

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE  
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ

TESTOVÁNÍ METODY ZALOŽENÉ NA MĚŘENÍ TLAKU  
SUSPENZE A STANDARDNÍ HUSTOMĚRNÉ METODY  
ZRNITOSTNÍHO ROZBORU

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Lukáš Jačka, Ph. D.

Bakalant: Sára Poláchová

2022

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Sára Poláchová

Krajinářství  
Vodní hospodářství

Název práce

**Testování metody založené na měření tlaku suspenze a standardní hustoměrné metody zrnitostního rozboru**

Název anglicky

**Testing of integral suspension pressure method and standard hydrometer method for determination of particle size distribution**

---

### Cíle práce

- 1) Provést měření zrnitosti na kontrastních vzorcích pomocí standardní hustoměrné metody a dále dvěma metodami založenými na měření tlaku suspenze (přístoje Pario a Pario plus).
- 2) Provéřit metody z hlediska přesnosti, časové náročnosti a obtížnosti pro obsluhu.

### Metodika

Zpracování rešerše metod měření zrnitosti půdy s důrazem na sedimentační metody. Na základě literatury vyhodnotit výhody a nevýhody standardních a nově zaváděných metod zrnitostních rozborů (popsat předpoklady metod, náročnost na čas a obsluhu, zdroje nepřesností). Provedení měření zrnitosti na kontrastních vzorcích (vysoký podíl písku vs. vysoký podíl jemných částic) pomocí standardní hustoměrné metody (referenční metoda) s metodou založenou na měření tlaku suspenze. Metodu založenou na měření tlaku otestovat ve dvou modifikacích: 1) na přístroji Pario a 2) na přístroji Pario plus. Vyhodnotit rozdíly mezi metodami (zastoupení zrnitostních frakcí, tvar čáry zrnitosti a jiné). Vyhodnotit rozdíly mezi metodami v časové náročnosti měření a v obtížnosti pro obsluhu.

**Doporučený rozsah práce**

40 stran

**Klíčová slova**

zrnitostní rozbor půdy, velikost částic, sedimentační metody, textura půdy, srovnání přesnosti a efektivity, hustoměr, Pario

---

**Doporučené zdroje informací**

- 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.
- 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.
- 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*. Soils Science Society of America, Madison. P. 255-293.
- 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.
- METER Group AG, 2021: *PARIO Manual*. METER Group, München. P. 92.
- 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. P. 24-28.
- Valla M., Kozák J., Němeček J., Matula S., Borůvka L., Drábek O., 2002: *Pedologické praktikum*. Česká zemědělská univerzita, Praha, 151 s.
- 

**Předběžný termín obhajoby**

2021/22 LS – FZP

**Vedoucí práce**

Ing. Lukáš Jačka, Ph.D.

**Garantující pracoviště**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

**Konzultant**

Ing. Martin Kovář

Elektronicky schváleno dne 9. 3. 2022

**prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 12. 3. 2022

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 15. 03. 2022

---

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma: Testování metody založené na měření tlaku suspenze a standardní hustoměrné metody zrnitostního rozboru 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 bakalářskou 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 vědoma, že odevzdáním bakalářské 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. Lukášovi Jačkovi, Ph.D. za cenné rady, věcné připomínky a vstřícnost při konzultacích a vypracování bakalářské práce. Mé díky patří také Ing. Martinu Kovářovi za pomoc při měření v laboratoři.

## Abstrakt

Obsahem této bakalářské práce je testování a charakterizace vybraných metod zrnitostního rozboru, a to metody hustoměrné, metody ISP (The integral suspension pressure method) a ISP+ (The improved integral suspension pressure method). Výše uvedené metody byly prověřovány z hlediska přesnosti, časové náročnosti a náročnosti na obsluhu.

Měření byla provedena na dvou půdních druzích s kontrastní zrnitostí, a to na vzorcích prachovité hlíny a hlinitého písku, které mají zhruba šedesátiprocentní rozdíl v obsahu písčité frakce. Pro všechny vzorky byl použit stejný způsob jejich přípravy. U hustoměrné metody bylo provedeno také zhodnocení vlivu uvažované hustoty referenčního roztoku na výsledek zrnitostního rozboru. 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.

Větší shoda ve stanoveném procentuálním zastoupení půdních frakcí byla zjištěna mezi metodou ISP+ a hustoměrnou metodou. Metoda ISP v porovnání s metodou hustoměrnou, jež byla uvažována jako referenční, systematicky podhodnocuje zastoupení jílovité frakce a nadhodnocuje zastoupení frakce prachu. Nadhodnocení a podhodnocení těchto frakcí bylo v případě porovnání s hustoměrnou metodou větší, než uvádějí současné studie porovnávající metodu ISP s metodou pipetovací. Odchylka ve stanovení frakce jílu v porovnání s hustoměrnou metodou činila -6,5 % u vzorku prachovité hlíny a -5,6 % u vzorku hlinitého písku.

Metoda ISP+ v porovnání s metodou hustoměrnou lehce nadhodnocuje frakci jílu. Na základě provedených měření je možné říci, že tyto metody všeobecně vykazují při určení zastoupení půdních frakcí dobrou shodu. Odchylka ve stanovení jílovité frakce činila +1 % u vzorku prachovité hlíny a +1,4 % u vzorku hlinitého písku.

Použití pouze proměnlivé hustoty vody v závislosti na teplotě jako uvažované hustoty referenčního roztoku se ukázalo jako nepřesné v porovnání s kontrolní hustotou uvažující obsah rozpuštěného dispergačního činidla (u vzorku prachovité hlíny došlo k nadhodnocení jílové frakce o 7 %, u vzorku hlinitého písku o 7,5 %). Uvažování konstantní hustoty vody ( $1 \text{ g/cm}^3$ ) se ukázalo jako vhodnější ovšem zavádí také chyby do stanovení zastoupení půdních frakcí (u vzorku prachovité hlíny došlo k podhodnocení jílové frakce o 3,5 %, u vzorku hlinitého písku o 2,5 %).

**Klíčová slova:** zrnitostní rozbor půdy, velikost částic, sedimentační metody, textura půdy, srovnání přesnosti a efektivity, hustoměr, Pario

## Abstract

In this bachelor thesis, selected methods of particle size distribution measurement were tested and described, namely the hydrometer method, the integral suspension pressure (ISP) method and the improved integral suspension pressure (ISP+) method. The above-mentioned methods were evaluated in terms of accuracy, time consumption and skilled operator demands.

The measurements were performed on two soil samples with contrasting soil textures, namely loamy sand and silty loam with approximately 60% difference in content of sand fraction. The same pretreatment of soil samples was used. The hydrometer measurements were also used to evaluate the influence of considered density of reference solution on the particle size analysis results. The control density was the density considering the content of dissolved dispersant and the variable density of water as a function of temperature. The control density of the reference solution was determined by calculation.

The better agreement was found out between the ISP+ method and hydrometer method rather than with ISP method. The ISP method seems to systematically underestimate clay fraction and overestimate silt fraction in comparison to hydrometer method, which served as the reference method. The observed over and underestimation was even higher than shown in recent studies, which compare the ISP method to the pipette method. The deviations of the identified clay fractions were -6,5 % in case of sample of silty loam and -5,6 % in case of sample of loamy sand.

The ISP+ method seems to slightly overestimate clay fraction in comparison to reference hydrometer method. According to performed measurement, the overall agreement between these methods is good. The deviations of the identified clay fractions from those of the hydrometer method were +1,0 % in case of sample of silty loam and +1,4 % in case of sample of loamy sand.

The using of variable density of water due to temperature changes as reference density was proven to be inaccurate in comparison with control density considering content of dissolved dispersant (for silty loam overestimation of clay fraction was 7 %, for loamy sand overestimation was 7,5 %). The using of constant density of water ( $1 \text{ g/cm}^3$ ) was proven to be more suitable but also introduce errors to estimated mass fractions of the texture classes (for sample of silty loam underestimation of clay fraction by 3,5 %, for sample of loamy sand underestimation by 2,5 %).

**Keywords:** particle size distribution analysis, particle size, sedimentation methods, soil texture, comparison of accuracy and efficiency, hydrometer, Pario

# Obsah

<b>1. Úvod .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Cíle práce .....</b>	<b>3</b>
<b>3. Literární rešerše .....</b>	<b>4</b>
3.1 Půda a její význam .....	4
3.1.1 Pevná fáze .....	4
3.1.2 Půdní voda .....	5
3.1.3 Půdní vzduch.....	5
3.2 Základní fyzikální vlastnosti půd .....	5
3.2.1 Barva.....	5
3.2.2 Měrná hmotnost půdy.....	6
3.2.3 Objemová hmotnost .....	7
3.2.4 Pórovitost .....	8
3.2.5 Půdní vlhkost.....	10
3.2.6 Struktura půdy .....	11
3.3 Zrnitost půdy.....	14
3.3.1 Zrnitostní frakce.....	15
3.3.2 Klasifikace půdních druhů dle zastoupení zrnitostních frakcí .....	16
3.3.3 Význam zrnitosti a její vliv na další půdní vlastnosti .....	18
3.3.4 Metody používané pro stanovení půdní zrnitosti.....	20
3.4 Metoda prosévání.....	21
3.4.1 Metoda prosévání suchou cestou .....	21
3.4.2 Metoda prosévání mokrou cestou.....	22
3.5 Dekantační metoda .....	22
3.6 Pipetovací metoda.....	22
3.7 Casagrandeho hustoměrná metoda.....	23
3.8 Integral suspension pressure (ISP) method .....	25
3.9 The improved integral suspension pressure (ISP+) method.....	26
3.10 Další metody používané pro stanovení zrnitostního složení půdy.....	28
3.10.1 Laserová difrakce .....	28
3.10.2 Dynamická analýza obrazu.....	28
3.10.3 Dynamický rozptyl světla .....	29
<b>4. Charakteristika testovaných půd.....</b>	<b>31</b>
4.1 Geologický a pedologický původ .....	31
4.2 Další základní půdní vlastnosti .....	33



<b>5. Metodika</b> .....	<b>34</b>
5.1 Příprava vzorků .....	34
5.2 Stanovení půdní zrnitosti Casagrandeho hustoměrnou metodou.....	35
5.3 Stanovení půdní zrnitosti pomocí Integral suspension pressure (ISP) method .....	38
5.4 Stanovení půdní zrnitosti pomocí Improved integral suspension pressure (ISP+) method .....	40
5.5 Vliv použité hustoty referenčního roztoku na vyhodnocení zrnitostního rozboru .....	42
<b>6. Výsledky</b> .....	<b>43</b>
6.1 Vyhodnocení zrnitostních rozborů – vzorek prachovité hlíny.....	43
6.1.1 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP .....	43
6.1.2 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP+ .....	46
6.2 Vyhodnocení zrnitostních rozborů – vzorek hlinitého písku.....	47
6.2.1 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP .....	47
6.2.2 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP+ .....	48
6.3 Porovnání časové náročnosti měření a obtížnosti obsluhy jednotlivých metod .....	49
6.4 Vliv použité reference na výsledek zrnitostního rozboru .....	50
<b>7. Diskuse</b> .....	<b>52</b>
<b>8. Závěr</b> .....	<b>56</b>
<b>9. Přehled literatury a použitých zdrojů</b> .....	<b>58</b>
<b>10. Seznam obrázků</b> .....	<b>65</b>
<b>11. Seznam tabulek</b> .....	<b>67</b>
<b>12. Seznam příloh</b> .....	<b>69</b>
<b>13. Přílohy</b> .....	<b>70</b>

# 1. Úvod

Zrnitost neboli půdní textura popisuje zastoupení minerálních částic v půdě na základě jejich velikosti. Zrnitost je jednou ze základních fyzikálních vlastností půdy. Jelikož se jedná o poměrně snadno stanovitelnou půdní charakteristiku, je používána spolu s dalšími snadno stanovitelnými půdními charakteristikami jako vstupní parametr do pedotransferových funkcí, pomocí kterých lze odhadnout hůře stanovitelné hydraulické parametry půdy (Kutílek a Nielsen, 1994; Odeh a McBratney, 2005). Textura půdy je také jedním z podkladů nutných pro návrh hydromelioračních staveb, zemních hrází a pro mnohé další inženýrské aplikace (ČSN 75 2310; ČSN 75 0434; ČSN 75 2410; Pavlů, 2018).

V současné době jsou mezinárodně uznávanými standardizovanými metodami pro určení půdní zrnitosti metoda pipetovací a metoda hustoměrná (Gee a Or, 2002; Beretta a kol., 2014). Jelikož se jedná o metody pracné a časově náročné, jejichž přesnost je do jisté míry závislá na lidském faktoru, je v současné době snaha tyto metody nahradit metodami jinými, méně pracnými, u kterých dojde k eliminaci chyb způsobených lidským faktorem (Centeri a kol., 2015; Durner a kol., 2017).

Tato práce se zabývá metodou určení půdní zrnitosti, jež je založena na měření tlaku suspenze. Touto problematikou se již dříve zabývali Lewis a Rasmussen (1999) či Zhang a Tumay (1995). Nejnovější metodu založenou na měření tlaku suspenze představil Durner a kol. (2017). Jedná se o metodu ISP. Durner a Iden (2021) tuto metodu následně dále modifikovali za účelem zvýšení její přesnosti. Modifikovaná metoda byla nazvána metodou ISP+. Současné studie se zabývají především komparací této metody se standardizovanou metodou pipetovací, nikoli s metodou hustoměrnou. Zároveň je opomíjen vliv přípravy vzorku a uvažované hustoty referenčního roztoku na přesnost zrnitostního rozboru. Výzkumnou otázkou této práce je, zda při použití metody ISP skutečně dochází k podhodnocení zastoupení jílové frakce. Dále zda metoda ISP+ skutečně vykazuje lepší shodu ve stanovení zastoupení půdních frakcí s metodou hustoměrnou oproti původní nemodifikované metodě ISP. Dále také zda má vliv změny teploty v počáteční fázi měření u metod ISP a ISP+ zásadní vliv na výsledný průběh čáry zrnitosti a stanovené procentuální zastoupení půdních frakcí. A v neposlední řadě také jaký vliv má uvažovaná hustota referenčního roztoku na výsledek zrnitostního rozboru. Tato práce tedy svými výzkumnými otázkami navazuje na zjištění, jež uvádí ve své práci Durner a Iden (2021) a Nemes a kol. (2020), a to s cílem provést nezávislý test a tato zjištění ověřit.

Tato práce se v dalších kapitolách zabývá definicí půdy a jejím pojetím jako vícefázového systému, vybranými fyzikálními vlastnostmi půdy a jejich vzájemným vztahem s půdní zrnitostí, které je vzhledem k charakteru práce věnována v rámci rešeršní části vlastní kapitola. Dále se v rešeršní části nachází popis vybraných metod stanovení půdní zrnitosti a je zde uvedena charakteristika testovaných půd spolu s pojednáním o jejich geologickém a pedologickém původu. V rámci experimentální části je popsána příprava zkušebních vzorků, průběh měření metodou hustoměrnou, ISP a ISP+, dále také způsob vyhodnocení vlivu uvažované hustoty referenčního roztoku na výsledek zrnitostního rozboru. V kapitole zvané výsledky jsou tabelárně a graficky znázorněny naměřené hodnoty spolu s jejich interpretací. V kapitole diskuse jsou získaná data porovnávána se studii zabývajícími se problematikou shodného či podobného charakteru. V závěrečné části této práce jsou shrnuty stěžejní výstupy práce a nastíněny další možnosti pokračování výzkumu.

## **2. Cíle práce**

Cílem předložené bakalářské práce je provést test dvou metod stanovení zrnitosti, a to metody hustoměrné, jež je mezinárodně uznávanou standardizovanou metodou, a metody založené na měření tlaku suspenze, která bude testována ve dvou modifikacích ISP a ISP+ (Durner a Iden, 2021). Měření bude provedeno na dvou zeminách s výrazně rozdílným zrnitostním složením a jeho účelem je prvotní testování a prověření daných metod z hlediska přesnosti, časové náročnosti a obtížnosti obsluhy.

Dílčím cílem předložené bakalářské práce je stanovení vlivu použité referenční hustoty na průběh zrnitostní křivky a na vyhodnocení zrnitostního rozboru.

### 3. Literární rešerše

#### 3.1 Půda a její význam

Jedním z nejužitečnějších vymezení pojmu půda je genetická definice půdy pocházející od zakladatele pedologie V. V. Dokučajeva: „*Půda je samostatný přírodně historický útvar, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem, jenž probíhá působením několika půdotvorných činitelů*“ (Tomášek, 2007). Obdobným způsobem definoval půdu také Kutílek (1978): „*Půda je přírodní útvar, vzniklý na rozhraní litosféry s atmosférou nebo hydrosférou součinností pedogenetických faktorů v pedogenetickém procesu. Půda je biologicky oživená a členěná na horizonty.*“

Půda plní v rámci životního prostředí nezastupitelnou úlohu. Podílí se na regulaci mnoha biotických procesů, cyklů a toků látek v přírodě. Dále se podílí také na retenci vody v krajině a zároveň svou filtrační schopností přispívá ke změně jejího chemického složení. Půda slouží také jako zdroj surovin a zabezpečuje růst a produkci rostlin. V zásadě lze tedy funkce půdy rozdělit na funkce produkční a mimoprodukční. Vnímání významu těchto dvou kategorií se v průběhu historie měnilo. V minulosti byly upřednostňovány funkce produkční. V současné době je k této problematice přistupováno, vzhledem ke znalosti významu všech funkcí půdy a jejich vzájemné provázanosti, mnohem komplexněji a vyváženěji (Šimek a kol., 2004).

##### 3.1.1 Pevná fáze

Na půdu lze nahlížet také jako na otevřený biogeochemický systém, ve které dochází ke vzájemné koexistenci tří fází, a to pevné, kapalné a plynné. Pevná fáze půdy se skládá ze složky minerální a složky organické (Šimek a kol., 2004).

Minerální složka je tvořena diskrétními částicemi, jež vznikly v důsledku zvětrávání matečné horniny a půdotvorného substrátu. Jedná se tedy o směsici úlomků hornin a minerálů. Mezi nejhojněji v půdě zastoupené minerály jsou řazeny křemičitany, oxidy a hydroxidy, uhličitany, fosforečnany, chloridy, sulfidy a sírany (Pavlásek a Jačka, 2014; Šimek a kol., 2004).

Organická složka, i přes své relativně malé zastoupení v půdě, výrazně ovlivňuje její fyzikální a chemické vlastnosti. Je tvořena souborem neživých organických látek obsažených v půdě. Oproti minerální složce je její zastoupení mnohem více proměnlivé, a to v důsledku transformačních procesů, kterým půdní organická hmota podléhá (Pavlásek a Jačka, 2014; Šimek a kol., 2004).

### 3.1.2 Půdní voda

Půdní vodu lze charakterizovat jako vodný roztok s časově a prostorově variabilním chemickým složením. Hlavními anorganickými komponenty z řad kationtů jsou vápenné, hořečnaté, draselné a sodné kationty. Z řad aniontů se v největších koncentracích vyskytují síranové, dusičnanové, hydrogenuhličitanové a chloridové anionty. Hlavní organické komponenty tvoří karboxylové kyseliny, aminokyseliny a jednoduché cukry. Kromě chemického složení lze půdní roztok popsat také pomocí pH. Neméně důležitou charakteristikou je pak celkový obsah vody v půdě (Šimek a kol., 2004).

### 3.1.3 Půdní vzduch

Půdní vzduch vyplňuje póry, které nejsou zcela či částečně zaplněny půdní vodou. Složení půdního vzduchu a jeho celkový obsah jsou zásadní pro existenci půdních organismů a pro průběh mnoha chemických reakcí v půdě (Šimek a kol., 2004).

Složení půdního vzduchu je časově i prostorově proměnlivé. V porovnání s atmosférickým vzduchem vykazuje nižší obsah  $O_2$ , který se pohybuje od pouhých stopových množství až do 20 obj. %. Obsah  $CO_2$  je v porovnání s obsahem tohoto plynu ve volné atmosféře vyšší, pohybuje se v rozmezí od 0,15 do 10 obj. %. Zvýšená koncentrace  $CO_2$  se vyskytuje především v místech se zvýšenou mikrobiální aktivitou a v blízkosti kořenů rostlin. Procentuální zastoupení  $N_2$  je závislé na obsahu  $O_2$  a  $CO_2$ . Obsah vodní páry v půdním vzduchu kolísá v závislosti na teplotě, vlhkosti půdy a aktivitě půdních organismů, mnohdy dosahuje až 100% relativní vlhkosti (Pavlásek a Jačka, 2014; Šimek a kol., 2004).

## 3.2 Základní fyzikální vlastnosti půd

### 3.2.1 Barva

Barva půdy patří mezi její nejzjevnější morfologické charakteristiky. Ačkoli sama o sobě neovlivňuje mimo albeda a tepelného režimu žádné procesy, které v půdě probíhají, může být zbarvení půdy jejich důsledkem. Na základě zbarvená půdy je tedy možné stanovit podmínky, které v půdě panují, nebo procesy, které v půdě probíhají (Gerrard, 2000; Sánchez-Marañón, 2011).

Výsledné zbarvení půdy je dáno kombinací různých faktorů, a to zejména obsahem organické hmoty, půdní vlhkostí, typem minerálů nacházejících se v půdě a druhem mateřské horniny, ze které půda vznikla (Gerrard, 2000).

Vlivem vysokého obsahu organické hmoty, která absorbuje téměř všechny vlnové délky v oblasti viditelného záření, jsou především povrchové vrstvy půdy zbarveny hnědavě či černě. Sloučeniny železa ovlivňují především zbarvení metamorfického horizontu. Hnědé, žluté či načervenalé zbarvení je dáno obsahem oxidů a hydroxidů obsahující kation železa v oxidované formě. Příkladem mohou být minerály jako goethit, magnetit a hematit. Naopak výskyt redukovaných forem železa je spojen s nedostatečnou provzdušněností půdy a projevuje se nazelenalým či namodralým zbarvením půdy. Zbarvení půdy do hnědočerné až nafialovělé barvy je znakem přítomnosti amorfních či krystalických sloučenin manganu. Pokud se v půdě nachází ve vyšší míře kaolinit či uhličityny vykazuje půda žlutavé, šedé až bílé zbarvení. Tento typ zbarvení může být způsoben také vymýváním oxidů a hydroxidů železa a hliníku z půdního horizontu. Změna barvy půdy je ovlivněna také její vlhkostí, vlivem syčení půdních pórů vodou dochází ke změně indexu lomu půdního porézního prostředí. V důsledku tohoto jevu roste množství světla absorbované půdou a půda se jeví tmavší (Foth, 1972; Gerrard, 2000; Sánchez-Marañón a kol., 2007; Sánchez-Marañón, 2011; Šarapatka, 2014).

Zbarvení půdy lze určit vizuálně na základě porovnání vzorku půdy s barevnými standardy. K tomuto účelu jsou využívány Munsellovy barevné tabulky. V současné době jsou pro určení barvy půdy využívány také spektrofotometry a kolorimetry (Sánchez-Marañón, 2011).

### 3.2.2 Měrná hmotnost půdy

Měrná hmotnost půdy neboli zdánlivá hustota pevných částic je definována jako hmotnost objemové jednotky vysušené zeminy (bez pórů). Její hodnota je závislá především na mineralogickém složení pevné fáze půdy a na obsahu organických látek. Zdánlivou hustotu pevných částic lze stanovit na porušeném půdním vzorku, přičemž určení objemu pevné fáze vychází z Archimédova zákona, její hmotnost se určuje vážením vzorku po vysušení. Její hodnota je tedy určena vztahem:

$$\rho_M = \frac{m_M}{V_M} = \frac{m_M}{m_{pw} + m_M + m_{ps}} \quad (1)$$

kde  $\rho_M$  je měrná hmotnost půdy [ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ],  $m_M$  hmotnost pevné fáze půdy po vysušení [g],  $V_M$  objem pevné fáze [ $\text{cm}^3$ ],  $m_{pw}$  hmotnost pyknometru naplněného vodou [g] a  $m_{ps}$  hmotnost pyknometru obsahující suspenzi (Pavlásek a Jačka, 2014; Pokorná a Zábranská, 2007).

Vzhledem k vysokému zastoupení křemene, živce, slíd a jílových minerálů v minerálních půdách se jejich měrná hmotnost pohybuje v rozmezí  $2,6 - 2,7 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ . Pro přibližné výpočty je nejčastěji uvažována hodnota  $2,65 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ , která odpovídá minerální půdě s obsahem organické hmoty od 3 do 5 %. U minerálních půd s vyšším obsahem organické hmoty může hodnota měrné hmotnosti půdy klesnout i pod  $2,4 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$  (Šarapatka, 2014). Hodnot nižších než  $1 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$  dosahuje u nadložních horizontů lesních půd nebo v případě vrchovištních či slatinných rašelin (Kutílek, 1978; Pavlásek a Jačka, 2014). Měrná hmotnost půdy může být také výrazně ovlivněna zastoupením minerálů s vyšší či nižší hustotou. Obsah minerálů jako turmalín, krevet či limonit, které mají vysokou objemovou hmotnost, může zvýšit hodnoty měrné hmotnosti půdy až na hodnoty přesahující  $2,75 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ . Oproti tomu zastoupení minerálů s nižší objemovou hmotností, případně s vyšším obsahem humusu, snižuje hodnotu měrné hmotnosti půdy na hodnoty kolem  $2,5 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$  (Pavlásek a Jačka, 2014; Šarapatka, 2014).

### 3.2.3 Objemová hmotnost

Objemová hmotnost půdy  $\rho_s$  nebo také hmotnost jednotkového objemu vysušené půdy je vyjádřena vztahem:

$$\rho_s = \frac{m_M}{V_s} \quad (2)$$

kde  $m_M$  je hmotnost pevné fáze půdy [g] a  $V_s$  je objem půdního vzorku [ $\text{cm}^3$ ]. Je stanovena na základě hmotnosti vysušeného neporušeného půdního vzorku známého objemu, jehož hmotnost je po zanedbání hmotnosti plynné fáze rovna hmotnosti pevné fáze půdy (Pavlásek a Jačka, 2014).

Pokud je hmotnost stanovena z hmotnosti vlhké půdy, jedná se o objemovou hmotnost neredukovanou, která je vyjádřena vztahem:

$$\rho_v = \frac{m_s}{V_s} = \frac{m_M + m_w}{V_s} \quad (3)$$

kde  $m_s$  je hmotnost nevysušeného neporušeného půdního vzorku [g],  $m_M$  hmotnost pevné fáze půdy [g],  $m_w$  hmotnost vody obsažené v pórech [g] a  $V_s$  je objem půdního vzorku [ $\text{cm}^3$ ] (Kutílek, 1978).

Redukovaná objemová hmotnost poukazuje nejen na pórovitost půdy ale také na měrnou hmotnost tuhé fáze půdy, resp. její minerální složení. Půdy mající vyšší



pórovitost vykazují nižší objemovou hmotnost ve srovnání s půdami s nižší pórovitostí. Nižší objemovou hmotnost také vykazují půdy s vyšším podílem jemnější zrnitostní frakce. Kritické objemové hmotnosti po vysušení jsou uvedeny v Tab. 1 (Šarapatka, 2014).

Tab. 1: Kritické objemové hmotnosti po vysušení (převzato a upraveno z Lhotský, 2000)

Půdní druh (obsah částic pod 0,01 mm v %)	Redukovaná objemová hmotnost [g.cm <sup>-3</sup> ]
Jíl (>75)	> 1,35
Jílovitá až jílovitohlinitá půda (75-46)	> 1,40
Hlinitá půda (45-39)	> 1,45
Písčitohlinitá půda (30-21)	> 1,55
Hlinitopísčitá půda (20-11)	> 1,60
Písčitá půda (<10)	> 1,70

Objemová hmotnost půdy není neměnnou charakteristikou, a proto je žádoucí stanovení jejích hodnot pro jednotlivé stavy půdy, fáze vývoje vegetace a při každém měření hydrofyzikálních vlastností půdy. Hodnota hustoty půdy se také mění s hloubkou uložení půdních horizontů, aktivitou půdních organismů, se změnou vlhkosti, vlivem teplotních rozdílů a je závislá také na charakteru vegetace. Trend nárůstu hodnoty objemové hmotnosti směrem do hloubky může být narušen vlivem translokace a akumulace v půdním profilu. V neposlední řadě je hodnota objemové hmotnosti půdy ovlivněna také způsobem mechanického obdělávání (Kutílek, 1978; Pavlásek a Jačka, 2014).

### 3.2.4 Pórovitost

Pórovitost půdy je jednou ze základních půdních charakteristik popisující půdní porézní systém z hlediska jeho objemu vztaženého k celkovému objemu půdy, resp. k objemu neporušeného půdního vzorku, na kterém je pórovitost stanovována. Jedná se o bezrozměrnou charakteristiku, kterou je možné určit dle vztahu:

$$P = \frac{V_p}{V_s} \quad (4)$$

kde  $V_p$  je objem pórů [m<sup>3</sup>],  $V_s$  je celkový objem půdního vzorku včetně půdní vody a vzduchu [m<sup>3</sup>] a  $P$  je pórovitost [-] (Kutílek a Nielsen, 1994).

Nejčastěji bývá pórovitost stanovována na základě známé hodnoty hustoty půdy a zdánlivé hustoty půdních částic:

$$P = \frac{\rho_M - \rho_s}{\rho_M} = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_M} \quad (5)$$

kde  $\rho_s$  je objemová hmotnost půdy [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $\rho_M$  je zdánlivá hustota pevných částic [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] (Pavlásek a Jačka, 2014).

Pro půdy s proměnlivým objemem v závislosti na vlhkosti je pro popis půdní pórovitosti používáno číslo pórovitosti, jehož hodnota se stanoví dle vzorce:

$$e = \frac{V_p}{V_m} \quad (6)$$

kde  $V_p$  je objem pórů [ $\text{m}^3$ ] a  $V_m$  je objem pevné fáze zkoumaného půdního vzorku [ $\text{m}^3$ ] (Kutílek a Nielsen, 1994).

Přibližné určení hodnoty pórovitosti je možné na základě rozdílu hmotnosti nasyceného a nenasyceného neporušeného půdního vzorku, resp. objemu vody v pórech při uvažování hustoty vody rovné  $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ , poděleného objemem půdního vzorku (Foth, 1972)

Pórovitost nabývá různých hodnot v závislosti na uspořádání částic, resp. konsolidaci, textuře (viz Tab. 2), struktuře půdy, genetickém horizontu a sezónních změnách. Je také ovlivněna obsahem organické hmoty v půdě a antropogenními faktory (Kutílek a Nielsen, 1994; Pavlásek a Jačka, 2014).

Tab. 2: Hodnoty pórovitosti minerálních půd (převzato z Schachtschabel a kol., 1984)

Půdní druh	Pórovitost [%]
Písčité půdy	56 - 36
Prachovitá půda	56 - 39
Hlinitá půdy	55 - 30
Jílovitá půda	70 - 35

Půdní porézní systém bývá interpretován pomocí modelů retenčních křivek půdní vlhkosti, ve kterých je skutečný proměnlivý poloměr pórů nahrazen poloměrem ekvivalentním. Na základě ekvivalentního poloměru a zákonů hydrostatiky a hydrodynamiky lze póry rozdělit na mikropóry s ekvivalentním poloměrem pórů pod  $1 \mu\text{m}$ , kapilární póry, jejichž ekvivalentní poloměr leží v rozmezí od  $1 \mu\text{m}$  do  $1 \text{ mm}$  a makropóry, jejichž ekvivalentní poloměr je větší než  $1 \text{ mm}$ . (Kutílek a Nielsen, 1994; Gerrard, 2000).

Charakterem pórů a mírou jejich spojitosti je ovlivněna řada fyzikálních vlastností půdy. Dle rovnice (5) je zřejmé, že objemová hmotnost půdy je ovlivněna její pórovitostí. Pórovitost je také spojená s propustností půdy a ovlivňuje řadu procesů probíhajících v půdě jako například difúzi plynů a transport látek (Kutílek a Nielsen, 1994; Pavlásek a Jačka, 2014).

### 3.2.5 Půdní vlhkost

Vlhkost půdy je základní kvantitativní charakteristikou udávající zastoupení kapalné fáze v půdním vzorku (Pavlásek a Jačka, 2014).

Nejběžněji bývá uváděno hmotnostní vyjádření vlhkosti  $w$ :

$$w = \frac{m_w}{m_z} \quad (7)$$

kde  $m_w$  je hmotnost vody [g] a  $m_z$  je tuhé fáze půdního vzorku [g] (Pavlásek a Jačka, 2014; Pokorná a Záborská, 2007)

Vlhkost půdy může být vyjádřena také poměrem objemu kapalné fáze  $V_w$  [cm<sup>3</sup>] ku objemu celého vzorku  $V_s$  [cm<sup>3</sup>]. V takovém případě se jedná o vlhkost objemovou:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \quad (8)$$

Vzájemný přepočítání hmotnostního a objemového vyjádření vlhkosti je možný za předpokladu znalosti hustoty vody a objemové hmotnosti půdy dle vztahu:

$$\theta = w \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (9)$$

kde  $\rho_s$  je objemová hmotnost půdy [g.cm<sup>-3</sup>] a  $\rho_w$  je hustota vody [g.cm<sup>-3</sup>].

Pro objemově nestálé půdy, u kterých dochází k objemovým změnám v závislosti na změně vlhkosti, lze vlhkost půdního vzorku vyjádřit pomocí bezrozměrného čísla vlhkosti  $\omega$ :

$$\omega = \frac{V_w}{V_M} \quad (10)$$

kde  $V_w$  je objem vody v půdním vzorku [ $\text{cm}^3$ ] a  $V_M$  je objem tuhé fáze půdního vzorku (Pavlásek a Jačka, 2014).

Ačkoli je objemového vyjádření vlhkosti z fyzikálního hlediska méně přesné, je využíváno pro bilancování zásoby půdní vody a při vyjádření relativní vlhkosti (Kutílek, 1978; Pavlásek a Jačka, 2014).

Pro stanovení půdní vlhkosti je standardně využívána gravimetrická neboli vážková metoda, kterou je vlhkost půdy stanovena na základě znalosti hmotnosti odebraného neporušeného půdního vzorku a jeho hmotnosti po vysušení. Jedná se tedy o přímou metodu měření obsahu vody v půdě. Z tohoto důvodu je využívána jako referenční metoda a používá se také pro kalibraci nepřímých metod měření půdní vlhkosti, které jsou založeny na měření fyzikálních či fyzikálně-chemických veličin, jež jsou funkčně závislé na vlhkosti. Mezi nepřímé metody měření půdní vlhkosti řadíme metodu odporovou, kapacitní, gamaskopickou, neutronovou a metody dálkového průzkumu Země (Kutílek, 1978; Pokorná a Zábranská, 2007; Šarapatka, 2014).

Vodní režim většiny zemědělských půd je ovlivněn půdní texturou (Saxton a kol., 1986). Tato fyzikální vlastnost je neměnná a nelze ji změnit pomocí managementu půdy tak, jak tomu může být v případě půdní struktury. Písčité půdy se vzhledem k charakteru převládajících pórů vyznačují rychlým vysycháním, resp. menší schopností zadržovat vodu. Ačkoli se jílovité půdy vyznačují větší celkovou pórovitostí v porovnání s půdami písčitymi a mohou tedy zadržet větší objem vody, voda v nich obsažená je převážně vázána pevnými silami a pro rostliny nedostupná. Největší objem vody dostupné pro rostliny vykazují půdy hlinité, resp. středně těžké (Heitman a White, 2014).

### 3.2.6 Struktura půdy

Struktura půdy může být charakterizována prostřednictvím velikosti, tvaru a prostorového uspořádání půdních částic, půdních agregátů a volných prostor (Gerrard, 2000).

Půdní agregáty neboli pedy vznikají v důsledku seskupování elementárních půdních částic různých zrnitostních frakcí. Jedním z jejich základních znaků je vodostálost, kterou se odlišují od pseudoagregátů, vzniklých například mechanickým zhutňováním půdy. Dle velikosti rozlišujeme mikroagregáty, jejichž velikost nepřesahuje 250  $\mu\text{m}$ , a makroagregáty, které svou velikostí přesahují uvedený rozměr (Šarapatka, 2014; Kutílek, 1978).

Půdní mikroagregáty vznikají především shlukováním půdních částic různých zrnitostních kategorií vlivem koagulace půdních koloidů. Mimo samotnou koagulaci se na vzniku mikroagregátů podílejí také gely sesquioxidů  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , povlaky amorfni povahy nacházející se na povrchu minerálních částíček, huminové kyseliny a další organické látky (Kutílek, 1978).

Vznik makroagregátových strukturních částic je úzce spjat s procesem mikroagregace. Makroagregáty vznikají v důsledku nárůstu velikosti mikroagregátů či jejich shlukováním (Kutílek, 1978). Vznik makroagregátů je ovlivněn procesy probíhajícími v půdě, a to jejími objemovými a teplotními změnami, mechanickým obděláváním půdy, mechanickou a biologickou činností edafonu a kořenového systému rostlin (Pavlásek a Jačka, 2014).

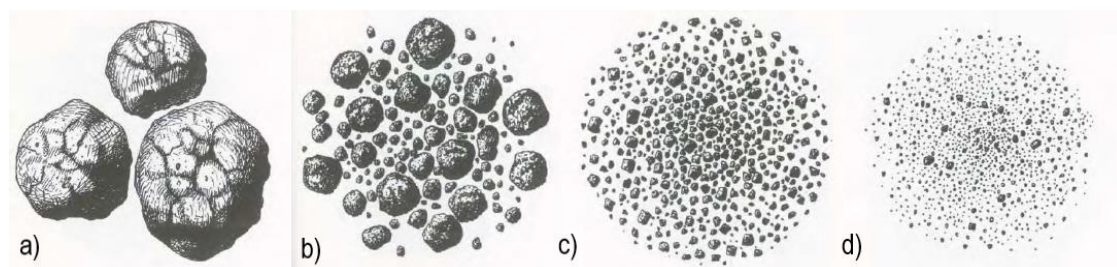
Půdní struktura může být klasifikována na základě stupně jejího vývoje či podle tvaru půdních agregátů. Dle stupně vývoje rozlišujeme:

- Půdy nestrukturní, u nichž nejsou pozorovatelné známky agregace částic nebo se v půdě vyskytují pseudoagregáty.
- Půdy se slabě vyvinutou strukturou, u nichž můžeme pozorovat známky agregace částic, stále však převládá nestrukturní materiál.
- Půdy strukturní s výrazným zastoupením půdních makroagregátů (Kutílek, 1978).

Dle tvaru půdních makroagregátů lze rozlišit čtyři morfologické třídy:

- I. třída

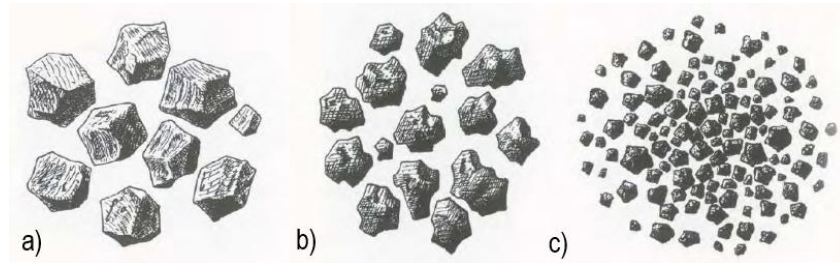
Agregáty jsou zaoblené, všechny tři osy jsou stejně dlouhé. V rámci této třídy rozlišujeme strukturu hrudovitou (Obr. 1a), drobtovitou (Obr. 1b), zrnitou (Obr. 1c) a práškovitou (Obr. 1d).



Obr. 1: Typy půdních struktur v rámci I. třídy, a) hrudovitá, b) drobtovitá, c) zrnitá, d) práškovitá struktura (Tomášek, 1995)

- II. třída

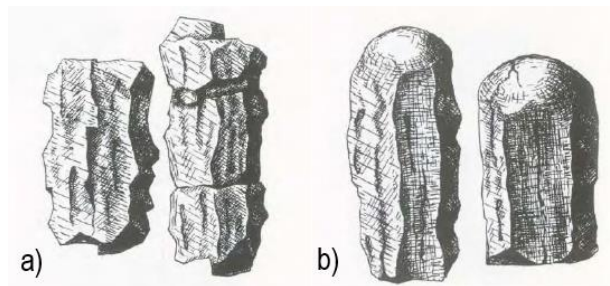
Agregáty mají zřetelné plochy a hrany, všechny tři osy jsou stejně dlouhé. V rámci této třídy rozlišujeme dle velikosti a množství hran a ploch strukturu kostkovitou (Obr. 2a), polyedrickou (Obr. 2b) a drobně polyedrickou (Obr. 2c).



Obr. 2: Typy půdních struktur v rámci II. třídy, a) kostkovitá, b) polyedrická, c) drobně polyedrická (Tomášek, 1995)

- III. třída

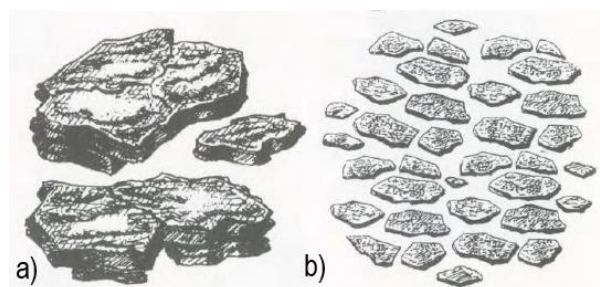
Agregáty jsou protažené ve směru svislé osy. V rámci této třídy rozlišujeme na základě tvaru základěn strukturu prizmatickou (Obr. 3a) a sloupkovitou (Obr. 3b).



Obr. 3: Typy půdních struktur v rámci III. třídy, a) prizmatická, b) sloupkovitá (Tomášek, 1995)

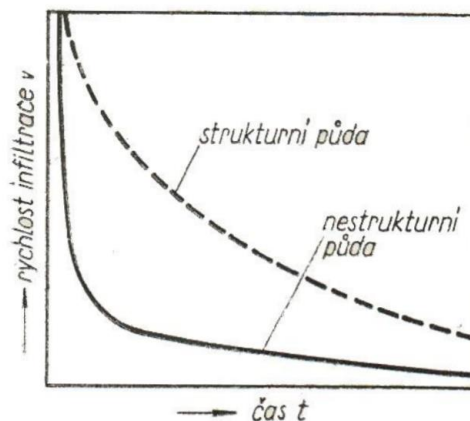
- IV. třída

Zahrnuje agregáty protažené ve směru horizontálních os. Dle výšky agregátů rozlišujeme strukturu deskovitou (Obr. 4a) a lískovitou (Obr. 4b) (Pavlásek a Jačka, 2014).



Obr. 4: Typy půdních struktur v rámci IV. třídy, a) deskovitá, b) lískovitá (Tomášek, 1995)

Přítomnost půdních agregátů, jejich rozměry, stabilita, množství a prostorové uspořádání jsou určující pro celou řadu fyzikálních vlastností půdy. Strukturní půda se oproti půdě nestrukturní vyznačuje lepším hydrickým režimem, větší provzdušněností a snadnější difúzí plynů. Strukturní a nestrukturní půda se liší také v průběhu infiltrace (Obr. 5) (Kutílek, 1978).



Obr. 5: Průběh infiltrace na strukturní a nestrukturní půdě (Kutílek, 1978)

Mimo fyzikální vlastnosti ovlivňuje půdní struktura také odolnost půdy vůči erozi, růst rostlin, aktivitu a diverzitu půdních mikroorganismů a mezofauny (Chotte, 2005).

Vzhledem k dynamickému charakteru půdní struktury jsou pro zachování optimálních vlastností půdy a stabilizaci půdní struktury využívány různé postupy jako například vápnění půdy, kypření, zavedení vhodných osevních postupů či pravidelné dodávání organických látek (Pavlásek a Jačka, 2014). Ke zlepšení půdní struktury se používají také syntetické stabilizátory ze skupiny polyakrylátů a vinylacetátů (Šarapatka, 2014).

### 3.3 Zrnitost půdy

Minerální částice, které jsou obsaženy v půdě a jejichž přítomnost je důsledkem fyzikálního a chemického zvětrávání matečného substrátu, lze vzhledem k jejich diskrétní povaze kategorizovat na základě jejich velikosti do skupin označovaných jako zrnitostní frakce (viz 3.3.1) (Pavlásek a Jačka, 2014).

Zastoupení a procentuální podíl jednotlivých zrnitostních frakcí, jež je určován pomocí zrnitostních rozborů, je rozhodující pro řadu mechanických, fyzikálních i fyzikálně-chemických vlastností půdy (Taubner a kol., 2009). Nedílnou součástí zrnitostního rozboru je proces dispergace zeminy, jehož cílem je rozrušení shluků půdních částic neboli agregátů, které se utvářejí v důsledku vazeb vznikajících mezi

půdními koloidy a vlivem působení přírodních tmelů. Shlukování částic může být také způsobeno přítomností organické hmoty (Pavlásek a Jačka, 2014).

### 3.3.1 Zrnitostní frakce

Předdefinované hranice jednotlivých zrnitostních frakcí a jejich podrobnost se liší v závislosti na použité klasifikaci. Standardně jsou voleny tak, aby měli částice v rámci jedné frakce shodné některé fyzikální či fyzikálně-chemické vlastnosti (Kutílek a kol., 2004).

V rámci České republiky jsou hranice jednotlivých půdních frakcí vymezeny Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky, jehož základem je celosvětově používaná metodika USDA (United States Department of Agriculture) (Pavlásek a Jačka, 2014).

V souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky lze půdní částice rozdělit na dvě základní frakce, a to skelet a jemnozem. Hranice mezi těmito frakcemi je dána rozměrem 2 mm. Jedná se o mezní hranici, při jejímž překročení by v materiálu obsahujícím pouze zrnitostní frakce přesahující rozměr 2 mm ustalo působení kapilárních sil (Pavlásek a Jačka, 2014).

Skelet je tvořen částicemi většími než 2 mm. Jeho členění dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky je uvedeno v Tab. 3 (Němeček a kol., 2011).

Tab. 3: Rozdělení frakce skeletu dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011)

Půdní frakce	Průměr částic [mm]
Hrubý písek	2-4
Štěrk	4-30
Kamení	30-300
Balvany	> 300

Jemnozem, jež obsahuje částice menší než 2 mm, slouží jako výchozí materiál pro zrnitostní rozbory a další půdní analýzy (Valla a kol., 2002). Její členění dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky uvedeno v Tab. 4. Hranice jílové frakce byla vymezena na základě skutečnosti, že částice s průměrem menším než 0,002 mm vykazují povětšinou koloidní vlastnosti (Pavlásek a Jačka, 2014).





Tab. 5: Půdní druhy a příslušné zkratky dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011)

Půdní druh	Zkratka	Půdní druh	Zkratka
Jíl	J	Prach	R
Prachovitý jíl	rJ	Prachovitá hlína	rH
Písčitý jíl	pJ	Hlína	H
Prachovitá jílovitá hlína	rjH	Písčitá hlína	pH
Jílovitá hlína	jH	Hlinitý písek	hP
Písčitá jílovitá hlína	pjH	Písek	P

Pro zobecnění je v souladu s Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky možno seskupit výše uvedené půdní druhy do pěti tříd (Tab. 6) (Němeček a kol., 2011).

Tab. 6: Zobecněná klasifikace půdních druhů do jednotlivých tříd dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011)

Název třídy	Půdní druhy spadající do uvedené třídy
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)

Při obsahu skeletu do 50 % je stanovený půdní druh doplněn údajem o obsahu skeletu (viz Tab. 7) (Němeček a kol., 2011). Množství skeletu je hodnoceno samostatně a je doporučován jeho odhad přímo v terénu. Současně s odhadem množství skeletu je vhodné stanovit také jeho tvar, tvrdost, uložení v půdním profilu, petrografické složení a stupeň zvětrávání (Kutílek a kol., 2004).

Tab. 7: Doplnění názvu půdního druhu při obsahu skeletu do 50 % dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011)

Procentuální obsah skeletu v půdě	Doplňující údaj o půdním druhu
5-10	s příměsí skeletu
10-25	slabě skeletovitá (šterkovitá, kamenitá)
25-50	středně skeletovitá (šterkovitá, kamenitá)

Při obsahu skeletu nad 50 % je půda označována jako silně skeletovitá (dle charakteru skeletu jako hrubě písčitá, šterkovitá či kamenitá). Tento údaj

o skeletovitosti je doplněn zjednodušeným označením jemnozeme (viz Tab. 8) (Němeček a kol., 2011).

Tab. 8: 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 spadající pod dané označení
Lehká	písek (P), hlinitý písek (hP), písčité hlína (pH)
Střední	hlína (H), prachovitá hlína (rH), prach (R), písčité jílovité hlína (pjH), jílovité hlína (jH), prachovitá jílovité hlína (rjH)
Těžká	písčité jíly (pJ), prachovité jíly (rJ), jíly (J)

Pokud obsah skeletu v půdě překračuje 80 %, je půda označována jako skeletovitá. Tento údaj bývá doplněn o informaci o charakteru skeletu (Němeček a kol., 2011).

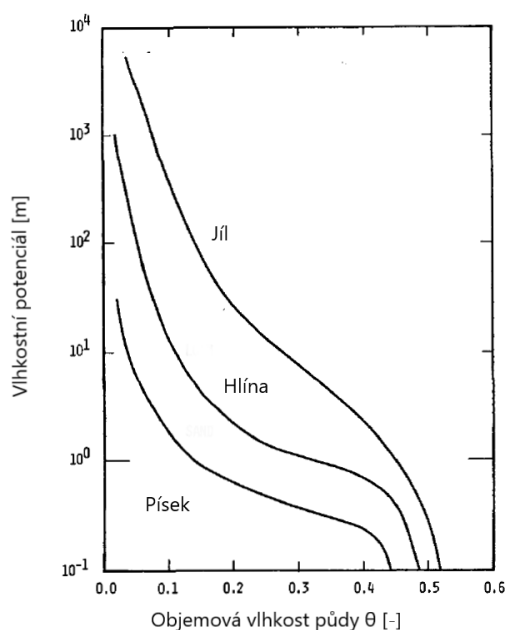
### 3.3.3 Význam zrnitosti a její vliv na další půdní vlastnosti

Stanovení půdní zrnitosti slouží primárně k určení půdního druhu. Její zobrazení ve formě čáry zrnitosti nebo pomocí procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí slouží také jako podklad pro kategorizaci zemědělských půd na základě jejich úrodnosti do bonitovaných půdně ekologických jednotek či pro návrh závlah, odvodnění, sypaných hrází nebo pro mnohé další inženýrské aplikace (ČSN 75 2310; ČSN 75 0434; ČSN 75 2410; Pavlů, 2018).

Vzhledem k tomu, že se jedná o snadno stanovitelnou půdní vlastnost, je používána spolu s dalšími snadno stanovitelnými půdními charakteristikami, jako je obsah organické hmoty či hodnota pórovitosti, jako vstupní parametr pro pedotransferové funkce, které slouží pro odhad hůře stanovitelných hydraulických parametrů půdy (Kutílek a Nielsen 1994; Odeh a McBratney, 2005). Tímto způsobem lze odhadnout například nasycenou hydraulickou vodivost, bod vadnutí, polní vodní kapacitu a další půdní hydrolimity (Baghdadi a Zribi, 2016; Odeh a McBratney, 2005; Wösten a kol., 2001). Na základě znalosti půdní textury a obsahu organické hmoty je možné také stanovit tepelnou vodivost půdy (Gemant, 1950).

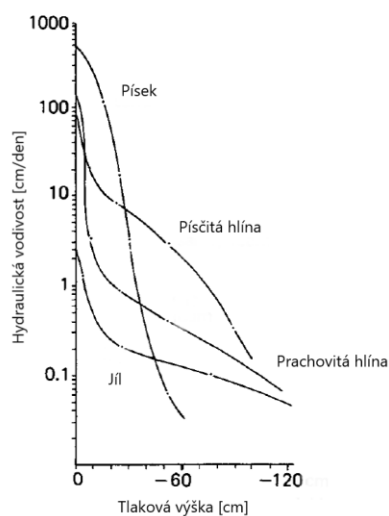
Půdní zrnitost ovlivňuje přímo i nepřímo řadu dalších půdních vlastností. Půdní textura má spolu s mineralogickým složením, obsahem humusu, objemovou hmotností, strukturou a s dalšími fyzikálně chemickými charakteristikami vliv na průběh retenčních křivek, resp. na retenci vody v půdě (Obr. 7). S rostoucím obsahem jílových částic v půdě roste schopnost retence vody a sklon retenční křivky je pozvolnější (Hillel, 1998; Pokorná a Zábranská, 2007). Zvýšená schopnost retence

vody je dána velikostí specifického povrchu jílových částic, který mnohonásobně převyšuje specifických povrch písčitých a prachovitých částic (Foth, 1972).



Obr. 7: Průběh retenčních čar pro půdní druhy písek, hlína a jíl (převzato a upraveno z Hillel a van Bavel, 1976).

Nenasycená hydraulická vodivost půdy je ovlivněna nejen její texturou ale také strukturou. Písčité půdy vykazují oproti půdám s vysokým obsahem jílových částic nižší hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti. Jelikož hydraulická vodivost nezávisí jen na celkové pórovitosti ale také na velikosti pórů, je v případě nasycené hydraulické vodivosti vlivem zapojení velkých pórů u písčitých půd trend opačný (Obr. 8) (Hillel, 1998).



Obr. 8: Příklad funkcí hydraulických vodivostí pro různé půdní druhy (převzato a upraveno z Bouma, 1977)

S proměnlivým zastoupením půdních frakcí se mění také provzdušněnost půdy. V případě jílovitých půd, které mají velkou tendenci retenovat vodu, může provzdušněnost půdy klesnout až pod 10 % jejího celkového objemu. V případě hlinitých půd se provzdušněnost vztažená k celkovému objemu půdy pohybuje od 15–20 %, u písčítých půd se jedná o 25 % a více (Hillel, 1998).

Půdní texturou je ovlivněn také průběh infiltrace vody do půdy. Písčité a jílovité půdy se odlišují vlhkostními profily, přičemž u písčítých půd je zóna přechodu mezi nasycenou a nenasycenou částí půdy mnohem kratší a ostřejší než u půd jílovitých, které mají delší zónu přechodu (Hillel, 1998).

Mimo výše uvedených půdních vlastností jsou půdní texturou ovlivňovány, ať už přímo či nepřímo, vlastnosti jako plasticita, úrodnost a rychlost mineralizace organického dusíku (Foth, 1972; Hassink a kol., 1993). Dále je zrnitostí ovlivněna také erodibilita půdy a evapotranspirace (Hillel a van Bavel, 1976; Stern a kol., 1991).

### 3.3.4 Metody používané pro stanovení půdní zrnitosti

Mezi klasické metody stanovení zrnitosti jsou řazeny metody elutriační neboli vyplavovací, metody sedimentační (viz 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9) a v neposlední řadě metoda prosévání (viz 3.4) (Syvitsky, 1991; Valla a kol., 2002).

Elutriační metody jsou založeny na odlišné odolnosti půdních částic vůči unášecí síle proudu kapaliny o proměnlivé rychlosti. Vlivem této unášecí síly, jež působí proti směru sedimentace částic, dochází k jejich separaci dle velikosti. Určení velikosti částic vychází z empiricky stanoveného Schöneho vzorce:

$$d = 0,0314 \cdot \sqrt[11]{v^7} \quad (11)$$

kde  $d$  je průměr částice [mm] a  $v$  je rychlost vzestupného proudu kapaliny [ $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ]. Vzorec je platný pro rychlost vzestupného proudu v rozsahu od 0,1 do 12  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Valla a kol., 2002).

Druhou skupinou metod pro stanovení půdní textury jsou metody sedimentační, využívající odlišné rychlosti sedimentace částic v závislosti na jejich velikosti. Sedimentační metody vycházejí ze Stokesova vzorce:

$$v = \frac{2}{9} \cdot g \cdot \frac{\rho_M - \rho_{ref}}{\eta} \cdot r^2 \quad (12)$$

kde  $v$  je rychlost sedimentace částic [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],  $r$  je poloměr částic [ $\text{m}$ ],  $\eta$  dynamická viskozita vody [ $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}$ ],  $g$  tíhové zrychlení [ $9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ ],  $\rho_M$  zdánlivá hustota pevných částic [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $\rho_{ref}$  hustota referenčního roztoku [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ]. Stokesův vzorec je platný pouze v laminární oblasti sedimentace, jež je určena Reynoldsovým číslem. Z tohoto důvodu je jeho platnost omezena pouze na velikost částic v rozsahu od 0,001 do 0,08 mm. Stokesův vzorec také předpokládá, že se během sedimentace částice vzájemně neovlivňují, jsou sférické, hladké a bez náboje (Pavlásek a Jačka, 2014; Gee a Or, 2002).

Mezi moderní metody používané pro stanovení půdní zrnitosti lze řadit například metody využívající měření dielektrické konstanty (Starr a kol., 2000), metody využívající automatické měření tlaku v suspenzi (viz 3.8, 3.9) (Lewis a Rasmussen, 1999; Durner a kol., 2017; Durner a Iden, 2021), fotonovou korelační spektroskopii (viz 3.10.3) (Microtrac Retsch GmbH, © 2021b), laserovou difrakci (viz 3.10.1), dynamickou (viz 3.10.2) a statickou analýzu obrazu a další.

### 3.4 Metoda prosévání

Prosévání je v rámci ČSN EN ISO 17892-4 definováno jako proces, při kterém dochází k separaci půdních částic na jednotlivé velikostní frakce za použití soustavy sít tvořených kovovou tkaninou nebo děrovaným plechem.

Náhradní průměr zrna je dán rozměrem oka síta, kterým částice propadla. Pravděpodobnost, že částice propadne okem síta je závislá na mnoha faktorech. Propad je ovlivněn nejen dobou prosévání, fyzikálními vlastnostmi částic, zrnitostním složením vzorku, ale také tvarem částice a vlastnostmi síta. Částice, které danému rozměru oka vyhovují pouze v jednom směru, mají nižší pravděpodobnost propadu než částice vyhovující ve více směrech. Zejména závislost na tvaru částice a její schopnosti dosáhnout v daném čase správné orientace může vést k nadhodnocení procentuálního zastoupení hrubších zrnitostních frakcí (Day, 1965; Syvitsky, 1991).

#### 3.4.1 Metoda prosévání suchou cestou

Metoda prosévání suchou cestou je využívána pro stanovení skeletovitosti půdy a při separaci frakce skeletu a frakce jemnozemě. Může být použita také pro určení procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí písku (Pavlásek a Jačka, 2014).

### 3.4.2 Metoda prosévání mokrou cestou

Metoda prosévání mokrou cestou v kombinaci s Casagrandeho hustoměrnou či pipetovací metodou je mezinárodně uznávanou standardizovanou metodou pro stanovení půdní zrnitosti (Allen, 1990; Day, 1965).

Vzhledem k ulpívání jemných částic na sítích lze mokrým proséváním zatříďovat zeminy do zrnitosti v řádech setin milimetru, potíže s prosetím se však objevují již u částic o velikosti v řádech desetin milimetru (Kutílek a kol., 2004; Pavlásek a Jačka, 2014).

### 3.5 Dekantační metoda

Dekantační metoda je řazena mezi metody opakované přerušované sedimentace (Kutílek a kol., 2004).

Po homogenizaci se suspenze ponechává v klidu sedimentovat v dekantčním válci opatřeném postranním tubusem, který umožňuje vypuštění horní části suspenze v předem stanovených časových intervalech od počátku sedimentace. Požadované časy vypuštění jsou stanoveny na základě kombinace rovnice (12) a obecné rovnice pro výpočet rychlosti  $v$  [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]:

$$v = \frac{h}{t} \quad (13)$$

kde  $h$  je výška sloupce suspenze, který je v požadovaném čase upouštěn [ $\text{m}$ ] a  $t$  je doba sedimentace částic [ $\text{s}$ ]. Po vypuštění vzorku je suspenze doplněna vodou na původní objem a celý proces se opakuje. Po vysušení odebraných vzorků je na základě znalosti hmotnosti navážky stanoven procentuální podíl částic o průměru menším, než je průměr odpovídající uvažované sedimentační rychlosti. Procentuální zastoupení částic o průměru menším než 0,01 mm se stanovuje dopočtem (Kutílek a kol., 2004; Valla a kol., 2002).

Dekantační metoda je poměrně časově náročná. Používá se v především v situacích, kdy je nutné získat jednotlivé frakce oddělené pro navazující mineralogické a fyzikálně chemické rozborů (Kutílek a kol., 2004; Valla a kol., 2002).

### 3.6 Pipetovací metoda

Pipetovací metoda je řazena mezi metody neopakované nepřerušované sedimentace (Kutílek a kol., 2004).

Po homogenizaci suspenze je v předem zvolených časových intervalech a v předem zvolených hloubkách prováděno vzorkování. Náhradní průměr zrna  $d_i$  pro odebraný vzorek suspenze je následně určen na základě Stokesova zákona:

$$d_i = 0,005\ 531 \sqrt{\frac{\eta \cdot h_p}{(\rho_s - \rho_w) \cdot t}} \quad (14)$$

kde  $\eta$  je dynamická viskozita vody [mPa.s],  $h_p$  je hloubka ponoření pipety [mm],  $\rho_s$  je zdánlivá hustota pevných částic [Mg/m<sup>3</sup>],  $\rho_w$  je referenční hustota [Mg/m<sup>3</sup>] a  $t$  je čas od počátku sedimentace částic [min]. V souladu s ČSN EN ISO 17892-4 by měla být provedena alespoň 3 vzorkování pro rozměry částic v intervalu od 0,002 do 0,063 mm. Nejlépe volit časy vzorkování tak, aby příslušné rozměry částic odpovídali hranicím jednotlivých frakcí. Zároveň je dle ČSN EN ISO 17892-4 vhodné provést alespoň jedno měření odpovídající velikosti částic 0,002 mm nebo menší a to tak, aby bylo možné určit procentuální zastoupení jílové frakce. Současně je za stejných podmínek prováděno také vzorkování referenčního roztoku, jež obsahuje stejné množství dispergačního činidla jako suspenze s vzorkem půdy.

Procentuální zastoupení frakce menší než náhradní průměr zrna pro dané vzorkování je dáno vztahem:

$$N(\%) = \frac{(m_c - m_s - m_{ref}) \cdot V_s}{V_p \cdot m} \cdot 100 \quad (15)$$

kde  $m_c$  je hmotnost odpařovací misky s vysušeným vzorkem [g],  $m_s$  je hmotnost prázdné odpařovací misky [g],  $m_{ref}$  je hmotnost vysušeného vzorku odebraného z referenčního roztoku [g],  $V_s$  je objem suspenze [cm<sup>3</sup>] a  $V_p$  je kalibrovaný objem pipety [cm<sup>3</sup>] a  $m$  je celková hmotnost sušiny zkušební vzorku [g].

Pipetovací metoda, stejně jako Casagrandeho hustoměrná metoda je založena na časové variabilitě hustoty suspenze v daném bodě, resp. v dané hloubce. Přestože jsou tyto metody založeny na stejném principu, pipetovací metoda vykazuje vyšší přesnost při stanovení jílové frakce v porovnání s metodou hustoměrnou. Udávaná přesnost činí  $\pm 1$  % (Gee a Or, 2002; Syvitsky, 1991).

### 3.7 Casagrandeho hustoměrná metoda

Casagrandeho hustoměrná metoda, je stejně jako metoda pipetovací, řazena mezi metody neopakované sedimentace. V porovnání s metodou pipetovací je však



nedestruktivní a umožňuje tak provádět opakovaná měření na témže vzorku (Gee a Or, 2002; Zoubková, 2014).

Metoda vychází, jak již bylo zmíněno výše, ze stejného fyzikálního principu jako metoda pipetovací. Na rozdíl od ní dochází po homogenizaci suspenze v předem zvolených časových intervalech k měření hustoty suspenze nikoli odběru vzorku. Náhradní průměr zrna  $d_i$  je dle ČSN EN ISO 17892-4 určen na základě vztahu:

$$d_i = 0,005\ 531 \sqrt{\frac{\eta \cdot H_r}{(\rho_s - \rho_w) \cdot t}} \quad (16)$$

kde  $\eta$  je dynamická viskozita vody [mPa.s],  $H_r$  je efektivní hloubka hustoměru [mm],  $\rho_s$  je zdánlivá hustota pevných částic [Mg/m<sup>3</sup>],  $\rho_w$  je hustota referenčního roztoku [Mg/m<sup>3</sup>] a  $t$  je čas od počátku sedimentace částic [min]. V souladu s ČSN EN ISO 17892-4 je vhodné, aby byla zvolena alespoň 3 čtení hustoty v průběhu prvním 5 minut sedimentace a mimo ně přinejmenším další 3 čtení. Současně s měřením hustoty suspenze je měřena také její teplota a hustota referenčního roztoku, jež obsahuje stejné množství dispergačního činidla jako suspenze se vzorkem půdy.

Procentuální zastoupení frakce menší než náhradní průměr zrna pro dané měření je dáno vztahem:

$$N(\%) = \frac{100 \cdot \rho_s}{m \cdot (\rho_s - 1)} \cdot R_d \quad (17)$$

kde  $\rho_s$  je zdánlivá hustota pevných částic [Mg/m<sup>3</sup>],  $m$  je hmotnost vysušeného půdního vzorku [g] a  $R_d$  je opravené čtení hustoměru.

Přesnost určení procentuálního zastoupení částic, zejména jílové frakce, je u Casagrandeho hustoměrné metody ovlivněna správným čtením hustoměru. Právě správný odečet hodnoty hustoty suspenze uvádějí Gee a Bauder (1979) jako největší potenciální zdroj chyb. Chyba ve čtení hustoty v rozmezí  $\pm 1$  g.cm<sup>-3</sup> způsobí  $\pm 2$  % chybu v určení procentuálního zastoupení jílové frakce. Casagrandeho hustoměrná metoda vyžaduje, stejně jako metoda pipetovací, opakované odečty hodnoty hustoty suspenze, resp. opakované vzorkování. Vlivem opakovaného vkládání hustoměru či pipety do suspenze dochází k narušování sedimentačního procesu, v důsledku čehož mohou vznikat další chyby měření (Durner a kol., 2007).

### 3.8 Integral suspension pressure (ISP) method

Průběh čáry zrnitosti metodou ISP je stanoven na základě časového průběhu poklesu tlaku v suspenzi v určité konstantní hloubce (Durner a kol., 2017). Tento pokles je způsobem klesající koncentrací sedimentujících částic ve sloupci suspenze nad místem, ve kterém je tlak snímán (Durner a Iden, 2021).

Detekovaný tlak je možné rozložit do dvou komponent. První komponentou, jež je považována za časově invariabilní, je složka hydrostatická. Druhá komponenta, která je časově proměnná, je dána množstvím částic zeminy pohybujícími se ve vodním sloupci nad místem měření tlaku. Vzájemnou souvislost mezi detekovanou hodnotou tlaku v dané hloubce a kumulativní relativní četností částic lze na základě této úvahy vyjádřit vztahem:

$$p(L, t) = \rho_{roz}gL + \rho_p g \int_0^L F(D)dz \quad (18)$$

kde  $p(L, t)$  je tlak [Pa] změřený v hloubce  $L$  [m] v čase  $t$  [s],  $\rho_{roz}$  je hustota kapaliny obsahující rozpuštěné dispergační činidlo [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],  $g$  je gravitační zrychlení [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ],  $\rho_p$  reprezentuje nárůst hustoty vlivem přítomnosti sedimentujících částic [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $F(D)$  vyjadřuje kumulativní relativní četnost částic menších nebo rovno danému průměru [-] (Durner a kol., 2017).

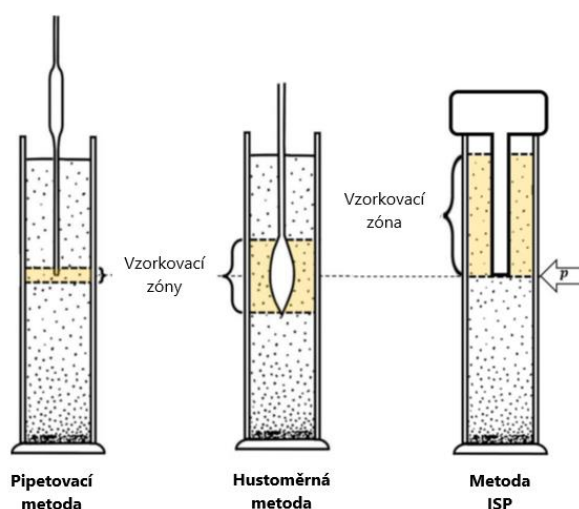
Kumulativní relativní četnost částic je určena na základě zpětné simulace sedimentačního procesu. Pro naměřené údaje o tlaku je určena čára zrnitosti, pro kterou je zpětně simulován průběh tlaku v suspenzi. Určení průběhu čáry zrnitosti je založeno na minimalizaci účelové funkce s použitím metody vážených nejmenších čtverců. Tato účelová funkce zahrnuje jak měřené údaje o průběhu tlaku v suspenzi, tak data o zastoupení jednotlivých frakcí písku, jež jsou určovány separátně:

$$O_{ISP}(\theta) = \sum_{i=1}^{n_p} \frac{[p_i - p(t_i, \theta)]^2}{\sigma_p^2} + \sum_{i=1}^{n_F} \frac{[F_i - F(D_i, \theta)]^2}{\sigma_F^2} \quad (19)$$

kde  $\theta$  je vektor parametrů modelu [-],  $n_p$  je počet naměřených údajů o tlaku [-],  $p_i$  je tlak suspenze [Pa] měřený v hloubce  $L$  [m] v čase  $t_i$  [s],  $p(t, \theta)$  je simulovaná hodnota tlaku [Pa],  $n_F$  je počet nezávisle určených frakcí písku [-],  $F_i$  je zastoupení jednotlivých písčítých frakcí [-],  $F(D, \theta)$  jsou simulované bodové hodnoty kumulativní relativní četnosti částic v oblasti písčité frakce [-],  $\sigma_p^2$  [ $\text{Pa}^2$ ] a  $\sigma_F^2$  [-] jsou předpokládané střední kvadratické odchylky (Durner a kol., 2017).

K vykreslení průběhu kumulativní relativní četnosti částic v závislosti na jejich ekvivalentním průměru, jehož určení vychází ze Stokesova zákona, je použita kubická Hermitova interpolace (Durner a kol., 2017).

Oproti pipetovací a hustoměrné metodě, které při určení ekvivalentního průměru částic vycházejí také ze Stokesova zákona, nedochází v průběhu měření k rušení sedimentačního procesu a zóna měření pro analýzu distribuce částic na základě jejich velikosti je větší (viz Obr. 9). Zároveň je měření tlaku plně automatické, a tak v porovnání s výše uvedenými metodami není ovlivněno lidskou chybou (Durner a kol., 2017).



Obr. 9: Vzorkovací zóny – pipetovací metoda, hustoměrná metoda, metoda ISP.

V porovnání s přesností, která byla stanovena na syntetických datech a činila 0,5 %, je skutečná chybovost měření násobně větší. Současně bylo zjištěno nutné navýšení předpokládaného měřicího času pro přesné určení procentuálního zastoupení jílové frakce z 6 na 8 hodin (Nemes a kol., 2020; Contreras a kol., 2020). Chyby v určení průběhu čáry zrnitosti v oblasti jílové a prachovité frakce mohou být způsobeny špatně stanovenou hmotností suché půdy, citlivostí přístroje na výchyly teploty v počáteční fázi měření či chybami, které vznikly již během síťování a které se následně projeví chybným určením zastoupení jemnějších frakcí (Durner a kol., 2017).

### 3.9 The improved integral suspension pressure (ISP+) method

Metoda ISP+, jak již z názvu vyplývá, navazuje na metodu ISP, která se ukázala jako nedostačující pro přesné stanovení procentuálního zastoupení jílové a prachovité frakce. Tato metoda vychází ze stejné účelové funkce (19), do které je

oproti metodě ISP zahrnuta hmotnost částic, které jsou obsaženy ve vzorku, jenž je odebrán po ukončení měření a jenž z velké části obsahuje jílnaté částice:

$$O_{ISP+}(\theta) = O_{ISP}(\theta) + \frac{(m_{sim} - m_{poz})^2}{\sigma_m^2} \quad (20)$$

kde  $m_{sim}$  vyjadřuje předpokládanou hmotnost částic a množství dispergačního činidla obsaženého v odebraném vzorku [kg],  $m_{poz}$  je zjištěná hmotnost částic zahrnující hmotnost dispergačního činidla obsaženého ve vzorku [kg] a  $\sigma_m^2$  je předpokládaná střední kvadratická odchylka [kg<sup>2</sup>] (Durner a Iden, 2021).

Výsledná hmotnost odebraného vysušeného vzorku je tedy součtem hmotnosti půdních částic a hmotnosti obsaženého dispergačního činidla. Celkovou hmotnost půdních částic  $m_\xi$  obsažených v odebraném vzorku lze vyjádřit vztahem:

$$m_\xi = c \cdot S \cdot \int_0^L F(D) dz \quad (21)$$

kde  $c$  je počáteční koncentrace částic v suspenzi [kg.m<sup>-3</sup>],  $S$  je plocha řezu napříč odměrným válcem [m<sup>2</sup>] a  $F(D)$  vyjadřuje kumulativní relativní četnost částic menších nebo rovno danému průměru [-]. Hmotnost dispergačního činidla je stanovena na základě znalosti jeho hmotnostní koncentrace v suspenzi a objemu odebraného vzorku (Durner a Iden, 2021).

Na základě stanovené hmotnosti částic obsažených ve vzorku je poté odvozován další parametr vstupující do účelové funkce, a to předpokládaná hmotnost půdních částic zahrnující také hmotnost dispergačního činidla  $m_s$ :

$$m_{sim} = S \cdot \left( \rho_{disp} \cdot z_{pokl} + \frac{m_\xi}{V} \cdot \int_0^{z_{pokl}} F(D) dz \right) \quad (22)$$

kde  $\rho_{disp}$  je hmotnostní koncentrace dispergačního činidla v suspenzi [kg.m<sup>-3</sup>],  $z_{pokl}$  výška odebraného sloupce suspenze [m] a  $V$  je celkový objem suspenze [m<sup>3</sup>] (Durner a Iden, 2021).

Oproti metodě ISP tedy metoda ISP+ zahrnuje navíc nutný manuální úkon zahrnující odběr, sušení a vážení odebraného vzorku suspenze. Tato zdánlivá nevýhoda je však vykoupena výrazně kratší dobou měření a vyšší přesností získaných dat (Durner a Iden, 2021).

### 3.10 Další metody používané pro stanovení zrnitostního složení půdy

#### 3.10.1 Laserová difrakce

Metoda laserové difrakce je založena na Mieho teorii rozptylu a Fraunhoferově teorii difrakce. K určení velikosti částic využívá intenzitu difraktovaného světla, která je funkcí difrakčního úhlu (Rupinder a kol., 2018).

Jako zdroj záření konstantní vlnové délky jsou vzhledem ke své tepelné stabilitě používány helium-neonové lasery (Rawle, 2003). Po průchodu laserového paprsku vzorkem jsou pomocí detektorů intenzity světla zaznamenávány intenzity odraženého záření a jejich prostorové rozložení. Velikost částic je určena nepřímo na základě vzniklého difrakčního obrazce, který je za pomoci Fourierovy transformace převeden na distribuční křivku udávající zastoupení jednotlivých částic dle velikosti (Šimek a kol., 2014).

Měřicí rozsah je udáván v rozmezí 0,1 do 3 000  $\mu\text{m}$ , přičemž u částic menší než 0,1  $\mu\text{m}$  nelze určit velikost vlivem slabé intenzity odraženého světla. Horní hranice měřicího rozsahu je dána nemožností přesně detekovat rozdíly mezi malými difrakčními úhly u větších částic, v důsledku čehož klesá přesnost určení jejich velikosti (Microtrac Retsch GmbH, © 2021a; Rawle, 2003). Měřitelný rozsah velikosti částic u jednotlivých laserových difrakčních přístrojů závisí na vlnové délce použitého světla a ohniskové vzdálenosti čočky (Syvitsky, 1991).

Mnohé studie (Buurman a kol., 2001; Eshel a kol., 2004; Konert a Vandenberghe, 1997) zabývající se komparací klasických sedimentačních metod s metodou laserové difrakce poukazují na skutečnost, že metoda laserové difrakce v porovnání se sedimentačními metodami značně podhodnocuje jílovou frakci. Tento jev je způsoben faktem, že mnohé přístroje používají Fraunhoferovu aproximaci Mieho teorie, která má hranici přesnosti 7  $\mu\text{m}$  (Syvitsky, 1991). Některé studie (Bieganowski a kol., 2018; Keck a Müller, 2008) také poukazují na důležitost správného určení vstupních optických parametrů a jejich vliv na výsledek zrnitostního rozboru.

#### 3.10.2 Dynamická analýza obrazu

Dynamická analýza obrazu je jednou z novodobých metod umožňující stanovení zrnitosti částic, která v současné době vzhledem ke své robustnosti, krátké době měření a srovnatelné přesnosti nahrazuje v mnoha průmyslových odvětvích klasickou síťovou analýzu. Oproti síťové analýze umožňuje tato metoda také stanovení a kvantitativní vyhodnocení řady morfologických parametrů částic, a to

například jejich zaoblení, kruhovitost, konvexnost, symetrii a další. Současně je také možné vyhodnocení distribuce částic dle velikosti na základě různých definic velikosti, jako je šířka částice, její délka či jako průměr kruhu s plochou ekvivalentní ploše zachycenému stínovému průmětu částice. Určení velikostí vychází například z definice Feretovy délky či Martinova průměru (Li a Iskander, 2020; Microtrac Retsch GmbH, © 2021c).

Metoda dynamické analýzy obrazu je založena na softwarovém vyhodnocení stínové projekce proudu částic, jež je generován přístrojem a v průběhu měření současně osvětlován a snímán kamerovým systémem. V závislosti na mediu, ve kterém se částice pohybují, je nutné volit expoziční čas a rychlost snímání tak, aby bylo dosaženo přijatelné detekce částic. Spodní hranice detekce pro dynamickou analýzu obrazu činí 8  $\mu\text{m}$ , horní hranice pak přibližně 135 mm. Pro konkrétní přístroj je měřicí rozsah určen použitými optickými komponenty a rozlišením kamer. Nicméně bez ohledu na kvalitu optických komponent a použitých kamer je měření ovlivněno koncentrací částic, kdy vlivem vzájemného překryvu může dojít k chybnému vyhodnocení, a transparentností částic (Microtrac Retsch GmbH, © 2021c; Saveyn a kol., 2006).

### 3.10.3 Dynamický rozptyl světla

Dynamický rozptyl světla při určení velikosti částic vychází z Brownova pohybu částic v suspenzi. Technika měření je založena na záznamu rozptýleného světelného signálu, který vznikne průchodem monochromatického, koherentního světelného zdroje suspenzí. Současně je měřena také variabilita tohoto signálu v čase. Fluktuace signálu jsou spjaty s difúzním koeficientem částic, resp. rychlostí Brownova pohybu, který je dle Stokes-Einsteinova vztahu nepřímo úměrný hydrodynamickému průměru částic:

$$D = \frac{kT}{3\pi\eta d_p} \quad (23)$$

kde  $D$  je difúzní koeficient částic [ $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ],  $k$  je Boltzmannova konstanta [ $1,380\ 649 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$ ],  $T$  je teplota [K],  $\eta$  je dynamická viskozita [ $\text{N} \cdot \text{s} \cdot \text{m}^{-2}$ ] a  $d_p$  je hydrodynamický průměr částic [m].

Záznam rozptýleného světelného signálu je vyhodnocován pomocí fotonové korelační spektroskopie či pomocí přesnější a citlivější metody FPS (Frequency Power Spectrum) (Microtrac Retsch GmbH, © 2021b).

Jedná se o nedestruktivní metodu (CSI), jejíž rozsah měření je udáván od 0,3 nm do 10  $\mu\text{m}$ . Výhodou této metody je především možnost analýzy extrémně malých částic a také schopnost měření v širokém rozmezí koncentrací od desetitisícin objemových procent až po 40 objemových procent. Metodou dynamického rozptylu světla je možné rovněž měřit zeta potenciál částic (CPS Instruments Europe, © 2007; Microtrac Retsch GmbH, © 2021b).

## 4. Charakteristika testovaných půd

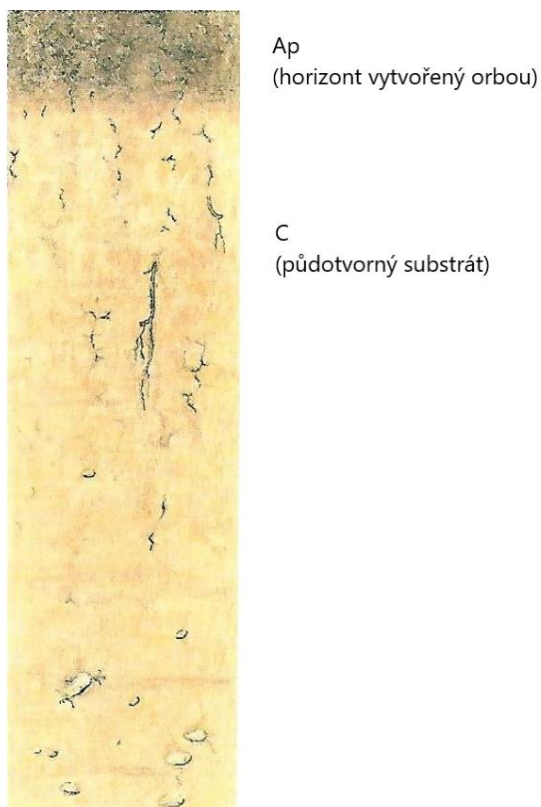
### 4.1 Geologický a pedologický původ

#### Regozem

Regozemě jsou slabě vyvinuté půdy se stratifikací O-Ah-C či Ap-C. Dle Taxonomického klasifikačního systému půd ČR jsou řazeny do referenční třídy regosoly (Němeček, 2011).

Jedná se o půdy vyvinuté z neznepevněných sedimentů, a to zejména písků a štěrkopísků, u kterých je vlivem minerálně chudého substrátu (silikátové písky) či krátké doby pedogeneze zabráněno výraznějšímu vývoji půdního profilu. Mohou vznikat i na jiných substrátech, a to v místech, kde je pedogeneze narušována vodní erozí (Němeček, 2011; Sářka a kol., 2018).

Na základě vlastností půdotvorného substrátu jsou rozlišeny jednotlivé subtypy: modální, oglejený, glejový, karbonátový, vyluhovaný, dystrický, psefitický, arenický (Obr. 10) a pelinický (Němeček, 2011; Šarapatka 2014).



Obr. 10: Regozem arenická – půdní profil (převzato a upraveno z Tomášek, 2007)

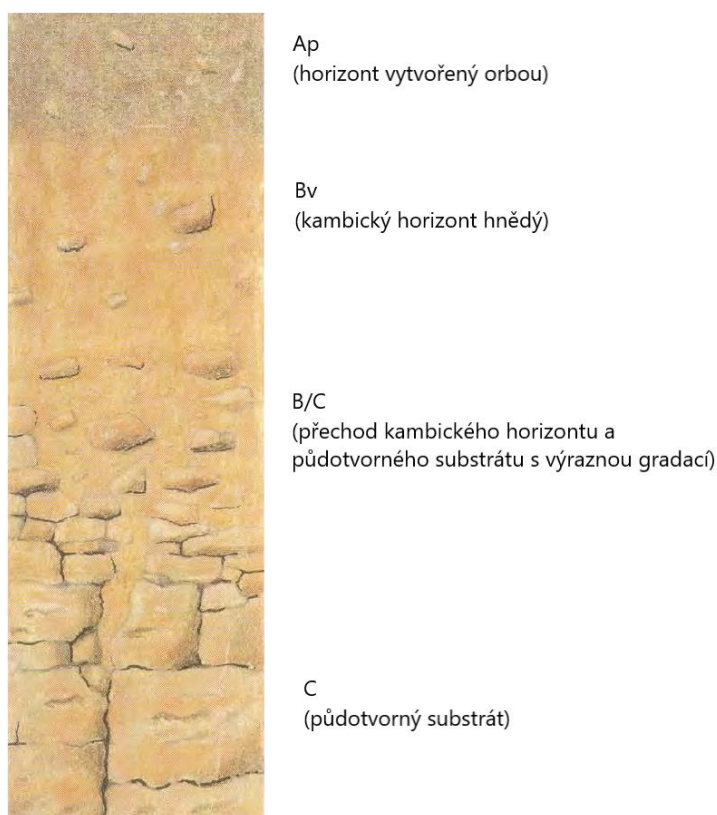


## Kambizem

Kambizemě jsou řazeny mezi vývojově mladé půdy. Jedná se o nejrozšířenější půdní typ na našem území, který je dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky řazen do referenční třídy kambisolů (Kutílek a kol., 2004; Němeček, 2011).

Kambizemě mohou vznikat z širokého spektra matečních substrátů (žuly, ruly, svory, fylity, čediče, pískovce (Obr. 11), břidlice či odvápněné opuky). Jejich výskyt je vázán na vyšší nadmořské výšky, především pahorkatiny a vrchoviny, ale mohou se vyskytovat také v nížinách. Podnebí jejich výskytu je humidnější s ročním úhrnem srážek od 500 do 900 mm a průměrnou roční teplotou v rozmezí od 4 do 9 °C (Kutílek a kol., 2004; Vopravil, 2010).

Jako hlavní půdotvorný proces se v případě kambizemí uplatňuje intenzivní vnitropůdní zvětrávání, při kterém dochází k uvolňování železa a hliníku z krystalických mřížek minerálů. V důsledku tohoto procesu dochází ke charakteristickému zabarvení kambického horizontu (Vopravil, 2010).



Obr. 11: Kambizem vzniklá na pískovci – půdní profil (převzato a upraveno z Tomášek, 2007)

Mezi nejrozšířenější subtypy na našem území patří kambizem modální, luvická, oglejená, arenická, pelická a dystrická. Dále lze dle znaků projevujících se na diagnostickém horizontu rozeznat následující subtypy kambizemě: chromický, glejový, fluvický, melanický, umbrický, andický, vyluhovaná, litická, rankerová a psefitická (Němeček, 2011; Vopravil, 2010).

## 4.2 Další základní půdní vlastnosti

### Regozem

Regozemě jsou na základě Vyhlášky o stanovení tříd ochrany č. 48/2011 Sb. zařazeny do IV. a V. třídy ochrany zemědělského půdního fondu, do kterých spadají půdy velmi málo produkční a půdy pro zemědělství postradatelné s nízkým stupněm ochrany (VÚMOP, v.v.i., © 2019).

Regozemě jsou řazeny mezi slabě skeletovité půdy. Je pro ně charakteristická minerální chudost, nízký obsah humusu (pod 1 %), nízká sorpční kapacita a vysoká vzdušná kapacita (Kutílek a kol., 2004; VÚMOP, v.v.i., © 2019).

Vyznačují se vysokou rychlostí infiltrace i při úplném nasycení. Typická je pro tento půdní typ také nízká retenční kapacita, která nedosahuje hodnot vyšších než 100 l.m<sup>-2</sup>, a nízká využitelná vodní kapacita, která nepřevyšuje hodnotu 79 l.m<sup>-2</sup> (VÚMOP, v.v.i., © 2019).

Jedná se o půdy nenáchylné k trvalému zamokření, nevhodné k zatravnění či zalesnění, které jsou ohroženy acidifikací a větrnou erozí (VÚMOP, v.v.i., © 2019).

### Kambizem

Kambizemě jsou na základě Vyhlášky o stanovení tříd ochrany č. 48/2011 Sb. zařazeny do II. až V. třídy ochrany zemědělského půdního fondu, a to v závislosti na subtypu.

Fyzikální a chemické vlastnosti jsou u tohoto půdního typu do značné míry ovlivněny charakterem matečného substrátu. Na charakteru matečného horniny je závislá především zrnitost, ale také půdní reakce. Sorpční vlastnosti půdy jsou ovlivněny texturou a obsahem humusu, jenž se u kambizemí pohybuje nejčastěji v rozmezí od 2 do 2,5 % (Kutílek a kol., 2004; Vopravil, 2010).

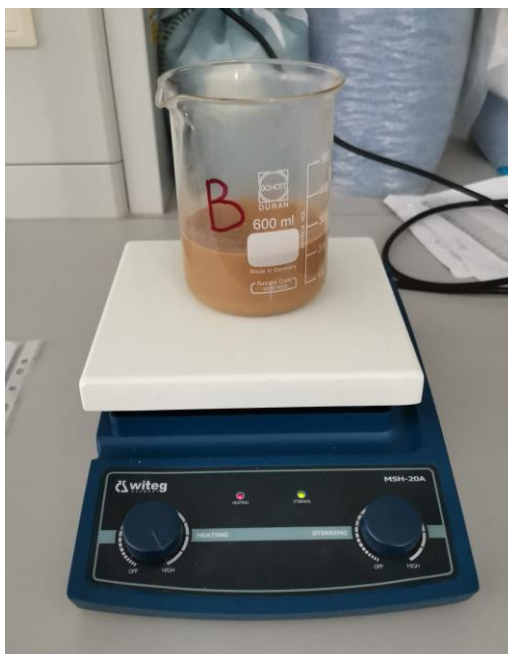
## 5. Metodika

### 5.1 Příprava vzorků

Pro stanovení zrnitosti zemin byla v případě obou porovnávaných metod zvolena shodná příprava vzorků pro oba testované půdní vzorky.

Odebraný porušený půdní vzorek byl ponechán prosychat v tenké vrstvě. Po proschnutí a rozmělnění zaschlých agregátů byl na sucho proset přes síto o průměru ok 2 mm za účelem oddělení frakce jemnozeme od frakce skeletu.

Frakce jemnozeme byla následně chemicky i mechanicky dispergována. Proces dispergace je pro klasifikaci půdy na základě jejího zrnitostního složení nezbytný, jelikož slouží k odstranění půdních agregátů vzniklých v důsledku koloidních vlastností pevné fáze. Chemická dispergace byla provedena za pomoci roztoku  $(\text{NaPO}_3)_n$  o hmotnostní koncentraci  $43,7 \text{ g.l}^{-1}$ , se kterým byl vzorek smíchán v poměru 1 ml dispergačního činidla na 1 gram zkušební vzorku. Takto vzniklá suspenze byla následně doplněna demineralizovanou vodou na objem 200 ml a ponechána odstát po dobu 24 hodin. Poté byl vzorek v rámci mechanické dispergace za stálého míchání vařen po dobu 20 minut (Obr. 12).



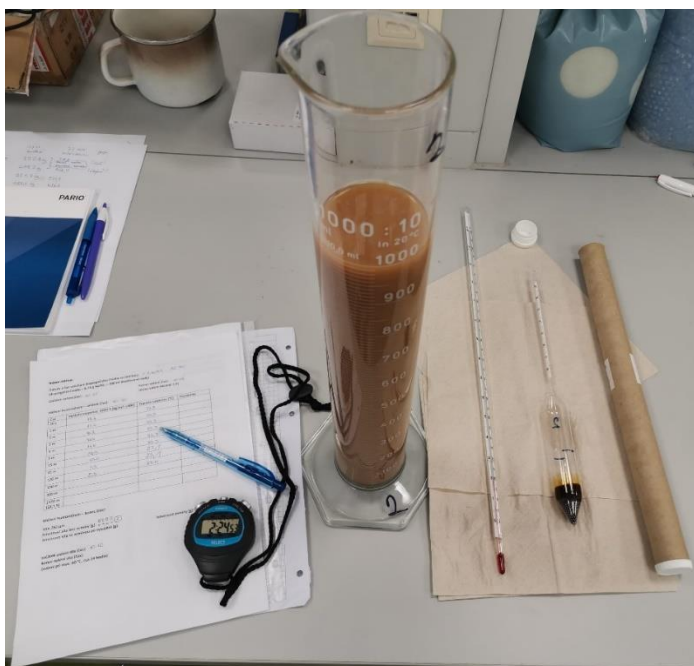
Obr. 12: Mechanická dispergace vzorku

Po provedení mechanické dispergace byl vzorek ochlazen ve vodní lázni a proset mokrou cestou přes síto o průměru ok 0,25 mm. Materiál zachycený na síti byl vysušen v sušárně a zvážen. Suspenze protklá sítí byla použita pro měření

zrnitostního složení Casagrandeho hustoměrnou metodou (Obr. 13) a přístrojem PARIO.

## 5.2 Stanovení půdní zrnitosti Casagrandeho hustoměrnou metodou

Suspenze proteklá sítím o průměru ok 0,25 mm byla přemístěna do odměrného válce, doplněna demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml a intenzivně promíchána tak, aby bylo dosaženo úplné homogenizace suspenze. V okamžiku ukončení promíchávání bylo na stopkách zahájeno měření času. Hodnota hustoty suspenze byla odečítána v časech 0,5; 1; 2; 3; 4; 5; 15; 45; 120; 150; 280 a přibližně 1 470 min po začátku měření. Současně s hodnotou hustoty byla měřena také teplota suspenze. V průběhu prvních 5 minut byla teplota suspenze uvažována jako shodná s teplotou naměřenou v 30 vteřinách od počátku měření.



Obr. 13: Stanovení zrnitostního složení půdy Casagrandeho hustoměrnou metodou

Oproti ČSN EN ISO 17892-4 nebyla současně s měřením zkušební vzorku měřena hustota referenčního roztoku, složeného ze stejného objemu roztoku dispergačního činidla jako u hustoměrné zkoušky doplněného demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml. Hustota referenčního roztoku byla uvažována shodná s hustotou demineralizované vody o dané teplotě s uvažováním vlivu dispergačního činidla a byla určena výpočtem. Hustota referenčního roztoku  $\rho_{ref}$  byla určena dle vztahu (Durner a kol., 2017):

$$\rho_{ref} = \rho_w + \frac{m_{disp}}{V_{roz}} \quad (24)$$

kde  $\rho_w$  je hustota demineralizované vody o dané teplotě [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],  $m_{disp}$  je hmotnost přidaného dispergačního činidla [kg] a  $V_{roz}$  je objem referenčního roztoku [ $\text{m}^3$ ]. Hustota demineralizované vody  $\rho_w$  byla určena dle Durner a kol. (2017):

$$\rho_w = \frac{a_0 + a_1 \cdot t + a_2 \cdot t^2 + a_3 \cdot t^3 + a_4 \cdot t^4 + a_5 \cdot t^5}{1 + b \cdot t} \quad (25)$$

kde  $a_0$  je rovno  $999,8395 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  $a_1$  je rovno  $16,95258 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}(\text{°C}^{-1})$ ,  $a_2$  je rovno  $-7,990513 \cdot 10^{-3} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} (\text{°C}^{-2})$ ,  $a_3$  je rovno  $-4,624176 \cdot 10^{-5} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}(\text{°C}^{-3})$ ,  $a_4$  je rovno  $1,058460 \cdot 10^{-7} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}(\text{°C}^{-4})$ ,  $a_5$  je rovno  $-2,810301 \cdot 10^{-10} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3} (\text{°C}^{-5})$ ,  $b$  je rovno  $0,0168872 \text{ °C}^{-1}$  a  $t$  je teplota demineralizované vody [ $\text{°C}$ ].

Náhradní průměr zrna byl stanoven dle Stokesova zákona (Stokes, 1851):

$$r = \sqrt{\frac{9 \cdot \eta \cdot h_r}{2 \cdot g \cdot (\rho_M - \rho_{ref})}} \quad (26)$$

kde  $r$  je poloměr částic [m],  $\eta$  dynamická viskozita vody [ $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}$ ],  $h_r$  efektivní hloubka hustoměru [m],  $g$  tíhové zrychlení [ $9,81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ ],  $\rho_M$  zdánlivá hustota pevných částic [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $\rho_{ref}$  hustota referenčního roztoku [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ]. Při výpočtech byla uvažována zdánlivá hustota pevných částic  $\rho_M = 2\,650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ .

Efektivní hloubka hustoměru  $h_r$  [m] byla určena dle vztahu:

$$h_r = \frac{(S - \rho_s)}{S} \cdot L + \frac{h}{2} - \frac{V}{2 \cdot F} \quad (27)$$

kde  $S$  je počet velkých dílků stupnice hustoměru [-],  $\rho_s$  hustota suspenze v daném čase [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],  $F$  plocha průřezu baňky hustoměru [ $\text{m}^2$ ],  $L$  délka stupnice hustoměru [m],  $h$  vzdálenost od krku baňky k jejímu hrotu [m] a  $V$  objem baňky [ $\text{m}^3$ ].

Procentuální zastoupení zrn daného náhradního průměru a všech menších, než daný náhradní průměr zrna byl vypočítán dle vztahu:

$$N = \frac{100}{m_s} \cdot \frac{\rho_M}{\rho_M - \rho_{ref}} \cdot (\rho_s - \rho_{ref}) \quad (28)$$

kde  $N$  je hmotnostní podíl frakce menší nebo roven náhradnímu průměru zrna [hm. %],  $m_s$  hmotnost suché navážky [kg],  $\rho_M$  zdánlivá hustota pevných částic [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ],  $\rho_{ref}$  hustota referenčního roztoku [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $\rho_s$  hustota suspenze v daném čase [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ].

Hmotnost suché navážky byla stanovena za pomoci dvou vzorků zeminy, u nichž byl stanoven obsah vody ve vzorku. Na základě zjištěného obsahu vody byla následně stanovena korekce pro výpočet hmotnosti suché navážky. Vzorky byly zváženy, sušeny při 60 °C po dobu 24 hodin a následně opětovně zváženy. Obsah vody v obou vzorcích půdy byl určen dle vztahu:

$$w = \frac{m_1 - m_2}{m_1} \quad (29)$$

kde  $w$  je obsah vody ve vzorku [-],  $m_1$  hmotnost zeminy před vysušením [kg] a  $m_2$  hmotnost zeminy po vysušení [kg].

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

$$m_s = \left(1 - \frac{w_1 + w_2}{2}\right) \cdot m \quad (30)$$

kde  $w_{1,2}$  jsou obsahy vody ve vzorcích zeminy [-] a  $m$  je hmotnost navážky [kg].

Po ukončení měření byl vzorek proset mokrou cestou za pomoci laboratorní prosévačky Retsch AS 200 digit cA (Obr. 14) přes síta o průměru ok 180, 125, 90, 63 a 45  $\mu\text{m}$ . Amplituda kmitů byla nastavena na hodnotu 1,75 mm. Prosévání bylo provedeno ve třech tříminutových intervalech, přičemž v prvních dvou intervalech byla do prosévačky vháněna voda.

Hmotnostní podíl frakce zeminy propadlé sítem o daném průměru ok byl vypočten dle vztahu:

$$n = 100 \% - \left(\frac{m_{s1} + m_{s2} + \dots + m_{sn}}{m} \cdot 100 \%\right) \quad (31)$$

kde  $n$  je hmotnostní podíl frakce zeminy propadlé sítem o daném průměru ok [hm. %],  $m_{s1}$ ,  $m_{s2}$  jsou hmotnosti částic zachycených na každém síti o průměru ok větším než síto s oky daného průměru [kg],  $m_{sn}$  je hmotnost částic zachycených na

sítě o daném průměru ok [kg] a  $m$  je celková hmotnost vysušeného zkušebního vzorku [kg].



Obr. 14: Prosévání mokrou cestou na laboratorní prosévačce Retsch AS 200 digit cA

Data získaná z prosévání byla v souladu s ČSN EN ISO 17892-4 použita při vykreslení průběhu čáry zrnitosti v oblasti písčité frakce.

### 5.3 Stanovení půdní zrnitosti pomocí Integral suspension pressure (ISP) method

Ke stanovení půdní textury dle Integral suspension pressure method byl použit přístroj PARIO Classic (Obr. 15). Měření probíhalo dle manuálu výrobce (METER Group AG, 2018). Senzorem zabudovaným v přístroji je snímán pokles tlaku v suspenzi a zároveň probíhá také měření teploty. Přístroj Pario je v průběhu měření připojen prostřednictvím USB portu k počítači, kam přenáší měřená data, která jsou následně automaticky vyhodnocena prostřednictvím softwaru Pario Control.

Testovaný vzorek byl po absolvování výše uvedených předúprav (viz 5.1) zcela přemístěn do odměrného válce a doplněn demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml. Aby bylo zabráněno evaporaci, byl odměrný válec utěsněn gumovou zátkou. Současně byl demineralizovanou vodou na objem 1 000 ml naplněn také druhý válec. Do tohoto válce byl umístěn přístroj Pario po dobu nejméně 10 minut za účelem ekvilibrace teploty.



*Obr. 15: Příklad přístroje PARIO Classic*

Před zahájením samotného měření byla zvolena doba jeho trvání a způsob homogenizace suspenze. Výrobce v rámci software Pario Control předdefinovány dva způsoby homogenizace vzorku. Prvním způsobem je kontinuální otáčení odměrného válce utěsněného gumovou zátkou dnem vzhůru a zpět, druhým rozmíchání vzorku pomocí míchátka. V rámci zrnitostního rozboru vzorku prachovité hlíny byly testovány dvě doby měření, a to 8 a 24 hodin, a jejich vliv na výsledek zrnitostního rozboru. Současně byl u tohoto vzorku testován vliv zvoleného způsobu homogenizace suspenze na výsledek zrnitostního rozboru. U vzorku hlinitého písku bylo zvoleno osmihodinové měření. Doba trvání homogenizace byla u všech vzorků zvolena shodná, a to 60 vteřin.

Po úplné homogenizaci suspenze byl válec umístěn na rovný povrch. Z válce naplněného pouze demineralizovanou vodou byl vyjmut přístroj Pario a pod úhlem  $45^\circ$  byl za účelem aktivace polohového čidla přenesen do odměrného válce se suspenzí.

Po ukončení měření bylo nutné pro vyhodnocení měřených dat softwarem Pario Control doplnit údaj o hmotnosti suché navážky, množství přidaného dispergačního činidla, o procentuálním zastoupení jemnozrného, středně zrnitého a hrubozrného písku a hodnotě zdánlivé hustoty pevných částic.

Hmotnost suché navážky byla stanovena stejným způsobem jako v případě Casagrandeho hustoměrné metody dle rovnic (29) a (30).



Množství dispergačního činidla  $m_D$  [g] bylo určeno dle vztahu:

$$m_D = c_m \cdot V_D \quad (32)$$

kde  $c_m$  je hmotnostní koncentrace roztoku dispergačního činidla [ $\text{g.l}^{-1}$ ] a  $V_D$  je množství přidaného roztoku dispergačního činidla [l].

Procentuální zastoupení jemnozrnného, středně zrnitého a hrubozrnného písku bylo vyhodnoceno na základě dat získaných mokrým proséváním vzorku (viz 5.2). Vzhledem k tomu, že průměr ok sít neodpovídá definovaným hranicím pro tyto frakce písku, byla data vyhodnocena, vynesena do grafu a z tohoto grafu bylo následně odečteno procentuální zastoupení jednotlivých frakcí.

Pro hodnotu zdánlivé hustoty částic byla ponechána defaultní hodnota  $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Po vložení všech potřebných parametrů byla softwarem Pario Control měření automaticky vyhodnocena. Výsledky měření byly následně exportovány do programu Microsoft Excel.

#### 5.4 Stanovení půdní zrnitosti pomocí Improved integral suspension pressure (ISP+) method

Ke stanovení půdní zrnitosti pomocí Improved integral suspension pressure (ISP+) method byl použit přístroj PARIO Plus (Obr. 16). Měření probíhalo dle manuálu (METER Group AG, 2021). Na rozdíl od přístroje PARIO Classic je při měření používán sedimentační válec s výpustným ventilem. Příprava přístroje k měření a příprava vzorků byla provedena shodně s přípravou použitou při měření přístrojem PARIO Classic (viz 5.3).



Obr. 16: Přístroj PARIO Plus

Před zahájením měření byla zvolena doba jeho trvání a způsob homogenizace suspenze. Pro oba vzorky byl zvolen shodný způsob homogenizace suspenze, a to kontinuální otáčení odměrného válce utěsněného gumovou zátkou dnem vzhůru a zpět. Minimální doba měření doporučená výrobcem činí 2,5 hodiny. Po uplynutí této doby je část suspenze vypuštěna výpustným ventilem do předem připravené a zvážené kádinky. Měření ustane 120 vteřin od okamžiku, ve kterém je přístrojem zaznamenán pokles tlaku vlivem vypuštění části suspenze. Celková doba měření činila u vzorku prachovité hlíny 3 hodiny a 8 minut, u vzorku hlinitého písku 2 hodiny 36 minut.

Po ukončení měření bylo nutné pro vyhodnocení měřených dat softwarem Pario Control doplnit údaj o hmotnosti suché navážky, množství přidaného dispergačního činidla, o procentuálním zastoupení jemnozrného, středně zrnitého a hrubozrného písku, hodnotě zdánlivé hustoty pevných částic a hmotnosti částic obsažených v odebraném vzorku suspenze.

Hmotnost suché navážky byla stanovena stejným způsobem jako v případě Casagrandeho hustoměrné metody dle rovnic (29) a (30). Množství dispergačního činidla bylo stanoveno dle rovnice (32). Pro hodnotu zdánlivé hustoty částic byla ponechána defaultní hodnota  $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ .

Údaje o procentuálním zastoupení jemnozrnného, středně zrnitého a hrubozrnného písku byla převzata ze síťování provedeného během měření přístrojem Pario Classic.

Údaj o hmotnosti částic obsažených v odebraném vzorku suspenze slouží především ke zpřesnění stanovení obsahu jílové frakce. Tento údaj byl stanoven dle vzorce:

$$m_{\xi} = m_{k\check{c}} - m_k \quad (33)$$

kde  $m_{\xi}$  je hmotnost částic [g],  $m_{k\check{c}}$  je hmotnost kádinky se suspenzí po vysušení při 60 °C do konstantní hmotnosti [g] a  $m_k$  je hmotnost kádinky [g].

Po vložení všech potřebných parametrů byla měření automaticky vyhodnocena softwarem Pario Control. Výsledky měření byly následně exportovány do programu Microsoft Excel a porovnány s ostatními výše uvedenými metodami.

## 5.5 Vliv použité hustoty referenčního roztoku na vyhodnocení zrnitostního rozboru

Při stanovování vlivu použité hustoty referenčního roztoku na vyhodnocení zrnitostního rozboru byly uvažovány 3 níže popsané varianty.

V rámci první varianty, dále označované jako varianta A, byla hodnota hustoty referenčního roztoku uvažovaná konstantní ( $\rho_w = 1 \text{ g.cm}^{-3}$ ) po celou dobu sedimentace částic. Vliv dispergačního činidla byl zanedbán.

V rámci druhé varianty, dále označované jako varianta B, byla hodnota hustoty referenčního roztoku uvažována shodná s hustotou demineralizované vody o dané teplotě. Vliv dispergačního činidla byl zanedbán. Hustota referenčního roztoku byla určena na základě vztahu pro výpočet hustoty demineralizované vody  $\rho_w$  o dané teplotě dle rovnice (25).

V rámci třetí kontrolní (nejpřesnější) varianty, dále označované jako varianta C, byla hodnota hustoty referenčního roztoku uvažována shodná s hustotou demineralizované vody o dané teplotě. Vliv dispergačního činidla na hustotu referenčního roztoku nebyl zanedbán. Hodnota hustoty referenčního roztoku  $\rho_{ref}$  byla určena dle rovnic (24) a (25).

## 6. Výsledky

### 6.1 Vyhodnocení zrnitostních rozborů – vzorek prachovité hlíny

Pro daný vzorek bylo kombinací Casagrandeho hustoměrné metody a síťování stanoveno procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí, resp. frakce písku, jílu a prachu. Hranice jednotlivých frakcí byly uvažovány shodné s hranicemi udávanými Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky, tedy frakce jílu < 0,002 mm, prachu 0,002 - 0,05 mm, písku 0,05 – 2 mm. Získané hodnoty byly považovány za referenční a použity pro stanovení shody s metodami ISP a ISP+.

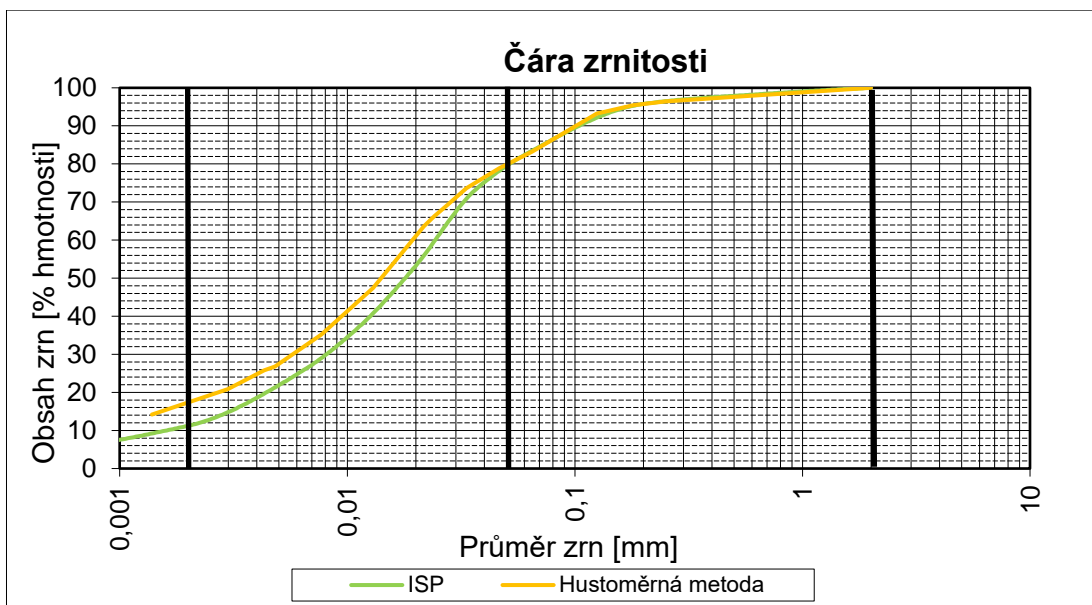
#### 6.1.1 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP

Jak již bylo uvedeno výše, kombinací Casagrandeho hustoměrné metody a síťování bylo zjištěno procentuální zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru. Výsledné hodnoty jsou uvedeny v Tab. 9.

Tab. 9: Procentuální zastoupení částic v závislosti na jejich průměru určené Casagrandeho hustoměrnou metodou – vzorek prachovité hlíny

Průměr částic [mm]	Zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru [%]
2,000	100,00
0,250	96,47
0,180	95,38
0,125	93,21
0,065	83,23
0,047	78,87
0,033	73,63
0,028	69,27
0,024	66,22
0,022	63,60
0,013	47,40
0,008	35,19
0,005	26,80
0,004	25,83
0,003	20,80
0,001	14,18

Získané hodnoty byly následně zobrazeny ve formě čáry zrnitosti společně s daty získanými metodou ISP (viz Obr. 17).



Obr. 17: Čára zrnitosti pro vzorek prachovité hlíny – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP.

Z Obr. 17 je patrné podhodnocení jílovité frakce metodou ISP v porovnání s referenční Casagrandeho hustoměrnou metodou. Frakce jílu byla podhodnocena o 6,5 %. Současně bylo touto metodou nadhodnoceno procentuální zastoupení prachovité frakce, jež byla nadhodnocena o 5,5 %. V zastoupení písčité frakce, jež byla u obou metod stanovována shodně pomocí síťování, se od sebe metody v zásadě neliší (viz Tab. 10).

Z Obr. 17 je dále patrné, že i přes počáteční rozdíl hodnot v bodě odpovídající průměru zrn 0,002 mm, si křivky drží konstantní rozestup přibližně do bodu odpovídajícímu průměru částic 0,02 mm – rostou shodnou rychlostí a tvarově se v zásadě neliší. V intervalu od 0,02 do 0,05 mm vykazuje zrnitostní křivka vyhodnocená na základě metody ISP rychlejší nárůst. V oblasti písčité frakce je průběh zrnitostních křivek totožný.

Tab. 10: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek prachovité hlíny stanovených metodou ISP a hustoměrnou metodou.

	Písčítá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]
Hustoměrná metoda	20,0	62,5	17,5
ISP	21,0	68,0	11,0

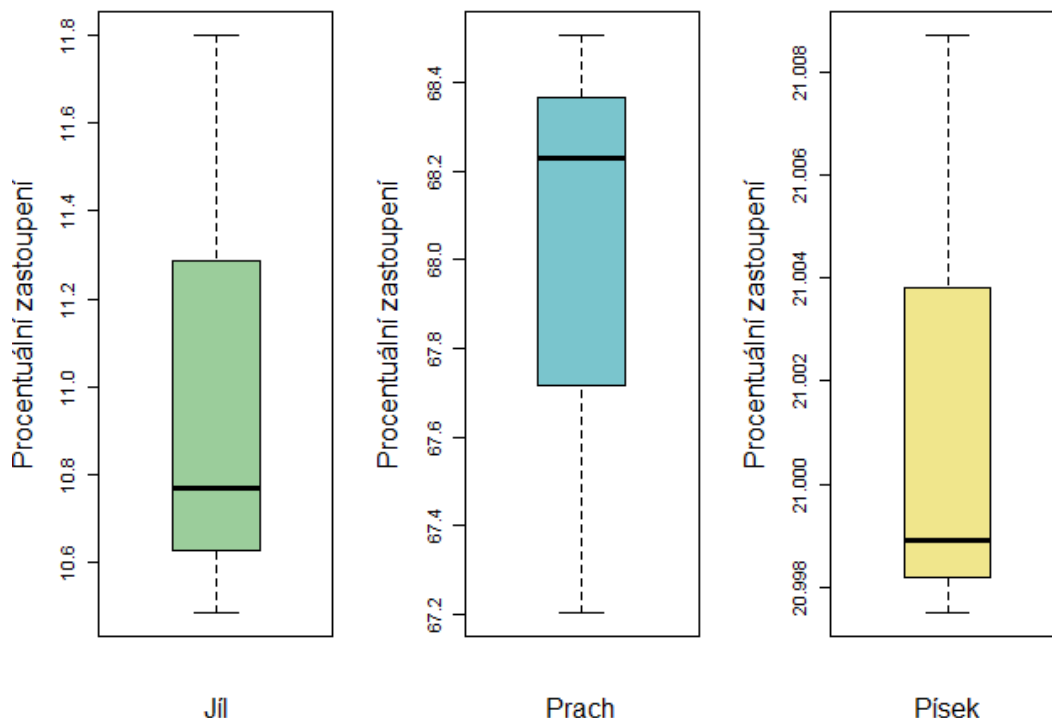
Vzorek lze na základě zjištěného procentuálního zastoupení půdních frakcí v případě obou porovnávaných metod klasifikovat dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky jako půdní druh prachovitá hlína.

Vyhodnocení opakovaných měření půdního vzorku prachovité hlíny metodou ISP s různou dobou měření a různým způsobem homogenizace suspenze je uveden v Tab. 11. Z následného statistického vyhodnocení byl vyjmut pokus číslo 2. Při tomto pokusu se nepodařilo za dobu stanovenou pro homogenizaci suspenze vzorek úspěšně rozmíchat a zůstal částečně usazený na dně.

Tab. 11: Vyhodnocení opakovaných měření metodou ISP – vzorek prachovité hlíny.

Číslo pokusu	1	2	3	4
Doba měření	8 h	8 h	24 h	8 h
Způsob homogenizace	kombinace vertical stirring a overhead shaking	overhead shaking	vertical stiring	overhead shaking
Frakce jílu [%]	10,48	8,39	11,80	10,77
Frakce prachu [%]	68,51	70,49	67,20	68,23
Frakce písku [%]	21,01	21,12	21,00	21,00

Grafické zobrazení popisné statistiky hodnot uvedených v Tab. 11 znázorňuje Obr. 18. Tabeleárně je popisná statistika dat uvedena v Tab. 12.



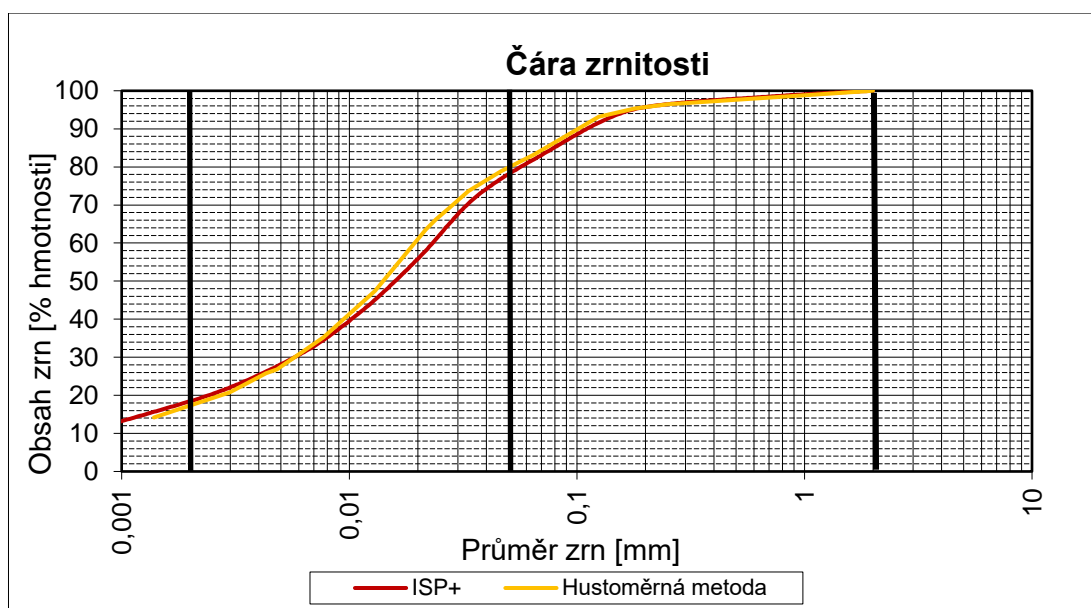
Obr. 18: Boxploty (minimum, 1. kvartil, medián, 3. kvartil, maximum) pro procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí v závislosti na způsobu míchání (homogenizace) suspenze – vzorek prachovité hlíny.

Tab. 12: Popisná statistika – opakovaná měření metodou ISP, vzorek prachovité hlíny.

Popisná statistika			
	Jíl	Prach	Písek
Minimum	10,48	67,20	21,00
Maximum	11,80	68,51	21,01
Stř. hodnota	11,02	67,98	21,00
Medián	10,77	68,23	21,00
Směr. odchylka	0,69	0,69	0,00

### 6.1.2 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP+

Pro porovnání metody ISP+ s metodou hustoměrnou byla pro hustoměrnou metodu využita stejná data jako v 6.1.1. Výsledné zrnitostní křivky jsou znázorněny na Obr. 19. Z obrázku je zjevné, že obě křivky jsou kromě intervalu hodnot od 0,009 do 0,06 mm v zásadě totožné.



Obr. 19: Čára zrnitosti pro vzorek prachovité hlíny – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+.

Výsledné procentuální zastoupení půdních frakcí je znázorněno v Tab. 13. Obsah písčité frakce byl u obou metod určen pomocí síťování. Při porovnání metod ISP a ISP+ již nedochází u metody ISP+ k podhodnocení obsahu frakce jílu a nadhodnocení frakce prachu. Projevuje se zde opačný trend. Prachovitá frakce byla podhodnocena o 2 %, jílovitá frakce naopak nadhodnocena o 1 %.

Tab. 13: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek prachovité hlíny stanovených metodou ISP+ a hustoměrnou metodou.

	Písčítá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]
Hustoměrná metoda	20,0	62,5	17,5
ISP+	21,0	60,5	18,5

Dle procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí určených metodou ISP+ lze na základě Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky klasifikovat vzorek jako půdní druh prachovitá hlína.

## 6.2 Vyhodnocení zrnitostních rozborů – vzorek hlinitého písku

Referenční hodnoty pro komparaci metod byly získány způsobem uvedeným v 6.1. Hranice jednotlivých půdních frakcí byly uvažovány shodné s hranicemi udávanými Taxonomickým klasifikačním systémem půd České republiky. Tento klasifikační systém byl použit také při stanovení půdního druhu vzorku.

### 6.2.1 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP

Procentuální zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru určených pomocí hustoměrné metody a metody síťování je uvedeno v Tab. 14.

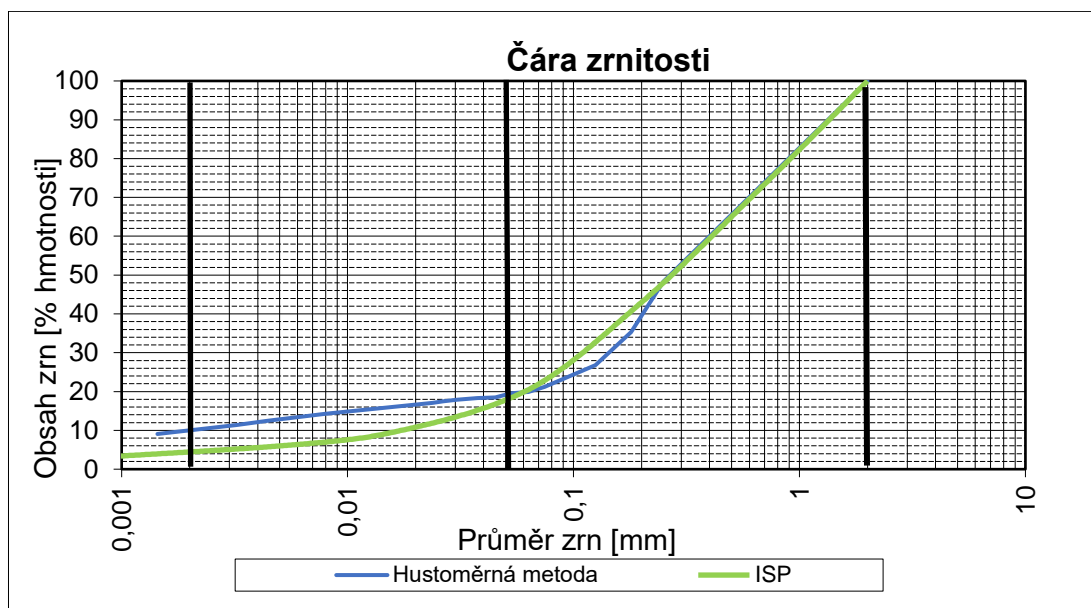
Tab. 14: Procentuální zastoupení částic v závislosti na jejich průměru určené Casagrandeho hustoměrnou metodou – vzorek hlinitého písku.

Průměr částic [mm]	Zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru [%]	Průměr částic [mm]	Zastoupení částic menších nebo rovno danému průměru [%]
2,000	100	0,031	17,8782274
0,250	48,31631029	0,027	17,4654896
0,180	35,33110467	0,024	17,0527518
0,125	26,84572278	0,014	15,71345464
0,075	21,18012977	0,008	14,27421482
0,063	19,89446585	0,004	12,42373446
0,053	19,52917858	0,003	11,40032581
0,045	18,50064745	0,001	9,069246283
0,038	18,29096519		

Grafické zobrazení získaných hodnot společně s daty získanými metodou ISP znázorňuje Obr. 20. Zrnitostní křivky vykazují odlišný průběh. Zrnitostní křivka určená na základě měření hustoměrnou metodou má v oblasti prachovité frakce lineární průběh, který v intervalu hodnot od 0,05 do 0,3 mm přechází v průběh konvexní.



Zrnitostní křivka určená na základě metody ISP vykazuje do hodnoty 0,3 mm konvexní průběh. Nad tuto hodnotu mají obě křivky totožný lineární průběh.



Obr. 20: Čára zrnitosti pro vzorek hlinitého písku – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP.

Ze získaných dat je patrné podhodnocení frakce jílu o 5,6 % a nadhodnocení frakce prachu o 4,4 %. Tento trend, nadhodnocení frakce prachu na úkor frakce jílu, je patrný již na datech uvedených v 6.1.1. V určení procentuálního zastoupení frakce písku není mezi metodami výrazný rozdíl. Píščitá frakce byla metodou ISP nadhodnocena o 1,2 % (viz Tab. 15).

Tab. 15: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek hlinitého písku stanovených metodou ISP a hustoměrnou metodou.

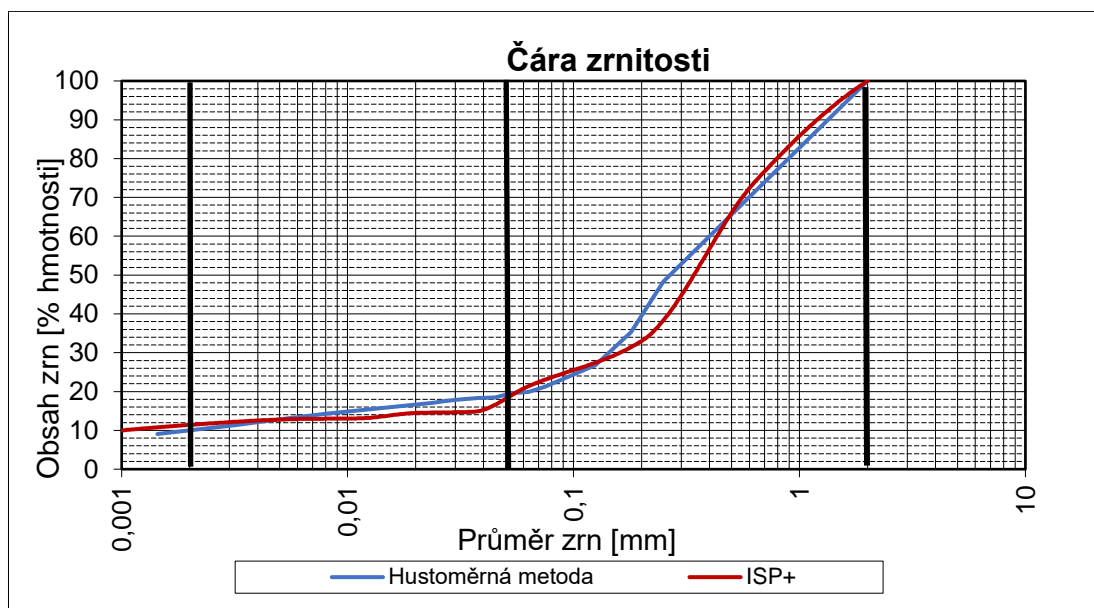
	Píščitá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]
Hustoměrná metoda	81,0	9,0	10,0
ISP	82,2	13,4	4,4

Na základě zjištěného procentuálního zastoupení půdních frakcí lze vzorek v případě obou porovnávaných metod klasifikovat jako půdní druh hlinitý písek.

### 6.2.2 Porovnání stanoveného procentuálního zastoupení zrnitostních frakcí určeného pomocí Casagrandeho hustoměrné metody s výsledky získanými metodou ISP+

Pro porovnání metody ISP+ s metodou hustoměrnou byla pro hustoměrnou metodu využita stejná data jako v 6.2.1. Výsledné zrnitostní křivky jsou znázorněny na Obr. 21. Z obrázku je patrné, že obě zrnitostní křivky jsou od sebe ve velké části svého rozsahu odlišné. Nicméně obě čáry zrnitosti vykazují na hranicích jednotlivých

půdních frakcí obdobné hodnoty a nedochází již k výraznému podhodnocení jílu jako u metody ISP.



Obr. 21: Čára zrnitosti pro vzorek hlinitého písku – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+.

Výsledné procentuální zastoupení půdních frakcí je znázorněno v Tab. 16. Metodou ISP+ byl v tomto případě procentuální obsah jílovité frakce nadhodnocen o 1,4 %. Procentuální obsah prachovité frakce byl v porovnání a referenční hodnotou určenou pomocí hustoměrné hodnoty podhodnocen o 2,3 %.

Tab. 16: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek hlinitého písku stanovených metodou ISP+ a hustoměrnou metodou.

	Písčitá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]
Hustoměrná metoda	81,0	9,0	10,0
ISP+	81,9	6,7	11,4

Dle procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí určených metodou ISP+ lze na základě Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky klasifikovat vzorek jako půdní druh hlinitý písek.

### 6.3 Porovnání časové náročnosti měření a obtížnosti obsluhy jednotlivých metod

Porovnání jednotlivých metod z hlediska časové náročnosti měření a obtížnosti obsluhy je uvedeno v Tab. 17. Z uvedených dat vyplývá, že z hlediska časové náročnosti měření je nejméně náročnou metodou metoda ISP+. Z hlediska obtížnosti

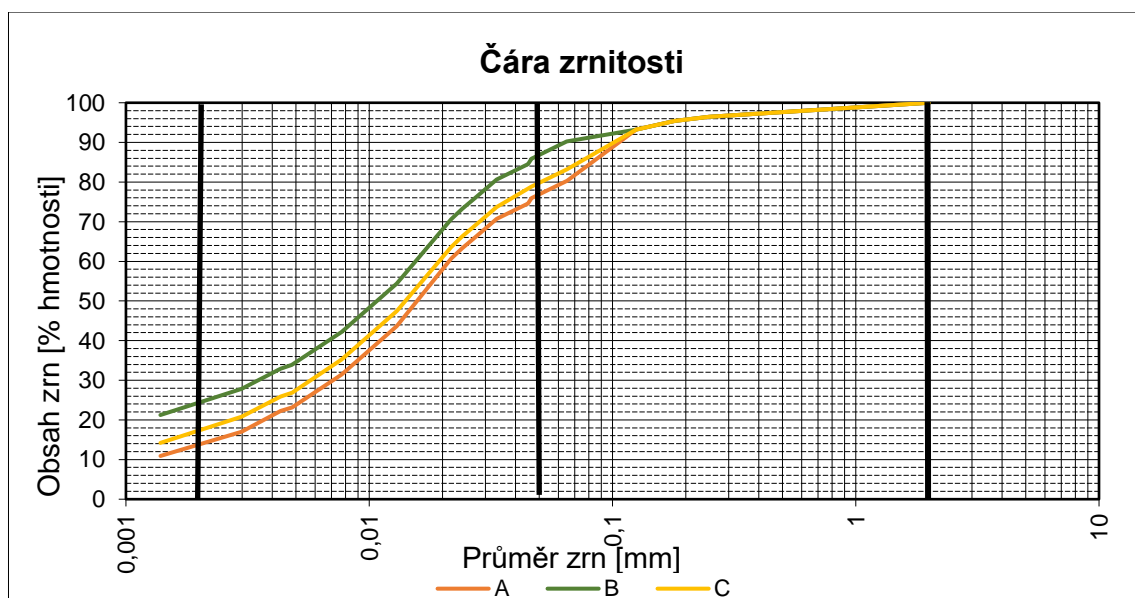
obsluhy je nejnáročnější metodou metoda hustoměrná, neboť vyžaduje manuální odečítání hodnot v průběhu měření, které vyžaduje přítomnost obsluhy.

Tab. 17: Porovnání časové náročnosti měření a obtížnosti obsluhy jednotlivých metod.

	Metoda		
	Hustoměrná metoda	ISP	ISP+
Příprava vzorku	shodná (přibližně 1 h)		
Sítování	ano	ano	ano
Doba měření (doporučená)	24 h	8 h	2,5 h
Vyhodnocení dat	manuální	automatické	automatické
Manuální obsluha v průběhu měření	ano	ne	ne

#### 6.4 Vliv použité reference na výsledek zrnitostního rozboru

Na Obr. 22 je znázorněn vliv použité hustoty referenčního roztoku na průběh čáry zrnitosti u vzorku prachovité hlíny. Jednotlivé přístupy jsou blíže popsány v kapitole 5.5. Je patrné, že průběhu zrnitostní křivky C (kontrolní varianta), který odpovídá průběhu zrnitostní křivky stanovené hustoměrnou metodou, je bližší zrnitostní křivka A, u které dochází v rámci hustoty referenčního roztoku k zanedbání dispergačního činidla i proměnlivé hustoty vody v závislosti na teplotě.



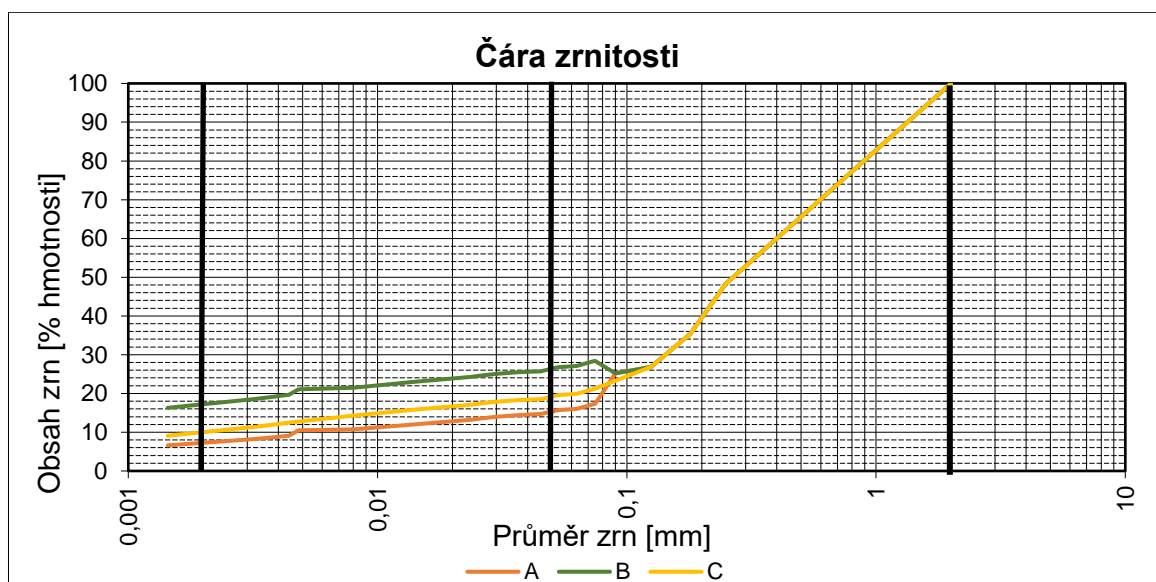
Obr. 22: Výsledné zrnitostní křivky pro vzorek prachovité hlíny při uvažování různých hustot referenčního roztoku. Varianta A – hustota referenčního roztoku uvažována jako konstantní hustota vody ( $1 \text{ g/cm}^3$ ) se zanedbáním vlivu dispergačního činidla. Varianta B – hustota referenčního roztoku uvažována jako hustota demineralizované vody o dané teplotě. Kontrolní varianta C – hustota referenčního roztoku uvažována jako hustota vody o dané teplotě s uvažováním vlivu přidaného dispergačního činidla.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí zjištěné z Obr. 22 je uvedeno spolu s odpovídajícím půdním druhem v Tab. 18.

Tab. 18: Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí při uvažování rozdílných hustot referenčního roztoku – vzorek prachovité hlíny.

	Písčítá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]	Půdní druh
A	23,0	63,0	14,0	Prachovitá hlína
B	13,0	62,5	24,5	Prachovitá hlína
C	20,0	62,5	17,5	Prachovitá hlína

Vliv použité hustoty referenčního roztoku na průběh čáry zrnitosti u vzorku hlinitého písku je znázorněn na Obr. 23. Průběh zrnitostní křivky B, u které byl v rámci uvažované hustoty referenčního roztoku zanedbán vliv dispergačního činidla a byla uvažována proměnlivá hustota vody v závislosti na teplotě, neodpovídá průběhu součtové čáry, a proto již nebyla dále vyhodnocována.



Obr. 23: Výsledné zrnitostní křivky pro vzorek hlinitého písku při uvažování různých hustot referenčního roztoku. Varianta A – hustota referenčního roztoku uvažována jako konstantní hustota vody (1 g/cm<sup>3</sup>) se zanedbáním vlivu dispergačního činidla. Varianta B – hustota referenčního roztoku uvažována jako hustota demineralizované vody o dané teplotě. Kontrolní varianta C – hustota referenčního roztoku uvažována jako hustota vody o dané teplotě s uvažováním vlivu přidaného dispergačního činidla.

Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí zjištěné z Obr. 23 je uvedeno spolu s odpovídajícím půdním druhem v Tab. 19.

Tab. 19: Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí při uvažování rozdílných hustot referenčního roztoku – vzorek hlinitého písku.

	Písčítá frakce [%]	Prachovitá frakce [%]	Jílovitá frakce [%]	Půdní druh
A	84,5	8,0	7,5	Hlinitý písek
B	74,0	8,5	17,5	Písčítá hlína
C	81,0	9,0	10,0	Hlinitý písek

## 7. Diskuse

Přestože jsou výše uvedené metody stanovení půdní zrnitosti založeny na stejném fyzikálním principu, resp. jedná se o metody sedimentační, nepanuje mezi stanovenými procentuálními zastoupeními jednotlivých půdních frakcí absolutní shoda. Nicméně absolutní shody není dosaženo ani mezi standardizovanými metodami stanovení půdní zrnitosti, a to ani při použití shodné přípravy vzorku (Coates a Hulse, 1985). Přestože Miller a kol. (1988) uvádí, že při použití modifikace hustoměrné metody, jež uvádí Day (1950), již nedochází k nadhodnocení jílové frakce a metoda hustoměrná se s metodou pipetovací shoduje, novější studie poukazují na rozdíly mezi metodami i přes použití této modifikace. Kettler a kol. (2001) uvádí odchylku mezi hustoměrnou a pipetovací metodou v určení procentuálního zastoupení jílové frakce až 3,9 %, Elfaki a kol. (2016) ve své studii uvádí nadhodnocení frakce jílu hustoměrnou metodou v porovnání s metodou pipetovací o 2 až 2,7 %.

Z důvodu minimalizace možných rozdílů mezi metodami, které by mohly mít případně vliv na odchylky ve stanovení procentuálního zastoupení půdních frakcí, byla u hustoměrné metody hustota referenčního roztoku stanovena výpočtem, který je použit pro výpočet referenční hustoty v metodách ISP a ISP+ (viz 5.2). Jelikož chyby při stanovení půdní zrnitosti, jak uvádí Gee a Or (2002) či Durner a Iden (2021), mohou vznikat také v důsledku odlišné přípravy vzorku, byl u všech testovaných vzorků zvolen stejný způsob jejich přípravy (viz 5.1).

Ze získaných hodnot je patrné, že metoda ISP v porovnání s metodou hustoměrnou, která slouží v tomto případě jako referenční, výrazně podhodnocuje procentuální zastoupení jílu (viz 6.1.1, 6.2.1). V důsledku podhodnocení jílové frakce dochází k nadhodnocení frakce prachu. Durner a Iden (2021) tento fakt vysvětlují nedostatečnou ekvilibrací teploty mezi přístrojem a suspenzí, chybným určením hmotnosti suché navážky či chybami v určeném procentuálním zastoupení jednotlivých frakcí písku vzniklými již při prosévání vzorku. Tyto problémy budou podrobněji diskutovány níže.

Výrobce udávaná přesnost metody ISP činí  $\pm 3$  % pro jílovou frakci (METER Group AG, 2021). Tuto přesnost pro metody založené na měření tlaku suspenze předpokládali již Lewis a Rasmussen (1999). Přesnosti udávané výrobcem nebylo ani v jednom měření dosaženo. V případě vzorku prachovité hlíny byla frakce jílu v porovnání s hustoměrnou metodou podhodnocena o 6,5 %, u vzorku hlinitého písku o 5,6 %.

Lewis a Rasmussen (1999) vyslovili také předpoklad, že metody založené na měření tlaku suspenze nemusí být vhodné pro půdy s nízkým obsahem jílu a mohou být vhodné pouze pro rychlé orientační stanovení půdní zrnitosti. Nevhodnost metody ISP pro půdy s nízkým obsahem jílu potvrzují také Durner a Iden (2021). Uvádějí, že chyba v řádu desetin procent při stanovení procentuálního zastoupení frakcí písku u půd s velmi nízkým obsahem jílu následně způsobí desetinásobnou chybu v procentuálním zastoupení frakce jílu. Z naměřených dat a s ohledem na existenci metody ISP+ lze říci, že metoda ISP se ukazuje pro přesnější stanovení půdní textury málo přesná a její výsledné hodnoty procentuálního zastoupení frakce jílu a prachu nekorespondují dostatečně přesně s hodnotami stanovenými pomocí hustoměrné metody.

Nemes a kol. (2020) upozorňuje také na vliv změny teploty v počáteční fázi měření metodou ISP na průběh zrnitostní křivky v oblasti frakce prachu. Jako kritickou uvádí změnu teploty o více jak 0,1-0,2 °C v průběhu prvních dvou minut měření. Během měření vzorku číslo 1 došlo během prvních dvou minut k nárůstu teploty o 0,5 °C. U vzorku číslo 3 došlo v počáteční fázi k nárůstu teploty o 0,2 °C, u vzorku číslo 4 o 0,1 °C. I přes relativně velký nárůst teploty v průběhu měření prvního vzorku nedošlo k zásadnímu ovlivnění výsledného procentuálního zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí (viz Příloha 1-3). V této práci se tedy nepodařilo prokázat výraznější vliv změny teploty v počáteční fázi měření na průběh zrnitostní křivky.

V rámci této práce byl zkoumán také vliv způsobu homogenizace suspenze a délky měření na přesnost stanovení jílové frakce. Z Tab. 11 je patrné, že doba měření ani zvolený způsob homogenizace suspenze nemají zásadní vliv na výsledek zrnitostního rozboru provedeného metodou ISP.

Výsledky dosažené metodou ISP+ již vykazují větší shodu s referenční hustoměrnou metodou. Největší chyba ve stanovení frakce prachu činila 2,3 %, ve stanovení frakce jílu pak 1,4 %. Přesnosti udávané výrobcem, která činí  $\pm 0,5$  % pro frakci jílu, nebylo dosaženo (METER Group AG, 2021). S ohledem na fakt, že přesnost metody byla určována v závislosti na shodě s metodou pipetovací (Durner a Iden, 2021; Nemes a kol., 2020), jejíž výsledky se, jak již bylo uvedeno výše, mohou od hustoměrné metody lišit, se tato shoda jeví jako velmi dobrá.

Jelikož metoda ISP+ vychází z metody ISP dalo by se i zde uvažovat nad vlivem průběhu změn teploty na výsledek měření, jak uvádí Nemes a kol. (2020). Na Obr. 21 je patrná značná rozkolísanost průběhu zrnitostní křivky, což Nemes a kol. (2020) přisuzuje citlivosti metody na změny teploty. Při měření tohoto vzorku

nedošlo v počáteční fázi k výrazné změně teploty (viz Příloha 6), v průběhu celého měření nedošlo ke změně teploty o více jak 0,2 °C, přesto je průběh zrnitostní křivky značně rozkolísaný.

Výše uvedené metody vyžadují všechny úkony zahrnující přípravu vzorku, prosévání vzorku a stanovení hmotnosti suché navážky. Nejnáročnější z hlediska potřebné doby měření a obsluhy je metoda hustoměrná. Tato metoda vyžaduje měření trvající 24 hodin a odečty hustoty suspenze v předem stanovených časových intervalech čili je nutná přítomnost obsluhy a její znalost práce s hustoměrem. Pokud by měření probíhalo v souladu s ČSN EN ISO 17892-4, bylo by nutné současně měřit také hustotu referenčního roztoku. Vyhodnocení dat není automatické, lze si ho však ulehčit přednastaveným tabulkovým editorem. Metoda ISP vyžaduje alespoň osmihodinové měření. Během měření není nutná přítomnost obsluhy a vyhodnocení dat probíhá automaticky. Z hlediska náročnosti se tedy jeví jako méně náročná v porovnání s metodou hustoměrnou. Nejvýhodnější z hlediska časové náročnosti je metoda ISP+, která vyžaduje minimální dobu měření 2,5 hodiny. Vyšší přesnost v porovnání s metodou ISP je zde vykoupena přidáním úkonem po ukončení měření, který zahrnuje vypuštění části suspenze výpustným ventilem a slouží k zpřesnění stanovení procentuálního zastoupení jílové frakce. Během měření opět není nutná přítomnost obsluhy a vyhodnocení dat proběhne po zadání hmotnosti částic obsažených ve vypuštěném objemu suspenze automaticky. Jak uvádí Nemes a kol. (2020) nedojde tedy k razantnímu úbytku nutných úkonů, ale není již nutná přítomnost obsluhy během měření a samotné měření trvá kratší dobu. Vzhledem k tomu, že odečet hodnot nutných pro vyhodnocení je zcela automatický, dochází k eliminaci subjektivní chyby.

V rámci této práce byl hodnocen také vliv uvažované hustoty referenčního roztoku na průběh zrnitostní křivky a výsledné procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí. Uvažované varianty byly porovnávány s kontrolní variantou, při které byla hustota referenčního roztoku vypočtena z hmotnosti přidaného dispergačního činidla s uvažováním proměnlivé hustoty vody v závislosti na teplotě dle rovnice (24).

Jako zcela nevhodná se jeví varianta, při které je hustota referenčního roztoku při vyhodnocení hustoměrné metody uvažována shodná s hustotou vody o dané teplotě a současně je zanedbán vliv dispergačního činidla. U vzorku prachovité hlíny došlo při uvažování této referenční hustoty ke značnému podhodnocení frakce písku na úkor frakce jílu, která byla nadhodnocena (viz Tab. 18). U vzorku hlinitého písku byla půdní textura vyhodnocena nicméně při použití této referenční hustoty je průběh zrnitostní křivky nesprávný.

V rámci druhé varianty byla uvažována hustota referenčního roztoku rovna  $1 \text{ g.cm}^{-3}$ . Tuto variantu používá například Valla a kol. (2002) a je zmíněna také normou ČSN EN ISO 17892-4. Nicméně, jak zmiňuje také ČSN EN ISO 17892-4, její použití je limitováno sníženou přesností (v rámci této práce naměřen až 3,5 % procenta rozdíl v jílové frakci oproti kontrolní variantě). Pokud ale není vyšší přesnost požadována, je možné tuto variantu použít. Při této variantě došlo u obou vzorků k nadhodnocení frakce písku a podhodnocení frakce jílu (viz Tab. 18 a Tab. 19). Tato varianta se jeví v porovnání s výše uvedenou variantou jako přesnější, neboť rozdíly v zastoupení půdních frakcí mezi ní a kontrolní variantou jsou menší.



## 8. Závěr

Půdní zrnitost je jednou ze základních fyzikálních vlastností půdy. Její stanovení současnými standardizovanými metodami je pracné a časově náročné. V rámci této bakalářské práce byly testovány metody ISP a ISP+ a srovnávány se standardizovanou hustoměrnou metodou, a to z hlediska přesnosti, časové náročnosti a náročnosti na obsluhu. Měření byla provedena na vzorcích prachovité hlíny a hlinitého písku, jež mají zhruba šedesátiprocentní rozdíl v obsahu písčité frakce. Obě metody byly dosud porovnávány pouze s metodou pipetovací (Durner a Iden, 2021; Nemes a kol., 2020).

Na základě získaných dat je i přes malý počet opakovaných měření možné potvrdit soustavné podhodnocování obsahu jílovitých částic v půdě metodou ISP, jež uvádí Durner a Iden (2021). Podhodnocení frakce jílu v porovnání s hustoměrnou metodou zjištěné v rámci této práce činilo 6,5 % u vzorku prachovité hlíny a 5,6 % u vzorku hlinitého písku. Vliv změny teploty v počáteční fázi měření na průběh zrnitostní křivky, jež uvádí Nemes a kol. (2020), se nepodařilo prokázat. Pro určení zdroje možných chyb, které by vedly k nesprávnému vyhodnocení průběhu zrnitostní křivky, by bylo nutné provést více opakovaných měření. S ohledem na existenci metody ISP+, která vykazuje výrazně větší shodu s hustoměrnou metodou, se jeví jako bezpředmětné dále se zabývat možným původem chyb a citlivostí metody ISP na další možné faktory, které by mohly výsledek zrnitostního rozboru ovlivnit.

Jak již bylo uvedeno výše, větší shodu v procentuálním zastoupení půdních frakcí s hustoměrnou metodou vykazovala metoda ISP+. Rozdíl mezi hustoměrnou metodou a metodou ISP+ ve stanovení jílové frakce zjištěný v této práci činil +1 % u vzorku prachovité hlíny a +1,4 % u vzorku hlinitého písku. Rozdíl ve frakci prachu činil 2,5 % u vzorku prachovité hlíny a 2,3 % u vzorku hlinitého písku. Durner a Iden (2021) uvádí shodu mezi pipetovací metodou a metodou ISP+ pro frakci jílu v intervalu od -1 do +0,7 %, pro frakci prachu pak v intervalu od -0,7 do +0,7 %. Z důvodu existence dalších nejistot je možné říci, že metoda hustoměrná a metoda ISP+ se z inženýrského pohledu prakticky shodují. Vzhledem ke krátké době měření a relativně nenáročné obsluze přístroje Pario Plus se tato metoda jeví jako vhodná pro rutinní stanovení půdní zrnitosti v případech, ve kterých není požadováno stanovení půdní zrnitosti v souladu s normou ČSN EN ISO 17892-4.

Na základě zhodnocení vlivu uvažované hustoty referenčního roztoku na výsledek zrnitostního rozboru je možné říci, že uvažování proměnlivé hustoty vody v závislosti na teplotě jako hustoty referenčního roztoku je v porovnání s hustotou

uvažující obsah rozpuštěného dispergačního činidla nepřesné. U vzorku prachovité hlíny došlo při použití proměnlivé hustoty vody v závislosti na teplotě jako uvažované hustoty referenčního roztoku k nadhodnocení jílové frakce o 7 %, u vzorku hlinitého písku pak o nadhodnocení o 7,5 %. Uvažování konstantní hustoty vody ( $1 \text{ g/cm}^3$ ) se ukázalo jako vhodnější, ale také zavádí zbytečné nepřesnosti do stanovení zastoupení půdních frakcí. U vzorku prachovité hlíny byla frakce jílu podhodnocena o 3,5 %, u vzorku hlinitého písku pak o 2,5 % oproti kontrolní variantě.

Prvotní základní test metod ISP a ISP+ tedy potvrdil výsledky, jež ve své studii uvádí Durner a Iden (2021). V rámci potenciálních navazujících výzkumů by bylo vhodné provést měření metodou ISP+ s větším počtem opakování, a to nejlépe pro více vzorků půd s různou texturou. Tímto způsobem by bylo možné prokázat vhodnost metody ISP+ pro půdy s nízkým obsahem jílu či vliv změn teploty v průběhu měření na výsledný tvar zrnitostní křivky stanovený touto metodou. Současně by bylo nutné provést také opakovaná měření pomocí Casagrandeho hustoměrné metody, aby mohla být stanovena její chybovost. Další výzkum by bylo vhodné soustředit také na vliv přípravy vzorku na výsledek zrnitostního rozboru. Zejména se jedná o použití různých dispergačních činidel či metod mechanické dispergace.

## 9. Přehled literatury a použitých zdrojů

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

Baghdadi N., Zribi M., 2016: Characterization of Soil Surface Properties Using Radar Remote Sensing. In: Baghdadi N., Zribi M. (eds): Land Surface Remote Sensing in Continental Hydrology. ISTE Press Ltd – Elsevier, London. P. 1-39.

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. 25–26.

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

Bieganowski A., Ryżak M., Sochan A., Barna G., Hernádi H., Beczek M., Polakowski C., Makó A., 2018: Chapter Five - Laser Diffractometry in the Measurements of Soil and Sediment Particle Size Distribution. In: Sparks D. L. (eds): *Advances in agronomy*. Academic Press, London. P. 215–279.

Buurman P., Pape T., Reijneveld J. A., de Jong F., van Gelder E., 2001: Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments: correlations for fine fractions of marine, fluvial, and loess samples. *Geologie en Mijnbouw* 80. P. 49–57.

Centeri C., Jakab G., Szabó S., Farsang A., Barta K., Szalai Z., Bíró Z., 2015: Comparison of particle-size analyzing laboratory methods. *Environmental Engineering and Management Journal* 14(5). P. 1125-1135.

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, S. A., Martínez, S., Bonilla, C., 2020: Evaluating the Integral Suspension Pressure method for measuring the particle size distribution in soils with high organic matter content (online) [cit. 2021.10.27], dostupné z <[https://view.officeapps.live.com/op/view.aspx?src=https%3A%2F%2Fpresentations.copernicus.org%2FEGU2020%2FEGU2020-12380\\_presentation.pptx&wdOrigin=BROWSELINK](https://view.officeapps.live.com/op/view.aspx?src=https%3A%2F%2Fpresentations.copernicus.org%2FEGU2020%2FEGU2020-12380_presentation.pptx&wdOrigin=BROWSELINK)>.

CPS Instruments Europe, © 2007: Comparison of Particle Sizing Methods (online) [cit. 2021.09.15], dostupné z <<https://www.cpsinstruments.eu/pdf/Compare%20Sizing%20Methods.pdf>>.

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

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

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

ČSN 75 2310: Sypané hráze. Úřad pro technickou normalizaci, metrologii a státní zkušebnictví, Praha, 2006. 36 s.

Day P. R., 1950: Physical basis of particle size analysis by the hydrometer method. *Soil Science* 70. 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 America, Madison. P. 545-566.

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.

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.

Eshel G., Levy G. J., Mingelgrin U., Singer M. J., 2004: Critical evaluation of the use of laser diffraction for particle-size distribution analysis. *Soil Science Society of America Journal* 68. P. 736–743.

Foth, H. D., 1972: *Fundamentals of soil science*. John Wiley & Sons Inc, New York, P. 384.

Gee G. W., Bauder J. W., 1979: Particle Size Analysis by Hydrometer: A Simplified Method for Routine Textural Analysis and a Sensitivity Test of Measurement Parameters. *Soil Science Society of America Journal* 43. P. 1004-1007.

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.

Gerrard J., 2000: *Fundamentals of soils*. Routledge, London, P. 230.

Hassink J., Bouwman L. A., Zwart K. B., Bloem J., Brussaard L., 1993: Relationships between soil texture, physical protection of organic matter, soil biota, and C and N mineralization in grassland soils. *Geoderma* 57(1). P. 105-128.

Heitman J. L., White J. G., 2014: Soil Management Can Maximize Water Availability (online) [cit. 2022.02.26], dostupné z <<https://content.ces.ncsu.edu/soil-management-can-maximize-water-availability>>.

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.

Hillel D., 1998: *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego, P. 771.

Chotte J. L., 2005: Importance of microorganisms for soil aggregation. In: Buscot F., Varma A. (eds): *Microorganisms in soils: roles in genesis and function*. Springer, Berlin. P. 105-119.

Keck C. M., Müller R. H., 2008: Size analysis of submicron particles by laser diffractometry – 90 % of the published measurements are false. *International Journal of Pharmaceutics* 355 (1-2). P. 150-163.

Kettler T. A., Doran J. W., Gilbert T. L., 2011: Simplified method for soil particle-size determination to accompany soil-quality analyses. *Soil Science Society of America Journal* 65(3). P. 849-852.

Konert M., Vandenberghe J., 1997: Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44. P. 523–535.

Kutílek M., 1978: *Vodohospodářská pedologie*. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 295 s.

Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: *Soil Hydrology*. Catena, Cremlingen-Destet. P. 370.

Kutílek M., Kuráž V., Císlerová M., 2004: *Hydropedologie 10*. Skriptum ČVUT, Praha, 176 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.

Lhotský J., 2000: *Zhutňování půd a opatření proti němu*. Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha, 61 s.

Li L., Iskander M., 2020: Evaluation of Dynamic Image Analysis for Characterizing Granular Soils. *Geotechnical Testing Journal* 43(5). P. 1149-1173.

METER Group AG, 2021: *PARIO Manual*. METER Group, München. P. 92.

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

Microtrac Retsch GmbH, © 2021a: *LASER DIFFRACTION (LD)* (online) [cit. 2021.09.08.], dostupné z <<https://www.microtrac.com/products/particle-size-shape-analysis/laser-diffraction/>>.

Microtrac Retsch GmbH, © 2021b: DYNAMIC LIGHT SCATTERING (DLS) (online) [cit. 2021.09.15], dostupné z <<https://www.microtrac.com/products/particle-size-shape-analysis/dynamic-light-scattering/>>.

Microtrac Retsch GmbH, © 2021c: DYNAMIC IMAGE ANALYSIS (DIA) (online) [cit. 2021.09.19], dostupné z <<https://www.microtrac.com/products/particle-size-shape-analysis/dynamic-image-analysis/>>.

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. P. 24-28.

Nemes, A., Angyal, A., Mako, 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. 2021.10.27], dostupné z <[https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-9832\\_presentation-0.pdf](https://presentations.copernicus.org/EGU2020/EGU2020-9832_presentation-0.pdf)>.

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.

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

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.

Pavlásek J., Jačka L., 2014: *Hydropedologie*. Skriptum, Česká zemědělská univerzita, Praha.

Pavlu L., 2018: *Základy pedologie a ochrany půd*. Skriptum, Česká zemědělská univerzita, Praha.

Pokorná D., Zabranská J., 2008: *Hydrologie a hydropedologie*. VŠCHT, Praha.

Rawle A., 2003: The Basic Principles of Particle Size Analysis. *Surface Coatings International Part A: Coatings Journal* 86. P. 58-65.

Saveyn H., Thu T. L., Govoreanu R., Van der Meeren P., Vanrolleghem P. A., 2006: In-line Comparison of Particle Sizing by Static Light Scattering, Time-of-Transition, and Dynamic Image Analysis. *Particle & Particle Systems Characterization* 23(2). P. 145–153.

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.

Sánchez-Marañón M., Ortega R., Miralles I., Soriano, M., 2007: Estimating the mass wetness of Spanish arid soils from lightness measurements. *Geoderma* 141. P. 397-406.

Sánchez-Marañón M., 2011: Color Indices, Relationship with Soil Characteristics. In: Gliński J., Horabik J., Lipies J. (eds): *Encyclopedia of Agrophysics*. Dordrecht: Springer, Netherlands. P. 141–145.

Sáňka M., Vácha R., Poláková Š., Fiala P., 2018: Kritéria pro hodnocení produkčních a ekologických vlastností půd (online) [2021.9.12], dostupné z <[https://pedologie.czu.cz/dokumenty/Kriteria\\_pro\\_hodnoceni\\_vlastnosti%20pud.pdf](https://pedologie.czu.cz/dokumenty/Kriteria_pro_hodnoceni_vlastnosti%20pud.pdf)>.

Schachtschabel P., Blume H. P., Hartge K. H., Schwertmann U., Brümmer G., Renger M., 1984: *Lehrbuch der Bodenkunde*. Enke, Stuttgart. P. 394.

Starr G. C., Barak P., Lowery B., Avila-Segura M., 2000: Soil particle concentration and size analysis using a dielectric method. *Soil Science Society of America Journal* 64. P. 858-866.

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, NY. P. 388.

Šarapatka B., 2014: *Pedologie a ochrana půdy*. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 232 s.

Šimek M., Grunwaldová V., Kratochvíl B., 2014: Současné metody měření velikosti částic farmaceutických látek a jejich omezení. *Chemické listy* 108. P. 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.

Tomášek M., 1995: Atlas půd české republiky. Český geologický ústav, Praha, 36 s.

Tomášek M., 2007: Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 67 s.

Valla M., Kozák J., Němeček J., Matula S., Borůvka L., Drábek O., 2002: Pedologické praktikum. Česká zemědělská univerzita, Praha, 151 s.

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

VÚMOP, v.v.i., © 2019: 2.21.12 (online) [cit.2021.09.13], dostupné z <<https://bpej.vumop.cz/22112>>.

Vyhláška č. 48/2011 Sb., o stanovení tříd ochrany, v platném znění.

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

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.

## 10. Seznam obrázků

Obr. 1: Typy půdních struktur v rámci I. třídy, a) hrudovitá, b) drobtovitá, c) zrnitá, d) práškovitá struktura (Tomášek, 1995).....	12
Obr. 2: Typy půdních struktur v rámci II. třídy, a) kostkovitá, b) polyedrická, c) drobně polyedrická (Tomášek, 1995).....	13
Obr. 3: Typy půdních struktur v rámci III. třídy, a) prizmatická, b) sloupkovitá (Tomášek, 1995).....	13
Obr. 4: Typy půdních struktur v rámci IV. třídy, a) deskovitá, b) lískovitá (Tomášek, 1995).....	13
Obr. 5: Průběh infiltrace na strukturní a nestrukturní půdě (Kutílek, 1978).....	14
Obr. 6: Trojúhelníkový diagram sloužící pro klasifikaci půdního druhu (NSCR-USDA, 2006).....	16
Obr. 7: Průběh retenčních čar pro půdní druhy písek, hlína a jíl (převzato a upraveno z Hillel a van Bavel, 1976).....	19
Obr. 8: Příklad funkcí hydraulických vodivostí pro různé půdní druhy (převzato a upraveno z Bouma, 1977).....	19
Obr. 9: Vzorkovací zóny – pipetovací metoda, hustoměrná metoda, metoda ISP.....	26
Obr. 10: Regozem arenická – půdní profil (převzato a upraveno z Tomášek, 2007)..	31
Obr. 11: Kambizem vzniklá na pískovci – půdní profil (převzato a upraveno z Tomášek, 2007).....	32
Obr. 12: Mechanická dispergace vzorku.....	34
Obr. 13: Stanovení zrnitostního složení půdy Casagrandeho hustoměrnou metodou.....	35
Obr. 14: Prosévání mokrou cestou na laboratorní prosévačce Retsch AS 200 digit cA.....	38
Obr. 15: Příklad PARIIO Classic.....	39
Obr. 16: Příklad PARIIO Plus.....	41

Obr. 17: Čára zrnitosti pro vzorek prachovité hlíny – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP.....	44
Obr. 18: Boxploty (minimum, 1. kvartil, medián, 3. kvartil, maximum) pro procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí v závislosti na způsobu míchání (homogenizace) suspenze – vzorek prachovité hlíny.....	45
Obr. 19: Čára zrnitosti pro vzorek prachovité hlíny – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+.....	46
Obr. 20: Čára zrnitosti pro vzorek hlinitého písku – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP.....	48
Obr. 21: Čára zrnitosti pro vzorek hlinitého písku – porovnání čáry zrnitosti stanovené hustoměrnou metodou a metodou ISP+.....	49
Obr. 22: Výsledné zrnitostní křivky pro vzorek prachovité hlíny při uvažování různých hustot referenčního roztoku.....	50
Obr. 23: Výsledné zrnitostní křivky pro vzorek hlinitého písku při uvažování různých hustot referenčního roztoku.....	51

## 11. Seznam tabulek

Tab. 1: Kritické objemové hmotnosti po vysušení (převzato a upraveno z Lhotský, 2000).....	8
Tab. 2: Hodnoty pórovitosti minerálních půd (převzato z Schachtschabel a kol., 1984).....	9
Tab. 3: Rozdělení frakce skeletu dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	15
Tab. 4: Rozdělení frakce jemnozeme dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	16
Tab. 5: Půdní druhy a příslušné zkratky dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	17
Tab. 6: Zjednodušená klasifikace půdních druhů do jednotlivých tříd dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	17
Tab. 7: Doplnění názvu půdního druhu při obsahu skeletu do 50 % dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	17
Tab. 8: Zjednodušené označení jemnozeme používané při obsahu skeletu nad 50 % pro jednotlivé půdní druhy dle Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček a kol., 2011).....	18
Tab. 9: Procentuální zastoupení částic v závislosti na jejich průměru určené Casagrandeho hustoměrnou metodou – vzorek prachovité hlíny.....	43
Tab. 10: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek prachovité hlíny stanovených metodou ISP a hustoměrnou metodou.....	44
Tab. 11: Vyhodnocení opakovaných měření metodou ISP – vzorek prachovité hlíny.....	45
Tab. 12: Popisná statistika – opakovaná měření metodou ISP, vzorek prachovité hlíny.....	46
Tab. 13: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek prachovité hlíny stanovených metodou ISP+ a hustoměrnou metodou.....	47

Tab. 14: Procentuální zastoupení částic v závislosti na jejich průměru určené Casagrandeho hustoměrnou metodou – vzorek hlinitého písku.....	47
Tab. 15: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek hlinitého písku stanovených metodou ISP a hustoměrnou metodou.....	48
Tab. 16: Procentuální zastoupení půdních frakcí pro vzorek hlinitého písku stanovených metodou ISP+ a hustoměrnou metodou.....	49
Tab. 17: Porovnání časové náročnosti měření a obtížnosti obsluhy jednotlivých metod.....	50
Tab. 18: Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí při uvažování rozdílných hustot referenčního roztoku – vzorek prachovité hlíny.....	51
Tab. 19: Procentuální zastoupení jednotlivých půdních frakcí při uvažování rozdílných hustot referenčního roztoku – vzorek hlinitého písku.....	51

## **12. Seznam příloh**

Příloha 1: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 1

Příloha 2: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 3

Příloha 3: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 4

Příloha 4: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP+

Příloha 5: Měření vzorku hlinitého písku metodou ISP

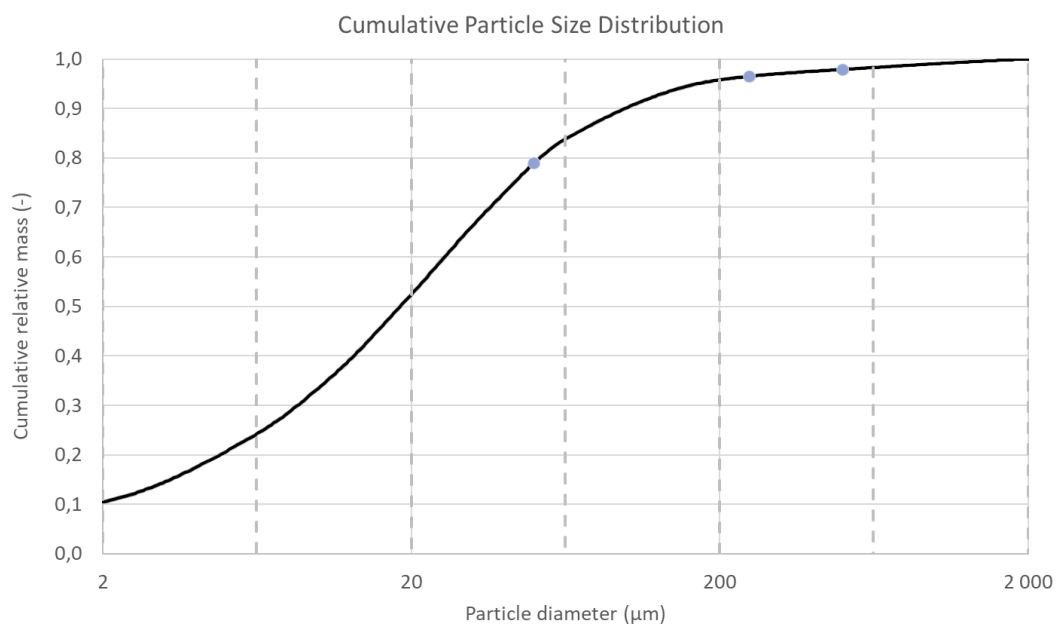
Příloha 6: Měření vzorku hlinitého písku metodou ISP+

## 13. Přílohy

### Příloha 1: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 1

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
20	1743,6	1745,4	1745,2	1745,2	22,6
30	1742,3	1743,7	1743,6	1743,6	22,7
40	1741,2	1742,3	1742,3	1742,3	22,8
50	1740,3	1741,1	1741,2	1741,2	22,9
60	1739,6	1740,2	1740,3	1740,3	22,9
70	1738,9	1739,4	1739,4	1739,4	23,0
80	1738,2	1738,7	1738,7	1738,7	23,0
90	1737,7	1738,0	1738,0	1738,0	23,0
100	1737,2	1737,4	1737,4	1737,4	23,1
110	1736,7	1736,9	1736,9	1736,9	23,1
120	1736,3	1736,5	1736,5	1736,5	23,1

Příloha 1A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření.



Příloha 1B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP.

TEXTURE CLASSES		
FRACTION	DP[ $\mu\text{m}$ ]	MAX-LIKELI
CLAY	<2.0 $\mu\text{m}$	10,48%
FINE-SILT	2.0-5.0 $\mu\text{m}$	10,15%
MIDDLE-SILT	5.0-20 $\mu\text{m}$	31,81%
COARSE-SILT	20-50 $\mu\text{m}$	26,54%
FINE-SAND	50-200 $\mu\text{m}$	16,82%
MIDDLE-SAND	200-500 $\mu\text{m}$	2,09%
COARSE-SAND	500-2000 $\mu\text{m}$	2,10%
CLAY	<2.0 $\mu\text{m}$	10,48%
SILT	2.0-50 $\mu\text{m}$	68,51%
SAND	50-2000 $\mu\text{m}$	21,01%

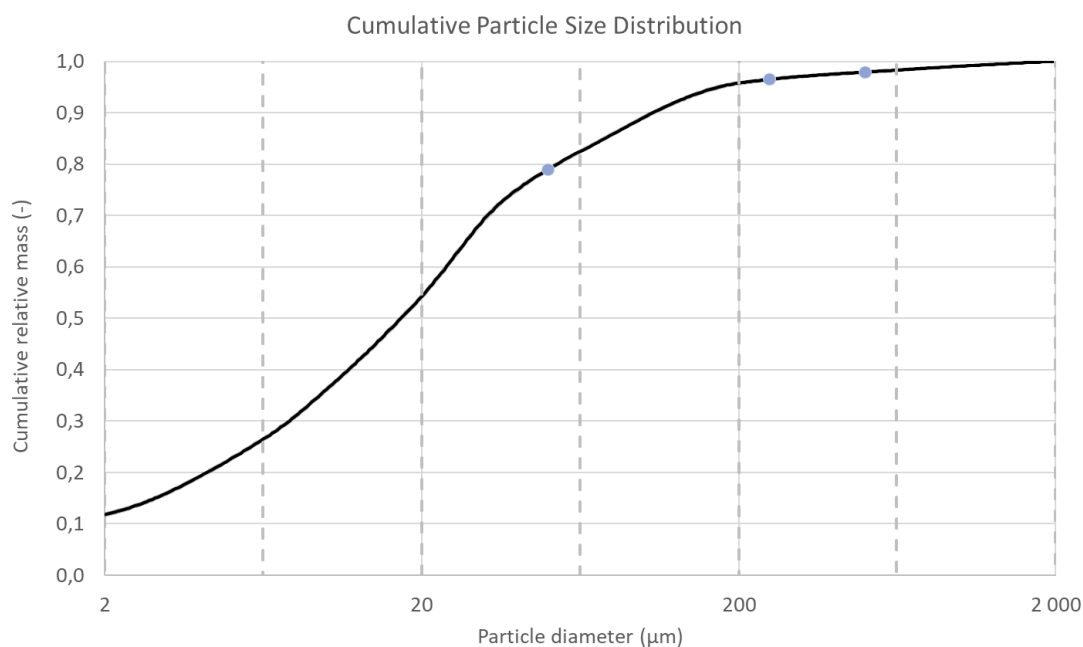
*Příloha 1C: Procentuální zastoupení půdních frakcí.*



## Příloha 2: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 3

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
10	-99,0	-99,0	1770,8	22,3	
20	1767,9	1768,3	1768,5	22,3	
30	1766,7	1767,0	1767,1	22,3	
40	1765,7	1766,0	1766,0	22,3	
50	1765,1	1765,3	1765,1	22,4	
60	1764,2	1764,4	1764,3	22,4	
70	1763,5	1763,7	1763,6	22,4	
80	1762,9	1763,1	1763,0	22,4	
90	1762,3	1762,4	1762,4	22,4	
100	1761,8	1761,9	1761,9	22,4	
110	1761,2	1761,3	1761,3	22,4	
120	1760,8	1760,8	1760,9	22,5	

Příloha 2A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření.



Příloha 2B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP.

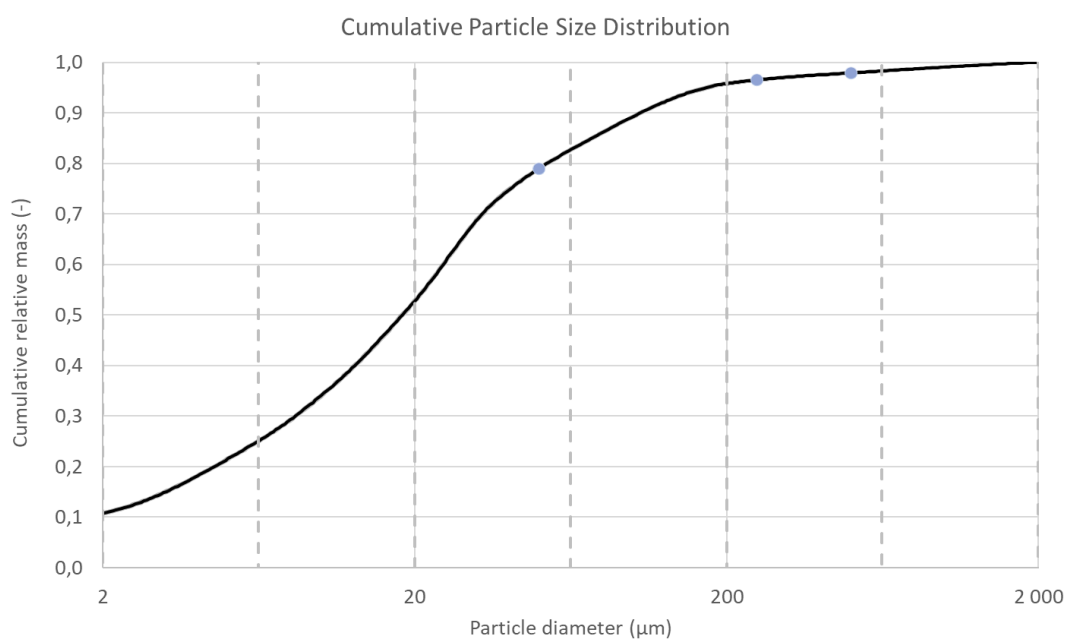
TEXTURE CLASSES		
FRACTION	DP[µm]	MAX-LIKELI
CLAY	<2.0µm	11,80%
FINE-SILT	2.0-5.0µm	10,88%
MIDDLE-SILT	5.0-20µm	31,64%
COARSE-SILT	20-50µm	24,69%
FINE-SAND	50-200µm	16,77%
MIDDLE-SAND	200-500µm	2,13%
COARSE-SAND	500-2000µm	2,10%
CLAY	<2.0µm	11,80%
SILT	2.0-50µm	67,20%
SAND	50-2000µm	21,00%

Příloha 2C: Procentuální zastoupení půdních frakcí.

### Příloha 3: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP – pokus č. 4

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
20	1806,0	1806,3	1805,6	23,3	
30	1804,1	1804,3	1804,1	23,3	
40	1802,7	1802,8	1803,0	23,3	
50	1801,7	1801,9	1802,0	23,4	
60	1801,0	1801,2	1801,2	23,4	
70	1800,4	1800,5	1800,4	23,4	
80	1799,7	1799,8	1799,7	23,4	
90	1799,1	1799,2	1799,1	23,4	
100	1798,4	1798,5	1798,5	23,4	
110	1798,0	1798,0	1798,0	23,4	
120	1797,6	1797,6	1797,5	23,4	

Příloha 3A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření.



Příloha 3B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP.

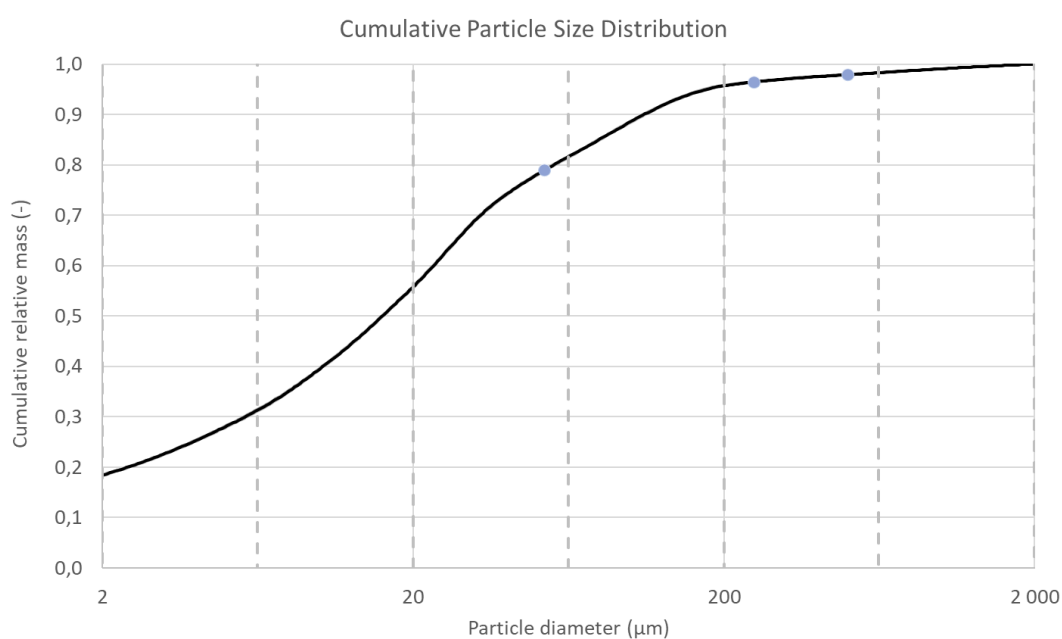
TEXTURE CLASSES			
FRACTION	DP[µm]	MAX-LIKELI	
CLAY	<2.0µm		10,77%
FINE-SILT	2.0-5.0µm		10,67%
MIDDLE-SILT	5.0-20µm		31,39%
COARSE-SILT	20-50µm		26,18%
FINE-SAND	50-200µm		16,80%
MIDDLE-SAND	200-500µm		2,09%
COARSE-SAND	500-2000µm		2,10%
CLAY	<2.0µm		10,77%
SILT	2.0-50µm		68,23%
SAND	50-2000µm		21,00%

Příloha 3C: Procentuální zastoupení půdních frakcí.

## Příloha 4: Měření vzorku prachovité hlíny metodou ISP+

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
20	1835,2	1832,4	1832,3	22,8	
30	1833,3	1830,7	1830,7	22,9	
40	1832,0	1829,5	1829,6	22,9	
50	1830,9	1828,6	1828,6	23,0	
60	1830,1	1827,8	1827,8	23,0	
70	1829,2	1827,1	1827,1	23,1	
80	1828,5	1826,4	1826,4	23,1	
90	1827,9	1825,8	1825,8	23,1	
100	1827,2	1825,3	1825,3	23,1	
110	1826,7	1824,8	1824,8	23,2	
120	1826,2	1824,3	1824,3	23,2	

Příloha 4A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření.



Příloha 4B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP+.

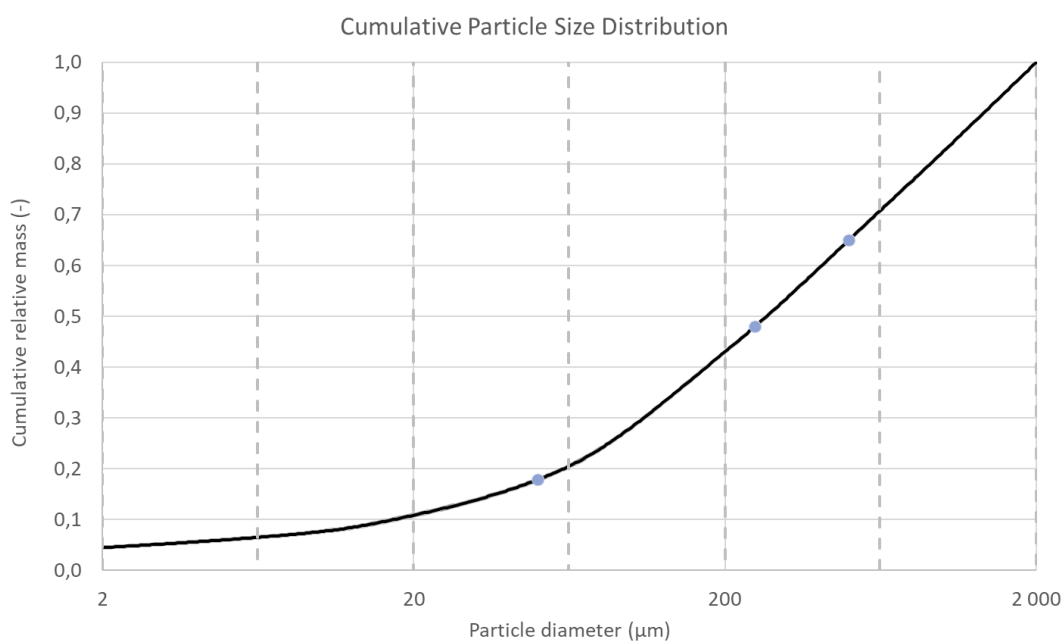
TEXTURE CLASSES		
FRACTION	DP[µm]	MAX-LIKELI
CLAY	<2.0µm	18,45%
FINE-SILT	2.0-5.0µm	9,67%
MIDDLE-SILT	5.0-20µm	27,70%
COARSE-SILT	20-50µm	22,26%
FINE-SAND	50-200µm	17,65%
MIDDLE-SAND	200-500µm	2,17%
COARSE-SAND	500-2000µm	2,10%
CLAY	<2.0µm	18,45%
SILT	2.0-50µm	59,63%
SAND	50-2000µm	21,92%

Příloha 4C: Procentuální zastoupení půdních frakcí.

## Příloha 5: Měření vzorku hlinitého písku metodou ISP

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
30	1772,7	1772,6	1772,6	22,1	
40	1771,9	1771,9	1771,9	22,1	
50	1771,5	1771,4	1771,4	22,1	
60	1771,1	1771,1	1771,1	22,1	
70	1770,8	1770,8	1770,8	22,1	
80	1770,6	1770,6	1770,6	22,1	
90	1770,4	1770,4	1770,4	22,1	
100	1770,3	1770,3	1770,3	22,1	
110	1770,1	1770,1	1770,1	22,1	
120	1770,0	1770,0	1770,0	22,1	

Příloha 5A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření – vzorek hlinitého písku.



Příloha 5B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP – vzorek hlinitého písku.

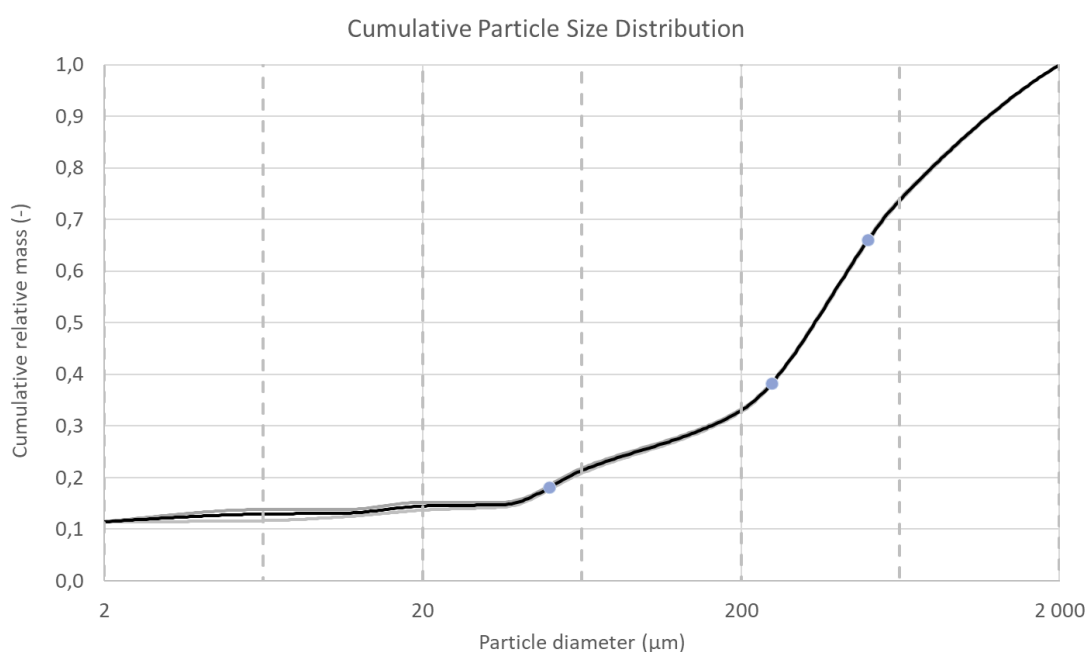
TEXTURE CLASSES		
FRACTION	DP[µm]	MAX-LIKELI
CLAY	<2.0µm	4,44%
FINE-SILT	2.0-5.0µm	1,55%
MIDDLE-SILT	5.0-20µm	4,84%
COARSE-SILT	20-50µm	6,98%
FINE-SAND	50-200µm	25,20%
MIDDLE-SAND	200-500µm	22,01%
COARSE-SAND	500-2000µm	35,00%
CLAY	<2.0µm	4,44%
SILT	2.0-50µm	13,36%
SAND	50-2000µm	82,20%

Příloha 5C: Procentuální zastoupení půdních frakcí.

## Příloha 6: Měření vzorku hlinitého písku metodou ISP+

MEASURED DATA					
Runtime [s]	Pressure [Pa]	Scaled Pressure [Pa]	Fit [Pa]	Temperature [°C]	
20	1794,0	1790,8	1790,4	22,6	
30	1792,7	1790,0	1789,6	22,6	
40	1791,3	1788,8	1789,0	22,6	
50	1790,5	1788,2	1788,6	22,6	
60	1790,2	1788,1	1788,3	22,7	
70	1789,9	1787,9	1788,0	22,6	
80	1789,7	1787,8	1787,9	22,6	
90	1789,6	1787,8	1787,7	22,7	
100	1789,6	1787,9	1787,7	22,6	
110	1789,4	1787,8	1787,6	22,6	
120	1789,4	1787,8	1787,6	22,7	

Příloha 6A: Naměřené hodnoty tlaku a teploty v průběhu prvních dvou minut měření – vzorek hlinitého písku (metoda ISP+).



Příloha 6B: Zrnitostní křivka stanovená metodou ISP+ – vzorek hlinitého písku.

TEXTURE CLASSES		
FRACTION	DP[µm]	MAX-LIKELI
CLAY	<2.0µm	11,41%
FINE-SILT	2.0-5.0µm	1,36%
MIDDLE-SILT	5.0-20µm	1,70%
COARSE-SILT	20-50µm	3,62%
FINE-SAND	50-200µm	14,91%
MIDDLE-SAND	200-500µm	32,99%
COARSE-SAND	500-2000µm	34,01%
CLAY	<2.0µm	11,41%
SILT	2.0-50µm	6,68%
SAND	50-2000µm	81,91%

Příloha 6C: Procentuální zastoupení půdních frakcí – vzorek hlinitého písku (metoda ISP+).