$Y = - \frac{t}{\left(1 + \frac{zm_\zeta}{V_{susp}\rho_\zeta}(\rho_\zeta - 1)\right)} \frac{\delta\rho}{\delta t} \quad (22)$$

kde t je čas [s] (Odén, 1925).

3.5 Standardizované metody pro stanovení půdní zrnitosti

Stanovení zastoupení půdních částic v závislosti na jejich velikosti je v případě standardizovaných metod založeno na kombinaci přímé separace zeminy na jednotlivé půdní frakce, jež je používáno především pro stanovení zastoupení částic větších průměrů, a nepřímých metod, které při stanovení velikosti částic vycházejí z popisu chování půdních částic suspendovaných v kapalině (Casagrande, 1934).

Standardizované metody zmitostní analýzy tedy sestávají z mechanické a chemické dispergace zeminy, při které dochází k rozrušení půdních agregátů, a následného měření distribuce půdních částic ve vzorku v závislosti na jejich velikosti, jež sestává z kombinace prosévání a sedimentačních metod (Casagrande, 1934). Za mezinárodně uznávanou standardizovanou metodou pro stanovení půdní textury je metoda prosévání mokrou cestou v kombinaci s pipetovací či Casagrandeho hustoměrnou metodou (Allen, 1990; Day, 1965).

Výsledky zmitostních analýz mohou být znázorněny numericky, dle hmotnostního zastoupení jednotlivých půdních frakcí (v hm. %) či graficky pomocí zmitostní křivky (viz 3.2.2) (Casagrande, 1934).

3.5.1 Prosévání

Metoda prosévání je v souladu s normou ČSN EN ISO 17892-4 definována jako proces, při kterém dochází k separaci zrn zeminy v závislosti na jejich velikosti na jednotlivé zrnitostní frakce za použití analytických sít, jež jsou tvořeny drátěnou kovovou tkaninou nebo děrovaným plechem.

Dle ČSN EN ISO 17892-4 jsou doporučena síta o velikosti ok 63 mm, 20 mm, 6,3 mm, 2 mm, 0,63 mm, 0,20 mm, a 0,063 mm. Použitá analytická síta musí vyhovovat požadavkům stanoveným ČSN ISO 3310-1 a ČSN ISO 3310-2. Jestliže jsou v daném vzorku zastoupeny částice o velikosti menší než 0,063 mm z méně jak 10 %, není v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 požadováno provedení sedimentační zkoušky.

Účinnost prosévání je ovlivněna řadou faktorů. Pravděpodobnost propadu částice okem analytického síta je závislá na druhu zeminy, fyzikálních vlastnostech půdních částic, době prosévání a tvaru částice (Day, 1965; Syvitski, 1991). V případě mechanického prosévání jsou dalšími faktory ovlivňujícími efektivitu prosévání amplituda a frekvence třesení (ČSN EN ISO 17892-4). Půdní částice, které vyhovují danému průměru oka pouze v jednom směru, mají menší pravděpodobnost propadu oproti částicím, jež mají vyhovující průměr ve více směrech. S ohledem na možnost neschopnosti částice docílit v daném čase správné orientace tak může dojít k nadhodnocení procentuálního zastoupení hrubších zrnitostních frakcí (Day, 1965).

Pro hodnocení skeletovitosti půdy a oddělení skeletu od jemnozemě je používána metoda prosévání suchou cestou. Tato metoda může být použita také při stanovení procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí písku (Pavlásek a Jačka, 2014). Určení procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí písku lze provést taktéž metodou mokrého prosévání, při kterém je dispergovaný vzorek jemnozemě převeden na síto ve formě suspenze. Metoda mokrého prosévání se používá také pro separaci části vzorku pro následné provedení sedimentační zkoušky. S ohledem na ulpívání jemných částic na sítěch lze touto metodou zařídovat zeminy do zrnitosti v řádech setin milimetru, potíže s prosetím se nicméně objevují již u částic s velikostí v řádech desetin milimetru (Kutílek a kol., 2004; Pavlásek a Jačka, 2014).

3.5.2 Pipetovací metoda

Nejpoužívanější metodou ke stanovení zastoupení prachovitých a jílovitých částic je metoda pipetovací. Princip této metody publikovali nezávisle na sobě ve 20. letech 20. století Robinson (1922), Krauß (1923) a Jennings a kol. (1922). Z hlediska kategorizace metod zrnitostních rozborů je tato metoda řazena mezi metody neopakované nepřerušované sedimentace (Kutílek a kol., 2004).

Metoda je principiálně založena, stejně jako metoda hustoměrná, na změně hustoty suspenze v daném bodě v závislosti na čase (viz 3.4). Po homogenizaci suspenze jsou v předem zvolených časech t [s] odebírány z určité dané hloubky z [m] vzorky suspenze, u kterých je předpokládáno, že reprezentují koncentraci všech částic, pro jejichž rychlost sedimentace w_s [m.s⁻¹] platí (Syvitski, 1991):

$$w_s \leq \frac{z}{t} \quad (23)$$

Určení velikosti náhradního průměru zrna může být provedeno buď přímým mikroskopickým měřením nebo dle Stokesova zákona, jež popisuje vztah mezi velikostí kulovité částice r [m] a rychlostí její sedimentace v [m.s⁻¹] ve viskózní kapalině (Casagrande, 1934; Stokes, 1851):

$$v = \frac{2}{9} g \frac{(\rho_M - \rho_w)}{\mu} r^2 \quad (24)$$

kde g je tíhové zrychlení [m.s⁻²], ρ_M je zdánlivá hustota půdních částic [kg.m⁻³], ρ_w je hustota referenčního roztoku [kg.m⁻³] a μ je dynamická viskozita disperzního prostředí [Pa.s].

Každý provedený odběr vzorku suspenze odpovídá jednomu bodu zrnitostní křivky, přičemž pro provedení zrnitostního rozboru pipetovací metodou v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 je vhodné provést alespoň 3 odběry vzorku pro určení procentuálního zastoupení částic o rozměrech v intervalu od 0,002 do 0,063 mm a současně alespoň jeden odběr vzorku pro stanovení zastoupení částic o velikosti 0,002 mm nebo menší. Časy vzorkování je vhodné volit tak, aby příslušné rozměry částic odpovídali hranicím jednotlivých půdních frakcí. Současně s odběrem vzorku suspenze je prováděno také vzorkování referenčního roztoku, a to z důvodu korekce hmotnosti vysušeného vzorku odebraného ze suspenze o obsah dispergačního činidla. Procentuální zastoupení frakce menší než náhradní průměr zrna N [%] je pak dáno vztahem:

$$N = \frac{(m_o - m_s - m_{ref})V_s}{V_p m} \cdot 100 \quad (25)$$

kde m_o je hmotnost odpařovací misky obsahující vysušený vzorek [g], m_s je hmotnost odpařovací misky samotné [g], m_{ref} je hmotnost vysušeného vzorku odebraného z referenčního roztoku [g], V_s je objem suspenze [cm³], V_p je kalibrovaný objem pipety [cm³] a m je celková hmotnost zkušební vzorku [g].

3.5.3 Hustoměrná metoda

Hustoměrná metoda, podobně jako metoda pipetovací, patří mezi metody neopakované sedimentace. Avšak na rozdíl od pipetovací metody, hustoměrná metoda je nedestruktivní, tudíž je možné během jednoho měření získat libovolný počet bodů pro vynesení zrnitostní křivky (Gee a Or, 2002; Zoubková, 2014).

Tato metoda zrnitostního rozboru vychází z Odénovy teorie (viz 3.4) a ve své původní podobě ji představil Bouyoucos roku 1927 (Krumbein a Pettijohn, 1938). V době svého vzniku byla tato metoda velmi kritizována, zpochybňována byla nejen její přesnost, ale také teoretická správnost (Joseph, 1927; Olmstead a kol., 1931).

Podrobnou analýzu hustoměrné metody v podobě, v jaké ji představil Bouyoucos (1927), provedl Casagrande (1934). V rámci této studie byly hodnoceny potenciální zdroje chyb měření, a to včetně vlivu samotného tvaru hustoměru, který měl cylindricko-kónickou hrušku. Casagrande (1934) navrhl použití hustoměru s hruškou ve tvaru dvojitého kužele a prokázal, že pokud je hustoměrná metoda použita s patřičnou opatrností a s ohledem na eliminaci možných chyb, poskytuje výsledky srovnatelné s výsledky jiných přesných metod.

Tato metoda, jak již bylo dříve uvedeno, je založena na stejném fyzikálním principu jako pipetovací metoda. Avšak, na rozdíl od pipetovací metody, po homogenizaci suspenze se v předem stanovených časových intervalech provádí měření hustoty suspenze, nikoli odběr vzorku (Gee a Or, 2002).

Určení ekvivalentní průměru zrna pro dané čtení hustoměru d_i [mm] v čase t od začátku sedimentace [min] vychází ze Stokesova zákona a v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 lze určit dle vztahu:

$$d_i = 0,005531 \sqrt{\frac{\mu \cdot H_r}{(\rho_s - \rho_w) \cdot t}} \quad (26)$$

kde μ je dynamická viskozita vody [mPa.s], H_r je efektivní hloubka hustoměru [mm], ρ_s je měrná hmotnost pevných částic [Mg/m^3] a ρ_w je hustota kapaliny v odměrném válci při zkušební teplotě [Mg/m^3].

Podle normy ČSN EN ISO 17892-4 je doporučeno provést minimálně tři měření hustoty během prvních pěti minut sedimentace a alespoň další tři měření mimo tento časový úsek. Kromě měření hustoty suspenze je v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 nutné měřit také její teplotu a hustotu referenčního roztoku, který obsahuje stejnou koncentraci dispergačního činidla jako suspenze se vzorkem půdy.

Procentuální podíl frakce menší než náhradní průměr z_{ma} N [%] pro dané měření je dle ČSN EN ISO 17892-4 dán vztahem:

$$N = \frac{100 \cdot \rho_s}{m \cdot (\rho_s - 1)} \cdot R_d \quad (27)$$

kde ρ_s je měrná hmotnost pevných částic [Mg/m^3], m je hmotnost sušiny zkušebního vzorku [g] a R_d je opravené čtení hustoměru.

3.6 Automatizované sedimentační metody pro stanovení půdní zrnitosti

Nevýhodou výše uvedených standardizovaných metod pro stanovení půdní zrnitosti (viz 3.5.2 a 3.5.3) je skutečnost, že neposkytují kontinuální průběh čáry zrnitosti, ale pouze bodové hodnoty, a současně není měření automatizováno, což snižuje počet potenciálních měření a vnáší do měření chybu způsobenou lidským faktorem (Kovács a kol., 2004).

Neznalost kontinuálního průběhu čáry zrnitosti je vzhledem k nekompatibilitě mezinárodních a národních klasifikačních systémů půd, jež se často liší v hranicích, počtu a podrobnosti členění jednotlivých půdních frakcí, problematická také z hlediska aplikace pedotransferových funkcí (Nemes a kol., 2002; Kovács a kol., 2004).

Vzhledem k výše uvedeným důvodům je snaha o automatizaci metod pro stanovení půdní zrnitosti. Jednou z prvních automatizovaných sedimentačních metod byla metoda C-GRAINS, jež je založena na snímání tlaku v suspenzi ve dvou hloubkách, přičemž bodové údaje jsou následně stanoveny na základě tlakové difference, a to pomocí lineární aproximace (Zhang a Tumay, 1995).

Další metodou je Automated hydrometer method, jež při stanovení průběhu zrnitostní křivky vychází z časového průběhu změny vztlakové síly ΔG [N], jež je závislá na změně hustoty $\Delta\rho$ [kg.m^{-3}] dle vztahu:

$$\Delta G = A \cdot l \cdot g \cdot \Delta\rho \quad (28)$$

kde A je plocha průřezu plovoucího tělesa (válce) [m^2], l je výška plovoucího tělesa (válce), resp. jeho ponořené části [m] a g je tíhové zrychlení [m.s^{-2}].

Změna hustoty $\Delta\rho$ je pak stanovena dle vzorce:

$$\Delta\rho = (\rho_c - \rho_w) \cdot c \cdot \frac{|(l - v \cdot \Delta t)| + (l - v \cdot \Delta t)}{2 \cdot l} \quad (29)$$

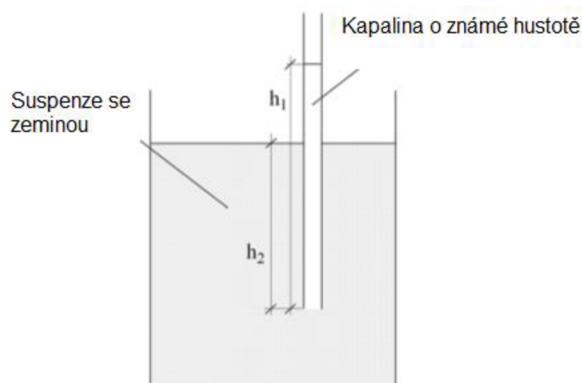
kde ρ_c je hustota suspendovaných částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], ρ_w je hustota kapaliny (demineralizované vody) [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], c je koncentrace částic v suspenzi [kg/kg], v je rychlost usazování částic [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] a l je výška plovoucího tělesa (válece), resp. jeho ponořené části [m].

Změna vztlakové síly je funkcí doby sedimentace částic. Pro velmi malé časové kroky lze určit koncentraci jednotlivých půdních frakcí samostatně pomocí regresních výpočtů, přičemž výsledkem je kvazispojitá zmitostní křivka (Nemes a kol., 2002).

Další automatizovanou metodou pro měření půdní textury je hydrostatická metoda, jež vychází z časového průběhu rozdílu tlakových výšek. Pro měření hustoty suspenze ρ_s [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] je využívána jiná kapalina o známé hustotě, přičemž hustota suspenze ρ_s se určí dle vztahu:

$$\rho_s = \frac{h_1}{h_2} \cdot \rho_w \quad (30)$$

kde h_1 je výška kapaliny v trubici [m] o známé hustotě ρ_w [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a h_2 je vzdálenost od spodní hrany trubice po hladinu suspenze [m] (viz Obr 4).



Obr. 4: Grafické znázornění principu hydrostatické metody pro stanovení půdní textury (Kovács a kol., 2004).

Ke stanovení půdní zmitosti pomocí hydrostatické metody byl vyvinut přístroj ASTA (Automated Soil Texture Analyser). Průběh čáry zmitosti je následně stanoven pomocí FIT metody (Method of Finite Tangents) (Kovács a kol., 2004).

Automatizovaná metoda, jež představil Murad a kol. (2020), umožňuje automatizaci a kontinuální odečítání hodnot hustoměru, k čemuž byl použit senzor, jež na základě doby letu odraženého světla od snímaného objektu (stopky hustoměru) určí vzdálenost mezi daným objektem a senzorem.

Další automatizovanou metodou pro stanovení půdní zmitosti je metoda, jež je založena na dynamometrii. V rámci této metody je průběh čáry zmitosti stanoven na základě časového průběhu změny zdánlivé hmotnosti plováku ponořeného v suspenzi, jež je snímána pomocí piezoelektrického dynamometru (Papuga a kol., 2018; Kaszubkiewicz a kol., 2020).

K automatizaci měření mohou být použity také digitální sedimentační váhy, pomocí kterých je měřena hmotnost právě usazených částic na skloněné desce umístěné v suspenzi (Kovács a kol., 2004). Další automatizované sedimentační metody pro stanovení půdní zmitosti, jež jsou založeny na snímání tlaku ve sloupci suspenze v určité konstantní hloubce jsou podrobně popsány níže (viz 3.6.1 a 3.6.2).

3.6.1 The integral suspension pressure (ISP) method

Metoda ISP je automatizovaná metoda měření půdní zmitosti, jež vychází, stejně jako metoda pipetovací či metoda hustoměrná, ze Stokesova zákona. Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí a kontinuální průběh čáry zmitosti je stanoven na základě časového průběhu poklesu tlaku ve sloupci suspenze v určité konstantní hloubce, jež je způsoben postupným úbytkem sedimentujících částic ve sloupci suspenze nad místem, ve kterém je tlak snímán (Durner a kol., 2017, Durner a Iden, 2021).

Hodnota tlaku p [Pa] v dané hloubce L [m] a v daném čase t [s] je pak dána vztahem:

$$p(L, t) = \int_0^L \rho(z, t) g dz \quad (31)$$

kde $\rho(z, t)$ je hustota suspenze v dané hloubce a v daném čase [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], z je vertikální souřadnice s kladnou orientací směrem dolů [m] a g je tíhové zrychlení [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$].

Na počátku měření (v čase $t = 0$) je, s ohledem na úplnou homogenizaci suspenze, resp. její konstantní hustotu ρ_o [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], tlak v dané hloubce $p(L, 0)$ [Pa] dán vztahem:

$$p(L, 0) = \rho_o g L \quad (32)$$

Stanovená počáteční hodnota hustoty suspenze závisí na zdánlivé hustotě částic, hustotě referenčního roztoku a koncentraci částic v suspenzi, jež je vyjádřena formou objemového zlomku. Za předpokladu, že při konstantní teplotě je hustota referenčního roztoku neměnná, je počáteční hustota suspenze ρ_o [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] stanovena dle vzorce:

$$\rho_0 = \rho_{ref} + \rho_p = \left(\rho_v + \frac{m_{disp}}{V_{roz}} \right) + \frac{m_\zeta}{V_{susp}} \cdot \left(1 - \frac{\rho_{ref}}{\rho_\zeta} \right) \quad (33)$$

kde ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], ρ_p reprezentuje nárůst hustoty vlivem přítomnosti sedimentujících částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], ρ_v je hustota demineralizované vody [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], m_{disp} je hmotnost přidaného dispergačního činidla [kg], V_{roz} je objem referenčního roztoku [m^3], m_ζ je hmotnost vzorku [kg], V_{susp} je celkový objem suspenze [m^3] a ρ_ζ je zdánlivá hustota částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$].

Ekvivalentní průměr částic $D(z,t)$ [m] je určen na základě kombinace Stokesova zákona a rovnice pro výpočet rychlosti:

$$D(z,t) = \sqrt{\frac{18 \cdot \eta \cdot z}{g \cdot t (\rho_\zeta - \rho_{ref})}} \quad (34)$$

kde η je dynamická viskozita vody [$\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}$], z je vertikální souřadnice s kladnou orientací směrem dolů [m], resp. hloubka měření, g je tíhové zrychlení [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$], t je čas od počátku sedimentace částic [s], ρ_ζ je zdánlivá hustota pevných částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$]

Částice, jejichž ekvivalentní průměr D je roven či menší danému průměru vypočtenému dle rovnice (34), se v daném čase stále nacházejí ve sloupci suspenze o hloubce z , resp. nad rovinou vymezenou hloubkou, ve které je snímán tlak, přičemž tato rovina je kolmá na směr sedimentace částic. Odpovídající hmotností podíl těchto částic $F(D)$ [-] je pak určen dle vztahu:

$$F(D) = \frac{m(x \leq D)}{m_\zeta} = \int_0^D f(x) dx \quad (35)$$

kde x je fiktivní proměnná zastupující průměr částic [m], $m(x \leq D)$ je hmotnost částic s náhradním průměrem zrna menším nebo rovným ekvivalentnímu průměru D [kg], m_ζ je hmotnost vzorku a $f(x)$ je hustota pravděpodobnosti popisující zastoupení částic dle velikosti [-].

Hustota suspenze v daném čase a hloubce $\rho(z,t)$ je tedy rovna:

$$\rho(z,t) = \rho_{ref} + F(D) \cdot \rho_p \quad (36)$$

kde ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], $F(D)$ vyjadřuje kumulativní relativní četnost částic menších nebo rovno danému průměru [-] a ρ_p reprezentuje nárůst hustoty vlivem přítomnosti sedimentujících částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$].

Hodnotu detekovaného tlaku lze rozložit do dvou komponent, a to časově invariabilní komponenty, jež je reprezentována složkou hydrostatickou, a časově variabilní komponenty, jež je dána koncentrací minerálních částic zeminy, které se v daném čase nacházejí ve sloupci suspenze nad místem detekce tlaku. Vzájemný vztah mezi detekovanou hodnotou tlaku v dané hloubce a v daném čase a kumulativní relativní četností částic lze pak vyjádřit vztahem:

$$p(L, t) = \rho_{ref} g L + \rho_p g \int_0^L F(D) dz \quad (37)$$

kde $p(L, t)$ vyjadřuje tlak [Pa] detekovaný v dané hloubce L [m] v čase t [s], ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$], g je tíhové zrychlení [$\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$], ρ_p reprezentuje nárůst hustoty vlivem přítomnosti sedimentujících částic [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a $F(D)$ je kumulativní relativní četnost částic menších nebo rovno danému průměru [-].

Průběh zmitostní křivky je stanoven na základě průběhu poklesu tlaku v suspenzi a sítování stanovených dat o zastoupení jednotlivých frakcí písku pomocí inverzního modelování, a to za pomoci kubické Hermitovy interpolace. Průběh zmitostní křivky je odvozen na základě numerické optimalizace objektivní funkce O_{ISP} , jež vyjadřuje odchylky pozorovaných dat a dat numericky simulovaných:

$$O_{ISP}(\theta) = \sum_{i=1}^{n_p} \frac{[p_i - p(t_i, \theta)]^2}{\sigma_p^2} + \sum_{i=1}^{n_F} \frac{[F_i - F(D_i, \theta)]^2}{\sigma_F^2} \quad (38)$$

kde $p(t_i, \theta)$ [Pa] a $F(D_i, \theta)$ [-] vyjadřují simulované hodnoty tlaku a bodových hodnot kumulativní relativní četnosti částic pro písčitou frakci, a které jsou závislé na vektoru parametrů modelu θ [-], n_p vyjadřuje množství záznamů o hodnotě tlaku suspenze [-], n_F pak počet nezávisle určených frakcí písku [-], p_i je tlak suspenze [Pa] měřený v dané hloubce L [m] v čase t_i [s], F_i reprezentuje pozorované hodnoty kumulativní relativní četnosti částic v oblasti písčité frakce [-], σ_p^2 [Pa^2] a σ_F^2 [-] jsou predikované střední kvadratické odchylky (Durner a kol., 2017).

3.6.2 The improved integral suspension pressure (ISP+) method

V roce 2021 byla představena metoda ISP+, neboli The improved integral suspension pressure method, neboť metoda ISP, na niž tato metoda navazuje, vykazovala tendenci k podhodnocení procentuálního zastoupení frakce jílu na úkor frakce prachu, jejíž procentuální zastoupení bylo naopak nadhodnocováno (Acevedo a kol., 2021; Messing a kol., 2021).

Na základě tohoto zjištění došlo k rozšíření objektivní funkce (38), jež použili Durner a kol. (2017) o člen, jež zohledňuje hmotnost částic nacházejících se ve vzorku suspenze, která je odebírána po ukončení měření a která z velké části obsahuje právě částice spadající do jílovité frakce (Durner a Iden, 2021):

$$O_{ISP+}(\theta) = O_{ISP}(\theta) + \frac{(m_{sim} - m_p)^2}{\sigma_m^2} \quad (39)$$

kde m_{sim} je predikovaná hmotnost půdních částic a hmotnost dispergačního činidla obsaženého v odebraném vzorku suspenze [kg], m_p je stanovená hmotnost půdních částic a hmotnost dispergačního činidla obsaženého v odebraném vzorku suspenze [kg] a σ_m^2 je predikovaná střední kvadratická odchylka [kg²].

Stanovení hmotnosti dispergačního činidla obsaženého v odebraném vzorku suspenze vychází ze znalosti jeho hmotnostní koncentrace v suspenzi a objemu odebraného vzorku. Hmotnost půdních částic m_ξ [kg] ve vzorku obsažených pak může být vyjádřena vztahem (Durner a Iden, 2021):

$$m_\xi = c \cdot S \cdot \int_0^L F(D) dz \quad (40)$$

kde c je koncentrace půdních částic v suspenzi na počátku měření [kg.m⁻³], S vyjadřuje plochu příčného řezu odměrným válcem [m²] a $F(D)$ je kumulativní relativní četnost částic menších nebo rovno danému náhradnímu průměru z_m [-].

Predikovaná hmotnost částic m_{sim} uvedená v rovnici (39) je odvozována na základě hmotnosti půdních částic m_ξ dle vztahu:

$$m_{sim} = S \cdot \left(\rho_{ref} \cdot z_p + \frac{m_\xi}{V} \cdot \int_0^{z_p} F(D) dz \right) \quad (41)$$

kde ρ_{ref} vyjadřuje hmotnostní koncentraci dispergačního činidla v suspenzi [kg.m⁻³], z_p je výška odebraného sloupce suspenze [m] a V je objem suspenze [m³] (Durner a Iden, 2021).

3.7 Vybrané novodobé metody pro stanovení půdní zrnitosti

3.7.1 Laserová difrakce

Laserová difrakční analýza neboli statický rozptyl světla je metoda používaná pro nepřímé stanovení distribuce částic dle jejich velikosti v závislosti na chování laserového paprsku procházejícího vzorkem těchto částic rozptýlených v proudu kapaliny či vzduchu

(Microtrac Retsch GmbH, © 2024). Velikost půdních částic je stanovena na základě intenzity difraktovaného světla, která se mění v závislosti na difrakčním úhlu (Dhmoon a kol., 2018).

Metoda laserové difrakce je z fyzikálního hlediska založena na využití principů Fraunhoferovy difrakční teorie a Mieho rozptylové teorie. Jako zdroj záření o konstantní vlnové délce jsou s ohledem na svou tepelnou stabilitu používány především helium-neonové lasery (Rawle, 2003). Při průchodu laserového paprsku vzorkem dochází ke vzájemné interakci světla a půdních částic. Na obrazové rovině jsou pak pomocí detektorů intenzity světla zaznamenávány intenzity odraženého záření a jejich prostorové rozložení. Takto vzniklý difrakční obrazec je za pomoci Fourierovy transformace převeden na distribuční křivku udávající zastoupení jednotlivých částic v závislosti na jejich velikosti (Šimek a kol., 2014).

Měřicí rozsah této metody je závislý na typu, resp. konstrukci použitého přístroje. Je ovlivněn především vlnovou délkou použitého světelného zdroje a ohniskovou vzdáleností čočky (Syvitski, 1991). Z technického hlediska se limit detekce této metody pohybuje v intervalu od 0,1 μm do 3 000 μm . Spodní mez detekce je dána slabou intenzitou odraženého světla, kterou již nelze detekovat. Naopak horní mez je dána příliš malými rozdíly mezi difrakčními úhly u větších částic a nemožností detekce těchto rozdílů, čímž je výrazně snížena přesnost určení velikosti těchto částic (Microtrac Retsch GmbH, © 2024; Rawle, 2003).

3.7.2 Metody dálkového průzkumu Země

Metody dálkového průzkumu Země jsou používány pro predikci a stanovení časoprostorového průběhu spojitých půdních vlastností jako je půdní vlhkost, obsah organické hmoty ale také půdní zmitost (Thompson a kol., 2006; Zribi a kol., 2011). Data poskytovaná těmito metodami mohou být při stanovení půdních charakteristik využita dvojím způsobem, a to jako tzv. data podpůrná, která jsou využívána při digitálním půdním mapování, nebo jejich stanovení vychází přímo ze znalosti spektrálních vlastností půdy (McBratney a kol., 2003; Minasny a McBratney, 2016).

V případě digitálního půdního mapování se jedná zejména o využití různých statistických a analytických metod či metod aplikujících principy strojového učení k odvození predikčních funkcí, resp. tvorbu empirických a semiempirických vztahů vyjadřující vzájemnou závislost mezi půdními charakteristikami a daty získanými na základě analýzy digitálního modelu terénu (Žížala a kol., 2016). Jelikož se půdní vlastnosti vyznačují vysokou variabilitou v závislosti na charakteru klimatu, půdotvorném substrátu, reliéfu a dalších faktorech, je použití těchto modelů, bez další úpravy jejich struktury, vstupních parametrů či proměnných, do značné míry omezeno pouze na oblast, pro kterou byly vytvořeny (Thompson a kol., 2006).

Pro predikci půdních vlastností spojitě proměnlivých v prostoru může být využito také vzájemné interakce půdy s dopadajícím zářením, tzv. spektrálních projevů půdy. Látky

a struktury obsažené v půdě mající vliv na její spektrální chování jsou označovány jako chromofory. Mezi fyzikální chromofory jsou řazeny i půdní minerální částice, jež v závislosti na své velikosti a tvaru způsobují změny v indexu lomu světla, a tím ovlivňují průběh výsledné spektrální křivky (Žížala a kol., 2016). Získání informací o půdních vlastnostech je tedy omezeno převážně na spektrálně aktivní složky půdy, což je v případě půdní zrnitosti zejména jílovitá frakce (Žížala a kol., 2021). V případě stanovení zrnitosti půdy je využíváno jak aktivních, tak pasivních metod dálkového průzkumu Země. V případě pasivních metod se pro stanovení zrnitostního složení půdy využívají zejména optické hyperspektrální senzory, v případě aktivních metod pak radary se syntetickou aperturou pro lokální a regionální měřítko a skaterometry (rozptyloměry) pro globální měřítko (Zribi a kol., 2011). Spektrální charakteristiky půdy mohou být využity rovněž jako podpůrná data při digitálním půdním mapování (Minasny a McBratney, 2016).

4 Metodika

Zmitostní rozbory byly prováděny na odebraných porušených vzorcích minerálních půd s různým zmitostním složením a dále pak na vzorcích, které byly připraveny v laboratoři smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v různém poměru.

4.1 Příprava půdních vzorků

Pro stanovení půdní zmitosti Casagrandeho hustoměrnou metodou a metodou ISP+ byla s ohledem na porovnatelnost obou metod zvolena pro všechny půdní vzorky shodná příprava.

Půdní vzorky byly ponechány proschnout v tenké vrstvě. Následně byly v třecí misce rozrušeny pseudoagregáty a půdní vzorek byl nasucho proset přes síto o průměru ok 2 mm, čímž došlo k oddělení skeletu od jemnozeme, na které byl následně prováděn vlastní zmitostní rozbor (viz Obr. 5). K analýze půdní zmitosti byly použity vzorky o hmotnosti mezi 30-40 g v závislosti na druhu půdy. U zmitostně těžších půd byla volena menší navážka, pro zmitostně lehčí půdy naopak navážka vyšší.



Obr. 5: Příprava jemnozeme – rozrušení pseudoagregátů v třecí misce (nahore) a následné prosetí přes síto o průměru ok 2 mm za účelem oddělení skeletu (nadsítná frakce) od jemnozeme (podsítná frakce).

Za účelem odstranění půdních agregátů vzniklých v důsledku chemických vazeb mezi částicemi, v důsledku působení amorfních gelů či vápenných a železitých tmelů byla zvolena kombinace mechanické a chemické dispergace jemnozeme. Po navážení byl vzorek převeden

do kádinky a smíchán s dispergačním činidlem v poměru 1 ml dispergačního činidla na 1 g zkušební vzorku. Jako dispergační činidlo byl použit roztok $(\text{NaPO}_3)_n$ o hmotnostní koncentraci $43,7 \text{ g.l}^{-1}$. Vzniklá suspenze byla promíchána, doplněna demineralizovanou vodou na objem 200 ml a ponechána odstát po dobu 24 hodin. Následně byl takto připravený vzorek vařen po dobu 15 minut za stálého míchání. Vzorek byl poté ponechán chladnout, a to nejprve ve vodní lázni a poté na vzduchu až do ustálení jeho teploty s teplotou okolní (viz Obr. 6).



Obr. 6: Půdní vzorek po smíchání s dispergačním činidlem (vlevo nahoře), vaření půdního vzorku na magnetické míchače Witeg MSH-20A (vpravo nahoře) a chlazení vzorku ve vodní lázni (dole).

Současně s navážením vzorků pro zrnitostní rozbor byly naváženy také dva vzorky, a to vždy od každého měřeného vzorku jak minerální půdy, tak experimentální směsi, za účelem stanovení hmotnosti suché navážky, resp. stanovení obsahu vody ve vzorcích a k následnému stanovení korekce hmotnosti vzorku na hmotnost suché navážky. Hmotnost těchto vzorků činila přibližně 15 g. Po navážení byly tyto vzorky sušeny v sušárně při $60 \text{ }^\circ\text{C}$ po dobu 24 hodin a poté opětovně zváženy. Obsah vody $w [-]$ ve vzorku byl určen na základě rozdílu jeho hmotnosti před a po sušení dle vzorce:

$$w = \frac{m_2 - m_1}{m_2} \quad (42)$$

kde m_2 je hmotnost daného půdního vzorku před sušením [kg] a m_1 je hmotnost daného půdního vzorku po vysušení [kg].

Hmotnost suché navážky m_s [kg] byla následně stanovena dle vztahu:

$$m_s = \left(1 - \frac{w_1 + w_2}{2}\right) \cdot m \quad (43)$$

kde w_1, w_2 jsou stanovené obsahy vody ve vzorcích určených pro korekci hmotnosti [-] a m je hmotnost navážky vzorku použitého pro daný zrnitostní rozbor [kg].

4.2 Stanovení půdní zrnitosti hustoměrnou metodou

Zrnitostní rozbor hustoměrnou metodou byl prováděn na suspenzi s obsahem částic jejichž průměr, resp. jejichž náhradní průměr z_{ma} , byl menší než 250 μm . Před samotným měřením byl proto vzorek proset mokrou cestou přes síto o průměru ok 250 μm (viz. Obr. 7), které bylo následně sušeno při 60 °C po dobu 24 hodin. Údaj o procentuálním zastoupení částic s náhradním průměrem z_{ma} větším nebo rovno 500 μm pro vynesení čáry zrnitosti byl převzat z údajů zjištěných při prosévání vzorků po ukončení měření přístrojem PARIO (viz 4.3), a to z toho důvodu, aby objem suspenze procházející sítí nepřekročil celkový objem suspenze pro zrnitostní rozbor a přebytečná voda nemusela být odstraňována odpařením. Síto bylo po vysušení zváženo za účelem stanovení procentuálního podílu částic s náhradním průměrem z_{ma} větším nebo rovno 250 μm . Procentuální zastoupení částic s náhradním průměrem z_{ma} větším nebo rovno 250 μm $n_{250 \mu\text{m}}$ [%] bylo následně stanoveno dle vzorce:

$$n_{250 \mu\text{m}} = 100\% - \left(\frac{m_{250 \mu\text{m}}}{m_s} \cdot 100\%\right) \quad (44)$$

kde $m_{250 \mu\text{m}}$ je hmotnost částic zachycených na síti daného průměru ok [kg] a m_s je hmotnost suché navážky [kg] stanovená dle rovnice (43).



Obr. 7: Mokrě prosévání půdního vzorku přes síto o průměru ok 250 μm .

Suspenze s obsahem částic, které propadly sítím, byla následně převedena do odměrného válce a doplněna demineralizovanou vodou na 1 000 ml (viz Obr. 8). Následně byla provedena homogenizace suspenze, a to intenzivním mícháním po dobu 60 vteřin. V okamžiku ukončení procesu míchání, resp. homogenizace suspenze, byl na stopkách zahájen odečet času a v předem daných časových intervalech (0,5; 1; 2; 3; 4; 5; 15; 45; 120; 150; 300 a 1470 min) byla pomocí hustoměru odečtena hustota suspenze a její teplota, přičemž pro prvních 5 minut měření byla teplota uvažována konstantní s teplotou naměřenou před počátkem měření. V průběhu prvních 5 minut také nebyl vyjímán hustoměr ze suspenze a to proto, aby jeho častým vyjímáním a vkládáním nedocházelo k ovlivnění sedimentace, resp. opětovnému vznosu rychle sedimentujících částic. Po odečtu provedeném po 5 minutách byl hustoměr ze suspenze vyjmut a opětovně do ní vkládán před každým odečtem tak, aby došlo k co nejmenšímu ovlivnění sedimentace půdních částic. Současně bylo jeho opětovným vyjímáním zabráněno tomu, aby se půdní částice usazovaly na hrušce hustoměru a ovlivňovaly tak hodnotu čtení na hustoměru.



Obr. 8: Stanovení zrnitostního složení půdy hustoměrnou metodou.

Náhradní průměr zma byl na základě naměřené hodnoty teploty a hustoty v daných časových intervalech stanoven dle Stokesova zákona (Stokes, 1851):

$$r = \sqrt{\frac{9 \cdot \eta \cdot h_r}{2 \cdot g \cdot (\rho_M - \rho_{ref})}} \quad (45)$$

kde r je poloměr částic [m], η je dynamická viskozita vody [N.m².s], h_r je efektivní hloubka hustoměru [m], g je tíhové zrychlení [9,81 m.s⁻²], ρ_M je zdánlivá hustota pevných částic [kg.m⁻³] a ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [kg.m⁻³]. Při výpočtech byla uvažována zdánlivá hustota pevných částic rovna 2 650 kg.m⁻³.

Dynamická viskozita vody η [N.m².s] byla stanovena empiricky dle vzorce:

$$\eta = (a \cdot t^3 + b \cdot t^2 - c \cdot t + d) \cdot 10^{-3} \quad (46)$$

kde t je teplota suspenze [°C], a je rovno -0,000008 [N.m².s.°C⁻³], b je rovno 0,00096 [N.m².s.°C⁻²], c je rovno 0,0532 [N.m².s.°C⁻¹] a d je rovno 1,746 [N.m².s].

Efektivní hloubka hustoměru h_r [m] byla vypočtena dle:

$$h_r = \frac{(S - \rho_s)}{S} \cdot L + \frac{h}{2} - \frac{V}{2 \cdot F} \quad (47)$$

kde S je počet velkých dílků na stupnici hustoměru [-], L je délka stupnice [m], ρ_s je hustota suspenze v daném časovém okamžiku [kg.m⁻³], h je vzdálenost od krku hrušky hustoměru k jejímu hrotu, F je plocha průřezu hrušky hustoměru [m²] a V je objem hrušky hustoměru [m³].

Hustota referenčního roztoku ρ_{ref} byla stanovena výpočtem dle vzorce:

$$\rho_{ref} = \rho_w + \frac{m_{disp}}{V_{roz}} \quad (48)$$

kde ρ_w je hustota demineralizované vody o dané teplotě [kg.m⁻³], m_{disp} je hmotnost dispergačního činidla obsaženého v suspenzi [kg] a V_{roz} je objem suspenze.

Hustota demineralizované vody pak byla stanovena dle Dumer a kol. (2017):

$$\rho_w = \frac{a_0 + a_1 \cdot t + a_2 \cdot t^2 + a_3 \cdot t^3 + a_4 \cdot t^4 + a_5 \cdot t^5}{1 + b \cdot t} \quad (49)$$

kde a_0 je rovno 999,8395 kg.m⁻³, a_1 je rovno 16,95258 kg.m⁻³(°C⁻¹), a_2 je rovno -7,990513.10⁻³ kg.m⁻³(°C⁻²), a_3 je rovno -4,624176.10⁻⁵ kg.m⁻³(°C⁻³), a_4 je rovno 1,058460.10⁻⁷ kg.m⁻³(°C⁻⁴), a_5 je rovno -2,810301.10⁻¹⁰ kg.m⁻³ (°C⁻⁵), b je rovno 0,0168872 °C⁻¹ a t je teplota demineralizované vody [°C].

Procentuální podíl částic s průměrem stejným či menším než daný náhradní průměr zrna N [hm. %] byl určen dle rovnice:

$$N = \frac{100}{m_s} \cdot \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_{ref}} \cdot (\rho_s - \rho_{ref}) \quad (50)$$

kde m_s je hmotnost suché navážky [kg], ρ_M je zdánlivá hustota pevných částic, jež byla uvažována $2\,650\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, ρ_{ref} je hustota referenčního roztoku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] a ρ_s je hustota suspenze v daném časovém okamžiku [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$].

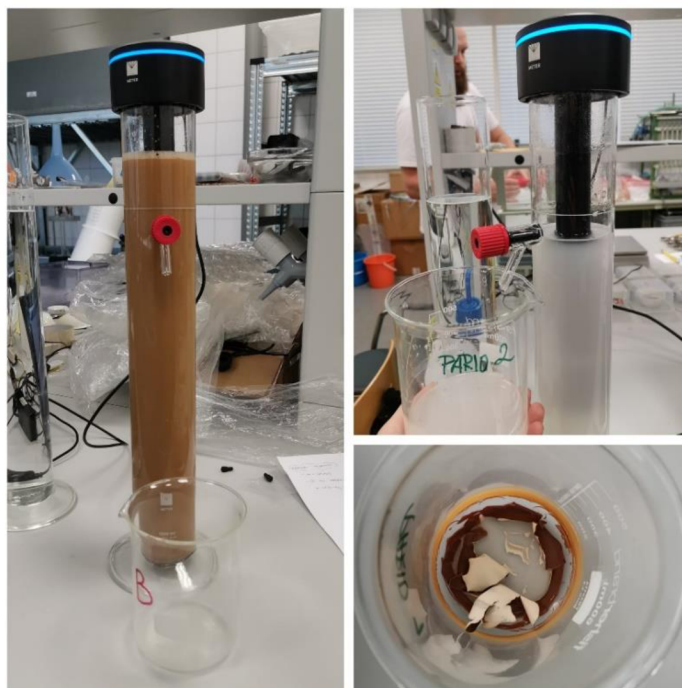
4.3 Stanovení půdní zrnitosti metodou ISP+

Zrnitostní rozbor metodou ISP+ byl prováděn na suspenzi s obsahem částic, jejichž ekvivalentní průměr zrna byl menší nebo roven 2 mm. Měření bylo prováděno přístrojem PARIO v režimu PARIO Plus (Obr. 9), přičemž samotný proces měření byl proveden dle manuálu výrobce (METER Group AG, 2021). Příprava vzorků byla provedena dle (4.1), a to z toho důvodu, aby byla pro obě testované metody shodná.

Přístrojem PARIO je v průběhu měření snímán v desetivteřinovém časovém kroku pokles tlaku v suspenzi a současně je zaznamenávána také teplota suspenze. Tlak je snímán s rozlišením $\pm 0,1\text{ Pa}$ a přesností $\pm 1\text{ Pa}$. Pozorovaná data jsou následně pomocí USB portu přenášena do počítače, kde jsou po ukončení samotného měření a zadání požadovaných doplňujících parametrů, jako procentuální zastoupení jednotlivých frakcí písku, hmotnost suché navážky, množství přidaného dispergačního činidla a hmotnost částic nacházejících se v upuštěné suspenzi po ukončení měření, data automaticky vyhodnocena prostřednictvím softwaru PARIO Control.

Půdní vzorky byly po ustálení teploty na teplotu okolní převedeny do odměrného válce s výpustným ventilem, jež byl následně doplněn demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml a utěsněn gumovou zátkou tak, aby bylo zabráněno evaporaci. Mezitím byl demineralizovanou vodou na stejný objem naplněn také druhý odměrný válec, do kterého byl následně umístěn přístroj PARIO za účelem ekvilibrace teploty, a to nejméně po dobu 10 minut.

Před zahájením samotného měření byla v rámci softwaru PARIO Control zvolena délka měření a preferovaný způsob homogenizace suspenze. U všech testovaných vzorků byla zvolena doba trvání měření 2,5 hodiny, přičemž tato doba měření je výrobcem doporučována jako minimální požadovaná doba měření. Způsob homogenizace suspenze byl u všech vzorků zvolen taktéž shodný, a to kontinuální otáčení odměrného válce utěsněného gumovou zátkou dnem vzhůru a zpět po dobu 60 vteřin.



Obr. 9: Zrnitostní rozbor prováděný přístrojem PARIO (vlevo), upuštění vzorku suspenze po ukončení měření (vpravo nahoře) a ukázka vysušeného upuštěného vzorku (vpravo dole).

Po homogenizaci suspenze byl odměrný válec umístěn na rovný povrch a byla z něj sejmuta těsnící gumová zátka. Přístroj PARIO byl následně vyjmut z odměrného válce naplněného demineralizovanou vodou, kam byl umístěn za účelem ekvibrace teploty, a pod úhlem 45°, jež je zásadní pro aktivaci polohového čidla, byl přemístěn do odměrného válce s již homogenizovanou suspenzí.

Po uplynutí minimální doby měření, resp. 2,5 hodin, byla pomocí výpustného ventilu ve stěně odměrného válce upuštěna část suspenze do předem připravené kádinky (viz. Obr. 9). Vlivem upuštění suspenze dojde k náhlému poklesu tlaku, jež je zaznamenán tlakovým čidlem, přičemž snímání hodnot teploty a tlaku je následně přerušeno 120 vteřin od tohoto náhlého poklesu.

Po ukončení měření byly vzorky za účelem zjištění procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí písku prosety mokrou cestou pomocí laboratorní prosévačky Retsch AS 200 digit cA přes síta o průměru ok 500 μm , 250 μm a 63 μm . Prosévání bylo provedeno ve dvou dvouminutových intervalech. Amplituda kmitu byla nastavena na hodnotu 1,75 mm. Procentuální zastoupení hrubozrného $n_{(2000-500 \mu\text{m})}$ [%], středně zrnitého $n_{(500-250 \mu\text{m})}$ [%] a jemnozrného písku $n_{(250-63 \mu\text{m})}$ [%] ve vzorku bylo následně stanoveno dle:

$$n_{(2000-500 \mu\text{m})} = \frac{m_{z(500 \mu\text{m})}}{m_s} \cdot 100 \quad (51)$$

$$n_{(500-250 \mu m)} = \frac{m_{\zeta(250 \mu m)}}{m_s} \cdot 100 \quad (52)$$

$$n_{(250-63 \mu m)} = \frac{m_{\zeta(63 \mu m)}}{m_s} \cdot 100 \quad (53)$$

kde m_{ζ} je hmotnost částic zachycených na síte o daném průměru ok stanovená z rozdílu váhy suchého síta a síta se zeminou vysušeného při 60 °C do konstantní hmotnosti [g] a m_s je hmotnost suché navážky [g]. Uvedená spodní hranice u jemnozrného písku 63 μm nedefinuje hranici této zrnitostní frakce, jedná se pouze o průměr ok síta, jež bylo při prosévání použito. V rámci softwaru PARIO Control je možné průměr ok použitých sít pro jednotlivé kategorie měnit a procentuální zastoupení dané frakce písku je následně dopočteno automaticky.

Mimo procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí písku je pro stanovení půdní textury softwarem PARIO Control nutné doplnit další parametry, a to hmotnost suché navážky, hodnotu zdánlivé hustoty pevných částic, hmotnost přidaného dispergačního činidla a hmotnost částic obsažených v upuštěném vzorku suspenze po ukončení měření. Zdánlivá hustota pevných částic byla uvažována pro všechny testované vzorky rovna 2,65 g.cm⁻³.

Hmotnost suché navážky byla stanovena dle rovnic (42) a (43), resp. shodným postupem jako v případě Casagrandeho hustoměrné metody.

Hmotnost přidaného dispergačního činidla m_{disp} [g] byla stanovena dle vztahu:

$$m_{disp} = c_{disp} \cdot V_{disp} \quad (54)$$

kde c_{disp} je hmotnostní koncentrace roztoku dispergačního činidla [g.l⁻¹] a V_{disp} je objem přidaného roztoku dispergačního činidla [l].

Hmotnost částic obsažených v suspenzi m_{ζ} [g], jež byla upuštěna po ukončení měření za účelem zpřesnění stanovení procentuálního zastoupení jílové frakce, byla stanovena dle vztahu:

$$m_{\zeta} = m_{susp} - m_k \quad (55)$$

kde m_{susp} je hmotnost kádinky obsahující odebranou část suspenze vysušenou při 60 °C do konstantní hmotnosti [g] a m_k je hmotnost suché čisté kádinky [g].

Po vložení výše uvedených parametrů bylo softwarem PARIO Control automaticky vyhodnoceno zrnitostní složení půdy, a to včetně vykreslení průběhu zrnitostní křivky pro daný půdní vzorek a zařídění půdy, resp. určení půdního druhu.

4.4 Statistické vyhodnocení dat

Statistické vyhodnocení měřených dat za účelem porovnání testované metody The Improved Integral Suspension Pressure (ISP+) method se standardizovanou hustoměrnou metodou bylo provedeno za pomoci softwaru RStudio a tabulkového procesu Microsoft Excel®.

Pro určená procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí u vzorků, u kterých byly provedeny čtyři zrnitostní rozborů každou z výše uvedených metod, byly vypočteny charakteristiky základní popisné statistiky.

Zjištěné údaje o procentuálním zastoupení frakce písku, prachu a jílu metodou ISP+ a hustoměrnou metodou ze všech provedených zrnitostních rozborů byly vyneseny do bodového korelačního diagramu (tzv. „scatter plot“). Pro zjištění vzájemné shody mezi oběma metodami zrnitostního rozboru byla provedena regresní analýza pomocí lineárního regresního modelu. Pro komparaci metody ISP+ z hlediska rozdílu v určení procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí s hustoměrnou metodou, která byla uvažována jako metoda referenční, byla dále vypočtena průměrná absolutní chyba a průměrná relativní chyba měření.

4.5 Experimentální ověření možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem

Experimentální ověření možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem a jeho vlivu na výsledné procentuální zastoupení zrnitostních frakcí bylo provedeno za pomoci tlakového senzoru zabudovaného v přístroji PARIO. Výrobce uvedená přesnost tlakového senzoru činí ± 1 Pa, rozlišení pak $\pm 0,1$ Pa. Současně s tlakem je, taktéž v 10vteřinových intervalech, snímána teplota (METER Group AG, 2018). Tlakové čidlo bylo využito nejen z toho důvodu, že v porovnání s měřením hustoměrem poskytuje nikoli pouze bodové záznamy, ale kvazikontinuální záznam měřených veličin. Současně také není měření ovlivněno lidským faktorem.

Byl připraven roztok $(\text{NaPO}_3)_n$ o hmotnostní koncentraci 43,7 g.l⁻¹. Následně bylo 40 ml tohoto roztoku přemístěno do odměrného válce a doplněno demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml. Odměrný válec byl z důvodu minimalizace evaporace utěsněn gumovou

zátkou. Souběžně byl demineralizovanou vodou naplněn na objem 1 000 ml druhý odměrný válec, do kterého byl umístěn přístroj PARIO za účelem ekvilibrace teploty.

Před zahájením měření byla v rámci softwaru PARIO Control provedena volba délky trvání měření a způsob homogenizace suspenze, resp. zde referenčního roztoku. Pro všechna tři provedená měření byla zvolena doba trvání měření 22,5 hodiny. Homogenizace byla provedena kontinuálním otáčením odměrného válce utěsněného gumovou zátkou dnem vzhůru a zpět, přičemž doba trvání homogenizace činila 60 vteřin.

Po ukončení homogenizace byl válec s referenčním roztokem umístěn na rovný povrch. Přístroj PARIO byl vyjmut z válce naplněného demineralizovanou vodou a pod úhlem 45° byl přemístěn do odměrného válce s referenčním roztokem. Provedení náklonu pod uvedeným úhlem je nezbytné pro aktivaci polohového čidla.

Po ukončení měření byla snímaná data exportována do souboru tabulkového procesu Microsoft Excel[®] a dále vyhodnocena.

Na základě snímané hodnoty tlaku p [Pa], teploty referenčního roztoku t [°C] a předpokládané polohy tlakového čidla h [m] byla pro jednotlivé časové intervaly počínaje prvními 20 vteřinami po začátku měření vypočtena hustota referenčního roztoku ρ [kg.m⁻³] dle vzorce:

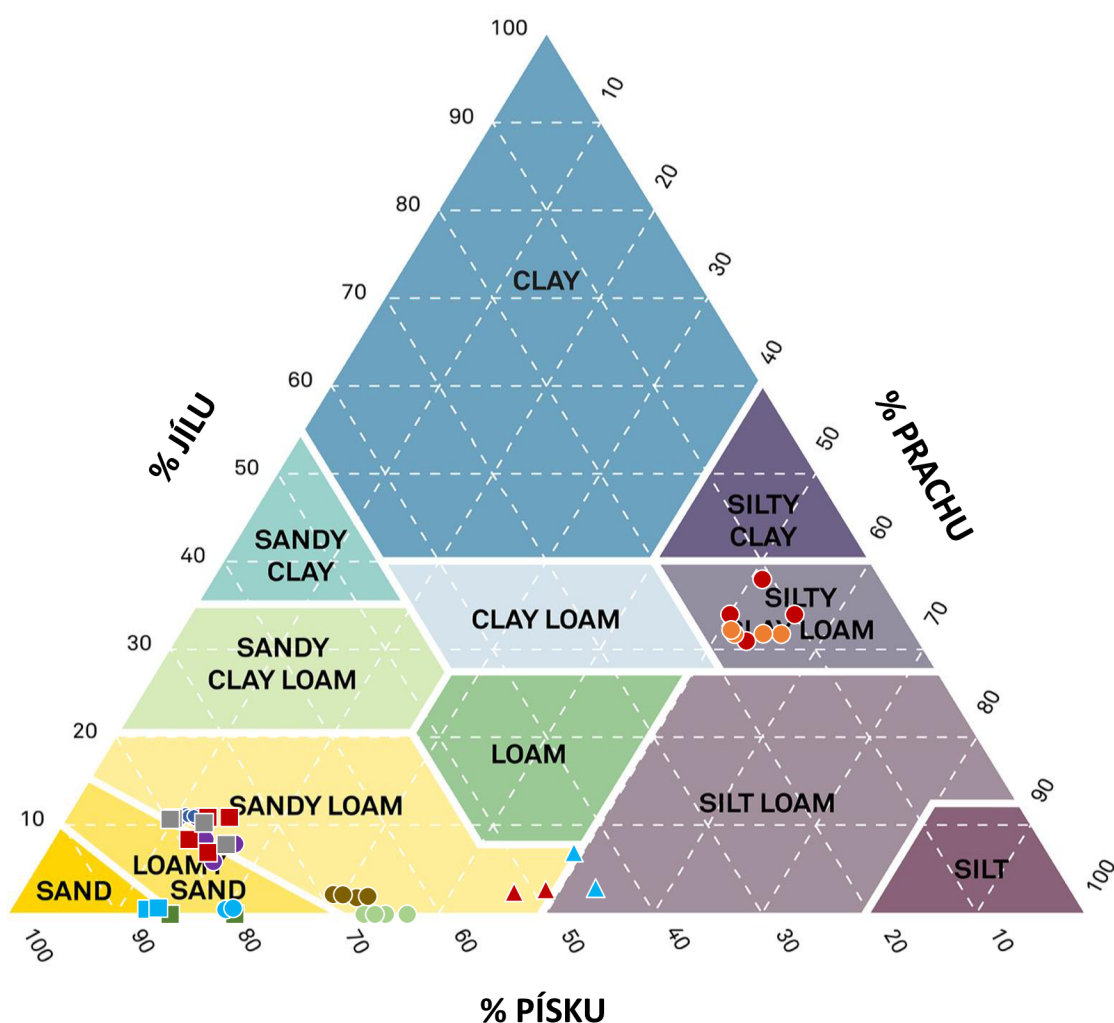
$$\rho = \frac{p}{h \cdot g} \quad (56)$$

kde g je tíhové zrychlení [9,81 m.s⁻²]. Takto stanovené hodnoty hustoty referenčního roztoku pro jednotlivé časové intervaly byly následně porovnány s hodnotami hustoty referenčního roztoku stanovené výpočtem dle vzorce (48), resp. (48) a (49).

5 Výsledky

Celkově bylo provedeno 40 zrnitostních rozborů, 20 hustoměrnou metodou a 20 metodou ISP+, a to na 6 půdních vzorcích. Konkrétně se jednalo o dva vzorky písčité půdy, jeden vzorek půdy s převažující frakcí prachu a tři vzorky experimentálních směsí připravené smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v různém poměru. Shmutí provedených zrnitostních rozborů je znázorněno na Obr. 10.

Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd



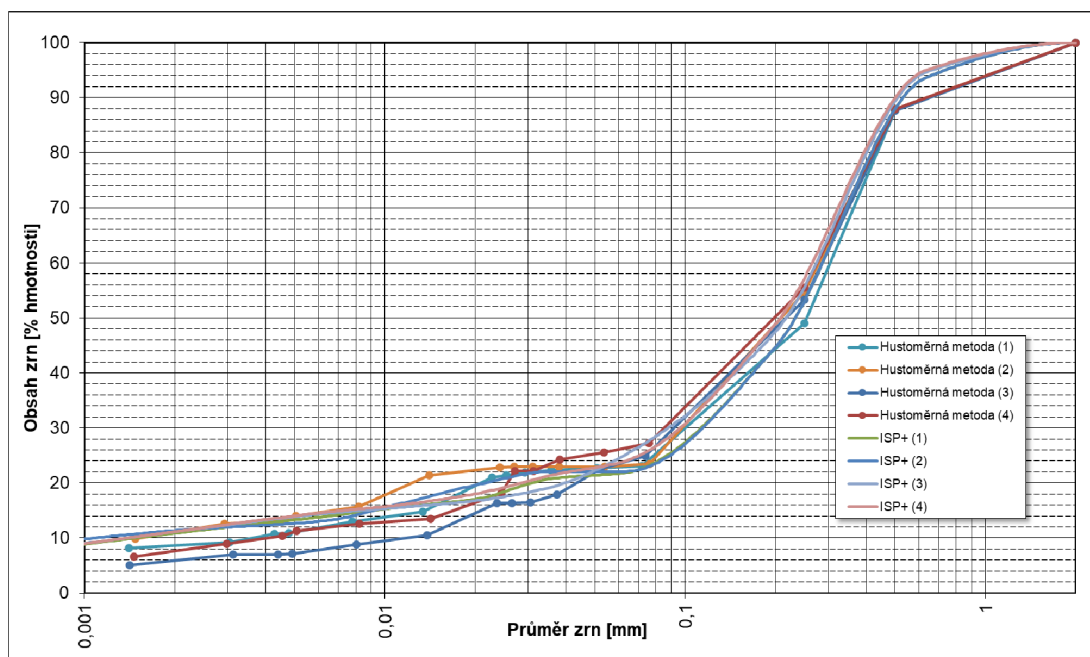
● Hlinitá půda (HM)	■ Písčité půda 2 (ISP+)	■ Experiment. směs 2 (ISP+)
● Hlinitá půda (ISP+)	● Experiment. směs (HM)	● Experiment. směs 2 (ISP+, par.)
● Písčité půda (HM)	● Experiment. směs (ISP+)	▲ Experiment. směs 3 (HM)
● Písčité půda (ISP+)	■ Experiment. směs 2 (HM)	▲ Experiment. směs 3 (ISP+)
■ Písčité půda 2 (HM)		

Obr. 10: Shrnutí provedených zrnitostních rozborů znázorněné na trojúhelníkovém diagramu zrnitosti půd.

Hranice jednotlivých půdních frakcí pro zařazení půd dle zrnitostního složení do jednotlivých půdních druhů byly uvažovány shodné s hranicemi danými Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky (viz 3.2.1 a 3.2.3).

5.1 Zrnitostní rozbor – vzorek písčité půdy

Pro vzorek písčité půdy bylo provedeno celkově osm zrnitostních rozborů, čtyři rozborů byly provedeny hustoměrnou metodou a čtyři metodou ISP+. Výsledné zrnitostní křivky jsou uvedeny na Obr. 11.



Obr. 11: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek písčité půdy – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zařazení vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 6.

Tab. 6: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařazení vzorku písčité půdy.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jílu [%]	Půdní druh
Hustoměrná metoda	77,5	14,0	8,5	písčítá hlína
	77,0	12,0	11,0	písčítá hlína
	75,0	17,0	8,0	písčítá hlína
	78,0	16,0	6,0	hlinitý písek
ISP+	78,6	10,5	10,9	písčítá hlína
	77,9	10,7	11,4	písčítá hlína
	77,8	11,1	11,1	písčítá hlína
	77,2	11,6	11,2	písčítá hlína

Z Tab. 6 je patrné, že v případě klasifikace vzorku na základě procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí, vykazovala metoda ISP+ oproti hustoměrné metodě konzistentnější výsledky. Na základě všech čtyřech provedených zrnitostních rozborů byl vzorek písčité hlíny metodou ISP+ klasifikován jako půdní druh písčítá hlína. V případě

hustoměrné metody byl ve třech případech taktéž klasifikován jako písčité hlína a v jednom případě jako hlinitý písek.

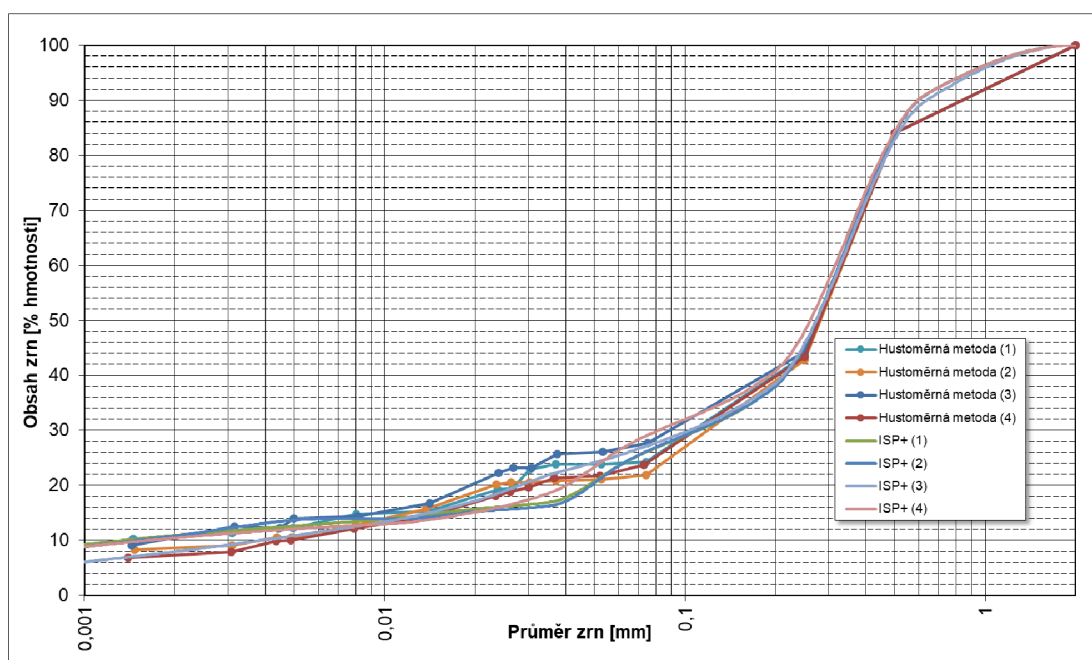
Tab. 7: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek písčité půdy.

Písčité půda	Písčité frakce		Prachovitá frakce		Jílovitá frakce	
	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+
Minimum	75,00	77,20	12,00	10,50	6,00	10,90
Maximum	78,00	78,60	17,00	11,60	11,00	11,40
Průměr	76,88	77,88	14,75	10,98	8,38	11,15
Rozptyl	1,73	0,33	4,92	0,24	4,23	0,04
Medián	77,25	77,85	15,00	10,90	8,25	11,15
Směrodatná odchylka	1,31	0,57	2,22	0,49	2,06	0,21
Koeficient variace	0,02	0,01	0,15	0,04	0,25	0,02

Na základě měřených dat byla vypočtena základní popisná statistika (viz. Tab. 7). Jak je již zřejmé z Obr. 11 a Tab. 7, zrnitostní křivky stanovené metodou ISP+ vykazují při opakovaném měření vzájemnou větší shodu v průběhu samotných zrnitostních křivek a v určení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí, což potvrzují i vypočtené charakteristiky variability uvedené v Tab. 7. Zejména ve stanovení jílové frakce vykazuje metoda ISP+ výrazně nižší variabilitu dat v porovnání s metodou hustoměrnou.

5.2 Zrnitostní rozbor – vzorek písčité půdy 2

Pro vzorek písčité půdy 2 bylo provedeno celkem osm zrnitostních rozborů, čtyři rozborů byly provedeny hustoměrnou metodou a čtyři metodou ISP+. Výsledné zrnitostní křivky jsou znázorněny na Obr. 12.



Obr. 12: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek písčité půdy 2 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zatřídění vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 8.

Tab. 8: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku písčité půdy 2.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jílu [%]	Půdní druh
Hustoměrná metoda	76,0	13,0	11,0	písčítá hlína
	79,0	12,5	8,5	hlinitý písek
	74,0	15,0	11,0	písčítá hlína
	78,0	15,0	7,0	hlinitý písek
ISP+	79,3	9,8	10,9	písčítá hlína
	79,6	9,6	10,8	písčítá hlína
	76,7	12,9	10,4	písčítá hlína
	75,8	16,2	8,0	písčítá hlína

Na základě provedených zrnitostních rozborů byl vzorek metodou ISP+ ve všech čtyřech případech shodně zatříděn jako půdní druh s názvem písčítá hlína. V případě zrnitostních rozborů provedených hustoměrnou metodou byl vzorek na základě stanoveného procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí kategorizován ve dvou případech ve shodě s metodou ISP+ jako půdní druh písčítá hlína, ve dvou případech pak jako hlinitý písek (viz Tab. 8).

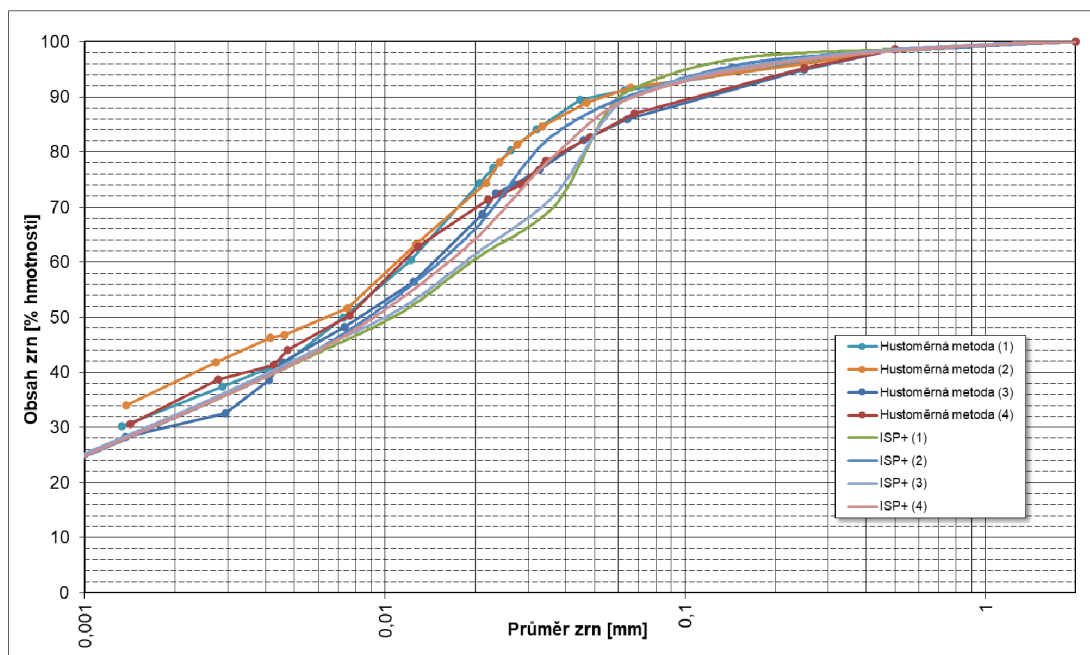
Tab. 9: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek písčité půdy 2.

Písčítá půda 2	Písčítá frakce		Prachovitá frakce		Jílovitá frakce	
	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+
Minimum	74,00	75,80	12,50	9,60	7,00	8,00
Maximum	79,00	79,60	15,00	16,20	11,00	10,90
Průměr	76,75	77,85	13,88	12,13	9,38	10,03
Rozptyl	4,92	3,56	1,73	9,66	3,90	1,87
Medián	77,00	78,00	14,00	11,35	9,75	10,60
Směrodatná odchylka	2,22	1,89	1,31	3,11	1,97	1,37
Koeficient variace	0,03	0,02	0,09	0,26	0,21	0,14

Základní popisnou statistiku pro zjištěné procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí uvádí Tab. 9. Metoda ISP+ v tomto případě vykazuje vyšší variabilitu ve stanovení procentuálního zastoupení prachovité frakce. Dle průměrných hodnot procentuálního zastoupení písčité, prachovité a jílovité frakce, které jsou uvedeny v Tab. 9, lze říci, že obě metody vykazují, stejně jako v případě vzorku písčité půdy (viz 5.1), dobrou vzájemnou shodu.

5.3 Zrnitostní rozbor – vzorek hlinité půdy

Pro vzorek hlinité půdy bylo provedeno celkově osm zrnitostních rozborů, čtyři rozborů byly provedeny hustoměrnou metodou a čtyři metodou ISP+. Výsledné zrnitostní křivky jsou uvedeny na Obr. 13.



Obr. 13: Výsledné čáry zmitosti pro vzorek hlinité půdy – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zařídění vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 10.

Tab. 10: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařídění vzorku hlinité půdy.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jílu [%]	Půdní druh
Hustoměrná metoda	11,0	51,0	38,0	prachovitá jílovitá hlína
	10,0	56,0	34,0	prachovitá jílovitá hlína
	16,0	53,0	31,0	prachovitá jílovitá hlína
	16,0	50,0	34,0	prachovitá jílovitá hlína
ISP+	16,7	51,5	31,8	prachovitá jílovitá hlína
	12,4	55,8	31,8	prachovitá jílovitá hlína
	16,8	51,0	32,2	prachovitá jílovitá hlína
	14,0	54,1	31,8	prachovitá jílovitá hlína

Z průběhu zmitostních křivek (Obr. 13) je patrné, že zejména na hranicích jednotlivých půdních frakcí vykazuje průběh zmitostních křivek stanovených metodou ISP+ větší vzájemnou shodu v porovnání se zmitostními křivkami stanovenými hustoměrnou metodou.

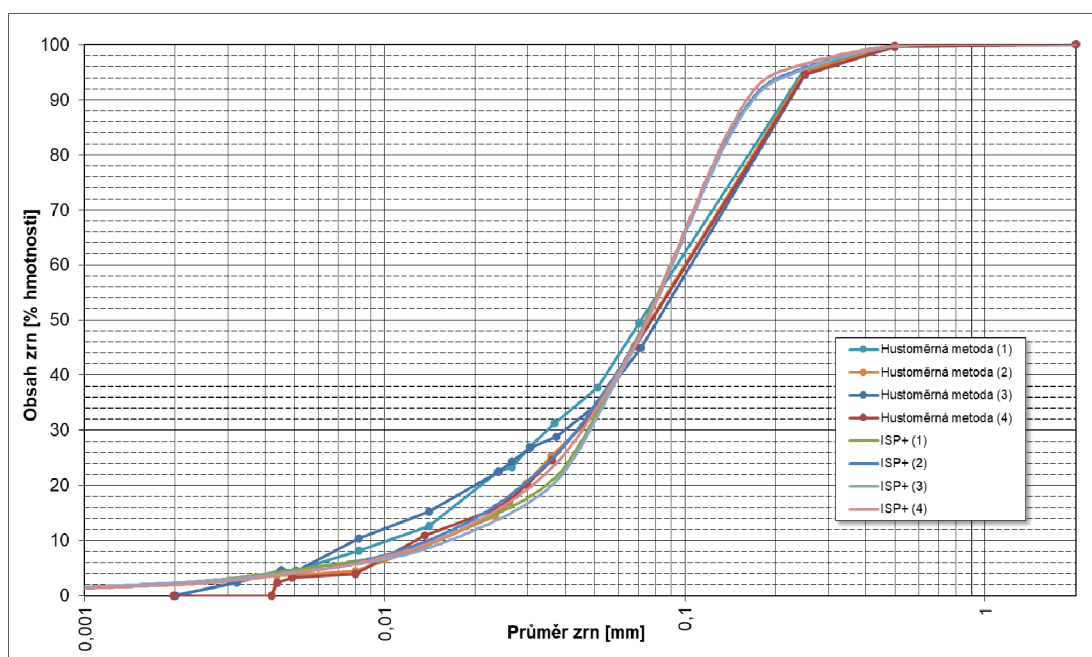
Základní popisnou statistiku pro naměřená data uvádí Tab. 11. Z hlediska uvedených charakteristik polohy vykazuje metoda ISP+ dobrou vzájemnou shodu s hustoměrnou metodou. Charakteristiky variability potvrzují, že zejména v určení písčité a jílovité půdní frakce vykazuje metoda ISP+ nižší variabilitu dat v porovnání s metodou hustoměrnou.

Tab. 11: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek hlinité půdy.

Hlinitá půda	Písčítá frakce		Prachovitá frakce		Jílovitá frakce	
	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+	Hustoměr. metoda	ISP+
Minimum	10,00	12,40	50,00	51,00	31,00	31,80
Maximum	16,00	16,80	56,00	55,80	38,00	32,20
Průměr	13,25	14,98	52,50	53,10	34,25	31,90
Rozptyl	10,25	4,63	7,00	5,09	8,25	0,04
Medián	13,50	15,35	52,00	52,80	34,00	31,80
Směrodatná odchylka	3,20	2,15	2,65	2,26	2,87	0,20
Koeficient variace	0,24	0,14	0,05	0,04	0,08	0,01

5.4 Zrnitostní rozbor – experiment. směs

Pro vzorek experimentální směsi, jež vznikla smícháním slévarenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v poměru 1:1, bylo provedeno celkem osm zrnitostních rozborů, čtyři rozborů byly provedeny hustoměrnou metodou a čtyři metodou ISP+. Výsledné zrnitostní křivky jsou znázorněny na Obr. 14.



Obr. 14: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zařazení vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 12. Vzorek byl na základě provedených zrnitostních rozborů oběma metodami klasifikován jako půdní druh písčítá hlína. Průběh zrnitostních křivek stanovených metodou ISP+ je téměř identický, oproti tomu zrnitostní křivky stanovené hustoměrnou metodou mají zejména v oblasti frakce prachu vzájemně odlišný průběh (viz. Obr. 14).

Tab. 12: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku experiment. směsi.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jilu [%]	Půdní druh
Hustoměrná metoda	63,0	37,0	0,0	písčítá hlína
	67,0	33,0	0,0	písčítá hlína
	65,0	35,0	0,0	písčítá hlína
	66,0	34,0	0,0	písčítá hlína
ISP+	67,8	30,0	2,2	písčítá hlína
	65,6	32,4	2,0	písčítá hlína
	68,7	29,0	2,2	písčítá hlína
	66,7	31,4	1,9	písčítá hlína

Základní popisnou statistiku pro zjištění procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí uvádí Tab. 13. Významný rozdíl mezi oběma metodami byl zjištěn v určení procentuálního zastoupení prachovité frakce, kde metoda hustoměrná naměřila v průměru o 4,05 % více prachovitých částic v porovnání s metodou ISP+. Naopak frakce jilu byla hustoměrnou metodou zcela ignorována. Dle katalogového listu prodejce jsou v mikromletém písku ($d_{50} = 0,027$ mm) zastoupeny částice o velikosti ≤ 2 μm ze 7 %. Výrobce byl procentuální obsah těchto částic stanoven laserovou difrakční analýzou (Sklopísek Střeleč a. s., ©2017).

Tab. 13: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek experiment. směsi.

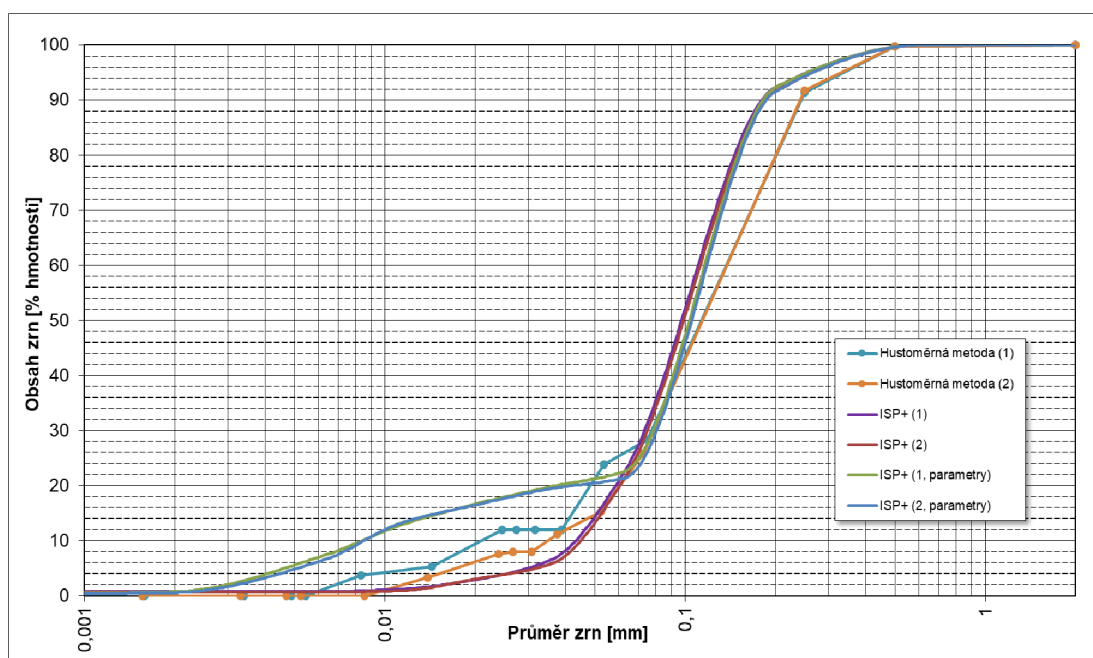
Experimentální směs	Písčítá frakce		Prachovitá frakce		Jílovitá frakce	
	Hustoměrná metoda	ISP+	Hustoměrná metoda	ISP+	Hustoměrná metoda	ISP+
Minimum	63,00	65,60	33,00	29,00	0,00	1,90
Maximum	67,00	68,70	37,00	32,40	0,00	2,20
Průměr	65,25	67,20	34,75	30,70	0,00	2,08
Rozptyl	2,92	1,81	2,92	2,25	0,00	0,02
Medián	65,50	67,25	34,50	30,70	0,00	2,10
Směrodatná odchylka	1,71	1,34	1,71	1,50	0,00	0,15
Koeficient variace	0,03	0,02	0,05	0,05	NaN	0,07

5.5 Zrnitostní rozbor – experiment. směs 2

Pro vzorek experimentální směsi 2, jež vznikla smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v poměru 1:4, byly provedeny čtyři zrnitostní rozborů, dva hustoměrnou metodou a dva metodou ISP+.

Data získaná metodou ISP+ byla vyhodnocena s rozdílným nastavením parametrů objektivní funkce $O_{ISP+}(\theta)$. V prvním případě byly relativní váhy vstupující do objektivní funkce $O_{ISP+}(\theta)$ pro datovou třídu zahrnující tlakové údaje a datovou třídu obsahující data z prosévání ponechány na výchozích hodnotách, tzn. hodnotě 1. Ve druhém případě byla datové třídě zahrnující tlakové údaje přiřazena relativní váha rovna 0, datové třídě zahrnující data

z prosévání pak relativní váha 100. Výsledné zmitostní křivky stanovené hustoměrnou metodou, metodou ISP+ a metodou ISP+ s pozměněným nastavením parametrů jsou uvedeny na Obr. 15.



Obr. 15: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi 2 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

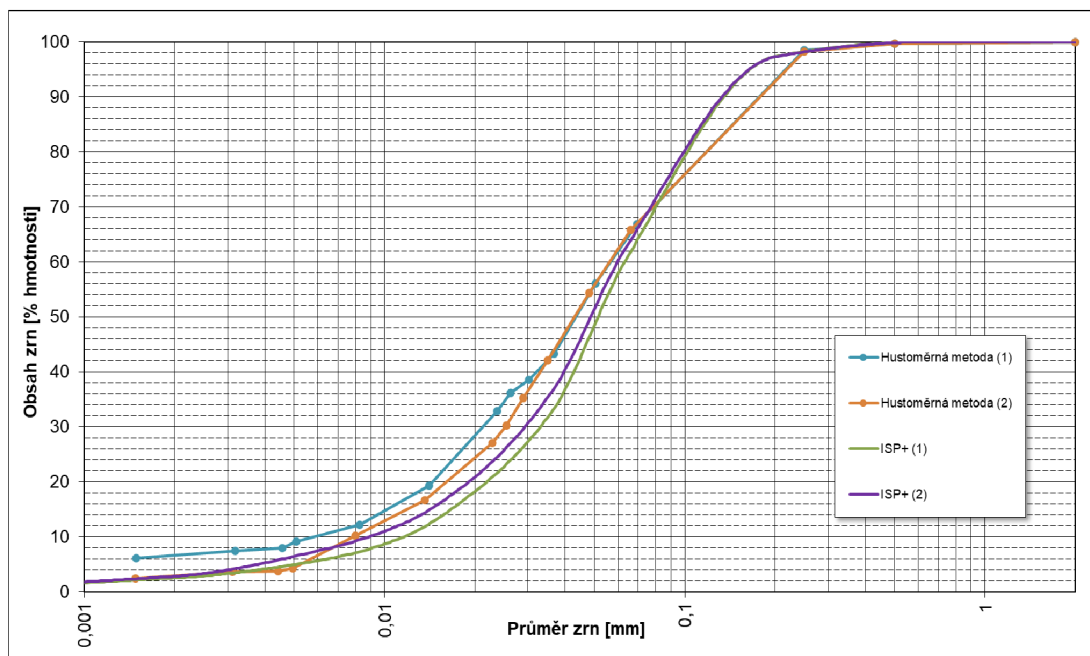
Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zařazení vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 14. Z uvedených dat je patrné, že výrazně lepší vzájemné shody mezi oběma metodami bylo dosaženo po úpravě relativních vah pro vstupní data z prosévání a údaje o poklesu tlaku v suspenzi. Průměrný rozdíl určeného procentuálního zastoupení pro frakci písku, prachu a jílu mezi hustoměrnou metodou a metodou ISP+ činil při ponechání defaultního nastavení relativních vah 4,25 %, 4,9 % a 0,65 %. Po úpravě relativních vah činily průměrné rozdíly mezi metodami pro jednotlivé půdní frakce 2,8 %, 2,2 % a 0,6 %. Přítomnost částic $\leq 2 \mu\text{m}$ byla hustoměrnou metodou zcela ignorována, přičemž jejich výskyt ve směsi mikromletého písku ($d_{50} = 0,027 \text{ mm}$) je deklarován výrobcem (Sklopísek Střeleč a. s., ©2017).

Tab. 14: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařazení vzorku experiment. směsi 2.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jílu [%]	Půdní druh
Hust. metoda	79,0	21,0	0,0	hlinitý písek
	85,0	15,0	0,0	hlinitý písek
ISP+	85,7	13,6	0,7	písek
	86,8	12,6	0,6	písek
ISP+ (par.)	78,8	20,5	0,7	hlinitý písek
	79,6	19,9	0,5	hlinitý písek

5.6 Zrnitostní rozbor – experiment. směs 3

Pro vzorek experimentální směsi 3, jež vznikla smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v náhodném poměru, byly provedeny čtyři zrnitostní rozbor, dva hustoměrnou metodou a dva metodou ISP+. Výsledné zrnitostní křivky jsou znázorněny na Obr. 16.



Obr. 16: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi 3 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí včetně zařídění vzorku v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky uvádí Tab. 15.

Tab. 15: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařídění vzorku experiment. směsi 3.

	Frakce písku [%]	Frakce prachu [%]	Frakce jílu [%]	Půdní druh
Hust. metoda	44,0	49,0	7,0	písčítá hlína
	44,0	53,0	3,0	prachovitá hlína
ISP+	51,8	45,7	2,5	písčítá hlína
	48,7	48,5	2,8	písčítá hlína

Z uvedených dat je patrné (Obr. 16), že zrnitostní křivky stanovené metodou ISP+ vykazují téměř identický průběh. Průběh zrnitostních křivek stanovených hustoměrnou metodou se rozchází zejména v oblasti frakce jílu. Obě metody se významněji rozcházejí ve stanovení procentuálního zastoupení frakce písku a prachu, kdy průměrný rozdíl mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou pro frakci písku činí 6,25 %, pro frakci prachu pak 3,9 %.

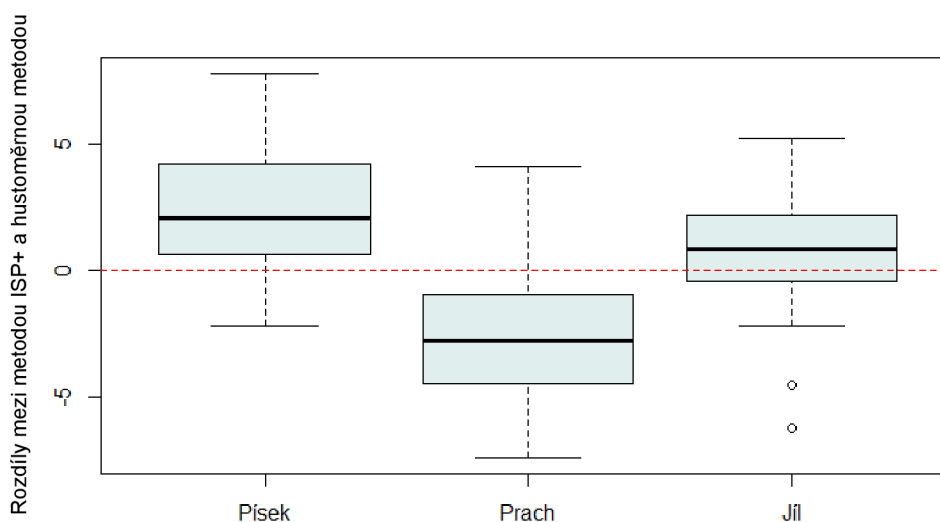
5.7 Statistické vyhodnocení dat

Vybrané charakteristiky základní popisné statistiky pro půdní vzorky, u kterých byly provedeny čtyři zrnitostní rozbory hustoměnou metodou a čtyři zrnitostní rozbory metodou ISP+ jsou uvedeny v příslušných kapitolách týkající se vyhodnocení daných zrnitostních rozborů příslušných půdních vzorků (viz 5.1, 5.2, 5.3 a 5.4). Shrnutí je uvedeno v Tab. 16 níže.

Tab. 16: Hmotnostní podíly [% hm.] jednotlivých půdních frakcí pro stanovení půdní textury na základě Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky. Uvedené hodnoty jsou průměry stanovené na základě čtyř opakování. Uvedené chyby jsou směrodatné odchylky stanovené na základě čtyř opakování.

Vzorek	Hustoměrná metoda		
	Písek	Prach	Jíl
Písčítá půda	76.88 ± 1.31	14.75 ± 2.22	8.38 ± 2.06
Písčítá půda 2	76.75 ± 2.22	13.88 ± 1.31	9.38 ± 1.97
Hlinitá půda	13.25 ± 3.20	52.50 ± 2.65	34.25 ± 2.87
Experimentální směs	65.25 ± 1.71	34.75 ± 1.71	0.00 ± 0.00
Vzorek	ISP+		
	Písek	Prach	Jíl
Písčítá půda	77.88 ± 0.57	10.98 ± 0.49	11.15 ± 2.08
Písčítá půda 2	77.85 ± 1.89	12.13 ± 3.11	10.03 ± 1.38
Hlinitá půda	14.97 ± 2.15	53.10 ± 2.26	31.90 ± 0.20
Experimentální směs	67.20 ± 1.34	30.70 ± 1.50	2.10 ± 0.13

Komparace metod z hlediska rozdílů v určení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí je graficky znázorněna na Obr. 17. Tabelárně je základní popisná statistika uvedena v Tab. 17. Ze znázornění je patrné, že metoda ISP+ v porovnání s hustoměnou metodou ve více jak 75 % případů nadhodnotila procentuální zastoupení frakce písku a ve více než 50 % případů nadhodnotila procentuální zastoupení frakce jílu. Naopak hodnoty obsahu frakce prachu byly ve více než 75 % případů podhodnoceny.



Obr. 17: Rozdíly ve stanovení jednotlivých půdních frakcí graficky vyjádřené formou boxplotů.

Tab. 17: Základní popisná statistika vypočtená pro rozdíly mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Pozn.: Minimum zde vyjadřuje maximální podhodnocení dané frakce metodou ISP+, maximum pak maximální zjištěné nadhodnocení dané frakce metodou ISP+ v porovnání s referenční hustoměrnou metodou.

Rozdíly mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou	Písčítá frakce	Prachovitá frakce	Jílovitá frakce
Minimum	-2,20	-7,40	-6,20
Maximum	7,80	4,10	5,20
Průměr	2,21	-2,68	0,46
Rozptyl	7,88	8,13	7,00
Medián	2,10	-2,75	0,85
Směrodatná odchylka	2,81	2,85	2,65
Koeficient variace	1,27	-1,07	5,75

Průměrné absolutní a relativní chyby v určení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí metodou ISP+ v porovnání s metodou hustoměrnou, jež sloužila jako metoda referenční, uvádí Tab. 18.

Tab. 18: Průměrné absolutní a relativní chyby v určení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí metodou ISP+ v porovnání s referenční hustoměrnou metodou. Pozn.: U frakce jílu nebyla průměrná relativní chyba stanovena z důvodu dělení nulou.

	Frakce písku	Frakce prachu	Frakce jílu
Průměrná absolutní chyba [%]	± 2,85	± 3,26	± 2,06
Průměrná relativní chyba [-]	± 0,07	± 0,15	-

Příslušné bodové korelační diagramy pro jednotlivé zmitostní frakce jsou znázorněny na Obr. 18, Obr. 19 a Obr. 20. Shmutí výsledků modelů lineární regrese pro frakci písku, prachu a jílu zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daných modelů jsou uvedeny v Tab. 19, Tab. 20. a Tab. 21.

Hodnoty procentuálního zastoupení písčité frakce stanovené metodou ISP+ vykazují těsnou korelaci s hodnotami stanovenými hustoměrnou metodou ($R^2 = 0,9882$; $RMSE = 2,71$ %). Toto potvrzuje i zjištěný adjustovaný koeficient determinace R^2_{adj} . Ačkoli hodnoty vykazují vysokou míru korelace, v případě metody ISP+ docházelo k nadhodnocování procentuálního zastoupení frakce písku v porovnání s referenční hustoměrnou metodou, a to napříč všemi testovanými vzorky, u nichž se procentuální zastoupení frakce písku pohybovalo v hodnotách od 10 do 85 %. Odhad sklonu regresní přímky (regresní koeficient) je blízký jedné (viz Tab. 19). Výsledná regresní rovnice má tvar:

$$y_{(ISP+)} = 0,9858 \cdot x_{(HM)} + 3,0417 \quad (57)$$

kde $y_{(ISP+)}$ je procentuální zastoupení frakce písku stanovené metodou ISP+ [%] a $x_{(HM)}$ je procentuální zastoupení frakce písku stanovené hustoměnou metodou [%].

Vysoká míra korelace mezi oběma metodami byla zjištěna také v určení procentuálního zastoupení frakce prachu ($R^2 = 0,9756$; $RMSE = 8,36$ %) (viz Tab. 20), nicméně hodnoty procentuálního zastoupení frakce prachu stanovené metodou ISP+ byly s hodnotami stanovenými na základě hydrometrických odečtů ve valné většině nižší, a to napříč všemi testovanými vzorky, u nichž se procentuální zastoupení frakce prachu pohybovalo v hodnotách od 12 do 56 % (Obr. 19). Výsledná regresní rovnice má tvar:

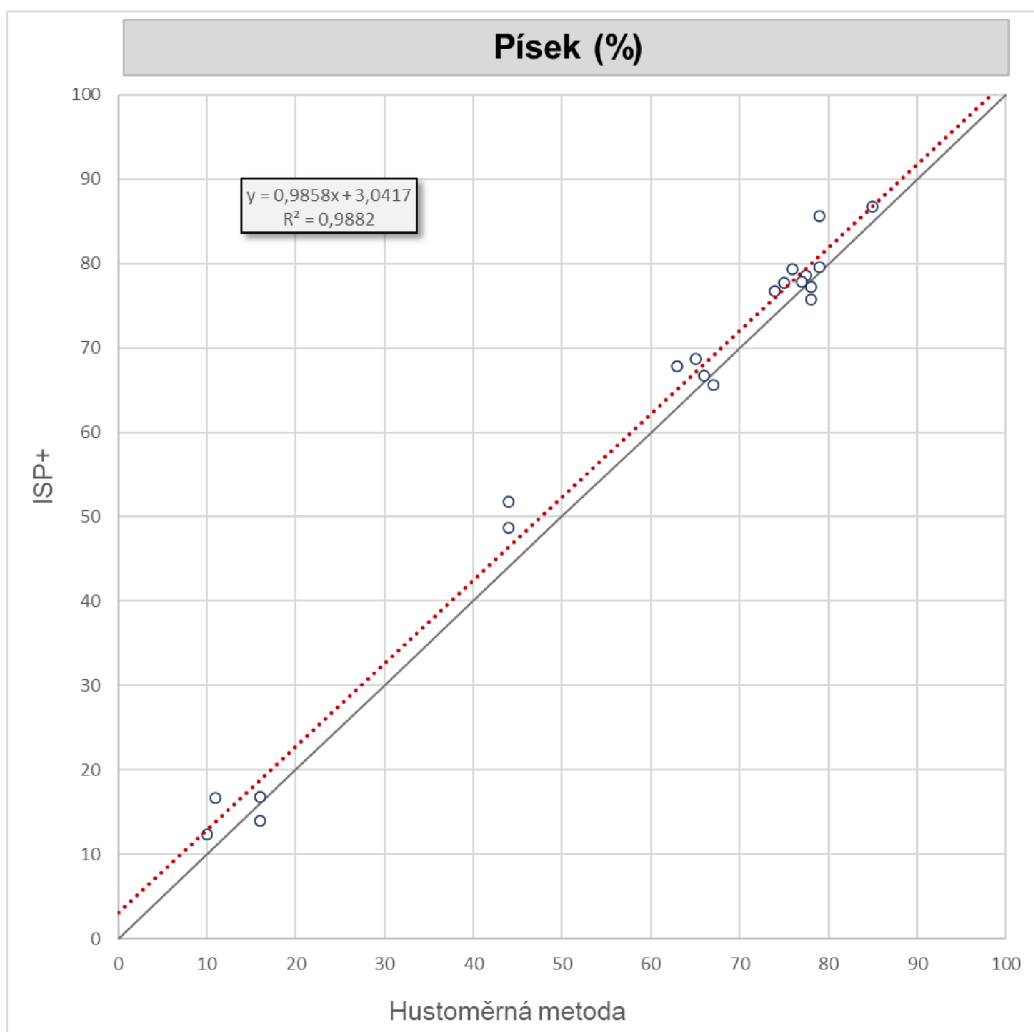
$$y_{(ISP+)} = 1,0426 \cdot x_{(HM)} - 3,9548 \quad (58)$$

kde $y_{(ISP+)}$ je procentuální zastoupení frakce prachu stanovené metodou ISP+ [%] a $x_{(HM)}$ je procentuální zastoupení frakce prachu stanovené hustoměnou metodou [%].

Nejnižší hodnoty koeficientu determinace bylo dosaženo v případě vzájemné shody metody ISP+ s metodou hustoměnou ve stanovení procentuálního zastoupení frakce jílu ($R^2 = 0,9648$; $RMSE = 2,07$ %) (viz Obr. 20). Zjištěný adjustovaný koeficient determinace R^2_{adj} , jež zohledňuje výběrovou velikost daného vzorku, byl v případě frakce jílu taktéž nejnižší. Vzhledem k hodnotám koeficientu determinace R^2 a adjustovaného koeficientu determinace R^2_{adj} ($R^2_{adj} = 0,9628$) však obě metody vykazují vysokou míru korelace i v případě stanovení procentuálního zastoupení frakce jílu (viz Tab. 21). Sklon regresní přímky (regresní koeficient) je výrazně menší než 1. Výsledná regresní rovnice má tvar:

$$y_{(ISP+)} = 0,8754 \cdot x_{(HM)} + 1,8183 \quad (59)$$

kde $y_{(ISP+)}$ je procentuální zastoupení frakce jílu stanovené metodou ISP+ [%] a $x_{(HM)}$ je procentuální zastoupení frakce jílu stanovené hustoměnou metodou [%].



Obr. 18: Srovnání procentuálního zastoupení frakce písku stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnicí trendu naměřených dat (modré body).

Tab. 19: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci písku zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.

Základní charakteristiky reziduí

Minimum	1Q	Medián	3Q	Maximum
-4,8149	-1,5583	-0,2684	1,7553	5,3820

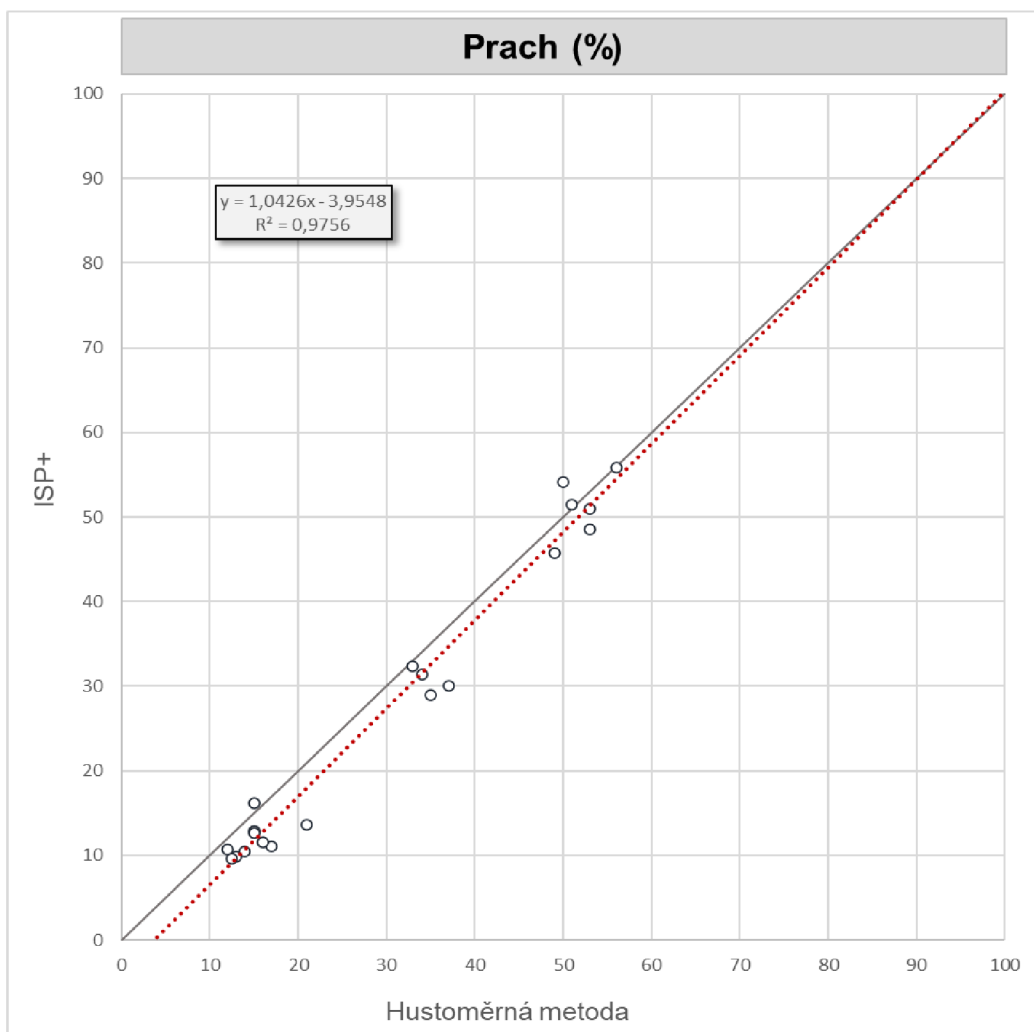
Regresní koeficienty

	Odhad regresních koeficientů	Standardní chyba	Testová statistika t	Pr(> t)
Průsečík	3,04171	1,63133	1,8650	0,0786 .
Sklon	0,98582	0,02543	38,773	<2e-16 ***

Statistická významnost testů: 0 "****" 0,001 "***" 0,01 "**" 0,05 "." 0.1 " "

Celkové charakteristiky modelu

Výběrová reziduální směrodatná odchylka:	2,86 (18 stupňů volnosti)
Koeficient determinace:	0,9882 Adjustovaný koeficient determinace: 0,9875
F-statistika: 1502 na 1 a 18 stupních volnosti	p-hodnota: <2,2e-16



Obr. 19: Srovnání procentuálního zastoupení frakce prachu stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnicí trendu naměřených dat (modré body).

Tab. 20: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci prachu zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.

Základní charakteristiky reziduí

Minimum	1Q	Medián	3Q	Maximum
-4,6197	-1,7399	0,0548	1,5165	5,9271

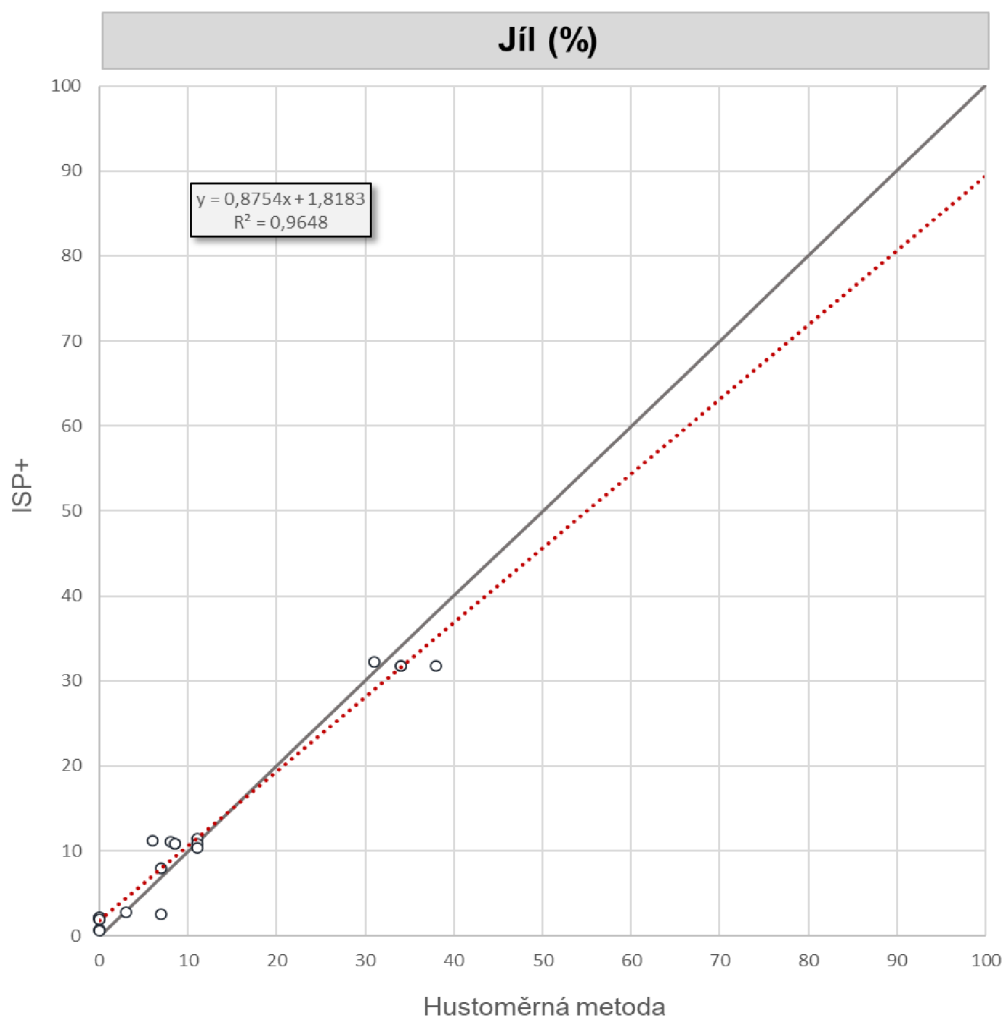
Regresní koeficienty

	Odhad regresních koeficientů	Standardní chyba	Testová statistika t	Pr(> t)	
Průsečík	-3,95482	1,32896	-2,976	0,0081	**
Sklon	1,04255	0,03884	26,846	5,68e-16	***

Statistická významnost testů: 0 "****" 0,001 "****" 0,01 "****" 0,05 " " 0.1 " "

Celkové charakteristiky modelu

Výběrová reziduální směrodatná odchylka:	2,836 (18 stupňů volnosti)
Koeficient determinace:	0,9756
F-statistika: 720,7 na 1 a 18 stupních volnosti	Adjustovaný koeficient determinace: 0,9743
	p-hodnota: 5,68e-16



Obr. 20: Srovnání procentuálního zastoupení frakce jílu stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnici trendu naměřených dat (modré body).

Tab. 21: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci jílu zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.

Základní charakteristiky reziduí

Minimum	1Q	Medián	3Q	Maximum
-5,4460	-1,0652	0,1317	0,6715	4,1294

Regresní koeficienty

	Odhad regresních koeficientů	Standardní chyba	Testová statistika t	Pr(> t)
Průsečík	1,81828	0,64995	2,798	0,0119 *
Sklon	0,87539	0,03944	22,196	1,58e-14 ***

Statistická významnost testů: 0 "****" 0,001 "****" 0,01 "***" 0,05 "*" 0,1 " "

Celkové charakteristiky modelu

Výběrová reziduální směrodatná odchylka:	2,18 (18 stupňů volnosti)
Koeficient determinace:	0,9648
F-statistika: 492,6 na 1 a 18 stupních volnosti	Adjustovaný koeficient determinace: 0,9628
	p-hodnota: 1,584e-14

5.8 Experimentální ověření možnosti nahrazení měřením stanovené hustoty referenčního roztoku hustotou stanovenou výpočtem

Celkově byla provedena tři měření průběhu tlaku v referenčním roztoku pomocí tlakového senzoru zabudovaného v přístroji PARIO. Údaje získané na základě jednotlivých měření jsou uvedeny v Tab. 22, Tab. 23 a Tab. 24.

Přesnost senzoru udávaná výrobcem činí ± 1 Pa, tlak je snímán v rozlišení $\pm 0,1$ Pa (METER Group AG, 2018). Pro danou přesnost tlakového senzoru se může chyba v určení hustoty pohybovat v rozmezí $\pm 0,6$ kg.m⁻³, což znamená rozdíl v určení procentuálního zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru až $\pm 2,5$ %.

Zjištěné rozdíly mezi hustotou stanovenou výpočtem na základě naměřených údajů o tlaku a teplotě referenčního roztoku a hustotou stanovenou výpočtem dle (48) se pohybovaly v absolutních hodnotách v průměru okolo 0,20 kg.m⁻³. Zavedení chyby ve stanovení hustoty pohybující se v rozmezí $\pm 0,20$ kg.m⁻³ by vedlo k chybě v určení procentuálního zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru pohybující se v intervalu $\pm 0,8$ %.

Tab. 22: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 1.

Parametry měření		
Doba měření	22,58	h
Poloha čidla	0,1803	m
Expanze kapaliny	1,3	Pa/°C
Teplotní údaje		
Počáteční teplota	19,8	°C
Koncová teplota	20,9	°C
Variační rozpětí naměřených teplot	1,2	°C
Teplotní průměr	20,3	°C
Tlakové údaje a zjištěné rozdíly mezi hustotou referenčního roztoku stanovenou na základě měření a výpočtem		
Variační rozpětí měřených tlaků tlaku	1,32	Pa
Maximální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,35	kg.m ⁻³
Minimální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,00	kg.m ⁻³
Průměrný rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,16	kg.m ⁻³

Tab. 23: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 2.

Parametry měření		
Doba měření	22,58	h
Poloha čidla	0,1813	m
Expanze kapaliny	1,3	Pa/°C
Teplotní údaje		
Počáteční teplota	20,8	°C
Koncová teplota	21,0	°C
Variační rozpětí naměřených teplot	0,5	°C
Teplotní průměr	21,1	°C
Tlakové údaje a zjištěné rozdíly mezi hustotou referenčního roztoku stanovenou na základě měření a výpočtem		
Variační rozpětí měřených tlaků tlaku	1,56	Pa
Maximální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,52	kg.m ⁻³
Minimální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,00	kg.m ⁻³
Průměrný rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,20	kg.m ⁻³

Tab. 24: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 3.

Parametry měření		
Doba měření	22,58	h
Poloha čidla	0,1818	m
Expanze kapaliny	1,3	Pa/°C
Teplotní údaje		
Počáteční teplota	20,8	°C
Koncová teplota	20,8	°C
Variační rozpětí naměřených teplot	0,5	°C
Teplotní průměr	21	°C
Tlakové údaje a zjištěné rozdíly mezi hustotou referenčního roztoku stanovenou na základě měření a výpočtem		
Variační rozpětí měřených tlaků tlaku	1,22	Pa
Maximální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,38	kg.m ⁻³
Minimální rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,00	kg.m ⁻³
Průměrný rozdíl mezi hustotou vypočtenou na základě měřeného tlaku a stanovené výpočtem dle (48)	0,23	kg.m ⁻³

6 Diskuse

V současné době existuje celá řada metod pro stanovení půdní zrnitosti, jež jsou založeny na různých fyzikálních principech. Nicméně, jak uvádí Ghasemy a kol. (2019), žádná z těchto metod není zcela bezchybná a je zde další prostor pro jejich optimalizaci. V současné době jsou jako standardizované metody pro stanovení půdní zrnitosti uznávány metoda pipetovací a metoda hustoměrná v kombinaci s proséváním (Gee a Or, 2002). Přestože obě tyto metody vycházejí ze stejného fyzikálního principu, nepadají mezi nimi absolutní shoda.

Porovnáním těchto metod se zabývala celá řada studií, které mnohdy dospěly k dosti odlišným závěrům. V případě aplikace hustoměrné metody v podobě, v jaké ji představil Bouyoucos (1927) dochází k nadhodnocení procentuálního zastoupení frakce jílu (Matar a kol., 1987). Miller a kol. (1988) uvádí, že modifikace hustoměrné metody v podobě, ve které ji publikoval Day (1950) již dává srovnatelné výsledky s metodou pipetovací a k nadhodnocení frakce jílu nedochází. Naopak Coates a Hulse (1985) uvádějí, že vzájemné shody mezi metodami není dosaženo ani v případě této modifikace. Elfaki a kol. (2016) ve své studii zmiňují, že ačkoli mezi oběma metodami nebyl ve většině testovaných vzorků statisticky významný rozdíl v určení procentuálního zastoupení frakce písku a frakce jílu ($R^2 = 0,99$ a $R^2 = 0,98$), vykazovala pipetovací metoda tendenci k nadhodnocení procentuálního zastoupení frakce jílu a prachu. Naopak hustoměrná metoda vykazovala tendenci k nadhodnocení procentuálního zastoupení frakce písku. K obdobným výsledkům dospěli také Norambuena a kol. (2002) a Beretta a kol. (2014), jenž ovšem dospěl k nižší vzájemné shodě mezi standardizovanými metodami ($R^2 = 0,94$ pro frakci písku, $R^2 = 0,92$ pro frakci prachu, $R^2 = 0,80$ pro frakci jílu). K vzájemné nižší shodě mezi metodami v určení procentuálního zastoupení frakce jílu ($R^2 = 0,83$) dospěl také Matar a kol. (1987). Závěry dosud publikovaných studií zabývajících se porovnáním standardizovaných metod je nicméně těžké zobecnit, jelikož k jejich komparaci byly používány různé modifikace hustoměrné metody (Bouyoucos, 1927; Bouyoucos 1962; Coates a Hulse, 1985; Gee a Bauder, 1986; Kettler a kol., 2001; Beretta a kol., 2014), které mají odlišné nároky na přípravu vzorku, koncentraci půdních částic v suspenzi atd.

Hustoměrná metoda je v současné době hojně používána pro rutinní stanovení půdní zrnitosti, jelikož je, v porovnání s metodou pipetovací, méně časově náročná (Gee a Or, 2002). V současné době nebyla publikována žádná studie zabývajících se porovnáním této metody s metodou ISP+, která by ji v budoucnu mohla, s ohledem na svou nižší časovou náročnost a redukci chyb způsobených lidským faktorem, zcela nahradit. Metoda ISP+ je založena na stejném fyzikálním principu jako metody standardizované, v průběhu samotného měření však nedochází k rušení sedimentačního procesu v důsledku opakovaného vkládání pipety či

hustoměru (Durner a Iden, 2021). Nespornou výhodou této metody je také skutečnost, že poskytuje kvazi-kontinuální průběh zmitostní křivky, přičemž standardizované metody poskytují pouze omezený počet bodových měření a pro znázornění průběhu zmitostní křivky je její tvar mezi těmito body nejčastěji lineárně aproximován. Standardizované metody jsou tak do jisté míry závislé na použitém klasifikačním systému (Martín a kol., 2018; Acevedo a kol., 2021). Údaje o půdní zmitosti zjištěné pomocí standardizovaných metod je následně obtížné a nepřesné převádět na hranice půdních frakcí dané jiným klasifikačním systémem (Nemes a kol., 2002), což stěžuje aplikaci pedotransferových funkcí vyvinutých v rámci odlišného klasifikačního systému.

Vzhledem k výše uvedeným skutečnostem byl z důvodu minimalizace možných rozdílů mezi metodami, které by mohly mít vliv na výsledek zmitostního rozboru, u všech vzorků v případě obou testovaných metod, tedy jak metody hustoměrné, tak metody ISP+, zvolen shodný způsob jejich přípravy (viz 4.1). Rozdíly v přesnosti metod v určení procentuálního zastoupení půdních frakcí z důvodu odlišné přípravy půdního vzorku uvádí např. Gee a Or (2002), Durner a Iden (2021) a ve své studii na ně poukazuje také Beretta a kol. (2014). Pro omezení systematické chyby byla také vždy u jednotlivých vzorků půdy volena shodná navážka neboť, jak uvádí Papuga a kol. (2021), koncentrace půdních částic v suspenzi ovlivňuje výsledek zmitostního rozboru, jelikož může v důsledku působení protiproudů či vzájemné interakce částic dojít ke zpomalení sedimentačního procesu a snížení rychlosti sedimentace částic až o několik procent. Z důvodu eliminace možných zdrojů chyb dále nebylo v případě hustoměrné metody prováděno přímé měření hustoty referenčního roztoku v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 a ani nebylo v souladu s ní využito varianty, kdy je hustota referenčního roztoku uvažována konstantní (rovna 1 g.cm^{-3}). Tuto možnost zmiňuje také Valla a kol. (2002) nicméně její využití je, jak ČSN EN ISO 17892-4 uvádí, limitováno sníženou přesností. Hustota referenčního roztoku byla stanovována výpočtem dle vzorce, jež uvádí Durner a kol. (2017), přičemž možnost nahrazení přímého měření hustoty referenčního roztoku výpočtem byla v rámci této práce experimentálně ověřena. Zjištěné rozdíly mezi hustotou stanovenou výpočtem na základě měřených údajů o tlaku a teplotě referenčního roztoku a hustotou stanovenou výpočtem se pohybovaly v absolutních hodnotách okolo $0,20 \text{ kg.m}^{-3}$. Zavedení takovéto chyby ve stanovení hustoty by následně vedlo k chybě v určení v procentuálním zastoupení půdních částic pohybující se v intervalu $\pm 0,8 \%$, což je vzhledem k chybám, jež mohou být způsobeny chybným čtením hustoměru v případě přímého měření, chyba prakticky zanedbatelná.

Metoda ISP+ vznikla v návaznosti na metodu ISP, jejíž přesnost v určení procentuálního zastoupení frakce jílu nebyla zcela uspokojivá (Durner a Iden, 2021). Metoda ISP byla porovnávána jak s metodou pipetovací (Nemes a kol., 2020), tak s metodou

hustoměnou (Acevedo a kol., 2021), a v obou těchto případech vykazovala v určení frakce jílu nízkou vzájemnou shodu ($R^2 = 0,55$ a $R^2 = 0,64$). Acevedo a kol. (2021) dále uvádí také relativně nízkou vzájemnou shodu v určení zastoupení frakce písku ($R^2 = 0,88$; RMSE = 8,99 %) a prachu ($R^2 = 0,78$; RMSE = 8,07 %). Z výsledků zmitostních rozborů vyplývá, že modifikací metody ISP došlo nejen k výraznému zpřesnění metody v určení procentuálního zastoupení frakce jílu ($R^2 = 0,96$; RMSE = 2,07 %), ale také písku ($R^2 = 0,99$; RMSE = 2,71 %) a prachu ($R^2 = 0,98$; RMSE = 8,36 %).

Na základě provedených zmitostních rozborů lze dále konstatovat, že metoda ISP+ vykazuje v porovnání s metodou hustoměnou tendenci k mírnému nadhodnocování procentuálního zastoupení frakce písku a jílu. Durner a kol. (2020) uvádí, že tendence metody ISP+ vykazovat větší obsah jílu roste s klesající dobou měření. Určení procentuálního zastoupení frakce jílu se v rámci této metody opírá o hmotnost částic nacházejících se ve sloupci suspenze, jež je upuštěna po ukončení měření a která obsahuje převážně částice jílu. Stokesův zákon, ze kterého tato metoda při stanovení ekvivalentního průměru zma vychází, byl odvozen pro kulovité částice. Částice jílu mají lístkovitý či deskovitý tvar, a jak uvádí Andreasen (1929), skutečná rychlost sedimentace těchto částic může být výrazně nižší než rychlost vypočtená Stokesovým zákonem.

V rámci studie, jež publikovali Durner a Iden (2021), byla metoda ISP+ porovnávána s metodou pipetovací, jež sloužila jako metoda referenční. V rámci této studie nicméně nebyla provedena opakovaná měření pipetovací metodou, takže její chybovost nebyla známa, a současně nebyla metoda testována na půdách s vysokým obsahem frakce písku (nad 70 %). Na základě provedených zrnitostních analýz docházelo právě u vzorků s vysokým podílem frakce písku k rozdílné identifikaci půdního druhu mezi metodou ISP+ a metodou hustoměnou. Chybovost metody ISP+ v určení procentuálního zastoupení frakce jílu vyjádřená ve formě směrodatné odchylky byla v případě těchto vzorků řádově vyšší (viz Tab. 16) než jakou uvádí Durner a Iden (2021). V případě určení procentuálního zastoupení frakce písku a prachu byly tyto odchylky řádově vyšší u třech ze čtyř vzorků, u kterých bylo toto statistické vyhodnocení vzhledem k dostatečnému počtu opakování provedeno. Rozdíly v určení frakce jílu mezi referenční pipetovací metodou a metodou ISP+ se dle výše uvedené studie pohybovaly v intervalu od -1,0 % do +0,7 %. V rámci této studie (viz Tab. 16) se rozdíly mezi metodou ISP+ a metodou hustoměnou, jež byla uvažována jako referenční, pohybovaly v intervalu od -2,35 % do +2,77 % (vyhodnocení bylo provedeno pouze pro vzorky, u kterých byl proveden dostatečný počet opakování). Výrobce uváděná přibližná chyba metody ISP+ ve stanovení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí činí $\pm 0,5$ % (METER Group AG, 2021). Této přesnosti nebylo při porovnání s referenční hustoměnou metodou dosaženo. Dosažená přesnost se nicméně shoduje s domněnkou, jež vyslovili Lewis a Rasmussen (1999), kteří

předpokládali přesnost metod zrnitostního rozboru založených na měření tlaku suspenze pro určení zastoupení frakce jílu v intervalu $\pm 3\%$.

Zde je vhodné uvést, že veškerá výše uvedená srovnání předpokládají, že metoda hustoměrná, jež byla použita jako metoda referenční, je přesná, což pravděpodobně není. V případě vzorků označených jako „experimentální směs“ a „experimentální směs 1“ tato metoda zcela přehlížela přítomnost frakce jílu ve vzorcích, přestože je její přítomnost ve směsi mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) deklarována výrobcem (Sklopísek Střeleč a. s., ©2017). Je možné, že bylo v těchto dvou případech dosaženo detekčního limitu metody, který se, jak uvádí Gavlak a kol. (2005), pohybuje v případě hustoměrné metody okolo 2% , a to nejen pro frakci jílu, ale také pro frakci písku a prachu. Dále uvádí, že tato metoda je obecně reprodukovatelná s přesností $\pm 8\%$.

V případě metody ISP+ lze do jisté míry ovlivnit výsledky zrnitostního rozboru nastavením parametrů objektivní funkce $O_{ISP+}(\theta)$, resp. relativních vah pro jednotlivé její komponenty. Výrobce uvádí, že změny ve výchozí konfiguraci jednotlivých vah pro údaje získané z prosévání, údaje o průběhu tlaku v suspenzi a o obsahu částic ve vzorku upuštěném po ukončení měření by měli provádět pouze zkušební uživatelé (METER Group AG, 2021). Změna konfigurace výchozího nastavení parametrů byla testována u vzorku „experimentální směs 1“ (viz 5.5). Jedná se o vzorek s převažujícím zastoupením frakce písku. Jestliže jsou v daném vzorku zastoupeny částice o velikosti menší než $0,063$ mm z méně jak 10% , není v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 požadováno provedení sedimentační zkoušky. Z tohoto důvodu byla údajům z prosévání nastavena relativní váha rovna 100. Naopak údajům o průběhu poklesu tlaku v suspenzi relativní váha 0. Při takovémto nastavení vstupních parametrů bylo dosaženo lepší vzájemné shody v určení procentuální frakce písku, prachu a jílu, jejichž rozdíl v procentuálním zastoupení v porovnání s hustoměrnou metodou činil $-2,8\%$, $+2,2\%$ a $+0,6\%$. Uvedené hodnoty jsou průměrné hodnoty stanovené na základě dvou měření metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. V případě ponechání výchozí konfigurace činily tyto rozdíly $+4,25\%$, $-4,9\%$ a $+0,65\%$. Výrobce ani Durner a Iden (2021) nastavení těchto parametrů dále blíže nerozvádějí. Změny v defaultním nastavení se prozatím jeví jako vhodné v případech, kdy se jedná o vzorek půdy s převažujícím zastoupením jedné zrnitostní frakce, nicméně půdní zrnitost není bez její předchozí analýzy známa (zde bylo využito orientační znalosti zrnitostního složení, jež udává výrobce) a bez následného porovnání s výsledky dosaženými standardizovanými metodami nelze říci, zda skutečně došlo ke zpřesnění výsledku zrnitostního rozboru či nikoli. Změna v nastavení výchozí konfigurace relativních vah vedla sice ke zpřesnění výsledku, průběh zrnitostní křivky v oblasti frakce prachu se však při tomto nastavení parametrů výrazně lišil od průběhu stanoveného hustoměrnou metodou.

V případě metody ISP Nemes a kol. (2020) upozorňovali na výrazný vliv změny teploty v počáteční fázi měření na průběh zmitostní křivky v oblasti frakce prachu. Jako kritickou hodnotu změny teploty uvádějí změnu o 0,1-0,2 °C v průběhu prvních dvou minut. Tento problém nebyl v rámci provedených zmitostních rozborů metodou ISP+ pozorován ani v případě, kdy se teplota v průběhu prvních dvou minut změnila o 0,7 °C.

Z hlediska časové náročnosti samotného měření je využití metody ISP+ pro rutinní stanovení půdní zmitosti v porovnání se standardizovanými metodami výhodnější. Jak uvádí Nemes a kol. (2020) nedochází sice k razantnímu úbytku nutných úkonů, ale samotné měření trvá kratší dobu a není při něm vyžadována přítomnost obsluhy. Automatické snímání měřených hodnot také eliminuje chyby měření způsobené lidským faktorem.

7 Závěr a přínos práce

Půdní zmitost je základní fyzikální vlastnost půdy, která významně ovlivňuje řadu dalších fyzikálních, chemických a biologických půdních charakteristik. Jelikož je půdní zmitost nejnáze stanovitelnou půdní vlastností, využívá se jako vstupní parametr do pedotransferových funkcí, které umožňují odhad složitěji stanovitelných, především hydraulických, charakteristik půdy. Tato půdní charakteristika je využívána také jako vstup do modelů simulujících proudění vody a transport kontaminantů v půdě.

Stanovení půdní zmitosti pomocí standardizovaných metod je časově náročné, pracné a vzhledem k tomu, že dané metody nejsou automatizované, je náchylné také na chyby způsobené lidským faktorem. Nevýhodou standardizovaných metod pro stanovení půdní zmitosti je také skutečnost, že neposkytují kontinuální průběh zmitostní křivky.

Metoda ISP+ byla dosud porovnáována pouze s metodou pipetovací (Durner a Iden, 2021). V rámci této práce bylo provedeno srovnání metody ISP+ se standardizovanou hustoměrnou metodou, a to na třech půdních vzorcích a třech vzorcích experimentální směsi připravených smícháním slévárenského písku ($d_{50} = 0,14$ mm) a mikromletého písku ($d_{50} = 0,027$ mm) v různém poměru.

Na základě provedených zmitostních rozborů lze konstatovat, že modifikací metody ISP došlo k výraznému zpřesnění této metody ve stanovení jednotlivých půdních frakcí, což koresponduje s výsledky, jež uvádí Durner a Iden (2021). Při porovnání metody ISP+ s metodou hustoměrnou, jež byla uvažována jako referenční, však nebylo dosaženo takové přesnosti jako v případě výše uvedené studie. Chybovost metody ISP+ vyjádřená ve formě směrodatných odchylek pro jednotlivé půdní frakce byla ve většině případů řádově vyšší, než jaké dosáhli Durner a Iden (2021) při porovnání metody ISP+ s metodou pipetovací. Nicméně stále se pohybovala v nižších jednotkách procent. Rozdíly v určení frakce jílu mezi referenční pipetovací metodou a metodou ISP+ se dle uvedené studie pohybovaly v intervalu od -1,0 % do +0,7 %. V rámci této studie se rozdíly mezi metodou ISP+ a metodou hustoměrnou, jež byla uvažována jako referenční, pohybovaly v intervalu od -2,35 % do +2,77 %.

S ohledem na dosažené výsledky, menší časovou náročnost, nižší náročnost na obsluhu a eliminaci chyb způsobených lidským faktorem díky automatizaci měření, se metoda ISP+ jeví jako vhodná alternativa hustoměrné metody pro rutinní stanovení půdní zmitosti, resp. v případech, kdy není požadováno její provedení v souladu s ČSN EN ISO 17892-4.

V rámci této práce byla také experimentálně ověřena možnost nahrazení měření hustoty referenčního roztoku v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 hustotou referenčního roztoku stanovenou výpočtem. Na základě provedených měření se tato alternativa, s ohledem na

eliminaci subjektivních chyb a chyb které mohou být způsobeny špatnou kalibrací hustoměru, jeví jako vhodná. Zjištěné rozdíly mezi hustotou stanovenou na základě měřených údajů o tlaku a teplotě referenčního roztoku a hustotou stanovenou výpočtem se v absolutních hodnotách pohybovaly okolo $0,20 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$. Zavedení takovéto chyby ve stanovení hustoty referenčního roztoku by následně vedlo k chybě v určení procentuálního zastoupení částic pohybující se v intervalu $\pm 0,8 \%$.

V rámci navazujících studií by bylo vhodné se zabírat nejen vlivem samotné přípravy půdního vzorku na výsledek zrnitostního rozboru, ale také prohloubením znalostí faktorů, jejichž malé ale vlivné rozdíly mohou vysvětlit část nejistoty měření nejen u standardizovaných metod, ale také u dalších metod používaných pro stanovení půdní zrnitosti. Pro komplexní porovnání obou testovaných metod by bylo vhodné provést další srovnávací měření pro půdní druhy, které nebyly v rámci této práce zastoupeny, zejména půdní vzorky s vysokým obsahem frakce jílu. Dále by bylo vhodné ověřit všechna měření další standardizovanou metodou, resp. pipetovací metodou. V případě metody ISP+ by bylo také přínosné provést zhodnocení vlivu různého nastavení relativních vah parametrů objektivní funkce $O_{ISP+}(\theta)$ na výsledek zrnitostního rozboru, resp. jeho možné zpřesnění.

8 Přehled literatury a použitých zdrojů

8.1 Odborné publikace

Acevedo S. E., Contreras C. P., Ávila C. J., Bonilla C. A., 2021: Testing the integral suspension pressure method for soil particle size analysis across a range of soil organic matter contents. *International Agrophysics* 35(4). P. 357-363.

Allen T., 1990: *Particle Size Measurement*. Springer, Dordrecht. P. 806.

Andreasen A. H. M., 1929: Ueber die Gültigkeit des Stokes'schen Gesetzes für nicht kugelförmige Teilchen. *Kolloid-Zeitschrift* 48(2). P. 175–179.

Arya L.M., Paris, J.F., 1981: A Physicoempirical Model to Predict the Soil Moisture Characteristic from Particle-Size Distribution and Bulk Density Data. *Soil Science Society of America Journal* 45. P. 1023-1030.

Bell M. A., van Keulen H., 1995: Soil Pedotransfer Functions for Four Mexican Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 59(3). P. 865-871.

Beretta A. N., Silbermann A. V., Paladino L., Torres D., Bassahun D., Musselli R., García-Lamohte A., 2014: Soil texture analyses using a hydrometer: modification of the Bouyoucos method. *Ciencia e Investigación Agraria*, 41(2). P. 263–271.

Bouma J., 1977: Soil Survey and the study of water movement in unsaturated soil. *Soil Surv. Pap.*, 13. Soil Survey Institute, Wageningen. P. 107.

Bouma J., 1989: Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science* 9. P. 177-213.

Bouma J., van Lanen H. A. J., 1987: Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: Beek K. J., Burrough P. A., MacCormack (eds.): *Proceedings of the international workshop on Quantified land evaluation procedures*. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, Washington D. C. P. 106-110.

Bouyoucos G. J., 1927: The hydrometer as new method for the mechanical analysis of soils. *Soil Science* 23. P. 343-353.

Bouyoucos G. J., 1962: Hydrometer Method Improved for Making Particle Size Analyses of Soils. *Agronomy Journal* 54(5). P. 464-465.

Brakensiek D. L., Engleman R. L., Rawls W. J., 1981: Variation within texture classes of soil water parameters. *Transaction of the ASAE* 24(2). P. 335-339.

Brooks R. H., Corey A. T., 1964: Hydraulic Properties of Porous Media and Their Relation to Drainage Design. *Transactions of the ASAE* 7(1). P. 26-28.

Casagrande A., 1934: *Die Aräometer-Methode zur Bestimmung d. Kornverteilung von Böden und anderen Materialien*. Julius Springer, Berlin, P. 60.

Coates G. F., Hulse C. A., 1985: A comparison of four methods of size analysis of fine-grained sediments. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 28(2). P. 369–380.

- Contreras C. P., Bonilla C. A., 2018: A comprehensive evaluation of pedotransfer functions for predicting soil water content in environmental modeling and ecosystem management. *Science of The Total Environment* 644. P. 1580-1590.
- Da Silva A. P., Kay B. D., 1997: Estimating the Least Limiting Water Range of Soils from Properties and Management. *Soil Science Society of America Journal*, 61(3). P. 877-883.
- Day P. R., 1950: Physical basis of particle size analysis by the hydrometer method. *Soil Science* 70(5). P. 363-375.
- Day P. R., 1965: Particle Fractionation and Particle-Size Analysis. In: Black C. A. (eds.): *Methods of Soil Analysis: Part 1 Physical and Mineralogical Properties, Including Statistics of Measurement and Sampling*. Soil Science Society of Amerika, Madison. P. 545-566.
- De Vries D. A., 1963: Thermal properties of soils. In: van Wijk W. R. (eds.): *Physics of Plant Environment*. North-Holland Publishing Company, Amsterdam. P. 210-235.
- Dhamoon R. K., Popli H., Aggarwal G., Gupta M., 2018: Particle Size Characterization-Techniques, Factors and Quality-by-design Approach. *International Journal of Drug Delivery* 10(1). P. 1-11.
- Duffková R., Fučík P., Holub J., Kulhavý Z., Khel T., Hejduk T., Novotný I., Vopravil J., Pelíšek I., Miháliková M., Matula S., Baťková K., Almaz C., Haberle J., Svoboda P., Kurešová G., Šimon T., Rožnovský J., Brzezina J., Chuchma F., Středová H., Středa T., 2020: Metodika hodnocení vláhových potřeb plodin pro účely závlah: certifikovaná metodika. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 92 s.
- Durner W., Iden S.C., von Unold G., 2017: The integral suspension pressure method (ISP) for precise particle-size analysis by gravitational sedimentation. *Water Resources Research* 53. P. 33–48.
- Durner W., Iden S.C., 2021: The improved integral suspension pressure method (ISP+) for precise particle size analysis of soil and sedimentary materials. *Soil and Tillage Research* 213, 105086. P. 1-10.
- Elfaki J. T., Gafer M. A., Sulieman M. M., Ali M. E., 2016: Hydrometer method against pipette method for estimating soil particle size distribution in some soil types selected from Central Sudan. *International Journal of Engineering Research and Advanced Technology* 2(2). P. 25-41.
- Foth, H. D., 1972: *Fundamentals of soil science*. John Wiley & Sons, New York, P. 384.
- Gardner C. M. K., Laryea K. B., Unger P. W., 1999: *Soil physical constraints to plant growth and crop production*. Land and Water Development Division, Food and Agriculture Organization of United Nations, Rome. P. 96.
- Gee G.W., Bauder J.W., 1986: Particle-Size Analysis. In: Klute A. (eds): *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy – Soil Science Society of America, Madsion. P. 383-411.
- Gee G. W., Or D., 2002: Particle Size Analysis. In: Dane J. H., Topp G. C. (eds.): *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. Soil Science Society of America, Madison. P. 255-293.
- Gemant A., 1950: The Thermal Conductivity of Soils. *Journal of Applied Physics*, 21(8). P. 750–752.

- Ghasemy A., Rahimi E., Malekzadeh A., 2019: Introduction of a new method for determining the particle-size distribution of fine-grained soils. *Measurement* 132. P. 79-86.
- Gupta S. C., Larson W. E., 1979: Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research* 15 (6). P. 1633-1635.
- Hartge K. H., Horn R., 2014: Einführung in die Bodenphysik. Schweizerbart Verlag, Stuttgart, P. 372.
- Hazen A., 1892: Some physical properties of sand and gravel with special reference to their use in filtration. Massachusetts State Board of Health Twenty-third Annual Report. P. 425-434.
- Hillel D., 1980: Applications of Soil Physics. Academic Press, New York, P. 385.
- Hillel D., 1998: Environmental soil physics. Academic Press, San Diego, P. 771.
- Hillel D., van Bavel C. H. M., 1976: Simulation of Profile Water Storage as Related to Soil Hydraulic Properties. *Soil Science Society of America Journal* 40(6). P. 807-815.
- Janeček M., Dostál T., Kozlovsky-Dufková J., Dumbrovský M., Hůla J., Kadlec V., Konečná J., Kovář P., Krása J., Kubátová E., Kobzová D., Kudrnáčová M., Novotný I., Podhrázká J., Pražan J., Procházková E., Středová H., Toman F., Vopravil J., Vlasák J., 2012: Ochrana zemědělské půdy před erozí: metodika. Powerprint, Praha, 113 s.
- Jennings D.S., Thomas M. D., Gardner W., 1922: A new method of mechanical analysis of soils. *Soil Science* 14. P. 485-499.
- Joseph A. F., 1927: The determination of soil colloids. *Soil Science* 24(4). P.271-274.
- Kaszubkiewicz J., Papuga K., Kawałko D., Woźniczka P., 2020: Particle size analysis by an automated dynamometer method integrated with an x-y sample changer. *Measurement*, 157, 107680. P. 1-13.
- Kettler T. A., Doran J. W., Gilbert T. L., 2001: Simplified Method for Soil Particle-Size Determination to Accompany Soil-Quality Analyses. *Soil Science Society of America Journal*, 65(3). P. 849-852.
- Kodešová R., 2005: Modelování v pedologii. Česká zemědělská univerzita, Praha, 150 s.
- Kopecký J., 1910: Roztřídování a označování zemin a půd na základě obsahu součástí půdotvorných. České knihkupectví E. Weinfurtra, Praha, 39 s.
- Kovács B., Czinkota I., Tolner L., Czinkota G., 2004: The determination of particle size distribution (PSD) of clayey and silty formations using the hydrostatic method. *Acta mineralogica-petrographica* 45. P.29-34.
- Kramer H., 1935: Sand mixtures and sand movement in fluvial models. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 100 (1). P.798-838.
- Krauß G. A., 1923: Über eine neue Methode der mechanischen Bodenanalyse. *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde* 13. P. 147-160.
- Krumbein W. C., Pettijohn F. J., 1938: Manual of Sedimentary Petrography. D. Appleton-Century, New York, P. 549.
- Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: Soil Hydrology. *Catena*, Cremlingen-Destet. P. 370.

- Kutílek M., Kuráž V., Císlarová M., 2004: *Hydropedologie 10*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 176 s.
- Lamboj L., Štěpánek Z., 2005: *Mechanika zemin a zakládání staveb*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 214 s.
- Lewis A. J., Rasmussen T. C., 1999: Determination of suspended sediment concentrations and particle size distributions using pressure measurements. *Journal of Environmental Quality* 28. P. 1490-1496.
- Lin H. S., McInnes K. J., Wilding L. P., Hallmark C. T., 1999: Effects of Soil Morphology on Hydraulic Properties. *Soil Science Society of America Journal* 63 (4). P. 955-961.
- Martín M. Á., Pachepsky Y. A., García-Gutiérrez C., Reyes M., 2018: On soil textural classifications and soil-texture-based estimations. *Solid Earth* 9(1). P. 159–165.
- Matar A., Harmsen K., Garabed S., 1987: Determination of Particle Size Distribution in Soils: Comparison of Results Obtained by the Hydrometer vs. the Pipette Method. *The International Center for Agricultural Research in the Dry Areas, Aleppo*. P. 20.
- Mbagwu J.S.C., Abeh O.G., 1998: Prediction of engineering properties of tropical soils using intrinsic pedological parameters. *Soil Science* 163(2). P. 93-102.
- McBratney A., Mendonça Santos M., Minasny B., 2003: On digital soil mapping. *Geoderma* 117(1–2). P. 3–52.
- Miller W. P., Radcliffe D. E., Miller D. M., 1988: An historical perspective on the theory and practice of soil mechanical analysis. *Journal of Agronomic Education* 17(1). P. 24-28.
- Minasny B., McBratney A. B., 2016: Digital soil mapping: A brief history and some lessons. *Geoderma*, 264. P. 301–311.
- Murad M. O. F., Jones E. J., Minasny B., 2020: Automated soil particle size analysis using time of flight distance ranging sensor. *Soil Science Society of America Journal* 84. P. 690-699.
- Nemes A., Czinkota I., Czinkota G., Tolner L., Kovacs B., 2002: An automated system for the quasi-continuous measurement of the particle size distribution. *Agrokémia és Talajtan* 51(1-2). P. 37-46.
- Nemes A., Schaap M. G., Wösten J. H. M., 2003: Functional Evaluation of Pedotransfer Functions Derived from Different Scales of Data Collection. *Soil Science Society of America Journal*, 67(4). P. 1093-1102.
- Němeček J., Muhlhanselová M., Macků J., Vokoun J., Vavříček D., Novák P., 2011: *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 94 s.
- Norambuena V. P., Luzio L. W., Vera E. W., 2002: Comparación entre los métodos de la pipeta y Bouyoucos y su relación con la retención de agua en ocho suelos de la zona altiplánica de la provincia de Parinacota, Chile. *Agricultura Técnica* 62(1). P. 150-157
- Novák V., 1953: *Půdoznalství I.-III*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 341 s.
- Odeh I. O. A, McBratney A. B., 2005: PEDOMETRICS. In: Hillel D., Hatfield J. H., Powlson D. S., Rosenzweig C., Scow K. M., Singer M. J., Sparks D. L. (eds.): *Encyclopedia of Soils in the Environment*, 4 vols. Elsevier Academic Press, Amsterdam. P. 166-175.

- Odén S., 1925: The size distribution of particles in soils and the experimental methods of obtaining them. *Soil Science*, 19. P. 1-35.
- Olmstead L. B., Alexander L. T., Lakin H. W., 1931: The Determination of Clay and Colloid in Soils by Means of a Specific Gravity Balance. *Soil Science Society of America Journal*, B12(2001). P. 161-166.
- Papuga K., Kaszubkiewicz J., Wilczewski W., Belowski J., Kawałko D., 2018: Soil grain size analysis by the dynamometer method – a comparison to the pipette and hydrometer method. *Soil Science Annual* 69(1). P. 17-27.
- Papuga K., Kaszubkiewicz J., Kawałko D., 2021: Do we have to use suspensions with low concentrations in determination of particle size distribution by sedimentation methods? *Powder Technology* 389. P. 507–521.
- Pavlásek J., Jačka L., 2014: *Hydropedologie*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 103 s.
- Pavlu L., 2019: *Základy pedologie a ochrany půd*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 75 s.
- Ramann E., 1905: *Bodenkunde*. Julius Springer, Berlin, P. 448.
- Rasiah V., 1995: Comparison of pedotransfer functions to predict nitrogen-mineralization parameters of one- and two-pool models. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 26. P. 1873-1884.
- Rasiah V., Kay B. D., 1994: Characterizing changes in aggregate stability subsequent to introduction of forages. *Soil Science Society of America Journal* 58. P. 935-942.
- Rawle A., 2003: The Basic Principles of Particle Size Analysis. *Surface Coatings International Part A: Coatings Journal* 86. P. 58-65.
- Rawls W.J., 1983: Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Science* 135. P. 123-125.
- Rawls W. J., Brakensiek D. L., Saxton K. E., 1982: Estimation of Soil Water Properties. *Transactions of the ASAE* 25. P. 1316-1320.
- Rawls W. J., Brakensiek D. L., 1985: Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. In: Jones E., Ward T. J. (eds.): *Watershed Management in the Eighties*. Proceedings of the Symposium of the ASCE, New York. P. 293-299.
- Rawls W. J., Gimenez D., Grossman R., 1998: Use of soil texture, bulk density and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. *Transactions of ASAE* 41 (4). P. 983-988.
- Rejšek K., Vácha R., 2018: *Nauka o půdě*. Agriprint, Olomouc, 527 s.
- Robinson G. W., 1922: A new method for mechanical analysis of soils and other dispersions. *The Journal of Agricultural Science* 12(2). P. 306-321.
- Römkens M. J. M., Prasad S., Poesen J. W. A., 1986: Soil erodibility and properties. In: *Transactions of the 8th Congress of the International Society of Soil Science*. International Society of Soil Science, Hamburg. P. 492-504.
- Rowell D. L., 1994: *Soil Science: Methods and Applications*. Wiley, New York. P. 350.

- Sáňka M., Materna J., 2004: Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. *Planeta* 11(11). S. 1-84.
- Saxton K. E., Rawls W. J., Romberger J. S., Papendick R. I., 1986: Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal* 50. P. 1031-1036.
- Schaap M. G., Leij F. J., van Genuchten M. T., 2001: Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3-4). P. 163-176.
- Scheinost A. C., Schwertmann U., 1995: Predicting Phosphate Adsorption-Desorption in a Soilscape. *Soil Science Society of America Journal*, 59(6). P 1575-1580.
- Springob G., Böttcher J., 1998: Parameterization and regionalization of Cd sorption characteristics of sandy soils. I. Freundlich type parameters. *Zeitschrift Für Pflanzenernährung Und Bodenkunde*, 161(6). P. 681–687.
- Stern R., Ben-hur M., Shainberg I., 1991: Clay mineralogy effect on rain infiltration, seal formation and soil losses. *Soil Science* 152(6). P. 455-462.
- Stokes G. G., 1851: On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* 9, Part II. P. 8-106.
- Syvitski J.P.M., 1991: Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge University Press, New York. P. 388.
- Šimek M., 2019: Živá půda. Academia, Praha, 789 s.
- Šimek M., 2022: Zdravá půda pro budoucnost. Asociace soukromého zemědělství ČR, Praha, 126 s.
- Šimek M., Grunwaldová V., Kratochvíl B., 2014: Současné metody měření velikosti částic farmaceutických látek a jejich omezení. *Chemické listy* 108. S. 50-55.
- Taubner H., Roth B., Tippkötter R., 2009: Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 172 (2). P. 161–171.
- Thompson J. A., Pena-Yewtukhiw E. M., Grove J. H., 2006: Soil-landscape modeling across a physiographic region: Topographic patterns and model transportability. *Geoderma* 133(1-2). P. 57-70.
- Tomášek M., 2007: Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 67 s.
- Trávník K., 2020: Metodický návod pro hnojení plodin. Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský, Brno, 32 s.
- Valla M., Kozák J., Němeček J., Matula S., Borůvka L., Drábek O., 2002: Pedologické praktikum. Česká zemědělská univerzita, Praha, 151 s.
- van de Genachte G., Mallants D., Ramos J., Deckers J. A., Feyen J., 1996: Estimating infiltration parameters from basic soil properties. *Hydrological processes* 10. P. 687-701.
- van Genuchten M. T., 1980: A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal* 44(5). P. 892-898.

Vlček V., Pospíšilová L., Šimečková J., Dvořáčková H., Jandák J., 2020: Půdoznalství. Mendelova univerzita, Brno, 136 s.

Vopravil J., 2010: Půda a její hodnocení v ČR. Díl I. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 148 s.

Wösten J. H. M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1998: Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation models in environmental studies and in land use planning. Final Report on the European Union Funded project 156. DLO The Winand Staring Centre, Wageningen, P. 106.

Wösten J. H. M., Pachepsky Y. A., Rawls W. J., 2001: Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. Journal of Hydrology 251, P. 123-150.

Zbiral J., Čižmárová E., Obdržálková E., Rychlý M., Vilamová V., Smková J., Žalmanová A., 2016: Jednotné pracovní postupy – Analýza půd I. Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský, Brno, 306 s.

Zhang Z., Tumay M. T., 1995: Granulometric evaluation of particle size using suspension pressure during sedimentation. Geotechnical Testing Journal 18(1). P. 121-129.

Zoubková L., 2014: Návod k laboratorním cvičením z pedologie. FŽP UJEP, Ústí nad Labem, 81 s.

Zribi M., Baghdadi N., Nolin M., 2011: Remote Sensing of Soil. Applied and Environmental Soil Science 2011. P. 1-2.

Žížala D., Krása J., Báčová M., Zelenková K., Laburda T., Novotný I., 2016: Monitoring erozního poškození půd v ČR nástroji dálkového průzkumu Země. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 156 s.

Žížala D., Lukas V., Kumhálová J., 2021: Dálkový průzkum Země a precizní zemědělství. Zemědělský svaz ČR - Česká technologická platforma pro zemědělství, Praha, 89 s.

8.2 Legislativní zdroje

ČSN 75 0434: Meliorace – Potřeba vody pro doplňkovou závlahu. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2017. 60 s.

ČSN 75 2410: Malé vodní nádrže. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2011. 48 s.

ČSN ISO 3310-1: Zkušební síta – Technické požadavky a zkoušení – Část 1: Zkušební síta z kovové tkaniny. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2021. 15 s.

ČSN ISO 3310-2: Zkušební síta – Technické požadavky a zkoušení – Část 2: Zkušební síta z děrovaného plechu. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2016. 9 s.

ČSN EN ISO 17892-4: Geotechnický průzkum a zkoušení – Laboratorní zkoušky zemin – Část 4: Stanovení zrnitosti. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2017. 33 s.

Vyhláška č. 275/1998 Sb., o agrochemickém zkoušení zemědělských půd a zjišťování půdních vlastností lesních pozemků, ve znění pozdějších předpisů.

Vyhláška č. 153/2016 Sb., o stanovení podrobností ochrany kvality zemědělské půdy a o změně vyhlášky č. 13/1994 Sb., kterou se upravují některé podrobnosti ochrany zemědělského půdního fondu.

8.3 Internetové zdroje

Durner W., Miller A., Gisecke M., Iden S. C., 2020: Testing the improved Integral Suspension Pressure method ISP+ with the PARIO™ device (online) [cit. 2024.02.28], dostupné z <https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-10906_presentation.pdf>.

Gavlak R., Horneck D., Miller R. O., 2005: Soil, plant and water reference methods for the western region (online) [cit. 2024.02.28], dostupné z <<https://www.naptprogram.org/files/napt/western-states-method-manual-2005.pdf>>.

Messing I., Mingot Soriano A. M., Svensson D. N., Barron J., 2021: Soil particle size distribution – comparison between laser diffraction, integral suspension pressure and sedimentation (pipette) methods (online) [cit. 2023.11.12], dostupné z <https://presentations.copernicus.org/EGU21/EGU21-10869_presentation.pdf>.

Microtrac Retsch GmbH, © 2024: LASER DIFFRACTION (LD) (online) [cit. 2024.02.23.], dostupné z <<https://www.microtrac.com/products/particle-size-shape-analysis/laser-diffraction/>>.

Nemes A., Angyal A., Makó A., Jacobsen J. E., Herczeg E., 2020: Measurement of soil particle-size distribution by the PARIO measurement system: lessons learned and comparison with two other measurement techniques (online) [cit. 2024.02.28], dostupné z <https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-9832_presentation-0.pdf>.

Novák P., 2001: Produkční a mimoprodukční funkce půdy a její ochrana (online) [cit. 2024.02.11], dostupné z <<https://uroda.cz/produkcní-a-mimoprodukcní-funkce-pudy-a-její-ochrana/>>.

Sklopísek Střeleč a. s., ©2017: Katalog produktů (online) [cit. 2024.02.02], dostupné z <<https://glassand.eu/getFile/case:show/id:438658??>>.

8.4 Ostatní zdroje

METER Group AG, 2018: PARIO Soil Particle Analyzer. METER Group, München. P. 75.

METER Group AG, 2021: PARIO User Manual. METER Group, München. P. 95.

Ministerstvo pro místní rozvoj ČR, 2018: Metodický postup č. 2 – Posuzování erodovatelnosti a hydrických vlastností lesních půd a posuzování a kvantifikace objemu splavenin – hodnocení rizik erozí. Ministerstvo pro místní rozvoj ČR, Praha, 45 s.

NRCS-USDA, 2006: Keys to soil taxonomy. United States Department of Agriculture, National Resources Conservation Service, Washington D. C. P. 332.

United States Department of Agriculture, 2017: The Soil Survey Manual. Government Printing Office, Washington, D.C., P. 603.

9 Seznam tabulek

Tab. 1: Zobecněná klasifikace půdních druhů do jednotlivých tříd, příslušné půdní druhy a jejich zkratky dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).	20
Tab. 2: Doplnění názvu půdního druhu při obsahu skeletu do 50 % v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky (Němeček a kol., 2011).	20
Tab. 3: Zjednodušené označení jemnozemě používané při obsahu skeletu nad 50 % pro jednotlivé půdní druhy dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).	21
Tab. 4: Klasifikace půdního druhu dle Nováka (Novák, 1953).	21
Tab. 5: Klasifikace půdních pórů v závislosti na jejich velikosti a jejich typické poměrné zastoupení (% obj.) (podle Rowell, 1994; převzato z Rejšek a Vácha, 2018).	23
Tab. 6: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku písčité půdy.	55
Tab. 7: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek písčité půdy.	56
Tab. 8: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku písčité půdy 2.	57
Tab. 9: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek písčité půdy 2.	57
Tab. 10: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku hlinité půdy.	58
Tab. 11: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek hlinité půdy.	59
Tab. 12: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zatřídění vzorku experiment. směsi.	60
Tab. 13: Základní popisná statistika pro jednotlivé zrnitostní frakce, resp. písčitou, prachovitou a jílovitou frakci stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+ pro vzorek experiment. směsi.	60

Tab. 14: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařídění vzorku experiment. směsi 2.	61
Tab. 15: Procentuální zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí včetně zařídění vzorku experiment. směsi 3.	62
Tab. 16: Hmotnostní podíly [% hm.] jednotlivých půdních frakcí pro stanovení půdní textury na základě Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky. Uvedené hodnoty jsou průměry stanovené na základě čtyř opakování. Uvedené chyby jsou směrodatné odchylky stanovené na základě čtyř opakování.	63
Tab. 17: Základní popisná statistika vypočtená pro rozdíly mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Pozn.: Minimum zde vyjadřuje maximální podhodnocení dané frakce metodou ISP+, maximum pak maximální zjištěné nadhodnocení dané frakce metodou ISP+ v porovnání s referenční hustoměrnou metodou.	64
Tab. 18: Průměrné absolutní a relativní chyby v určení procentuálního zastoupení jednotlivých půdních frakcí metodou ISP+ v porovnání s referenční hustoměrnou metodou. Pozn.: U frakce jílu nebyla průměrná relativní chyba stanovena z důvodu dělení nulou.	64
Tab. 19: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci písku zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.	66
Tab. 20: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci prachu zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.	67
Tab. 21: Shrnutí výsledků modelu lineární regrese pro frakci jílu zahrnující základní charakteristiky reziduí, odhad regresních koeficientů a celkové charakteristiky daného modelu.	68
Tab. 22: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 1.	69
Tab. 23: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 2.	70
Tab. 24: Údaje o průběhu měření referenčního roztoku pomocí tlakového senzoru přístroje PARIO – pokus č. 3.	70

10 Seznam obrázků

Obr. 1: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd sloužící pro klasifikaci půdního druhu (NSCR-USDA, 2006).	19
Obr. 2: Průběh retenčních čar pro půdní druhy písek, hlína a jíl (převzato a upraveno z Hillel a van Bavel, 1976).	23
Obr. 3: Funkce nenasycené hydraulické vodivosti pro různé půdní druhy (převzato a upraveno z Bouma, 1977).....	24
Obr. 4: Grafické znázornění principu hydrostatické metody pro stanovení půdní textury (Kovács a kol., 2004).....	37
Obr. 5: Příprava jemnozeme – rozrušení pseudoagregátů v třecí misce (nahore) a následné prosetí přes síto o průměru ok 2 mm za účelem oddělení skeletu (nadsítná frakce) od jemnozeme (podsítná frakce).	44
Obr. 6: Půdní vzorek po smíchání s dispergačním činidlem (vlevo nahore), vaření půdního vzorku na magnetické míchačce Witeg MSH-20A (vpravo nahore) a chlazení vzorku ve vodní lázni (dole).	45
Obr. 7: Mokré prosévání půdního vzorku přes síto o průměru ok 250 µm.	46
Obr. 8: Stanovení zrnitostního složení půdy hustoměrnou metodou.	47
Obr. 9: Zrnitostní rozbor prováděný přístrojem PARIO (vlevo), upuštění vzorku suspenze po ukončení měření (vpravo nahore) a ukázka vysušeného upuštěného vzorku (vpravo dole).	50
Obr. 10: Shrnutí provedených zrnitostních rozborů znázorněné na trojúhelníkovém diagramu zrnitosti půd.....	54
Obr. 11: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek písčité půdy – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.	55
Obr. 12: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek písčité půdy 2 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.	56
Obr. 13: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek hlinité půdy – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.	58
Obr. 14: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.	59
Obr. 15: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi 2 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.	61

Obr. 16: Výsledné čáry zrnitosti pro vzorek experiment. směsi 3 – porovnání hustoměrné metody a metody ISP+.....	62
Obr. 17: Rozdíly ve stanovení jednotlivých půdních frakcí graficky vyjádřené formou boxplotů.....	63
Obr. 18: Srovnání procentuálního zastoupení frakce písku stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnici trendu naměřených dat (modré body).	66
Obr. 19: Srovnání procentuálního zastoupení frakce prachu stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnici trendu naměřených dat (modré body).	67
Obr. 20: Srovnání procentuálního zastoupení frakce jílu stanoveného metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Černá linie reprezentuje ideální průběh lineární regrese ($R^2 = 1$). Červená čára představuje lineární spojnici trendu naměřených dat (modré body).	68