

**MENDELOVA UNIVERZITA V BRNĚ**

**Lesnická a dřevařská fakulta**

Ústav inženýrských staveb, tvorby a ochrany krajiny

---

**Retence vody v půdách s rozdílným složením agregátů**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

**2015**

**Bc. Miroslav Kinc**

## Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem práci „Retence vody v půdách s rozdílným složením agregátů“ zpracoval samostatně a veškeré použité prameny a informace uvádím v seznamu použité literatury. Souhlasím, aby moje práce byla zveřejněna v souladu s § 47b Zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách ve znění pozdějších předpisů a v souladu s platnou Směrnicí o zveřejňování vysokoškolských závěrečných prací.

Jsem si vědom, že se na moji práci vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., autorský zákon, a že Mendelova univerzita v Brně má právo na uzavření licenční smlouvy a užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1 autorského zákona.

Dále se zavazuji, že před sepsáním licenční smlouvy o využití díla jinou osobou (subjektem) si vyžádám písemné stanovisko univerzity, že předmětná licenční smlouva není v rozporu s oprávněnými zájmy univerzity a zavazuji se uhradit případný příspěvek na úhradu nákladů spojených se vznikem díla, a to až do jejich skutečné výše.

V Brně, dne: .....

Podpis: .....

## **Poděkování**

Touto cestou bych rád vyjádřil dík vedoucímu práce, panu Dr. Ing. et Ing. Miroslavu Kravkovi, za výjimečný přístup a perfektní spolupráci, která započala již při tvorbě mé bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat svým rodičům za to, že mě po celou dlouhou cestu za vzděláním podporovali a stáli při mně.

**Autor:** Miroslav Kinc

**Název práce:** Retence vody v půdách s rozdílným složením agregátů

**Abstrakt:** Diplomová práce se zabývá retencí vody v půdách s rozdílným složením vodostálých agregátů. Výběr míst pro odběr vzorků v rámci lokality byl založen na jejich rozdílném hospodářském využití a stejných pedologicko-klimatických podmínkách. Ze svrchních vrstev půd (25 cm) byly odebrány 4 vzorky charakterizující 3 odlišné způsoby využívání půdy – orná, luční a lesní půda. Vzorky byly podrobeny testování stability agregátů praním na sadě sít a následně u nich byly ověřeny retenční vlastnosti v aparátu pro měření retence vody v půdě. Testování stability dokázalo, že zastoupení vodostálých agregátů větších velikostí je vyšší u půd méně intenzivně využívaných (lesní, luční), zatímco každoročně upravovaná orná půda vykazovala jejich nižší zastoupení. Retenční vlastnosti půd byly zaměřeny na jejich vliv spojený s tvorbou odtoku při přívalových deštích. Bylo zjišťováno modelové množství vody (gravitační), které svrchní vrstva půdy při působení podtlaku -1 kPa uvolní za 24 hodin. Výsledky prokázaly, že toto množství je nejvyšší u lesní a nejnižší u orné půdy.

**Klíčová slova:** retence vody, vodostálé půdní agregáty, využívání půdy

**Author:** Miroslav Kinc

**Title of thesis:** Water retention in soils with different composition of aggregates

**Abstract:** This diploma thesis deals with water retention in soils with different composition of water stable aggregates. Selection of sampling sites within the locality was based on their different land use and the same pedological-climatic conditions. Four samples were taken from topsoil (25 cm), characterizing 3 different land uses – cropland, grassland and forest land. Samples were subjected to aggregate stability testing by washing on the set of sieves and then their retention properties were checked in the apparatus for measuring the water retention in the soil. Aggregate stability testing proved, that the share of larger sizes water stable aggregates are higher in soils less intensively used (forest land, grassland), while annually cultivated cropland showed their lower share. Retention properties of soils were focused on their effects associated with the formation of runoff during rainstorms. Model water volume (gravitational water), which is released by soil during 24 hours under -1 kPa suction has been examined. The results showed that this quantity is highest in forest land and lowest in cropland.

**Keywords:** water retention, water stable soil aggregates, land use

## Obsah

1	ÚVOD .....	8
1.1	Povodně .....	8
1.2	Kvalita půd v ČR .....	8
2	CÍL PRÁCE .....	10
3	LITERÁRNÍ PŘEHLED .....	11
3.1	Infiltrace .....	11
3.1.1	Faktory ovlivňující infiltraci .....	13
3.1.2	Vztah infiltrace a organické hmoty .....	14
3.2	Retence vody .....	15
3.2.1	Půdní hydrolimity .....	17
3.2.2	Retenční čára půdní vlhkosti .....	18
3.3	Lesní půda .....	19
3.4	Půdní struktura .....	20
3.5	Stabilita půdních agregátů .....	22
3.5.1	Vznik a stabilizace půdních agregátů .....	23
3.5.2	Vnitřní faktory ovlivňující stabilitu půdních agregátů .....	25
3.5.3	Vnější faktory ovlivňující stabilitu půdních agregátů .....	26
4	MATERIÁLY A METODY .....	32
4.1	Popis lokalit .....	32
4.1.1	Výběr lokalit .....	32
4.1.2	Popis lokality Ořešín .....	33
4.1.3	Popis lokality Soběšice .....	34
4.2	Metodika odběru .....	35
4.2.1	Umístění a počet odběrů .....	35
4.2.2	Odběr a přeprava vzorků .....	36

4.2.3	Manipulace se vzorky před testováním .....	36
4.3	Metodika testování stability agregátů .....	37
4.3.1	Příprava vzorku .....	37
4.3.2	Test stability agregátů .....	38
4.3.3	Zastoupení agregátů .....	40
4.4	Metodika měření retence vody .....	41
4.4.1	Vytvoření vzorků .....	41
4.4.2	Měřicí aparát .....	43
4.4.3	Měření retence vody .....	46
4.5	Zpracování dat .....	48
4.5.1	Stabilita agregátů .....	48
4.5.2	Retence vody .....	48
5	VÝSLEDKY .....	49
5.1	Stabilita agregátů .....	49
5.1.1	Ořešín .....	49
5.1.2	Soběšice .....	52
5.2	Retence vody .....	54
5.2.1	Ořešín .....	55
5.2.2	Soběšice .....	57
5.2.3	Modelový stav retence .....	59
6	DISKUSE .....	60
7	ZÁVĚR .....	65
8	SUMMARY .....	66
9	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY .....	67

# 1 ÚVOD

## 1.1 Povodně

Retence, retardace a akumulace srážkové vody v povodích, a tedy i lesních povodích ovlivňuje povodně, jejichž prvotní příčinou jsou vždy silné srážky. Retencí vody se rozumí přirozené nebo umělé dočasné zadržetí vody v krajině. Tato voda může být dočasně zadržena vegetací (intercepce), na povrchu terénu, v půdním krytu (tvořeném nadložním humusem a přízemní vegetací), v půdě, v korytě toku, ve vodní nádrži apod. Retence vody je důležitým faktorem pro zachycení srážek a transformaci průtokových, jinak též povodňových vln. Krečmer a kol. (2003) připisují větší retenci vody zmenšení okamžitých povodňových průtoků při současném prodloužení doby trvání zvýšených průtoků. Akumulace vody představuje zpravidla dlouhodobé přirozené nebo umělé hromadění vody v prostředí nebo v určitém prostoru. K přirozené akumulaci vody dochází zejména sycením půdy vsakem srážkové vody. Přirozená akumulace vody v půdě má za následek vznik podzemní vody. Retence a akumulace vody v povodích podmiňuje zmenšení, zpomalení a prodloužení odtoku, omezení eroze půdy a záplav.

Útlum povodňových vln na malých tocích závisí v mnohém na lesnatosti a rozmístění lesa v povodí, na druhové, prostorové a věkové skladbě lesních porostů. Zásadním faktorem pro ovlivnění srážkoodtokových procesů je podle Krečmera a kol. (2003) lesní půda s jejími dlouhodobě stabilními vlastnostmi. Účinnost lesů v případě přívalových srážek nebo trvalých dešťů ovšem závisí na míře naplnění vodní kapacity lesních ekosystémů z předchozího období.

## 1.2 Kvalita půd v ČR

Prax (2001) uvádí, že půda byla a je jedním z hlavních kritérií delimitace půdního fondu na lesní a zemědělský. Původní převážně zalesněná krajina se především lidskou činností přeměnila na současnou zemědělsko-lesní krajinu. Prakticky od šedesátých let minulého století zůstává téměř stabilní rozloha lesní půdy, která činí zhruba jednu třetinu celkové rozlohy České republiky a to převážně na půdách málo vhodných či nevhodných pro zemědělskou produkci (v roce 2014 MZe uvedlo 2 599 142 ha, tzn. 33 % plochy ČR). Jiná situace je u rozlohy zemědělské půdy, která se od roku 1927 snížila do současnosti zhruba o 800 tis. ha a činí nyní 54% celkové rozlohy státu. Vysoké

procento zornění půd (73 %) nás staví na přední místo v Evropě. Současný trend vývoje směřuje k rozšiřování trvalých travních porostů i lesní půdy, což souvisí s celkovým útlumem zemědělské výroby u nás. Půda je tedy dle Praxe (2001) nezbytným předpokladem pro udržení rázu naší zemědělsko-lesní krajiny.

Prax (2001) zdůrazňuje, že není možné posuzovat pouze celkové statistiky, ale je třeba sledovat i vývoj kvality (zemědělských) půd za uplynulá desetiletí. Do roku 1998 byla v rámci meliorací odvodněna jedna čtvrtina zemědělského půdního fondu, rozoráno přitom bylo asi 250 tis. ha trvalých travních porostů, došlo k likvidaci značného počtu mezí, drobných remízků i roztroušené zeleně. Vodní i větrnou erozí půd je postiženo necelých padesát procent plochy zemědělské půdy naší republiky. V relativně svažitéjších regionech republiky je za tuto dobu ornice prakticky oderodována, takže zemědělci nyní hospodaří na původním podorničním horizontu. To se netýká pouze černozemní případně hnědozemní oblasti, ale zasahuje to také do vyšší polohy kambizemních regionů kde, jak uvádí Prax (2001), vystupuje stále více skeletu do orničních horizontů a na půdní povrch. Doprovodným procesem je pak úbytek půdní organické hmoty a zhoršení půdní struktury i fyzikálního stavu půd na což navazuje i útlum biologické aktivity půd.

Na lesních půdách v důsledku holosečného hospodaření a pěstování smrkových monokultur dochází k degradaci půdy, odplavování živin, mizí důležité půdní organizmy, mění se její struktura a na mnoha místech je i půda sama ohrožena erozí. Podle Fanty a kol. (2006) je zásadním problémem to, že při ochraně lesů a jejich managementu, se právě půdě věnuje jen velmi malá pozornost. Přitom však na jejím stavu závisí nejen dřevní produkce, ale veškerý život na jejím povrchu. Život v půdě se tedy musí chránit ve stejné míře jako nadzemní složky ekosystému. Nerovnoměrné rozdělení lesů v České republice (chybí lesy v úrodných nížinách) způsobuje vysušování krajiny a erozi půdy v nízkých polohách. Zároveň klesla schopnost porostů zadržovat záplavy. Z nížin téměř úplně zmizely lužní lesy podél řek, kam se povodňová vlna mohla bez větších hospodářských škod rozlévat. Nepřirozené smrkové monokultury rovněž degradují lesní půdu vlivem okyselení. Proto, ačkoli došlo k omezení kyselého spadu z průmyslových emisí oxidu siřičitého a oxidů dusíku, smrkové monokultury nadále udržují půdy silně kyselé a se změněným chemickým složením. To má negativní vliv i na retenci vody.



## 2 CÍL PRÁCE

Cílem bylo na třech vybraných lokalitách posoudit vliv složení půdních agregátů (jejich velikost a vodostálost) na retenci vody ve svrchních vrstvách půdy (25 cm) a to jak ovlivňují utváření odtoku zejména při přívalovém dešti. Výběr míst pro odběr vzorků v rámci lokality byl založen na jejich rozdílném hospodářském využití a stejných pedologicko-klimatických podmínkách. Vzorky ze tří odlišně obhospodařovaných půd (orná, luční, lesní) byly zajištěny již po obeznání dvou lokalit, proto třetí nebyla vyhledána.

Diplomová práce byla vypracována samostatně, nicméně se na odběrech vzorků a dílčích měřeních částečně podíleli další studenti, kteří zpracovávali závěrečné práce v kontextu problematiky dlouhodobě zkoumané na Ústavu inženýrských staveb, tvorby a ochrany krajiny.

## 3 LITERÁRNÍ PŘEHLED

### 3.1 Infiltrace

Infiltrace (vsak) je proces vstupu vody do půdy, míra tohoto procesu ve spojitosti s aktuální zásobou vody v půdě určuje, kolik vody vstoupí do kořenové zóny a kolik jí odteče povrchově (Franzluebbers, 2002). Z hlediska vodní bilance je důležité to, že míra infiltrace neovlivňuje pouze hospodaření s vodou u rostlin, ale také množství povrchového odtoku a s tím spojené nebezpečí půdní eroze a povodní.

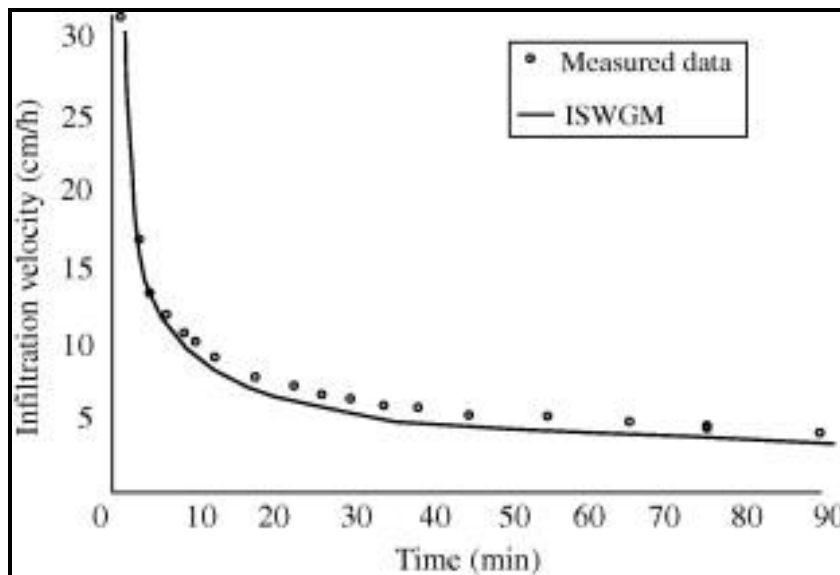
Vlastnosti půdy mohou limitovat infiltraci, čímž dochází ke zvýšení povrchového odtoku. Podle Hillela (2004) může následně docházet ke zvýšení eroze a snížení dostupné vláhy pro rostliny (ty následně trpí suchem). Tento jev je jedním z projevů degradace půdy při ztrátě organické hmoty. Znalosti průběhu infiltrace včetně procesů, které ji ovlivňují, jsou předpokladem pro efektivní hospodaření s vodou a půdou v krajině.

Stav a množství vody v půdě mezi půdním povrchem a hladinou podzemní vody nebo nepropustnou vrstvou bezprostředně ovlivňuje mnoho životně důležitých procesů (odtok z povodí, zásobování zdrojů podzemní vody, zásobení rostlin vodou apod.). Badalíková a Marešová (2009) uvádí, že nevyrovnaný koloběh vody v krajině, zvláště zrychlený odtok vody, má za následek střídání povodní a sucha, s čímž souvisí i degradace půd.

V průběhu procesu infiltrace je voda dodávána zpravidla z povrchu půdy, ať srážkou nebo závlahou (technicky), obvykle pronikne povrchem a je absorbována do postupně hlubších vrstev půdního profilu. Přesto se někdy části vody nemusí podařit proniknout (povrchová vodoodpudivost, krusta) a místo toho se hromadí na povrchu a odtéká. Proniklá voda se podle Hillela (2004) později dělí na množství, které se vrací do atmosféry přímou evaporací z půdy nebo extrakcí a transpirací rostlin, a množstvím, které pokračuje v prosakování a eventuálně doplňuje rezervoár podzemní vody nebo (při nepropustném podloží) odtéká podpovrchovým odtokem do údolí, kde se transformuje do vodoteče.

Popis samotného procesu infiltrace do hlubokého, homogenního půdního sloupce s jednotným počátečním obsahem vody je možné popsat různě. Např. Skaggs (1982)

popisuje modelovou situaci při polním pokusu takto: V čase  $t = 0$  voda zasakuje v mělké hloubce půdního povrchu a je neustále dodávána v určité míře k udržení prosycené hloubky půdy. Tok nebo míra vody vstupující do půdního povrchu je nazývána míra infiltrace –  $f$ . V případech kdy je tok vzduchu zanedbatelný, se míra infiltrace s časem snižuje, jak ukazuje obr. 1. Toto snížení je primárně způsobeno redukcí hydraulických gradientů na povrchu, ale může být ovlivněno i jinými faktory jako jsou povrchová těsnící vrstva nebo kůra.



Obr. 1: Grafické znázornění průběhu infiltrace ( $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) při modelové situaci (min). (Dongfang a Defu, 2011)

Pokud měření pokračuje další potřebný čas, míra infiltrace se přiblíží konstantní míře –  $f_c$ . Konstanta  $f_c$  je obecně považována za rovnou hodnotě saturované hydraulické vodivosti  $K_o$ , ve skutečnosti je však o něco menší kvůli uzavřenému vzduchu. Většinou je  $f_c$  přesněji přibližováno ke  $K_s$  – saturované hydraulické vodivosti se zbytkovým vzduchem. Při zaplaveném povrchu míru infiltrace ovlivňují pouze faktory související s půdou. Míra, kterou je infiltrace vody limitována půdními faktory je Skaggssem (1982) nazývána infiltrační kapacitou ( $f_p$ ) půdy.

Cerdà (1997) dokazuje, že při podmínkách kdy dojde k nasycení, může půda dosáhnout ustálené míry infiltrace, která je související s půdní texturou a strukturou a je známa jako nasycená půdní hydraulická vodivost.

Diskin a Nazimov (1995) pracují s termínem zaplavení (ponding) a doba zaplavení (time of ponding). Jedná se o vytvoření různě mocné vrstvy vody na povrchu půdy a to na začátku nebo i v průběhu procesu infiltrace. Tento jev nastává při podmínce, kdy dešť zásobuje konstantní intenzitou  $R$ , která je nižší než maximální infiltrační kapacita a vyšší než minimální kapacita. Dalším důvodem může být ucpání půdních pórů a/nebo vytvoření krusty (Smith, 1972).

Diskin a Nazimov (1996) uvádí, že zaplavení povrchu půdy se nemůže objevit, pokud je intenzita deště rovna nebo menší než minimální míra infiltrační kapacity, proto je doba zaplavení definována pouze pro deště s intenzitou větší než minimální míra infiltrační kapacity. Rovnice splnily předpokládané výsledky nulové doby zaplavení pro deště s intenzitou rovnou maximální infiltrační kapacitě a nekonečnou dobu zaplavení pro intenzitu rovnou minimu infiltrační kapacity.

### **3.1.1 Faktory ovlivňující infiltraci**

V široké škále faktorů, které ovlivňují infiltraci, jsou nejdůležitější ty, které působí na povrchu půdy. Cerdà (1997) jmenuje zejména vliv vegetace, krustu na půdním povrchu, vliv makropórů a jejich aktuální propustnost, nebo aktuální obsah půdní vlhkosti. Jiní autoři poukazují na vliv půdních horizontů, které se vyskytují bezprostředně pod povrchem. Ty jsou významné, pokud se jedná o rozdílné (zejména menší) propustnosti.

Rozdílně propustnými vrstvami a jejich vlivem na míru infiltrace se zabývají např. Damodhara a kol. (2012), kteří za rozhodující vrstvu považují vždy tu, která je méně propustná. Modelováním infiltrace ve vrstvách sedimentů s rozdílnou hydraulickou vodivostí se zabývali Corradini a kol. (2011). Zjistili, že v určitých konstelacích vrstev, může započítí procesu infiltrace vyžadovat minimální práh vodního sloupce, který je třeba k prolomení kapilární bariéry. V takových případech může dojít i k infiltraci do velkých hloubek, což může mít vliv na vytváření povodňových situací. Tato situace však nenastane vždy.

Vliv na míru infiltrace může mít i vodoodpudivost půdního povrchu, jak o tom referují např. Buczko a kol. (2006) a Wang a kol. (2000). V takovém případě dochází k procesu infiltrace až po překročení určitého časového limitu specifického podle daných

přírodních podmínek. Wang a kol. (2008) dokazují, že míra infiltrace se různí s velikostí srážky a dřívější půdní vlhkostí (sušší půdní profil usnadňuje infiltraci); vztah mezi mírou infiltrace a intenzitou deště je lineární.

Jako projev degradace nebo poškození přívalovými srážkami (často kombinací obojího) může dojít k vytváření půdní krusty. Thierfelder a kol. (2005) např. zjistili, že intenzivní organické hnojení a intenzivní orba vedly k vytváření krusty a v návaznosti na to nižší infiltraci, v zemědělské praxi je třeba věnovat pozornost fyzikálním vlastnostem půdy. Damodhara a kol. (2012) ověřili, že vlivem kinetické energie dešťových kapek dochází k rozmělnění půdních agregátů a k vymývání jemných půdních částic, které následně mohou ucpávat (makro)póry.

### **3.1.2 Vztah infiltrace a organické hmoty**

Organická hmota v půdě hraje významnou roli ve vztahu k infiltraci – ovlivňuje množství a velikost makropórů, dále proces agregace a je významná i pro ovlivnění retence vody v půdě.

Mnozí autoři, např. Franzluebbers (2002), považují obsah organické hmoty a její stratifikaci za faktor, který předurčuje míru infiltrace a může být použit jako jednoduchá diagnostická pomůcka k identifikaci kvality půdy. Také Kodešová a kol. (2006) dokládají vliv organické hmoty a dalších faktorů (mineralogické složení, fáze rozkladu, obsah půdní vody, transportní procesy v půdním profilu, počasí, kořeny rostlin, půdní organismy, postupy řízení) na strukturu půdních pórů a hydraulické vlastnosti půd.

Půdní agregáty jsou nejvýznamnějším výsledkem působení půdní organické hmoty na ostatní složky půdy. Franzluebbers (2002) shrnuje jejich roli tak, že usnadňují infiltraci, poskytují adekvátní prostor pro půdní organismy, adekvátní zásoby kyslíku pro kořeny a půdní organismy, a zabraňuje půdní erozi. Agregáty vytvářejí ideální podmínky pro přechod jednotlivých velikostí pórů a tím usnadňují infiltraci a také retenci vody v půdě ve formě kapilární vody (Garate a kol., 2011).

Zcela zvláštní postavení v procesu infiltrace a v hydraulice zasahující vody mají největší póry v půdě. Vytvářejí tzv. preferenční toky (např. Kodešová a kol., 2010), které značně ovlivňují průběh infiltrace a navíc značně zvyšují vodní a látkový tok v půdě (při saturovaných podmínkách); jejich výskyt závisí na faktorech, jako jsou rozvoj

kořenového systému, aktivita červů, smršťování půdy a může se tak výrazně lišit v studovaném prostoru.

Kvalitní půdu lze pak chápat jako duální prostředí z hlediska infiltrace a to půdní matrix a makropóry. Tento přístup zavádí např. Ruan a Illangasekare (1998), kdy pro svůj model používají jiné matematické vztahy pro proudění v půdní matrix a jiné pro makropóry. Z modelu vyplynulo, že pro co nejuvěrnější model je třeba zohlednit i mikrotopografii půdního povrchu a pak v modelu zohlednit to, že některé makropóry nebudou vůbec naplněny. Podobně k půdě s makropóry přistupují i Weiler (2005) a Ruan a Illangasekare (1998).

Vegetace je v přirozených ekosystémech (ale i v technické praxi u většiny melioračních opatření) hlavním a stálým zdrojem organické hmoty, která se do půdy dostává ve formě opadu a odumřelé biomasy, zejména podzemní. Dalším důležitým faktorem je i skutečnost, že svou biomasou chrání půdu – nadzemní částí proti kinetické energii dešťových kapek a podzemní proti erozi (Franzluebbbers, 2002).

Přímý vliv vegetačního krytu na infiltraci dokazují např. Vanderlinden a kol. (1998), kteří srovnávali půdně fyzikální parametry půd v sadu na plochách pod korunami stromů a mimo koruny. Pod korunami bylo zjištěno větší zastoupení pórů s větším poloměrem, větší retence vody a vyšší hodnoty saturované vodivosti.

Zajímavou studii prezentuje Robichaud (2000), který zjišťoval jaký vliv má vypalování povrchu půdy a pálení posklizňových zbytků lesního porostu na míru infiltrace. Při využití simulátoru deště byl na kontrolní ploše (bez požáru) odtok minimální a konstantní. Naopak na ploše poškození byly zaregistrovány vysoké odtoky už během prvního zadešťování. Vazbu mezi organickou hmotou v půdě (ve vazbě na různé porosty) a retencí půdy potvrzují i Kodešová a kol. (2007).

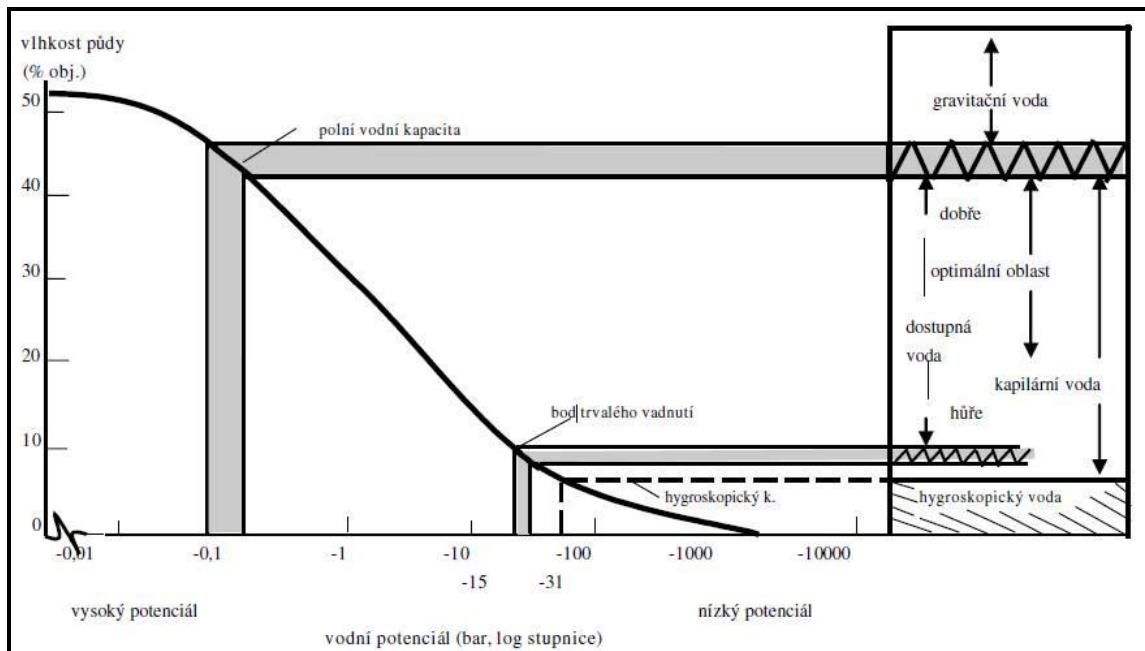
### **3.2 Retence vody**

Veškerá voda v půdě ve skupenství kapalném, plynném i pevném se označuje pojmem půdní voda. Vopravil a kol. (2010) považují za nejučinnější a nejvýznamnější vodu kapalnou. K půdní vodě patří také souvislá podzemní voda, pokud se vyskytuje v půdním profilu nebo do něho vztlínáním zasahuje. Voda se dostává do půdy hlavně

z atmosférických srážek, dále infiltrací z vodních nádrží a toků, vzlínáním z hladiny podzemní vody a v menším množství kondenzací vodních par. Poměr množství vody v pevné fázi půdy je vyjádřen vlhkostí půdy.

V terénu Sáňka a Materna (2004) určují vlhkost pocitem, který zemina vyvolává stiskem v dlani. Používají pětistupňové základní schéma vlhkosti půdy: vyprahlá – suchá – vlahá – vlhká – mokrá. Vlhkost je též důležitým doprovodným znakem pro charakteristiku barvy a konzistence.

Na vodu v půdě působí různé síly, které jsou podmíněny zvláštnostmi pórovitého prostředí půd, tj. v podstatě přitažlivými silami mezi vodou a pevnými částicemi. Dynamika půdní vody je podle Vopravila a kol. (2010) určována jejím energetickým stavem, označovaným jako potenciál. Voda se pohybuje z místa s větším potenciálem do místa s nižším potenciálem. Kromě potenciálu se při studiu půdní vody používá pojem sací tlak půdní vody, který lze měřit tenzometrem. Podle převládajících sil, které na vodu v půdě působí, ji dělíme na adsorpční, kapilární a gravitační. Rozmezí mezi jednotlivými energetickými kategoriemi jsou dány základními hydrolimity (viz obr. 2).



Obr. 2: Vztah půdní vlhkosti a vodního potenciálu a půdní hydrolimity ve středně těžké půdě. V pravé části obrázku jsou uvedeny kategorie půdní vody s ohledem na její přístupnost pro rostliny. (Šimek, 2003)

Rozložení vody a její jednotlivé formy v lesních půdách nejsou ovlivněny obděláváním, jsou dány přirozenými procesy, do jisté míry však závisí na hospodářských zásazích, druhovém složení porostů, probírkách, způsobu mýtních těžeb i na rozsáhlejších kalamitách. Schopnost lesních půd přijímat a zadržovat vodu je do značné míry ovlivněna mocností a kvalitou materiálu organického horizontu. Množství vody zadržované v silnějších vrstvách surového humusu v horských oblastech se podle Sánky a Materny (2004) pohybuje řádově v  $102 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ .

### 3.2.1 Půdní hydrolimity

Adsorpční vodní kapacita udává maximální množství vody, které půda může poutat adsorpčními silami, tedy pomocí fyzikálního procesu hromadění  $\text{H}_2\text{O}$  na povrchu částic, ještě bez chemických reakcí. Při adsorpční vlhkosti je voda poutána pouze na hydratované ionty a nejmenší koloidní částice. Tato voda je prakticky nepohyblivá a nelze ji z půdy odstranit sušením při  $105^\circ\text{C}$ . Vavříček a Kučera (2015) uvádí sací tlak přímo na povrchu půdních částic až  $-600 \text{ MPa}$  ( $-6000 \text{ atm}$ ). U lehkých až středně těžkých půd dosahuje adsorpční vlhkost 2–8 hmotnostních procent, u jílovitých až 15.

Vopravil a kol. (2010) popisují bod vadnutí, jako vlhkostní stav půdy, při kterém jsou rostliny trvale nedostatečně zásobeny půdní vláhou, ztrácejí turgor a vadnou. Pod bodem vadnutí rostliny již nejsou schopny překonat síly, jimiž je voda v půdě poutána. Hodnota bodu vadnutí závisí na vývojovém stádiu rostliny. Vavříček a Kučera (2015) uvádějí bod vadnutí mladé papriky při  $-0,6$  až  $-0,3 \text{ MPa}$ , zatímco u starší  $-1,5$  až  $-1,2 \text{ MPa}$ .

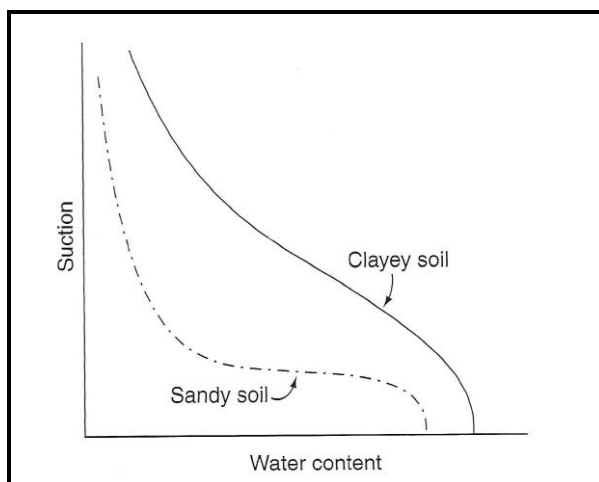
Lentokapilární bod podle Vopravila a kol. (2010) charakterizuje rozmezí mezi pohyblivou kapilární vodou (přístupnou pro rostliny) a těžce pohyblivou kapilární vodou (přístupnou pouze staticky). Při snížení vlhkosti půdy na hranici lentokapilárního bodu se podstatně snižuje pohyblivost vody, souvislé vodní sloupce v půdních pórech jsou z většiny přerušeny a snižuje se přítok vody ke kořenům. Lentokapilární bod tak vyjadřuje obsah vody, která začíná být pro většinu rostlin nedostupná. Vavříček a Kučera (2015) uvádí, že poklesem vlhkosti půdy pod tuto hodnotu rostliny vodu již nevyužijí.



Podle Vavříčka a Kučery (2015) se zjištěním retenční vodní kapacity docílí rozdělení půdních pórů na kapilární a semikapilární. Tento hydrolimit charakterizuje množství vody, které je půda schopna zadržet v systému kapilárních pórů a postupně ji pro potřeby rostlin uvolňovat. Maximální nasycení kapilárních a částečně semikapilárních pórů vodou udává maximální kapilární vodní kapacita, při níž nejsou vodou nasyceny pouze hrubé póry. Hydrolimitem rozšířeným zejména v agronomickém půdoznalství je polní vodní kapacita. Vavříček a Kučera (2015) jej popisují, jako schopnost půdy zadržet na delší dobu maximální množství vody v přirozeném profilu proti působení zemské tíže (bez dalšího aktivního odnámání vody).

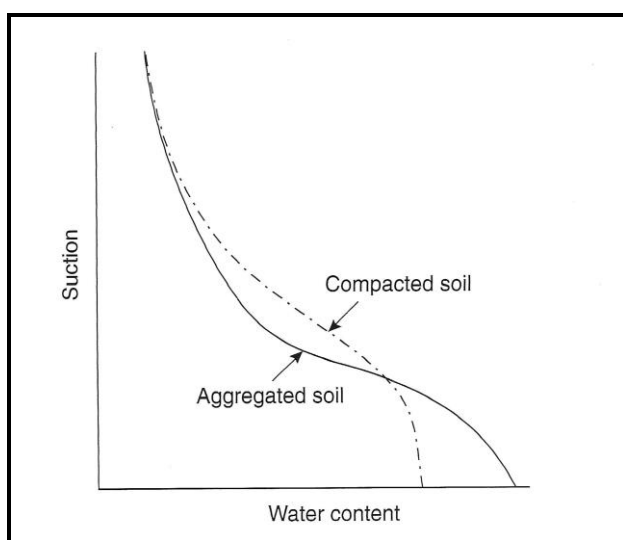
### 3.2.2 Retenční čára půdní vlhkosti

Množství zadržené vody při nízkých hodnotách sacího tlaku (0 až -100 kPa) závisí na kapilaritě a distribuci pórů. Proto je, jak uvádí Hillel (2004), množství silně ovlivňováno zejména půdní strukturou. Při vyšších hodnotách je zadržování vody stále více způsobováno adsorpcí, takže je proces ovlivněn méně strukturou a více půdní texturou a specifickým povrchem. Obecně lze říci, že čím vyšší obsah jílu, tím vyšší retence vody při jakékoli hodnotě sání a tím pádem pozvolnější spád křivky. V písčítých půdách je většina pórů relativně velká, a jakmile se jednou velké póry při určitém sání vyprázdní, zůstane pouze malý obsah vody. V jílovitých půdách je více vody adsorbováno, takže zvyšování sacího tlaku způsobuje pozvolnější pokles vlhkosti (viz obr. 3).



Obr. 3: Retenční čáry půdní vlhkosti u jílovité (plná čára) a písčité (čerchovaná čára) půdy. Vodorovná osa vyjadřuje obsah vody a svislá sací tlak. (Hillel, 2004)

Protože půdní struktura ovlivňuje tvar křivky půdní vlhkosti primárně v nižších hodnotách sání, lze očekávat, že efekt zhutnění (ničící agregovanou strukturu) zredukuje totální porozitu a zejména objem velkých meziagregátových pórů. Výsledek zhutnění se podle Hillela (2004) projevuje menším obsahem vody při aplikaci nízkého sacího tlaku, stejně jako menším obsahem vody nutným pro saturaci. Na druhou stranu se ve zhutněných půdách zvyšuje objem středně velkých pórů, protože některé původně velké póry byly zhutněním zmáčknuty do velikosti pórů středních (mikropóry zůstávají neovlivněny). Tím pádem mají křivky zhutněné a nezhutněné půdy tendence ke sbíhání v úrovních při vyšším sání (viz obr. 4).



Obr. 4: Retenční čáry půdní vlhkosti u agregované (plná čára) a zhutněné půdy (čerchovaná čára). Vodorovná osa vyjadřuje obsah vody a svislá sací tlak. (Hillel, 2004)

### 3.3 Lesní půda

Krečmer a kol. (2003) shrnují poznatky lesnické hydrologie z celého světa a uvádí, že rozhodující složkou lesních ekosystémů v jejich působení na srážkoodtokové procesy je lesní půda. Ostatní složky (zejména druhová skladba, struktura či věk) nejsou tak podstatným faktorem hydrického účinku lesů.

Lesní půdy jsou po hydrologické stránce typické uspořádáním svrchních vrstev půdy. Oproti zemědělským půdám mají obecně několikanásobně vyšší infiltrační kapacitu a intenzitu srážkové vody. Podle Krečmera a kol. (2003) je to dáno vyšším obsahem gravitačních pórů, které jsou hlavní vstupní branou pro průnik srážkové vody v malých zaplavených proláklínách na povrchu. V půdním profilu pak gravitační póry

představují síť preferenčních cest pro pohyb vody vlivem gravitační síly. Důsledkem je snazší retence srážkové vody v lesní půdě a tvorba mělkého odtoku vody v půdě aerační vrstvou půdy. Tento podpovrchový (hypodermický) odtok tvoří u lesních půd významnou složku celkového odtoku z lesního povodí. Lesní půda tak významně transformuje srážkoodtokový proces snížením odtoku povrchového přeměnou 10–40 % úhrnu srážkové vody v odtok podpovrchový, který kulminuje ve vodních tocích se zpožděním za kulminací odtoku povrchového. V některých případech to může být i 100 % srážky.

Dřevinný lesní porost jako vydatná pumpa odčerpává vodu z půdy na transpiraci a vydatně tak uvolňuje její vodní kapacitu pro příjem dalších srážek. Krečmer a kol. (2003) zjistili, že lesní porosty odčerpají do 5 mm vody za 24 hodin a do 40 mm za týden (za bezesrážkového počasí radiačního typu). Přizemní vegetace v prořídých porostech či na mýtinách může odčerpat do 26 mm vody z půdy za týden. Odčerpávací (desunkční) schopnost lesa se ve srovnání s přizemní vegetací (bušení) projevuje výrazně na hlubších půdách s větším prostorem pro kořenové systémy dřevin. Desunkční působení lesa na půdách náchylných k zamokření udržuje jejich volnou vodní kapacitu v rhizosféře a i tam les přispívá k retenci a retardaci odtoku srážkových vod.

### **3.4 Půdní struktura**

Půdní struktura je podle Lala a Pierce (1991) v oboru obhospodařování půdních zdrojů klíčovým bodem pro udržení produktivity a zachování standardu environmentální kvality. Ovlivňuje retenci a přenos kapalin v půdě, včetně infiltrace a aerace. Navíc, stejně jako může půdní struktura ovlivňovat mechanické vlastnosti půdy, může ovlivňovat také rozličné jevy, jako jsou klíčení, růst kořenů, orba, pozemní doprava a eroze. Podle Hillela (2004) zemědělce obvykle zajímá půda (alespoň ve svrchní vrstvě) kyprá, vysoce porózní a mající propustné podmínky. Na druhou stranu inženýři často vyhledávají „husté tuhé“ půdní struktury, které poskytují maximální stabilitu a odpor dalším deformacím a propustnosti. V obou případech je znalost základních vztahů půdní struktury klíčové pro půdní management.

Hillel (2004) rozeznává tři široké kategorie půdní struktury – jednoduše zrnitou, masivní a agregovanou. Pokud jsou částice vzájemně zcela nepřipojené, struktura je kompletně volná (kyprá), jako je tomu u hrubě zrnitých půd nebo nekonsolidovaných

nánosů pouštního písku. Takovéto půdy byly v historii půdní fyziky nazývány bezstrukturní, ale jelikož i náhodné uspořádání je určitým druhem struktury, preferuje se označení jednoduše zrnitá. Pokud půda naopak tvoří těsné velké soudržné bloky (jako je tomu někdy u vyschlých jíílů), může být její struktura označena jako masivní. Mezi těmito dvěma extrémy existuje střední forma, při které jsou půdní částice spojeny v malé hroudy nazývané jako agregáty. Podle jejich tvaru a velikosti vytvořil Vopravil a kol. (2010) popis půdní struktury (tab. 1)

Tab. 1: Typy půdní struktury. (Vopravil a kol., 2010)

Strukturní elementy isometrické	struktura kulovitá	hrudovitá	> 50 mm
všechny 3 rozměry přibližně stejné	zaoblené, plochy a hrany vyvinuty nezřetelně	hrudkovitá	50-10 mm
		drobtovitá	10-5 mm
		jemně drobtovitá	5-1 mm
		práškovitá	< 1 mm
	struktura zrnitá	zrnitá	10-5 mm
	ostrohranné, plochy i hrany zřetelně vyvinuté	jemně zrnitá	5-1 mm
	polyedrická	polyedrická	> 10 mm
	ostrohranné, těsně uložené, plochy a hrany vyvinuty zřetelně	drobně polyedrická	< 10 mm
Strukturní elementy anisometrické	vertikálně protažené	prismatická	bez zaoblené svrchní části
jeden nebo dva rozměry odlišné délky	hranolovitá struktura	sloupkovitá	svrchní část zaoblona
		hrubě prismatická	tloušťka > 50 mm
		prismatická	tloušťka 50-20 mm
		drobně prismatická	tloušťka < 20 mm
	horizontálně protažené	deskovitá	tloušťka > 5 mm
		destičkovitá	tloušťka 5-2 mm
		lístkovitá	tloušťka < 2 mm

Stav struktury půd je velmi důležitý nejen v zemědělství, kde se dobrá struktura půd výrazně projevuje ve výnosech, ale i v lesnictví. Podle Šályho (1978) ji zemědělci určitými zásahy upravují, zatímco lesníci jsou více odkázáni na přírodní činitele. Sami strukturu půdy upravují jen na extrémně degradovaných půdách a v lesních školkách.

V ostatních případech je jejich pomocníkem při tvorbě a zachování struktury dobrý humus a humifikace. Lesní půdy nepodléhají tak velkým změnám struktury jako půdy zemědělské, protože je obvyčejně člověk mechanicky neporušuje. Porost a nadložní humus je chrání před destruktivní činností dopadajících dešťových kapek a poskytuje stín bránící vysychání.

Dynamika půdní struktury je ovlivněna interakcemi mezi mnoha faktory, jako jsou vliv prostředí, způsob hospodaření, druh pěstovaných rostlin, minerální složení půdy, množství a kvalita půdní organické hmoty, obsah karbonátů, pedogenetické procesy probíhající v půdě, mikrobiální aktivita. Vopravil a kol. (2010) považuje rozpad půdní struktury za formu degradace půdy. Mezi antropogenní negativní vlivy působící na půdní strukturu řadí intenzivní kultivaci půd, jejich odvodnění, nebo naopak zavlažování nadměrnými závlahovými dávkami. Destrukce půdní struktury vede ke zhoršení půdních charakteristik, k tvorbě nepropustné krusty na povrchu a k utužení půdy se všemi negativními dopady pro zemědělskou techniku (zvýšení orebního odporu) a na výnosy pěstovaných plodin.

Kay a kol. (1988) definovali půdní strukturu její formou a stabilitou. Podle Angerse a Cartera (1996) forma půdní struktury poukazuje na heterogenní uspořádání zaplněného a prázdného prostoru, který existuje v daný čas, zatímco stabilita půdní struktury je schopností zachovat si uskupení při vystavení různým stresům.

### **3.5 Stabilita půdních agregátů**

Půdní struktura nazývána jako agregovaná je obvykle nejvíce žádoucí podmínkou pro růst rostlin, zejména v kritických raných fázích klíčení nebo ujímání. Přítomnost a udržení stabilních agregátů je podle Hillela (2004) nezbytné pro zachování půdní úrodnosti, což je termín používaný k popisu vysoce žádoucích prchavých fyzikálních podmínek, při kterých je půda optimálně kyprá, drobivá, obsahující porézní shromáždění stabilních agregátů. V takových podmínkách půda umožňuje volný vstup a pohyb vody a vzduchu, jednoduší obdělávání a pěstování, neomezuje klíčení, ujímání sazenic a růst kořenů.

Amézketa (1999) uvádí, že stabilita agregátů ovlivňuje široký rámec fyzikálních a biochemických procesů v přírodních i nepřirodních prostředích – udržení vysoké

stability je základem pro udržení půdní produktivity, minimalizaci půdní eroze a degradace, minimalizaci environmentálního znečištění odvozeného právě z degradace. Proto je podle něj udržení vysoké stability agregátů nutné pro udržitelné využívání půd.

So a Aylmore (1993) mezi mechanismy degradace zahrnují rozpad makroagregátů působením vody, disperzi jílu a bobtnání jílu. Prvotním krokem ztráty struktury je podle autorů rozpad půdních makroagregátů na mikroagregáty, zatímco disperze, jako časově závislý chemický proces je krokem druhým.

Arshad a Coen (1992) navrhovali stabilitu agregátů, jako jednu z půdních fyzikálních vlastností, která může sloužit jako indikátor kvality. Hortensius a Welling (1996) zahrnují stabilitu agregátů do mezinárodní standardizace při měření půdní kvality, navíc ji používají pro odhadnutí dalších půdních vlastností (půdní potenciál tvorby eroze a krusty), které by samostatně vyžadovali mnoho času, práce a ekonomické podpory.

Podle Amézkety (1999) je stabilita půdních agregátů obtížně kvantifikovatelná a interpretovatelná. Cílem testů, které se jí zabývaly, bylo podat spolehlivé popisy a hodnocení chování půd při působení vody, proudění vzduchu a obhospodařování. Pro dosažení těchto cílů bylo využito mnoho metod s různým úspěchem. Rozdílné metodiky navíc velmi zkomplikovaly porovnávání získaných dat. Proto je velmi obtížné získat neměnnou korelaci mezi stabilitou agregátů a jinými důležitými půdními vlastnostmi, jako jsou půdní erodibilita nebo potenciál tvorby krusty.

Agregáty jsou obstojně zřetelné, ale někdy je možné rozčlenit i distribuci pórů na dvě odlišitelné skupiny – makropóry a mikropóry. Makropóry jsou většinou meziagregátové prostory, které jak uvádí Hillel (2004), slouží jako primární cesty pro infiltraci, odvodnění a aeraci. Mikropóry jsou vnitroagregátové kapiláry odpovědné za retenci vody a roztoků.

### **3.5.1 Vznik a stabilizace půdních agregátů**

Předpokladem pro půdní agregaci je podle Dextera (1988) flokulace jílu. Samotná půdní agregace je proces, při kterém jsou agregáty různých velikostí spojovány a drženy pohromadě různými organickými a anorganickými součástmi – tudíž zahrnuje procesy tvorby (formování) a stabilizace. Podle Amézkety (1999) se tyto procesy vyskytují

víceméně nepřetržitě, působí ve stejném čase a vzájemně na sebe působí. Tím pádem komplikují jejich rozlišení.

Lynch a Bragg (1985) popisují formování půdních agregátů jako výsledek fyzikálních sil, zatímco stabilizaci jako produkt více faktorů (obzvláště kvantity a kvality anorganických a organických stabilizačních agentů.

Podle Oadese a Waterse (1991) existuje několik modelů agregace, které se liší zejména počtem jejich stupňů. Modely však potvrzují hierarchické uspořádání půdní agregace. Nejnižšího hierarchického řádu jsou mikroagregáty s průměrem menším než 2  $\mu\text{m}$ . Jsou složeny z jílnatých částic připojených k organickým molekulám polyvalentními kationty. Výše jsou zakombinované mikroagregáty (< 2  $\mu\text{m}$ ) do mikroagregátů o průměru do 250  $\mu\text{m}$ . Dále se spojují mikroagregáty (< 250  $\mu\text{m}$ ) do makroagregátů (> 250  $\mu\text{m}$ ). Poté už se spojují makroagregáty do hrud o průměru několika mm nebo dokonce cm. Tento model může být aplikován na půdách, kde je hlavním spojným činitelem organická hmota. Potvrzují prospěšnost konceptu mikro a makroagregátů rozdělením agregátů na menší a větší 250  $\mu\text{m}$ .

Hierarchická povaha půdní struktury indikuje různé agregační mechanismy při různých třídách velikostí agregátů. Tisdall a Oades (1982) uvádí, že makroagregáty s průměrem větším než 250  $\mu\text{m}$  (zejména nad 2 mm) jsou drženy pohromadě převážně jemnými kořeny a hyfami hub, agregáty velikosti 20–250  $\mu\text{m}$  jsou tvořeny převážně částicemi o průměru 2–20  $\mu\text{m}$  spoutanými do sebe různými tmely (včetně trvalých organických materiálů, krystalických oxidů a vysoce neuspořádaných aluminosilikátů). Golchin a kol. (1994) zjistili, že obalení rostlinných pozůstatků minerálními částicemi je dalším mechanismem formování a stabilizování mikroagregátů. Mikroagregáty s průměrem 2–20  $\mu\text{m}$  obsahují částice menší než 2  $\mu\text{m}$  spojené dohromady trvalými organickými vazbami (rostlinné a houbové pozůstatky obalené anorganickými sloučeninami).

Agregáty různých velikostních tříd mají různou stabilitu. Dexter (1988) dospěl k závěru, že agregáty nižšího řádu jsou hustší a mají větší vnitřní sílu než agregáty vyššího řádu. Zdůraznil, že při zničení nejnižšího řádu půdní struktury jsou zničeny i řády ostatní. Dobrá struktura je podle něj ta, ve které jsou všechny řády dobře vyvinuty a jsou stabilní vůči působení vody a vnějších mechanických stresů.

### 3.5.2 Vnitřní faktory ovlivňující stabilitu půdních agregátů

Shainberg a kol. (1992) zmiňují, že rozpad půdních makroagregátů na mikroagregáty je způsoben primárně smáčením a dopadem kapek vody, nezávisle na elektrolytické koncentraci a složení (zejména míře adsorpce sodíku – SAR). Levy a Torrento (1995), ale poukazují na nežádoucí efekt SAR u stability makroagregátů. SAR snižuje množství makroagregátů ( $> 250 \mu\text{m}$ ) a v důsledku toho zvyšuje množství mikroagregátů ( $< 250 \mu\text{m}$ ). Hlavními faktory ovlivňujícími disperzi/flokulaci jílu jsou koncentrace elektrolytu, pH roztoku, SAR. Nízká koncentrace elektrolytu a vysoká hodnota SAR způsobuje disperzi jílu a bobtnání, následně ztrátu půdní struktury. Tyto nežádoucí efekty se podle Amézkety a Aragüese (1995) projevují na hydraulické vodivosti a míře infiltrace.

Jíl je jedním z agregačních faktorů půdy, přesto je jeho efekt rozdílný v závislosti na jeho mineralogii. Dle fyzikálně-chemických charakteristik by měly být smektické jíly účinnější při agregaci než jíly jiné a to z důvodu jejich velké povrchové plochy, vysoké kationtové výměnné kapacity, vysoké fyzikálně-chemické interakční kapacity. Mimo to Emerson (1964) poznamenal, že bobtnavé jíly jsou méně náchylné na rozpad než kaolinit nebo illit, protože tlak, který je vyvolán zachyceným vzduchem, je při bobtnání uvolňován. Frenkel a kol. (1978) zmiňují, že efekt mineralogie je těžké posoudit, neboť půdy obvykle obsahují směs jílnatých minerálů, tudíž jsou jejich vlastnosti modifikovány.

Minhas a Sharma (1986) zmiňují prospěšný efekt rozpuštění kalcitu ( $\text{CaCO}_3$ ) na strukturální stabilitu vápenatých půd a došli k závěru, že uvolněný vápník byl dostatečný pro prevenci disperze jílu.

Vliv seskquioxidů na půdní agregaci je v literatuře stále předmětem sporu. Pinheiro-Dick a Schwertmann (1996) uvádějí, že půdy mající vysoký obsah oxidů železa a hliníku jsou velice stabilní, zatímco Bartoli a kol. (1991) tvrdí, že efekt je zanedbatelný. Lze říci, že oxidy působí hlavně na půdní mikroagregáty, limitují disperzi jílu a bobtnání. Jejich činnost je tedy kladná, ale debata o tom zda je pro agregaci částic účinnější železo nebo hliník je stále otevřená (Amézketa, 1999).



Stabilizační efekt organické hmoty vychází z kombinování přechodného agregačního efektu polysacharidů na mikroagregáty, dočasného stabilizačního efektu kořenů a hyf na makroagregáty a trvalého účinku polymerů a aromatických sloučenin na mikroagregáty. Tyto závěry potvrzují Pugeta a kol. (1995), zkoumající distribuci organické hmoty v různých frakčních velikostech půdních agregátů, stejně jako Hassink (1995), který studoval míru dekompozice dle velikosti a hustoty frakcí půdní organické hmoty. Caron a kol. (1996) udávají jako další pozitivní efekt organické hmoty formování hydrofobního obalu kolem agregátů, redukování půdní smáčivosti, zpomalování rychlosti smáčení a redukování citlivosti k rozpadání.

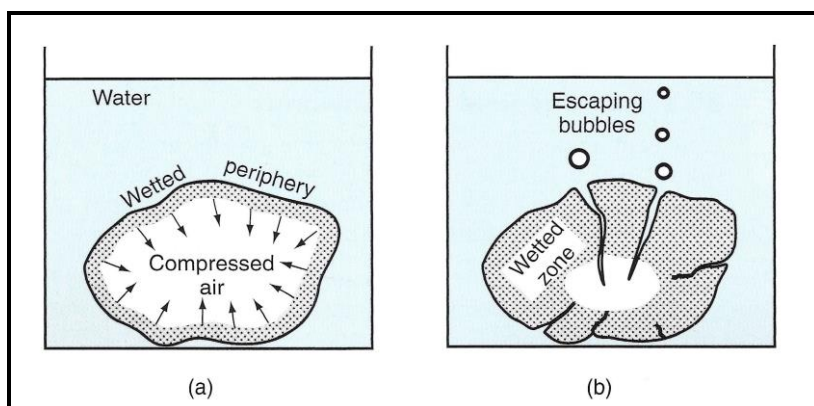
### **3.5.3 Vnější faktory ovlivňující stabilitu půdních agregátů**

Jak uvádí Amézketa (1999), klima je jedním z půdotvorných faktorů, silně ovlivňujících půdní typ a stupeň půdní agregace. Změny obsahu vody (cykly vlhčení a vysušení) a teploty vzduchu (cykly mrznutí a tání) dynamicky ovlivňují formaci a destrukci půdní struktury. Případné protichůdné rozdíly výsledků studií mohou být způsobeny půdním typem nebo rozdílnými podmínkami při experimentech (velikost půdních agregátů, metoda a míra vlhčení vzorků, původní obsah vody).

Agregáty vlhčené velmi pomalu si mohou zachovat svoji strukturu, pokud ale proces není dostatečně pomalý, může působit velmi rušivě. Během vlhčení se mohou agregáty rozpadnout kompletně, nebo zůstat neporušeny s pouhým uvolněním na bodech slabosti, kdy následně dojde k tzv. vyžrání půdy. Amézketa (1999) tvrdí, že rychlé vlhčení způsobuje neuniformní hydrataci spojenou s bobtnáním jílnatých frakcí (což způsobí vznik střížných ploch) a zachycením vzduchu v kapilárních pórech. Pokud jsou vazby mezi různými strukturními jednotkami dostatečně silné vůči střížným plochám a tlaku zachyceného vzduchu, dojde v půdní matrix k formování mikrotrhlin, redukujících soudržnost částic a tím i půdní pevnost. V těchto případech zůstanou agregáty nepoškozeny. Pokud jsou, vazby slabé a zachycený vzduch vytváří tlak převyšující soudržnou sílu, agregáty se rozpadají na menší strukturální jednotky (viz obr. 5). Vyžrání je žádoucí na zemědělských půdách kvůli zvýšení půdní drobitosti a snížení energie potřebné pro tah nářadí na zpracování.

Vztah mezi parametry strukturální stability a obsahem vody je komplexní – stabilita agregátů je funkcí externích rušivých sil a vnitřních vazebných sil uvnitř agregátů.

S větším obsahem půdní vody jsou agregáty podle Barzegara a kol. (1996) více odolné vůči rozpadu, třebaže je soudržnost redukována. Stabilita agregátů je výsledkem rovnováhy těchto tendencí. Vztah je mimo jiné závislý na půdním typu a historii využívání půdy.



Obr. 5: Rozpad zprvu suchého agregátu, náhle ponořeného do vody. (a) okraje agregátu jsou smáčené a voda se dostává do nitra, stlačující vnitřní vzduch. (b) protože je smáčená část oslabena nabobtnáním a tlak uvízlého vzduchu se proporcčně zvyšuje, s jeho stlačováním nakonec dojde k narušení agregátu a uvolnění bublin. Tento moment může být velmi náhlý a zpravidla ho následuje kolaps agregátu. (Hillel, 2004)

Dexter (1988) uvádí, že srážením při schnutí dochází ke vzniku struktury – vzniku agregátů. Během schnutí se objevuje srážení, které vytváří tahové napětí. To může vést k podélným prasklinám, tím pádem ke tvorbě agregátů. Praskliny se objevují tam, kde má půda nízkou pevnost v tahu, což je tam kde je nejmokřejší.

Stabilita agregátů závisí na obsahu vody v půdě v době jejího zamrznutí. Bullock a kol. (1988) uvádějí, že makroagregátová stabilita se lineárně snižuje s narůstajícím obsahem vody při zamrznutí. K narušení dochází pouze, pokud je obsah vody v době zamrznutí vyšší než  $0,20 \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ . Zamrznutí agregátů způsobí expanzi ledových krystalů v pórech mezi částicemi, rozbití vazeb mezi částicemi a efektivní rozštěpení agregátů na menší agregáty. Během tání existují pouze malé vazby mezi mikroagregáty. Póry vzniklé při expanzi ledu se hroučí. Vlastnosti zhutněných jíílů se tedy mrznutím zlepšují – půda je rozbita a uvolněna, čímž se zvyšuje odvodnění a provzdušnění, zatímco vlastnosti nezhutněných a vysoce nasycených půd budou mrazem zhoršeny z důvodu změn v mikrostruktuře tlakem ledu. Usazování během tání může vést k zhutňování a snižování propustnosti.

Bullock a kol. (1988) zdůrazňují, že teplota vzduchu a půdy má také nepřímý efekt na stabilitu půdních agregátů prostřednictvím jejich dopadu na obsah vody při půdním povrchu. Rápidní ochlazení půdního povrchu vyvolává gradienty způsobující přesun vlhkosti z hlubších částí k povrchu, což zvyšuje obsah vody.

Proudění vzduchu také ovlivňuje stabilitu půdní struktury, zejména půdní erodibilitu. Větrná eroze je vážný proces půdní degradace vedoucí ke ztrátě půdy a omezení udržitelnosti na mnoha místech planety. Risk eroze se zvyšuje v dobách neobdělávání, zejména pokud jsou rezidua rozptýlena. Vážnost větrné eroze závisí na velikosti agregátů distribuovaných na půdním povrchu. Larney a kol. (1994) za erodovatelnou frakci považují částice menší než 0,84 mm.

Čas je dalším půdotvorným faktorem, ovlivňujícím stabilitu agregátů. Dexter (1988) uvádí, že v uměle připravených agregátech se stálým obsahem vody se s postupem času zvýšila jejich relativní stabilita. Dodává, že nárůst pevnosti jílu po měsících a letech následujících od jejich zhutnění, je znám jako tixotropní vytvrzení.

Biologický systém je dalším půdotvorným faktorem a zahrnuje kořeny rostlin, půdní mikroby a půdní faunu. Podle Amezkéty (1999) tyto činitele formují agregáty a póry, zejména makropóry, ale jejich hlavní role je stabilizace půdní struktury, kterou ovlivňují prostřednictvím vlastní existence, činnosti, a vlastních vedlejších produktů.

Tisdall a Oades (1982) považují kořeny za dočasná pojiva. Makroagregátová stabilita je přítomností kořenů vylepšena – jejich pozitivní vliv spočívá v zachycení jemných částic do stabilních makroagregátů (i když je kořen mrtvý); sušení okolního prostředí, přeorientování jílnatých částic paralelně s osou kořenu a vtažení půdních částic dohromady; zásobují půdu rozložitelnými organickými residui; podporují velkou mikrobiální populaci v rhizosféře; poskytují potravu pro půdní živočichy, jako jsou žížaly a mesofauna; uvolňují polyvalentní kationty, zvyšují koncentraci iontů v roztoku. Jejich různorodá architektura, funkce a fyziologie způsobuje rozdílnou schopnost modifikovat půdní strukturu. Jednoděložné rostliny jsou v stabilizování agregátů lepší než dvouděložné a trávy jsou lepší než obiloviny (z důvodu větší biomasy kořenů z dřívějšího období).

Půdní mikroby, do kterých Tisdall a Oades (1982) zahrnují živé i odumřelé bakterie, hyfy, vezikulárně-arbuskulární mykorhizní a saprofytické houby jsou hlavními agregačními mikroby, které také spadají do dočasných pojiv. Kandeler a Murer (1993) publikovali zjištění významné korelace mezi mikrobiální biomasou a makroagregátovou stabilitou. Mikroorganismy produkují enzymy odpovědné za mineralizaci vysokomolekulárních sloučenin a uvolňování extracelulárních polysacharidů, které tmelí půdní částice (stabilizují půdní agregáty). Tyto klišy a lepidla jsou považována za přechodná pojiva kvůli jejich rychlé dekompozici mikroorganismy. Dorioz a kol. (1993) dospěli k závěru, že vliv organismů na stabilitu agregátů je větší než pouhé vylučování polysacharidů. Živé organismy jsou schopné, samy o sobě, navodit strukturu v minerální matrix za podmínek, při kterých jsou fyzikální mechanismy neefektivní. Článek dále zdůrazňuje důležitost nasávání, vyplývající z adsorbování vody organismy a jejich růstu, které přispívá k rozvoji struktury. Tyto mechanismy vyvíjí tlaky, které podněcují reorganizaci a přeorientování jílnatých částic kolem buněk organismu, stabilizující mikroagregáty. Houby mají navíc celkový balící efekt, neboť síť mycelií prorůstá do skulin a proplétá masu jílu – mykorhiza tedy v půdě zpomaluje proces rozpadu.

Žížaly, hmyzí larvy a jiná větší fauna může stabilizovat strukturu požitím půdy, jejím míšením s humifikovanými organickými materiály v jejich útrokách a následným vyměšováním. Žížalí chodbičky silně zvyšují schopnost infiltrace, výměnu plynů a růst kořenů. Oades (1993) dodává, že hlístice, všekazi, mravenci, pavouci a larvy různých brouků a mūr mohou formovat půdní strukturu vytvářením tzv. biopórů. Tato mezofauna však při formování struktury obhospodařovaných půd není považována za důležitou, neboť je příliš malá na to, aby pohybovala půdními částicemi. Nicméně je ve spojení s větší faunou prospěšná z důvodu zlepšování a stabilizace pórů, v kterých žije.

Amezkét (1999) ve své práci porovnává vztah mezi makroagregátovou stabilitou a různými způsoby obdělávání (ostatní faktory shodné). Došel k závěru, že významné rozdíly v stabilitě se nacházejí mezi organickým a konvenčním způsobem – stabilita byla u organického nejstálější, zatímco u konvenčního naopak nejlabilnější.

Orba je jednou ze základních technik půdního zpracování a používá se z mnoha různých důvodů (příprava pro sadbu či síji, zapracování hnojiv a posklizňových zbytků, hubení plevelů). Pokud uvolní povrchovou krustu, může zvýšit míru infiltrace, také

narušuje husté půdní vrstvy a vytvořené nerovnosti mohou sloužit jako dočasná zásobárna vody. Orbou také mohou vznikat makropóry. Její vliv není veskrze pozitivní – v některých případech zapříčiňuje snižování infiltrace. Půdy vystavené frekventované intenzivní kultivaci trpí zhoršením struktury, což se projevuje na snížení stability agregátů (Tisdall a kol., 1978). Orba nepřímo působí na stabilitu půdních agregátů jejím vlivem na půdní vlhkost, přerozdělení půdní organické hmoty a mikrobiální aktivity, složení půdního roztoku, populaci půdní fauny. Carter (1994) zdůrazňuje fakt, že intenzivní orba může způsobit nadměrné zhutnění půdy (nízkou strukturu) – zejména při vyšší vlhkosti. Oades (1993) dospěl k závěru, že při kultivaci dochází k narušení souvislosti biopórů jejich odříznutím pluhem – takovéto póry dále nepřenáší volnou vodu. Orba samozřejmě narušuje habitat větších organismů a může snižovat jejich počty. Aby byla zachována udržitelnost, musí se při orbě přihlížet ke klimatickým faktorům a půdnímu typu.

Shainberg a kol. (1992) uvádí typ, míru a dobu trvání závlahy (stejně jako kvalitu vody), jako faktory silně ovlivňující stabilitu půdní struktury. Závlahy zatopením produkují rozpad agregátů z důvodů stlačení uvízlého vzduchu během rapidního zamokření. Uvolněný materiál zaplní póry a vytvoří se krusta. Zavlažování postřikovačem také působí tvorbu krusty, a to kvůli dopadu vodních kapek, které zvyšují rozpad agregátů. Uvolněné částice se transportují pomocí stříkance od místa dopadu kapky a vytvářejí krustu. Rušivá síla vodní kapky je závislá na její velikosti, tvaru a výšce dopadu.

Cassel a kol. (1995) zmiňují, že ponechání rostlinných zbytků na povrchu obvykle zvyšuje infiltraci a to z důvodu rozptýlení dopadové energie kapky (což snižuje rozpad agregátů a zatěsnění povrchu – tvorbu krusty) a zpožděním povrchového odtoku (poskytnutí více času na infiltraci).

Rozdílné druhy rostlin mohou podle Grahama a kol. (1995) přispívat k půdní agregaci různými způsoby – kvůli lišícím se kořenovým parametrům, kvalitě a kvantitě vkládané organické hmoty, nebo spojením s mesofaunálními a mikrobiálními rozkladači. Jednoduché schéma rostoucí stability agregátů vypadá podle nich takto: půda ležící ladem – monokultury na orné půdě – plodiny v rotaci na orné půdě – pastviny a pícniny – panenské půdy.

Tab. 2: Faktory ovlivňující stabilitu makroagregátů. (Amézketa, 1999)

Faktor	Efekt na stabilitu		
	jílu ( $< 2 \mu\text{m}$ )	mikroagregátů ( $< 250 \mu\text{m}$ )	makroagregátů ( $> 250 \mu\text{m}$ )
Koncentrace elektrolytu	+++	++	
Složení elektrolytu	---	-	
Obsah $\text{CaCO}_3$	++	+	
Obsah $\text{CaSO}_4$	++	+	
Obsah organické hmoty	---	++	+++
Obsah oxidů železa a hliníku	++	+	
Rychlost smáčení			--
Obsah vody při zamrznání			--
Rychlost proudění vzduchu		---	-
Věk		+	+
Kořeny			+++
Půdní mikroby			+++
Půdní fauna			++
Orba			--
Rostlinné zbytky			+++
Pastviny a pícniny			++
Plodiny v rotaci			+
Monokultury plodin			--
Půda ladem			--

Vysvětlivky:

+++ vysoce pozitivní efekt; ++ středně pozitivní efekt; + nízké pozitivní efekt

--- vysoce negativní efekt; -- středně negativní efekt; - nízké negativní efekt

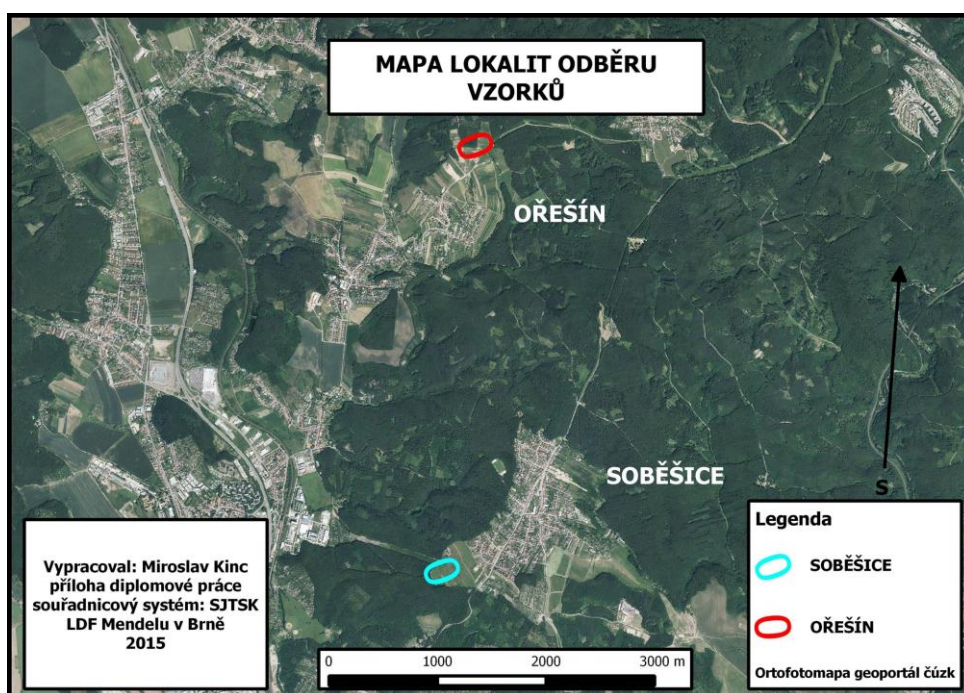
## 4 MATERIÁLY A METODY

### 4.1 Popis lokalit

V následující kapitole je blíže popsán způsob, jakým byly jednotlivé lokality vybírány. Po jejich výběru došlo k hodnocení přírodních faktorů, které na lokalitách působí a v neposlední řadě podkapitoly popisují, jak jsou jednotlivá místa odběru hospodářsky využívána.

#### 4.1.1 Výběr lokalit

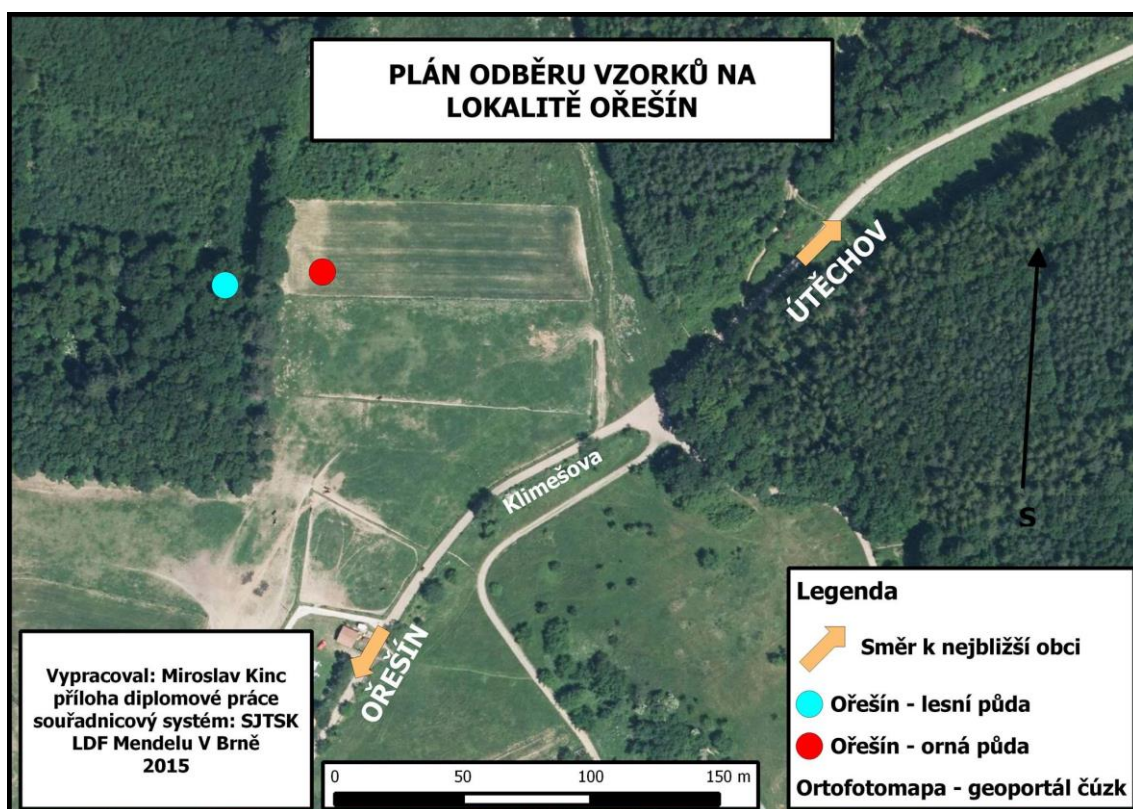
Pro účely diplomové práce byly vybrány tři způsoby hospodaření na půdách ve dvou lokalitách (obr. 6) nacházejících se na školním lesním podniku Masarykův les Křtiny, jehož lesní hospodářský celek je označen číslem 618000. Lokality patří do přírodní lesní oblasti 30 – Dražanská vrchovina (Slach a kol, 2012). Kritériem výběru bylo najít taková místa, kde lesní půda sousedí s pozemky zemědělského půdního fondu. Výběr proběhl dle pedologických map takovým způsobem, aby byly na nalezené lokalitě shodné půdní podmínky. Z důvodu blízkosti (40 m) míst odběru na jednotlivých lokalitách jsou jejich klimatické a jiné podmínky stejné. Zásadní odlišností jednotlivých míst (lokalit) tedy byla jejich forma hospodářského využití – lesní porost (lesní půda), obilný porost (orná půda), trvalý travní porost (luční půda).



Obr. 6: Mapa lokalit odběru vzorků.

#### 4.1.2 Popis lokality Ořešín

První vybraná lokalita se nachází v katastrálním území Ořešín a na její ploše došlo odběru vzorků z půdy lesní a orné. Leží při severovýchodním okraji městské části Brno – Ořešín, 200 m severním směrem od Ranče „Ch“ Ořešín (obr. 7). Do těsné blízkosti lokality se dá dostat dopravním prostředkem po ulici Klimešova, na niž plynule navazuje lesní cesta směřující do Útěchova. Přesné souřadnice GPS míst odběru vzorků jsou: 49°17'02.5"N 16°36'33.8"E (lesní půda); 49°17'02.8"N 16°36'35.8"E (orná půda).



Obr. 7: Plán odběru vzorků na lokalitě Ořešín (k. ú. Ořešín).

Dle ÚHÚLAG (2015) leží vybraná lokalita v nadmořské výšce 410 m nad mořem. Její průměrná roční teplota dosahuje 7–7,5 °C. Podloží území tvoří granodiorit a vyskytující se půdním typem je hnědozem typická. Expozice lokality je východní, s minimálním sklonem – 0–5 ° (0–10 %). Roční úhrn atmosférických srážek za rok 2014 je dle Jiříka (2015) 530 mm.

Orná půda (dle ČÚZK (2015) bonitovaná půdně ekologická jednotka 31210), byla na počátku září 2014 ve stadiu strniště po sklizené pšenici seté (*Triticum aestivum* L.).



Lesní porost (Slach a kol., 2012) lze z hlediska prostorového rozdělení lesa identifikovat jako 25G8. Porostní skupina má 77 let a její zakmenění je 9. Druhá skladba je dub zimní (*Quercus petraea* /Mattuschka/ Liebl.) 75 %, habr obecný (*Carpinus betulus* L.) 20 %, modřín evropský (*Larix decidua* Mill.) 5 %. Porost se nachází v 2. lesním vegetačním stupni (bukodubový) a je v něm zastoupen pouze jeden lesní typ – 2H3 (hlinitá buková doubrava biková s ostřicí chlupatou na plošinách a mírných svazích) a hospodářský soubor 245 (účelové dubové hospodářství živných stanovišť nižších poloh).

#### 4.1.3 Popis lokality Soběšice

Další vybraná lokalita spadá do katastrálního území Řečkovice a na její ploše došlo k odběru vzorků z půdy lesní a luční. Lokalita leží při jihozápadním okraji městské části Brno – Soběšice, 450 m západním směrem od vjezdu do obce (jihozápadní vjezd), 500 m severně od penzionu Hubert. K lokalitě se dá dopravit po zpevněné cestě, která v blízkosti odběru vzorků přechází v lesní cestu směřující do Řečkovic (obr. 8). Přesné souřadnice GPS míst odběru vzorků jsou: 49°14'52.3"N 16°36'33.9"E (lesní půda); 49°14'52.3"N 16°36'35.7"E (luční půda).



Obr. 8: Plán odběru vzorků na lokalitě Soběšice (k. ú. Řečkovice).

Podle ÚHÚLAG (2015) leží tato lokalita v nadmořské výšce 360 m nad mořem. Její průměrná roční teplota dosahuje 8 °C. Podloží území tvoří granodiorit a vyskytující se půdním typem je kambizem typická. Expozice lokality je západní, s minimálním sklonem – 0–5 ° (0–10 %). Roční úhrn atmosférických srážek za rok 2014 je dle Jiřika (2015) 530 mm.

Bezlesí pozemek je využíván extenzivně ve formě trvalého travního porostu lipnice luční (*Poa pratensis* L.) a srhy laločnaté (*Dactylis glomerata* L.) – dle ČÚZK (2015) bonitovaná půdně ekologická jednotka 33234.

Lesní porost (Slacha a kol., 2012) lze z hlediska prostorového rozdělení lesa identifikovat jako 79C10. Porostní skupina má 101 let a hodnota jejího zakmenění je 8. Druhovú skladbu je dub zimní (*Quercus petraea* /Mattuschka/ Liebl.) 69 %, habr obecný (*Carpinus betulus* L.) 22 %, borovice lesní (*Pinus sylvestris* L.) 9 %. Porost se nachází v 2. lesním vegetačním stupni (bukodubový) a je v něm zastoupen pouze jeden lesní typ – 2H3 (hlinitá buková doubrava biková s ostřicí chlupatou na plošinách a mírných svazích) a hospodářský soubor 245 (účelové dubové hospodářství živných stanovišť nižších poloh).

## 4.2 Metodika odběru

Tato kapitola blíže popisuje, jakým způsobem bylo vybíráno konkrétní místo pro odběr vzorku a kolik těchto vzorků bylo odebráno. Dále se zabývá procesem samotného vyjmutí vzorků z rostlé půdy a jejich následným transportem do laboratoře Ústavu inženýrských staveb, tvorby a ochrany krajiny (dále jen ÚISTOK), kde s nimi bylo ještě před samotným testováním manipulováno.

### 4.2.1 Umístění a počet odběrů

Na obou lokalitách došlo k odběru 2 vzorků. První z nich pocházel z půdy nelesní a druhý z půdy lesní. Umístění v lesní části bylo mimo porostní okraj (1 porostní výška) – 20 m a stejná vzdálenost od hranice lesa byla zvolena i pro místo odběru nelesní půdy. Celková vzdálenost mezi místy odběru na jedné lokalitě tedy byla 40 m.

V případě lokality Ořešín byl odebrán vzorek z půdy lesní a orné, na lokalitě Soběšice se vyjmula půda lesní a luční (pokrytá trvalým travním porostem). Celkově

byly tedy z těchto dvou lokalit získány 4 směsné vzorky – Ořešín lesní půda, Ořešín orná půda, Soběšice lesní půda, Soběšice luční půda.

#### 4.2.2 Odběr a přeprava vzorků

Odběr vzorků z obou lokalit proběhl na počátku září roku 2014. Po vylišení zdrojového místa byla na malé plošce (zhruba  $30 \times 30$  cm) odstraněna tenká vrstva surové organické hmoty. Následně došlo k odběru půdy, která byla po několika lopatkách ukládána do igelitových pytlů. Takto se odběrem půdy postupovalo hlouběji, dokud nebylo naplněno několik pytlů o požadované celkové hmotnosti směsného vzorku (cca 20 kg). Tyto pytle byly umístěny do označené umělohmotné nádoby, která byla okamžitě přepravena do laboratoře ÚISTOK.

#### 4.2.3 Manipulace se vzorky před testováním

Po převozu byly v laboratoři igelitové pytle z jednotlivých odběrů vysypány na pracovní plochu, kde došlo k homogenizaci jejich obsahů. Takto zhomogenizovaná minerální půda byla následně v tenké vrstvě zanechána v laboratoři. Důvodem ponechání bylo proschnutí vzorků v přirozených podmínkách laboratoře (pokojová teplota i vlhkost) po dobu lehce přesahující jeden měsíc. Po uplynutí této doby byly proschlé zhomogenizované vzorky umístěny zpět do umělohmotných nádob pro snazší skladování.



Obr. 9: Umělohmotné nádoby s přirozeně proschlými půdními vzorky.

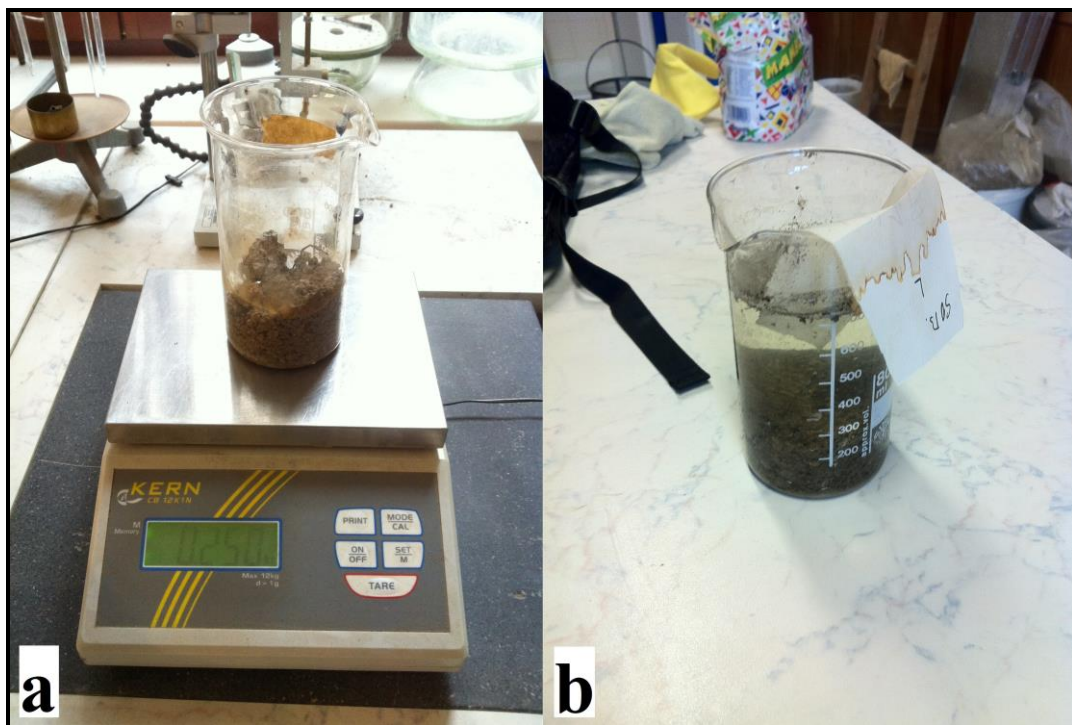
### 4.3 Metodika testování stability agregátů

Tato kapitola se zabývá prováděním testu stability agregátů. Prvotním krokem v tomto procesu je vytvoření vzorků, které následně vstupují do samotného testování stability agregátů praním v sadě sít. Poslední podkapitola popisuje rozčlenění a manipulaci se vzorky po testování.

Testování započalo v polovině října roku 2014 a jeho vstupním objektem byly 4 přirozeně proschlé půdní vzorky (Ořešín lesní půda, Ořešín orná půda, Soběšice lesní půda, Soběšice luční půda). Analýza stability agregátů byla z každého vzorku provedena 6 krát, celkově tedy proběhlo 24 testování. Použitý výsledný materiál byl následně využit pro měření retence vody (viz kap. 4.4).

#### 4.3.1 Příprava vzorku

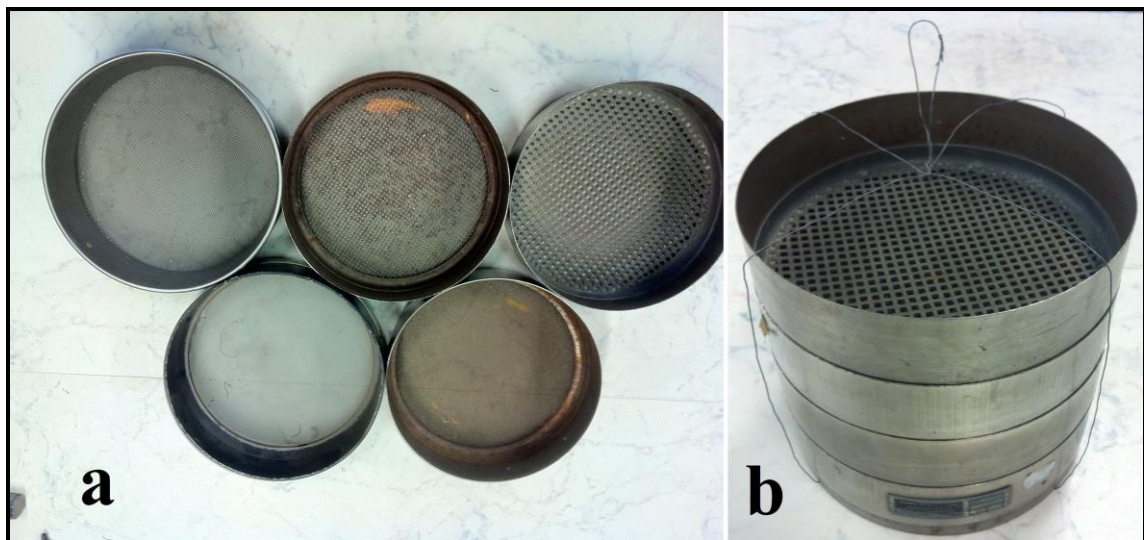
Z umělohmotné nádoby, v níž byly vzorky skladovány, bylo odebráno 250 g zeminy, která byla umístěna do odměrné nádoby, v níž byla následně na dobu 24 hodin zatopena vodou (obr. 10). Zatopení probíhalo šetrně, tak aby voda stékala k zemině nedestruktivně po stěnách sklenice. V opačném případě, pokud by proud vody přímo dopadal na odebranou zeminu, by mohlo dojít k silnému narušení vzorku.



Obr. 10: Navážená (a) a následně zatopená (b) zemina v odměrné nádobě.

#### 4.3.2 Test stability agregátů

Po 24 hodinách od zatopení vzorku vodou mohla analýza pokračovat. Byla sestavena sada sít o velikostech ok 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm a 0,063 mm (obr. 11). Z důvodu absence přístrojového vybavení laboratoře ÚISTOK byly prováděny následující úkony ručně. Sada sít byla umístěna do umělohmotného kbelíku a zaplavena vodou do úrovně 1 cm pod vrchním okrajem sady sít. V této fázi v sadě nebylo použito síto s velikostí ok 0,063 mm. Tato velikost již zadržuje velmi jemné částice, které rychle utvářejí nepropustnou vrstvu, zabraňující plynulému pohybu vody jak dovnitř, tak ven ze sady sít. Takovýto stav by byl pro test stability agregátů nevhodný.



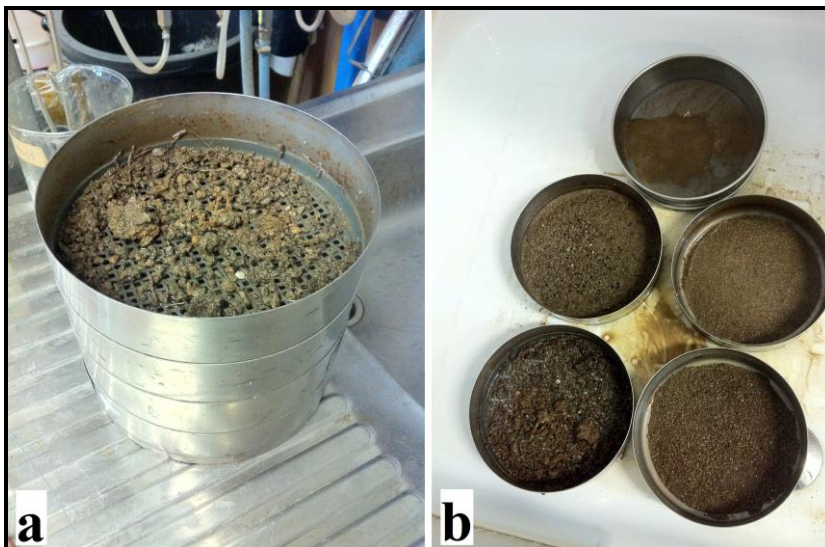
Obr. 11: Sada použitých sít. (a) rozložená, (b) zkompletovaná sada.

Zatopený vzorek půdy byl přemístěn z odměrné nádoby na vrchní (nejhrubší) síto, jehož dno je již z dřívějšíka pod hladinou vody. Následujícím krokem byl samotný test stability agregátů, při němž je vzorek půdy vystavován opakovanému zatopení (praní). Tento proces trvající přesně 2 minuty byl prováděn ručně. Spojená sada sít byla opakovaně vyndávána a vkládána do vody (obr. 12). Voda tak začíná působit nejdříve na agregáty v nejhrubším sítu. Postupem času se její rušivou činností začnou agregáty rozpadat a přemisťovat se do nižších úrovní sady. Na určitém sítu zůstanou vždy pouze vodostálé agregáty určité velikosti, jejichž odolnost (stabilita) vůči vodě byla dostačující.



Obr. 12: Test stability agregátů ručním praním. (a) zatopení vzorku, (b) odvodnění vzorku.

Po 2 minutách praní byla sada sít kompletně vyndána z vody a po okapání byla přemístěna na plochu, kde došlo k jejímu rozebrání (obr. 13). Voda v kbelíku, nyní obsahující agregáty menší než 0,5 mm byla prolita přes poslední nejjemnější (oka 0,063 mm) síto, které částečně tuto velikost zadrželo. Ještě menší dimenze (rozpadlé agregáty, jemné částice, mikroagregáty) nebyly vystaveny dalšímu členění a byly odplaveny. Tato práce se zaměřuje na agregáty větších velikostí, přesto byl podíl těchto dimenzí v pokusu zahrnut, jako dopočet do hmotnosti původního vzorku (250 g). Na všech 5 sítích byla tedy zadržena určitá část vzorku půdy. Předmětem pokračující analýzy bylo porovnat toto zastoupení (včetně odplaveného podílu).



Obr. 13: Půdní vzorek po vystavení praní (2 minuty). (a) sada vcelku, (b) jednotlivá síta.

### 4.3.3 Zastoupení agregátů

Jednotlivé velikosti agregátů byly ze sít za použití stříčky přeneseny do odpařovacích porcelánových misek, které byly označeny místem odběru, velikostí agregátů a datem testování. Tato sada pěti misek byla umístěna do sušárny, kde byla vystavena teplotě 105 °C po dobu 24 hodin. Po tomto čase byly misky vyndány a jejich vysušený obsah byl přesypán do igelitových pytlíků. Tyto pytlíky byly obdobně jako porcelánové misky označeny místem odběru, velikostí agregátů, datem testování (obr. 14). Každý z nich byl následně zvážen a zařazen do sbírky. Zaevidované hmotnosti později posloužily ke zjištění zastoupení vodostálých agregátů podle velikostí (nad 4 mm, 4–2 mm, 2–1 mm, 1–0,5 mm, 0,5–0,063 mm). Dimenze menší než 0,063 mm byla zjištěna dopočtem do původní hmotnosti vzorku (250 g).



Obr. 14: Vzorok stability agregátů po vyndání z pece – od nejhrubších po nejjemnější (a) a po přesypání do igelitových pytlíků (b).

## 4.4 Metodika měření retence vody

Kapitola se zabývá tvorbou vzorků pro měření retence vody a měřením samotným, ale mezi těmito dvěma podkapitolami je vložena část detailněji se zabývající měřícím aparátem – vyprojektováním, komplementací a parametry jeho finální podoby.

Výstupní vzorky vzniklé procesem testování stability agregátů byly uloženy ve sbírce laboratoře ÚISTOK. Celkem se jednalo o 120 igelitových pytlíků, v kterých byly odděleně uloženy jednotlivé velikosti agregátů z každého měření. Po ověření funkčnosti (těsnosti) vytvořeného měřičského aparátu byly vzorky ze sbírky vyjmuty a dále se s nimi pracovalo dle následující metodiky.

### 4.4.1 Vytvoření vzorků

Po vyjmutí pytlíků ze sbírky bylo nejprve nutné roztřídění. Podle jejich dřívějšího označení byly nejprve rozděleny na 4 skupiny – Ořešín lesní půda, Ořešín orná půda, Soběšice lesní půda, Soběšice luční půda. V každé takovéto skupině byly vyhledány vzorky o stejné velikosti agregátů ( $> 4$  mm, 4–2 mm, 2–1 mm, 1–0,5 mm, 0,5–0,063 mm), které byly následně vsypány do větší odpařovací porcelánové misky, v níž proběhlo jejich homogenizování. Takto vzniklá směs obsahující stejně velké agregáty byla opět přemístěna do igelitového pytlíku. Z dřívějších vzorků umístěných v 6 pytlících (6 opakování) tak vznikl vzorek jeden (obr. 15). Původní počet 120 vzorků byl tedy tímto tříděním zredukován na 20, v nichž byla později zjišťována retence vody. Měření retence vody neproběhlo v dimenzích menších než 0,063 mm, neboť ty nebyly při testování stability agregátů zadrženy na sítích.





Obr. 15: Proces třídění vzorků. (a) před a (b) po roztřídění.

Dalším krokem v přípravě vzorku na měření retence vody bylo jeho přemístění do propustných nádob. Pro tento účel byly využity v laboratoři dostupné Kopeckého válečky. Aby byl vzorek ze spodní strany naprosto propustný, ale zároveň udržitelný v prostoru válečku, bylo využito zahradní textilie, která byla k válečku přichycena 2 gumičkami. Po této modifikaci byly válečky připravené na jejich prvotní vážení (bez vzorků) a následné zaplnění agregáty. Každý z nich byl zaplněn agregáty určité velikosti a pro přehlednost a evidenci označen (lihovým fixem) pořadovým číslem (obr. 16). Následně byly válečky umístěny do aparátu pro měření retence vody.



Obr. 16: (a) příprava válečků před naplněním, (b) válečky naplněné agregáty různých velikostí.

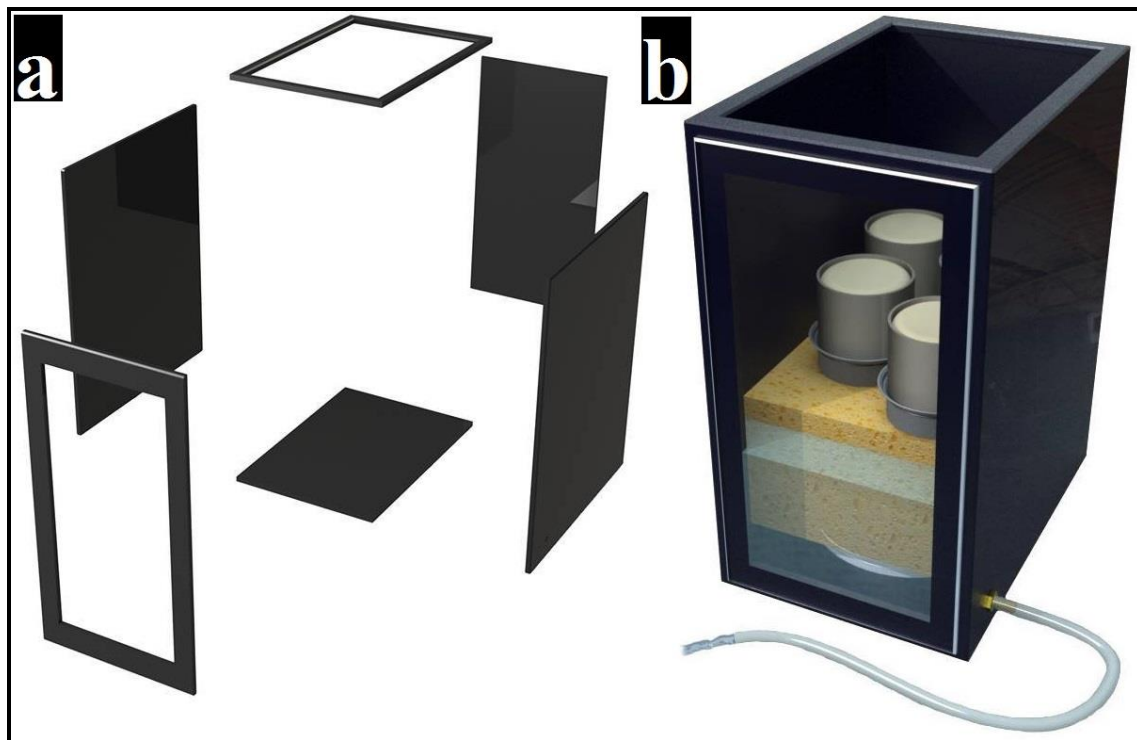
#### 4.4.2 Měřící aparát

Aparát pro měření retence vody vznikl na ÚISTOK v průběhu roků 2013 a 2014. Tento přístroj se stal prostředkem pro zpracování několika závěrečných prací, proto došlo k jeho použití až na počátku roku 2015.

Za vyprojektování aparátu byl odpovědný Aitor Etxaniz Ortiz, zahraniční student, který navštěvoval Lesnickou a dřevařskou fakultu Mendelovy univerzity v rámci projektu LLP Erasmus během akademického roku 2012/2013.

Aparát byl modelován v počítačovém programu SolidWorks dle zadaných kritérií. Mezi ně patřila snadná transportovatelnost se zachováním dostatečné odolnosti, spolehlivosti a přesnosti. Pro tento účel byl jako nejvhodnější tvar vybrán kvádr s obdélníkovým půdorysem, bokorysem i nárysem. Vnitřní prostor aparátu musel postačovat k paralelnímu umístění 6 ocelových válečků (s půdními vzorky o objemu  $500 \text{ cm}^3$ ) na podložce z plsti. Dalším požadavkem bylo, aby byl čelní rám vyplněn

průhledným materiálem umožňujícím sledování hladiny kapaliny v aparátu. Vrchní strana měla být taktéž tvořena rámem (bez výplně), který by sloužil jako plnicí otvor. Celkově byl tedy aparát tvořen těmito částmi (obr. 17): podstava (250×400 mm), čelní rám s výplní (450×250 mm), zadní stěna (450×250 mm), 2 boční stěny (450×400 mm), vrchní rám bez výplně (250×400 mm).



Obr. 17: Návrh aparátu pro měření retence vody v programu SolidWorks. (a) jednotlivé části, (b) zkompletovaný aparát (navrhl Ortiz, 2013).

Realizací výroby aparátu byla pověřena firma Ekoplast Telč, s.r.o. Materiál použitý pro tvorbu stěn byl černý technický polypropylen, mezi jehož vlastnosti patří zejména nízká hmotnost, chemická stálost a odolnost proti mechanickému poškození. Jednotlivé části byly vyřezány přímočarou pilou z prefabrikovaných vytlačovaných desek o mocnosti 8 mm. Jako průhledný materiál do čelního rámu byl použit čirý polykarbonát o mocnosti 6 mm. Pro spojení polypropylenových částí bylo využito svařování, zatímco k zajištění polykarbonátu (z důvodu odlišnosti materiálů) byl použit tmel. V předním dolním rohu boční stěny byl umístěn otvor o průměru 9 mm sloužící jako vypouštěcí ventil, na který byla napojena PVC hadička o délce 800 mm.

Do aparátu byl po výrobě vložen kvádr čedičové minerální plsti, pocházející od společnosti Saint-Gobain. Tato hydrofilní plst' má hustotu  $100 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$  a sloužila jako sací médium. Výška plsti se odvíjí od umístění rysky na aparátu. Středky válečků, které se později při testování vkládají do aparátu na plst', musí být od rysky vzdáleny 10 cm (dojde k vytvoření podtlaku  $-1 \text{ kPa}$  – 10 cm vodního sloupce).



Obr. 18: Aparát pro měření retence vody.

#### 4.4.3 Měření retence vody

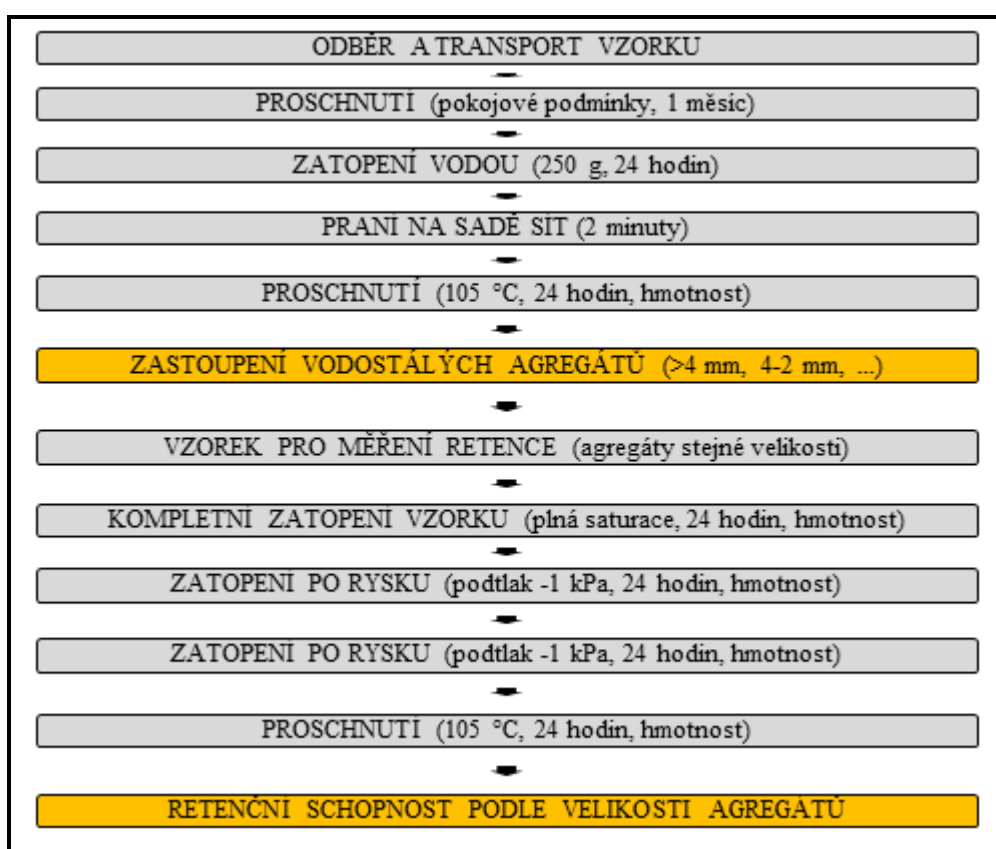
Připravené Kopeckého válečky naplněné agregáty různých velikostí byly umístěny do aparátu na čedičovou minerální plst'. Vrchním otvorem se následně začíná aparát plnit vodou. Plnění probíhá stékáním po stěnách, tak aby proud vody nezasáhl válečky, neboť by došlo k výraznému vyplavení hmoty. V první fázi měření musí hladina vystoupat až nad válečky (musí být zcela zatopeny – kompletní saturace). Těmto podmínkám jsou vzorky vystaveny po dobu 24 hodin. Následující den probíhalo vážení vzorků plně nasycených vodou a hodnoty hmotnosti byly zapsány. Po provedení záznamu a navrácení váleček do aparátu se pomocí výpustné hadičky sníží hladina na úroveň vyznačené rysky. V tomto stavu se vzorky opět ponechávají 24 hodin (obr. 19), zatímco jsou vystaveny podtlaku -1 kPa (10 cm vodního sloupce). Za tento čas z hrubých pórů odeče veškerá gravitační (volná) voda, kterou půda nedokáže nijak vázat a ta tudíž neodolá gravitační síle Země (její objem je v práci vyjádřen jako objemové procento gravitační vody – OPGV). Uvnitř váleček tak zůstává pouze obsah vody, označovaný jako kontejnerová kapacita (Dubský a Šrámek, 2008). Ta charakterizuje schopnost substrátu držet vodu. Při nesaturovaném stavu se uvnitř vzorku nachází kromě půdy a vody také vzduch (namísto gravitační vody), jehož objem může vyjadřovat volnou kapacitu, která může být např. v případě dalšího deště opět využita pro zachycení vody.



Obr. 19: Znárodnění hladiny vody (žlutá přerušovaná čára) v aparátu. (a) válečky kompletně zatopeny, (b) hladina vody na úrovni rysky.

Po uplynutí doby byly vzorky zváženy a hmotnosti poznamenány. Následovalo opětné vrácení válečků do aparátu a jejich ponechání stejným podmínkám (hladina vody v úrovni rysky) po dalších 24 hodin. Po jejich uplynutí byly válečky vyndány a naposledy zváženy ve vlhkém stavu. Následně byly umístěny na kovovou podložku a vloženy na 24 hodin do sušárny o vnitřní teplotě 105 °C. Po uplynutí stanovené doby byly vzorky vyňaty ze sušárny a byla zjištěna jejich hmotnost v suchém stavu.

Celková doba zjišťování těchto parametrů je tedy 96 hodin, během nichž se vzorky 4krát váží. Pro větší přehlednost průběhu celého procesu (včetně testování stability agregátů) bylo vytvořeno jednoduché schéma (obr. 20).



Obr. 20: Schéma postupu testování vzorku.

## **4.5 Zpracování dat**

Následující kapitola se zabývá metodikou sběru dat, jejich vyhodnocením a interpretací. Během samotného procesu testování a měření v laboratoři ÚISTOK byly veškeré údaje zapisovány do předem připravených formulářů. Většinu měření tvořilo vážení vzorků na dostupných laboratorních vahách, které udávají hmotnost s přesností na celé gramy.

### **4.5.1 Stabilita agregátů**

Po vyplnění formulářů k testování stability agregátů byly zjištěné hodnoty systematicky přepsány do počítačového programu Microsoft Excel, v němž byly následně vytvořeny vzorce, sloužící jako kontrola pro ručně vypočítané hodnoty z laboratoře. Mezi ně patří procentuální zastoupení jednotlivých velikostí stabilních agregátů (zaokrouhlené na 1 desetinné místo), které napomáhá snadnějšímu primárnímu porovnávání dat. Z důvodu malého vstupního souboru hodnot nebylo prováděno statistické vyhodnocení. Vzorek z každé lokality byl podroben testování stability agregátů celkem 6krát. Hodnoty zastoupení agregátů podle velikosti byly z těchto 6 měření zprůměrovány a tento výsledek byl dále použit při tvorbě grafických výstupů.

### **4.5.2 Retence vody**

Obdobně jako u stability byly i v případě měření retence vody veškeré zjištěné parametry zapisovány na připravené formuláře. Ihned po vážení byly vypočteny rozdíly hodnot hmotnosti vzorku v různých stádiích měření. Po přenesení do počítačového programu Microsoft Excel byly z jednotlivých hodnot odečteny hmotnosti válečku, textilie a gumičky, tudíž byly zjištěny hmotnosti samotných vzorků. Z důvodu požadované vyšší přehlednosti byly veškeré hmotnostní hodnoty převedeny na procenta, vztahená k hodnotě v sušárně vysušeného vzorku (100 %). Z hmotnosti uniklé gravitační vody (vypočtena jako rozdíl hmotností při saturaci a kontejnerové kapacitě) a celkového objemu válečku bylo pro každou velikost agregátů zjištěno objemové procento gravitační vody. U každé lokality bylo podle zastoupení jednotlivých frakcí vypočteno váženým průměrem celkové objemové procento gravitační vody. Z tohoto základu byly vytvářeny další závěry a grafická vyhodnocení.

## 5 VÝSLEDKY

V následujících podkapitolách budou podrobně popsány zjištěné poznatky, vložené do tabulek z počítačového programu Microsoft Excel. Ve všech případech bylo snahou vytvořit k tabulkám obrazové přílohy – grafy, které zajistí rychlejší orientaci ve výsledcích a jejich lepší a snazší pochopení.

### 5.1 Stabilita agregátů

Tato kapitola popisuje výsledky testu stability agregátů jejich praním po dobu 2 minut. Další podkapitoly jsou pro větší přehlednost rozděleny dle jednotlivých lokalit, na kterých byly půdní vzorky odebírány.

#### 5.1.1 Ořešín

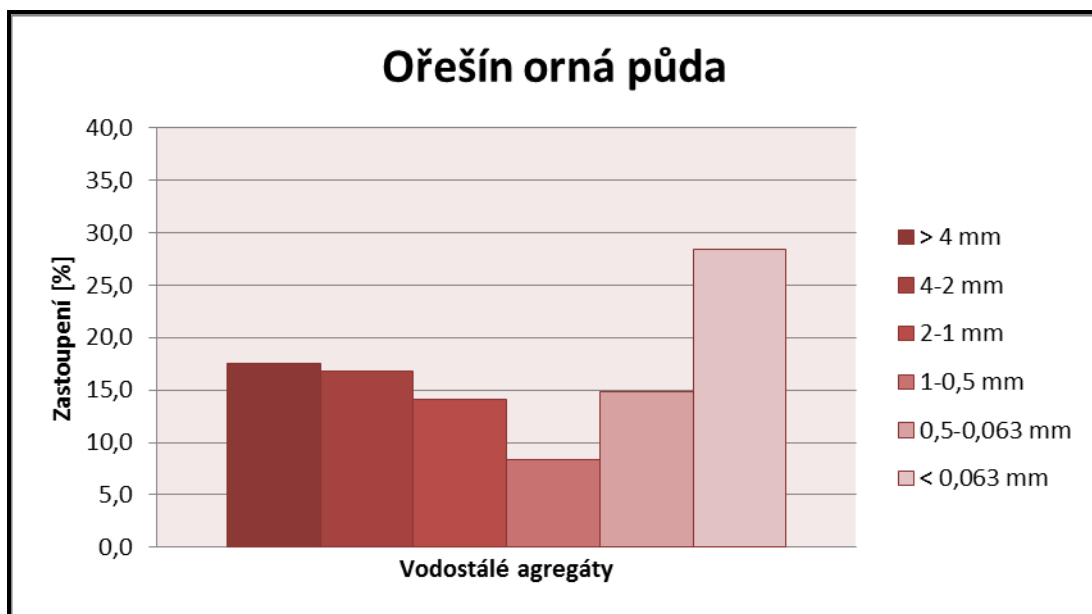
Tab. 3 znázorňuje údaje zapsané při testování stability agregátů praním v laboratoři ÚISTOK. Zapsané hmotnostní údaje byly doplněny procentuálním vyjádřením podílu dané velikosti vodostálých agregátů z celkové hmotnosti testovaného vzorku (250 g). Po ukončení sekce měření byl pro každou velikost agregátů vypočten aritmetický průměr, sloužící jako vstupní údaj pro tvorbu grafické dokumentace.

Tab. 3: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Ořešín orná půda.

Ořešín - orná půda													
Vzorek	1.		2.		3.		4.		5.		6.		$\bar{x}$
Velikost	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[%]
> 4 mm	48	19,2	51	20,4	46	18,4	45	18,0	45	18,0	27	10,8	17,5
4-2 mm	58	23,2	53	21,2	61	24,4	40	16,0	16	6,4	23	9,2	16,7
2-1 mm	33	13,2	33	13,2	48	19,2	45	18,0	26	10,4	27	10,8	14,1
1-0,5 mm	21	8,4	29	11,6	14	5,6	19	7,6	23	9,2	20	8,0	8,4
0,5-0,063 mm	24	9,6	20	8,0	13	5,2	34	13,6	64	25,6	68	27,2	14,9
< 0,063 mm	66	26,4	64	25,6	68	27,2	67	26,8	76	30,4	85	34,0	28,4
$\Sigma$	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>250</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>

Z obr. 21 je jasně patrné, že v případě orné půdy dosáhly největšího podílu nejjemnější částice o velikosti menší než 0,063 mm – 28,4 %. Vodostálé agregáty větších dimenzí v tomto případě viditelně nevstupují do popředí, jako je tomu u ostatních lokalit. Největší agregáty zastupují pouhých 17,5 % celkové hmotnosti vzorku a obdobně jsou na tom agregáty velikosti 4–2 mm, které zaujaly 16,7 %.



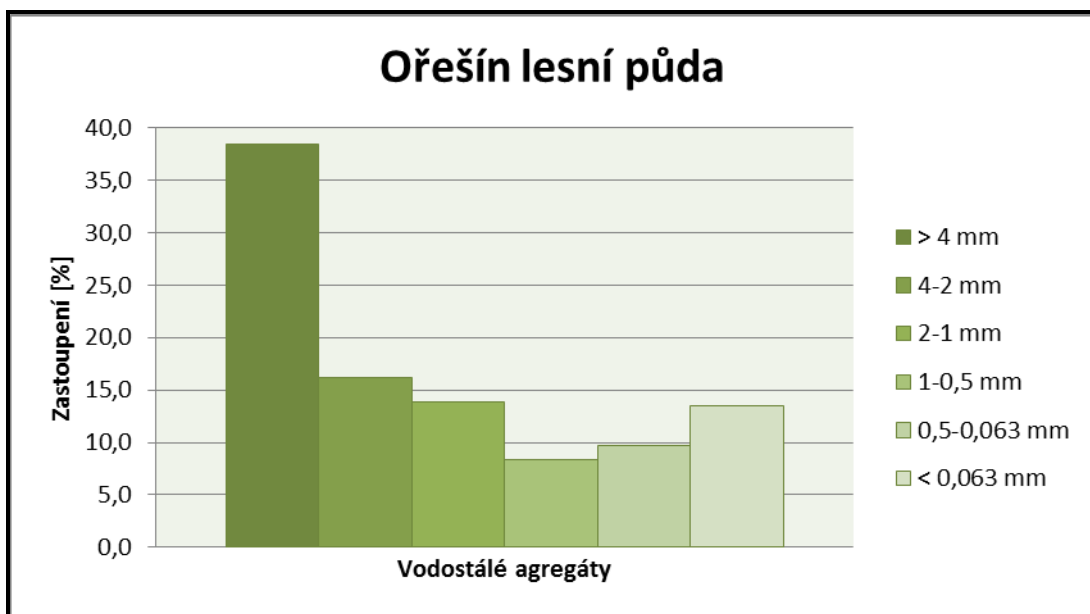


Obr. 21: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Ořešín orná půda.

Tab. 4 vyjadřuje obdobně jako tab. 3 údaje získané testováním stability agregátů praním, v tomto případě však pro lokalitu Ořešín lesní půda. Na obr. 22, vycházejícího z hodnot v tab. 4 je na první pohled patrné převažující zastoupení vodostálých agregátů největší velikosti (> 4 mm), které dosahují hodnoty 38,5 %. Druhý největší podíl zastoupení (16,2 %) obsadily agregáty velikosti 4–2 mm, a třetí (13,8 %) agregáty velikosti 2–1 mm. Agregáty menších velikostí (1–0,063 mm) v tomto vzorku zastupují celkový podíl 18,1 %. Nejmenější částice (menší než 0,063 mm) dosahují v případě této lokality podílu 13,5 % z celkových 250 g původního vzorku.

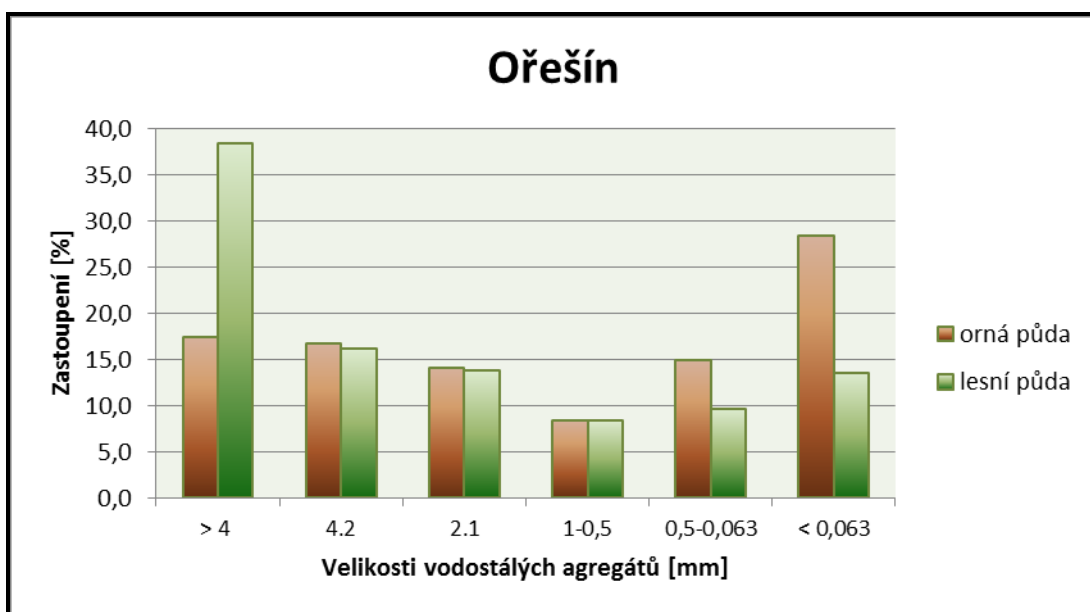
Tab. 4: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Ořešín lesní půda.

Ořešín - lesní půda													
Vzorek	1.		2.		3.		4.		5.		6.		$\bar{x}$
Velikost	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[%]
> 4 mm	48	19,2	56	22,4	118	47,2	86	34,4	107	42,8	162	64,8	38,5
4-2 mm	59	23,6	57	22,8	30	12,0	40	16,0	37	14,8	20	8,0	16,2
2-1 mm	45	18,0	36	14,4	23	9,2	54	21,6	35	14,0	14	5,6	13,8
1-0,5 mm	45	18,0	30	12,0	1	0,2	17	6,8	16	6,4	17	6,8	8,4
0,5-0,063 mm	19	7,6	19	7,6	28	11,2	23	9,2	32	12,8	24	9,6	9,7
< 0,063 mm	34	13,6	52	20,8	51	20,2	30	12,0	23	9,2	13	5,2	13,5
$\Sigma$	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	100,0



Obr. 22: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Ořešín lesní půda.

Obr. 23 vykresluje porovnání zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na jednotlivých lokalitách odběru v Ořešíně – orné a lesní půdě. Z grafu je patrný jednoznačný rozdíl v zastoupení agregátů. Datové řady jsou vzájemně přímo asymetrické, neboť v případě orné půdy je zastoupení vodostálých agregátů poměrně nízké a značně jej převažuje podíl nejmenějších částic (28,4 %). Naopak v datové řadě lesní půdy je viditelná dominance agregátů a to zejména těch o největší velikosti, které zaujímají 38,5 % podílu z celkové hmotnosti vzorku.



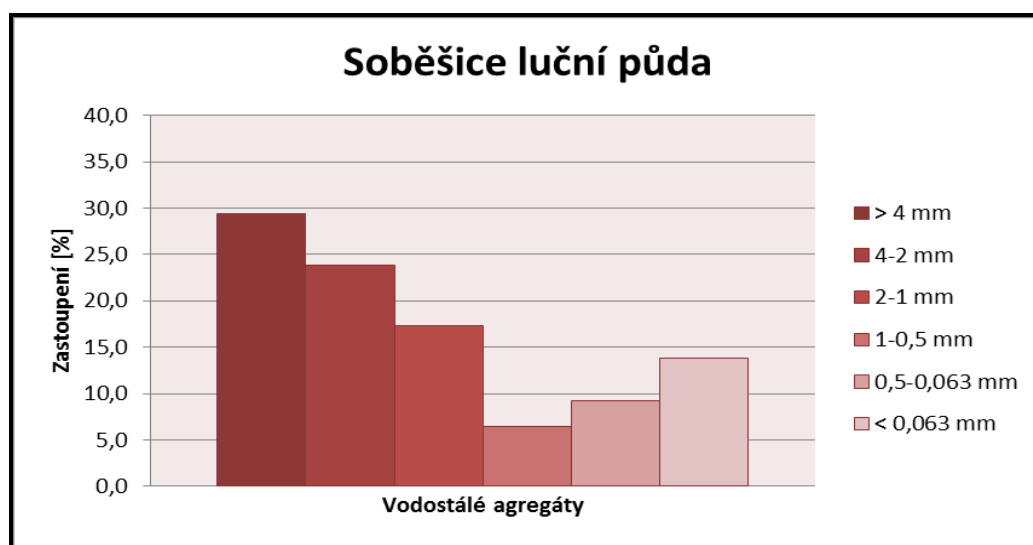
Obr. 23: Porovnání zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitách Ořešín orná půda a Ořešín lesní půda.

## 5.1.2 Soběšice

Tato kapitola obsahuje stejnou problematiku a postupy jako kapitola 5.1.1, tentokrát se však zabývá údaji, zjištěnými z testování vzorků z lokalit Soběšice luční půda a Soběšice lesní půda. Z tab. 5, obsahující údaje získané testováním vzorku z lokality Soběšice luční půda, lze na první pohled rozeznat dominanci v zastoupení mocnějších vodostálých agregátů. Největší podíl obsadily agregáty o velikosti větší než 4 mm a to sice 29,4 %. Druhé největší zastoupení (23,8 %) obsadily agregáty o velikostech 4–2 mm. Třetí největší podíl, zaujímající 17,3 % měly o stupeň menší agregáty (obr. 24). Klasicky nejnižší podíly patřily agregátům o velikostech od 1 do 0,063 mm, které celkem zastoupily 15,8 %. Frakce nejjemnějších částic v tomto případě dosáhla k 13,8 %.

Tab. 5: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Soběšice luční půda.

Soběšice - luční půda													
Vzorek	1.		2.		3.		4.		5.		6.		$\bar{x}$
Velikost	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[%]
> 4 mm	87	34,8	69	27,6	67	26,8	76	30,4	86	34,4	56	22,4	29,4
4-2 mm	28	11,2	35	14,0	44	17,6	85	34,0	63	25,2	102	40,8	23,8
2-1 mm	60	24,0	50	20,0	60	24,0	25	10,0	35	14,0	29	11,6	17,3
1-0,5 mm	9	3,6	32	12,8	13	5,2	7	2,8	11	4,4	25	10,0	6,5
0,5-0,063 mm	29	11,6	17	6,8	32	12,8	26	10,4	25	10,0	10	4,0	9,3
< 0,063 mm	37	14,8	47	18,8	34	13,6	31	12,4	30	12,0	28	11,2	13,8
$\Sigma$	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	100,0

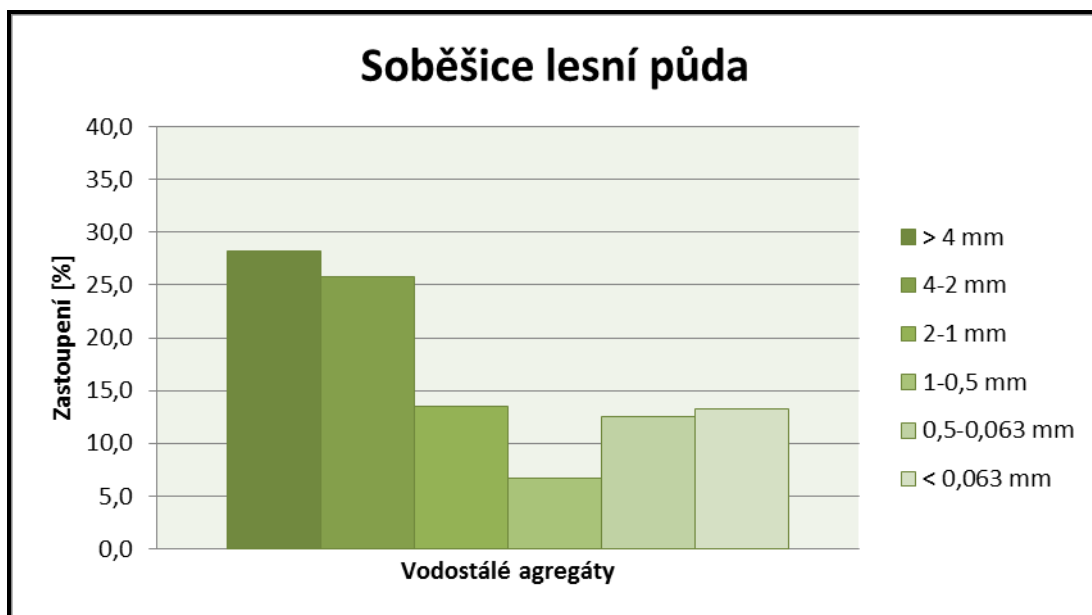


Obr. 24: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Soběšice luční půda.

Tab. 6 znázorňuje údaje získané testováním stability agregátů vzorku odebraného z lokality Soběšice lesní půda. Dominantní podíly zaujaly vodostálé agregáty o velikosti nad 4 mm (28,3 %) a těsně je následovaly agregáty velikosti 4–2 mm zastupující 25,8 % z celkové hmotnosti vzorku (obr. 25). Ostatní třídy velikostí jsou zastoupeny obdobnými podíly, přesněji velikost agregátů 2–1 mm (13,5 %), 0,5–0,063 mm (12,5 %). Nejjemnější částice (< 0,063 mm) zastupují podíl o velikosti 13,2 %. Výjimkou jsou agregáty o velikostech 1–0,5 mm, které zaujímají podíl pouze 6,7 %.

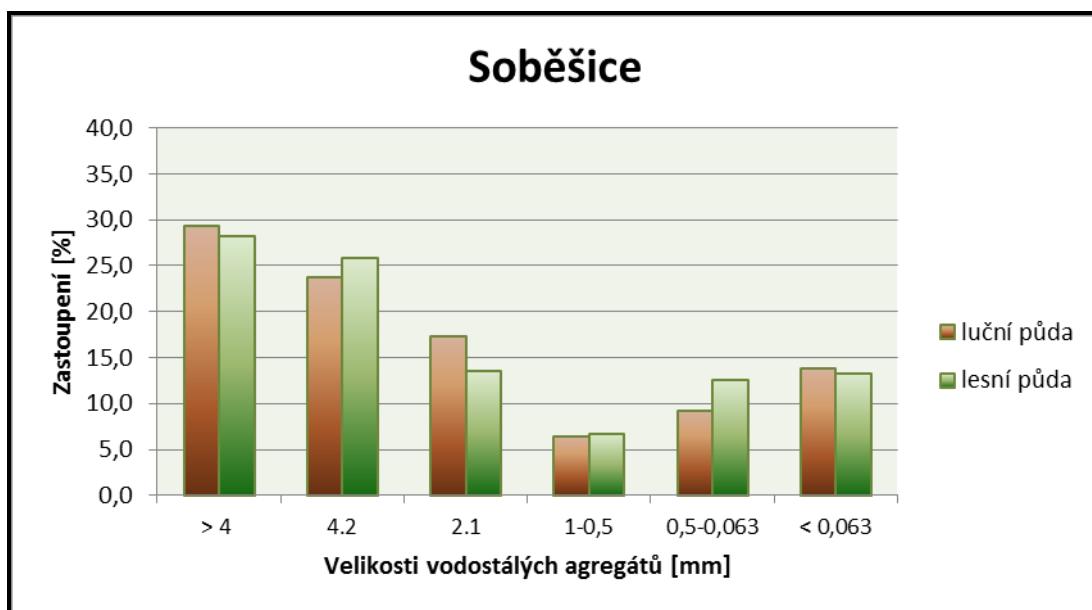
Tab. 6: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Soběšice lesní půda.

Soběšice - lesní půda													
Vzorek	1.		2.		3.		4.		5.		6.		$\bar{x}$
Velikost	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[%]
> 4 mm	18	7,2	65	26,0	70	28,0	88	35,2	78	31,2	105	42,0	28,3
4-2 mm	40	16,0	72	28,8	65	26,0	79	31,6	63	25,2	68	27,2	25,8
2-1 mm	41	16,4	36	14,4	30	12,0	26	10,4	41	16,4	29	11,6	13,5
1-0,5 mm	43	17,2	18	7,2	10	4,0	7	2,8	13	5,2	9	3,6	6,7
0,5-0,063 mm	58	23,2	35	14,0	27	10,8	25	10,0	24	9,6	19	7,6	12,5
< 0,063 mm	50	20,0	24	9,6	48	19,2	25	10,0	31	12,4	20	8,0	13,2
$\Sigma$	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	250	100,0	100,0



Obr. 25: Zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitě Soběšice lesní půda.

Obr. 26 znázorňuje porovnání zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na jednotlivých lokalitách odběru v Soběšicích – luční a lesní půdě. Z grafu je patrná vysoká podobnost v zastoupení agregátů. Většina velikostních tříd je u obou lokalit hodnotami velmi blízká. Nejvýznamnější rozdíly byly zjištěny u agregátů velikosti 2–1 mm (3,7 %). Další rozdíl byl zaznamenán u agregátů velikostí 0,5–0,063 mm (3,3 %) a 4–2 mm (2 %). Rozdíly u ostatních tříd jsou méně výrazné (do 1 %).



Obr. 26: Porovnání zastoupení vodostálých agregátů podle velikosti na lokalitách Soběšice luční půda a Soběšice lesní půda.

## 5.2 Retence vody

Tato kapitola popisuje výsledky práce s aparátem pro měření retence vody v půdách. Další podkapitoly jsou pro větší přehlednost rozděleny dle jednotlivých lokalit, na kterých byly půdní vzorky odebírány.

Tab. 7, 9, 11, 13 znázorňují údaje získané měřením retence vody ve vodostálých agregátech, získaných ze vzorků odebraných na lokalitách Ořešín a Soběšice. Retenční schopnosti byly členěny dle velikosti zastoupených agregátů. Do tabulek byly zaznamenány hmotnosti vzorků v jednotlivých fázích měření (kompletní saturace – hmotnost S, kontejnerová kapacita po 24 hodinách – hmotnost KK1, kontejnerová kapacita po 48 hodinách – KK2, prosušení v sušárně – hmotnost P) a s tím spojené rozdíly mezi těmito hodnotami. Dále byly hodnoty přepočteny a uvedeny

v hmotnostních procentech vztažených k hmotnostem prosušených vzorků (100 %). Tabulky v posledním řádku udávají hodnoty objemových procent gravitační vody (OPGV) v jednotlivých velikostech agregátů.

Tab. 8, 10, 12, 14 vyjadřují objemové procenta gravitační vody na jednotlivých lokalitách podle velikosti vodostálých agregátů a jejich procentuálního zastoupení. V posledním řádku informují o váženém průměru z dílčích hodnot objemových procent.

### 5.2.1 Ořešín

Tab. 7 vyjadřuje hodnoty získané testováním vzorků z lokality Ořešín orná půda. Největší hodnoty objemového procenta gravitační vody (OPGV) byly spojeny s vodostálými agregáty o velikosti nad 4 mm – 18 %. 15 % shodně reprezentovaly agregáty velikostí 4–2 a 0,5–0,063 mm. Menší hodnoty (12 %) byly vypočteny u agregátů 1–0,5 mm a vůbec nejmenší (11 %) u 2–1 mm.

Tab. 7: Retenční schopnosti lokality Ořešín orná půda podle velikosti vodostálých agregátů.

Ořešín orná půda										
Velikost vodostálých agregátů [mm]	> 4		4-2		2-1		1-0,5		0,5-0,063	
	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]
Hmotnost S	225	173,1	160	175,8	152	163,4	165	175,5	179	170,5
Hmotnost KK1	199	153,1	137	150,5	141	151,6	153	162,8	164	156,2
Hmotnost KK2	199	153,1	137	150,5	140	150,5	152	161,7	163	155,2
Hmotnost P	130	100,0	91	100,0	93	100,0	94	100,0	105	100,0
Hmotnost S-KK1	26	20,0	23	25,3	11	11,8	12	12,8	15	14,3
Hmotnost KK1-KK2	0	0,0	0	0,0	1	1,1	1	1,1	1	1,0
Hmotnost KK1-P	69	53,1	46	50,5	48	51,6	59	62,8	59	56,2
<b>OPGV</b>	18 %		15 %		11 %		12 %		15 %	

Tab. 8 informuje o výsledné hodnotě váženého průměru objemového procenta gravitační vody na lokalitě Ořešín orná půda. Tato hodnota dosáhla k 14,6 %.

Tab. 8: Výsledné objemové procento gravitační vody (OPGV) na lokalitě Ořešín orná půda.

Vodostálé agregáty - Ořešín orná půda		
Velikost	Zastoupení [%]	OPGV [%]
> 4 mm	17,5	18
4-2 mm	16,7	15
2-1 mm	14,1	11
1-0,5 mm	8,4	12
0,5-0,063 mm	14,9	15
Vážený průměr OPGV [%]		14,6

Tab. 9 vyjadřuje hodnoty získané testováním vzorků z lokality Ořešín lesní půda. Největší hodnoty objemového procenta gravitační vody (OPGV) byly spojeny s vodostálými agregáty o velikosti nad 4 mm – 21 %. Druhé nejvyšší hodnoty (18 %) dosahují agregáty velikosti 4–2 mm. Nejmenší (9 %) objemová hmotnost byla spojena s agregáty velikosti 1–0,5 mm. Agregáty velikostí 2–1 a 0,5–0,063 mm dosáhly hodnot 12 a 13 %.

Tab. 9: Retenční schopnosti lokality Ořešín lesní půda podle velikosti vodostálých agregátů.

Ořešín lesní půda										
Velikost vodostálých agregátů [mm]	> 4		4-2		2-1		1-0,5		0,5-0,063	
	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]
Hmotnost S	193	196,9	201	191,4	217	195,5	123	198,4	156	192,6
Hmotnost KK1	162	165,3	174	165,7	199	179,3	115	185,5	143	176,5
Hmotnost KK2	162	165,3	174	165,7	199	179,3	114	183,9	143	176,5
Hmotnost P	98	100,0	105	100,0	111	100,0	62	100,0	81	100,0
Hmotnost S-KK1	31	31,6	27	25,7	18	16,2	8	12,9	13	16,0
Hmotnost KK1-KK2	0	0,0	0	0,0	0	0,0	1	1,6	0	0,0
Hmotnost KK1-P	64	65,3	69	65,7	88	79,3	53	85,5	62	76,5
OPGV	21 %		18 %		12 %		9 %		13 %	

Tab. 10 informuje o výsledné hodnotě váženého průměru objemového procenta gravitační vody na lokalitě Ořešín lesní půda. Tato hodnota dosáhla k 16,9 %.

Tab. 10: Výsledné objemové procento gravitační vody (OPGV) na lokalitě Ořešín lesní půda.

Vodostálé agregáty - Ořešín lesní půda		
Velikost	Zastoupení [%]	OPGV [%]
> 4 mm	38,5	21
4-2 mm	16,2	18
2-1 mm	13,8	12
1-0,5 mm	8,4	9
0,5-0,063 mm	9,7	13
Vážený průměr OPGV [%]		16,9

### 5.2.2 Soběšice

Tab. 11 vyjadřuje hodnoty získané testováním vzorků z lokality Soběšice luční půda. Největší hodnoty objemového procenta gravitační vody (OPGV) byly spojeny s vodostálými agregáty o velikosti nad 4 mm – 19 %. Druhé nejvyšší hodnoty (15 %) dosahují agregáty velikosti 4–2 mm. Nejmenší (12 %) objemová hmotnost byla spojena s agregáty velikosti 2–1 mm. Zbylé velikosti (1–0,5 a 0,5–0,063 mm) dosáhly shodně 13 %.

Tab. 11: Retenční schopnosti lokality Soběšice luční půda podle velikosti vodostálých agregátů.

Soběšice luční půda										
Velikost vodostálých agregátů [mm]	> 4		4-2		2-1		1-0,5		0,5-0,063	
	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]
Hmotnost S	233	172,6	246	169,7	154	171,1	178	166,4	183	160,5
Hmotnost KK1	204	151,1	224	154,5	142	157,8	165	154,2	169	148,2
Hmotnost KK2	203	150,4	223	153,8	140	155,6	164	153,3	169	148,2
Hmotnost P	135	100,0	145	100,0	90	100,0	107	100,0	114	100,0
Hmotnost S-KK1	29	21,5	22	15,2	12	13,3	13	12,1	14	12,3
Hmotnost KK1-KK2	1	0,7	1	0,7	2	2,2	1	0,9	0	0,0
Hmotnost KK1-P	69	51,1	79	54,5	52	57,8	58	54,2	55	48,2
OPGV	19 %		15 %		12 %		13 %		13 %	

Tab. 12 informuje o výsledné hodnotě váženého průměru objemového procenta gravitační vody na lokalitě Soběšice luční půda. Tato hodnota dosáhla k 15,4 %.



Tab. 12: Výsledné objemové procento gravitační vody (OPGV) na lokalitě Soběšice luční půda.

Vodostálé agregáty - Soběšice luční půda		
Velikost	Zastoupení [%]	OPGV [%]
> 4 mm	29,4	19
4-2 mm	23,8	15
2-1 mm	17,3	12
1-0,5 mm	6,5	13
0,5-0,063 mm	9,3	13
<b>Vážený průměr OPGV [%]</b>		<b>15,4</b>

Tab. 13 vyjadřuje hodnoty získané testováním vzorků z lokality Soběšice lesní půda. Největší hodnoty objemového procenta gravitační vody (OPGV) byly spojeny s vodostálými agregáty o velikosti 4–2 mm – 20 %. Druhé nejvyšší hodnoty (19 %) dosahují agregáty velikosti nad 4 mm. Menší agregáty (2–1 mm) byly zastoupeny hodnotou 13 %, zatímco agregáty velikosti 1–0,5 mm hodnotou 11 %. Nejmenší (9 %) objemová hmotnost byla spojena s agregáty velikosti 0,5–0,063 mm.

Tab. 13: Retenční schopnosti lokality Soběšice lesní půda podle velikosti vodostálých agregátů.

Soběšice lesní půda										
Velikost vodostálých agregátů [mm]	> 4		4-2		2-1		1-0,5		0,5-0,063	
	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]	[g]	[%]
Hmotnost S	206	164,8	229	165,9	233	160,7	153	168,1	169	167,3
Hmotnost KK1	178	142,4	200	144,9	214	147,6	143	157,1	160	158,4
Hmotnost KK2	177	141,6	198	143,5	213	146,9	141	154,9	160	158,4
Hmotnost P	125	100,0	138	100,0	145	100,0	91	100,0	101	100,0
Hmotnost S-KK1	28	22,4	29	21,0	19	13,1	10	11,0	9	8,9
Hmotnost KK1-KK2	1	0,8	2	1,4	1	0,7	2	2,2	0	0,0
Hmotnost KK1-P	53	42,4	62	44,9	69	47,6	52	57,1	59	58,4
<b>OPGV</b>	19 %		20 %		13 %		11 %		9 %	

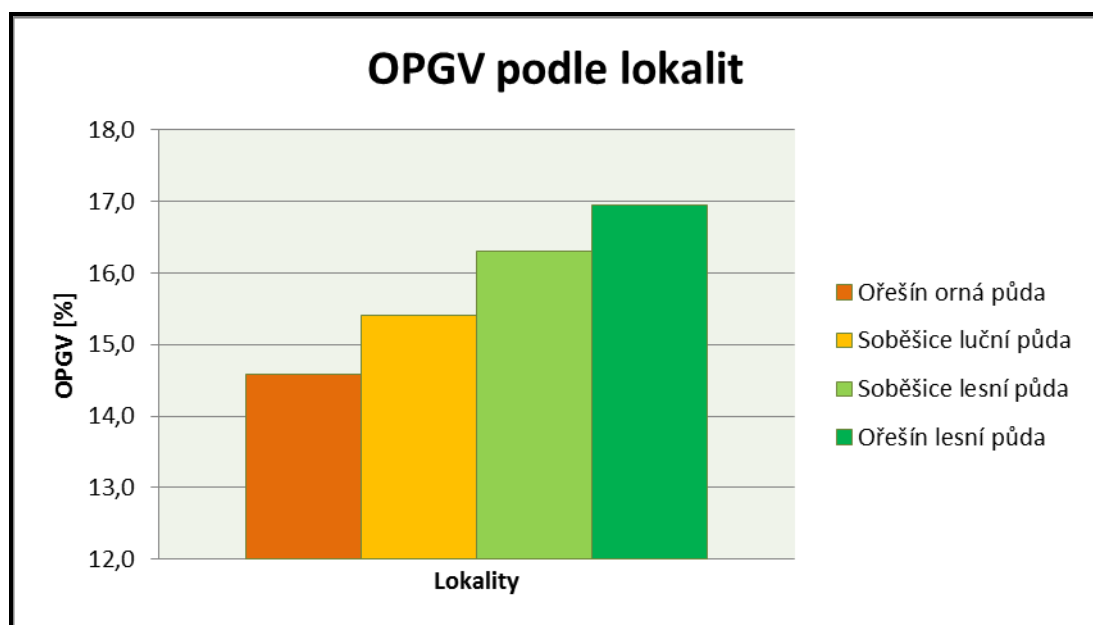
Tab. 14 informuje o výsledné hodnotě váženého průměru objemového procenta gravitační vody na lokalitě Soběšice lesní půda. Tato hodnota dosáhla k 16,3 %.

Tab. 14: Výsledné objemové procento gravitační vody (OPGV) na lokalitě Soběšice lesní půda.

Vodostálé agregáty - Soběšice lesní půda		
Velikost	Zastoupení [%]	OPGV [%]
> 4 mm	28,3	19
4-2 mm	25,8	20
2-1 mm	13,5	13
1-0,5 mm	6,7	11
0,5-0,063 mm	12,5	9
Vážený průměr OPGV [%]		<b>16,3</b>

### 5.2.3 Modelový stav retence

Obr. 27 znázorňuje průměrné hodnoty objemových procent gravitační vody (OPGV) podle jednotlivých lokalit (jejich modelový stav, nikoliv přirozený). Je jasně patrné, že vyšší hodnoty zauímají půdy odebrané v lesích. Nejvyšší hodnotu (16,9 %) zaujal vzorek odebraný na lokalitě Ořešín lesní půda. Druhá nejvyšší (16,3 %) byla identifikována na lokalitě Soběšice lesní půda. Odběr z luční půdy v Soběšicích vykázal úroveň objemového procenta gravitační vody rovnu 15,4 %. Nejnižší hodnota je spjata s ornou půdou získanou v Ořešíně – 14,6 %.



Obr. 27: Srovnání objemových procent gravitační vody (OPGV) podle jednotlivých lokalit.

## 6 DISKUSE

Základním zjištěním části věnované testování vodostálých půdních agregátů bylo značně odlišné rozložení procentuálního zastoupení velikostí agregátů z jedné lokality. Jelikož vzorky pocházely ze stejných půdních podmínek, byly rozdíly zdůvodněny odlišným hospodářským využitím jednotlivých lokalit (míst odběrů vzorků). V této práci byly uvažovány 3 odlišné typy obhospodařování – lesní porost, orná půda a trvalý travní porost.

Tyto velmi odlišné způsoby využití půd byly vybrány záměrně a to z důvodu očekávání kontrastnějších výsledků. Odborná literatura zabývající se problematikou struktury půdy a s tím spojenou vodostálostí agregátů většinou srovnává daleko bližší způsoby obhospodařování lišící se osevními postupy, hnojením, zpracováním půdy, apod. Javůrek a Vach (2006) např. zdokumentovali nárůst vodostálých agregátů při víceletém využívání půdoochranných technologií (přímé setí bez zpracování půdy) vůči zpracování půdy konvenčními způsoby. Amezkét (1999) ve své práci porovnává vztah mezi agregátovou stabilitou a různými způsoby obdělávání půdy. Došel k závěru, že významné rozdíly v agregátové stabilitě se nacházejí mezi organickým a konvenčním způsobem – stabilita byla u organického nejstálější, zatímco u konvenčního naopak nejlabilnější. Půdy vystavené frekventované intenzivní kultivaci trpí zhoršením struktury, což se projevuje na snížení stability agregátů (Tisdall a kol., 1978). Orba nepřímo působí na stabilitu půdních agregátů jejím vlivem na půdní vlhkost, přerozdělení půdní organické hmoty a mikrobiální aktivity, složení půdního roztoku, populaci půdní fauny. Carter (1994) zdůrazňuje fakt, že intenzivní orba může způsobit nadměrné zhutnění půdy (nízkou strukturu) – zejména při vyšší vlhkosti. Oades (1993) dospěl k závěru, že při kultivaci dochází k narušení souvislosti biopórů jejich odříznutím pluhem – takovéto póry dále nepřenášejí volnou vodu. Orba samozřejmě narušuje habitat větších organismů a může snižovat jejich počty. Aby byla zachována udržitelnost, musí se při orbě přihlížet ke klimatickým faktorům a půdnímu typu.

Pěstované rostliny významně ovlivňují půdní strukturu, aktivitu půdních organismů, odběr živin z půdy, vodní režim aj. Kováč a kol. (2003) vytvořili pořadí plodin ovlivňujících strukturu následovně: víceleté píce (bobovité) – luskoviny – ozimé obilniny – kukuřice – jarní obilniny – brambory – kořenová zelenina – cukrovka –

krmná řepa. Graham a kol. (1995) zdůraznil, že rostlinné druhy přispívají k půdní agregaci různě díky odlišnostem kořenových parametrů, kvalitou a kvantitou vkládané organické hmoty, nebo spojením s mesofaunálními a mikrobiálními rozkladači. Schéma rostoucí stability agregátů vypadá podle nich takto: půda ležící ladem – monokultury na orné půdě – plodiny v rotaci na orné půdě – pastviny a pícniny – panenské půdy. Košík (1987) také zmiňoval pozitivní vliv vojtěšky a luskovin na vodostálé půdní agregáty.

Lesní půdy podle Šályho (1978) nepodléhají tak velkým změnám struktury jako půdy zemědělské, protože je obvykle člověk mechanicky neporušuje. Nevysychají tolik a porost s nadložním humusem je chrání před destruktivní činností dopadajících dešťových kapek.

Výše uvedené poznatky lze tedy shrnout do tvrzení, že s rostoucí intenzitou obhospodařování klesá podíl větších vodostálých agregátů a převažují jemnější. To bylo dokázáno i v této práci při testování agregátů praním na sítěch. Jejich nejnižší zastoupení bylo totiž zjištěno u vzorku z lokality Ořešín orná půda – tedy místa podléhajícího každoroční úpravě svrchní půdní vrstvy. Toto zjištění ostře kontrastuje s faktem, že na 40 metrů vzdálené lokalitě Ořešín lesní půda byl odebrán a testován vzorek, který v rámci diplomové práce zaujal vůbec nejvyšším podílem největších vodostálých agregátů (> 4 mm) – 38,5 %. Vliv intenzity obdělávání byl tedy zřejmý. Takto vysokého kontrastu však nebylo a ani nemůže být docíleno v případě porovnání lokalit lesních a travních. Procentuální podíl zastoupení vodostálých agregátů podle jejich velikosti byl totiž u vzorků Soběšice luční půda a Soběšice lesní půda značně podobný. V případě agregátů největší velikosti byla hodnota z luční půdy dokonce o 1,1 % vyšší, než tomu bylo u půdy lesní.

Němeček (1981) považuje za dobu optimálního stavu půdní struktury jaro (po promrznutí). Tento stav nazývá mrazovou dospělostí půdy a je třeba jej nepoškodit zahájením přípravy půdy, pokud její povrch ještě není dostatečně oschlý. Hlušičková a Lhotský (1994) naopak tvrdí, že je stabilita půdní struktury vyšší v pozdním létě a na podzim (díky stimulované činnosti mikroorganismů) a nejnižší bývá v předjaří (nízká teplota, málo lehce rozložitelné hmoty, přesycení půdy vodou, negativní vliv odtékajícího sněhu).

Bartlová (2013) ve své disertační práci poukázala na spojitost mezi zastoupením vodostálých půdních agregátů a výnosem plodin. Tento vztah byl potvrzen u zpracování půdy tzv. minimalizací (nižší intenzita), kdy s rostoucí vodostálostí rostl i výnos sledovaných plodin. Zpracování půdy klasickou orbou, která působí vysoce intenzivně, však spojitost vodostálosti a výnosu nepotvrdil.

Cílem práce bylo posoudit vliv složení půdních agregátů (jejich velikost a vodostálost) na retenci vody ve svrchních vrstvách půdy (25 cm) a to jak ovlivňují utváření odtoku zejména při extrémním dešti. Jelikož z lokalit odebraná půda nebyla vystavena testování ve svém přirozeném stavu, ale až po rozčlenění na agregáty (stav uměle vytvořený), jsou hodnoty uvedené ve výsledcích modelové. Předpokladem bylo, že výsledky jednotlivých lokalit budou kontrastní podobně jako v případě testování stability agregátů. Tento předpoklad se však v modelové situaci vyplnil pouze částečně. Stejně jako v případě zastoupení vodostálých agregátů byly výsledky u lesních a lučních půd vyšší než u půdy orné, ale výsledný rozdíl nebyl tak markantní. Hlavním výstupem druhé části měření byla hodnota objemového procenta gravitační vody jednotlivých velikostí vodostálých agregátů a jejich průměrná hodnota, která by se měla blížit hodnotě skutečné – v přirozeném stavu (tzn. voda, která odtekla za 24 hodin po plné saturaci při sacím tlaku -1 kPa). V dalších studiích navazujících na tuto diplomovou práci by proto měly být z důvodů porovnání a ověření odebírány na každé lokalitě také vzorky neporušené půdy (Kopeckého válečky).

Při srovnání objemového procenta gravitační vody vzorků vodostálých agregátů o velikosti 4–2 mm, u kterých na rozdíl od největších (> 4 mm) existuje jistota pevných hranic jejich rozměrů, bylo zjištěno, že vzorek z lokality Ořešín orná půda vykazuje hodnotu 15 %, zatímco z půdy lesní 18 %. Obdobná situace nastala i u lokality Soběšice, kde lesní půda rovněž nabyla vyšší hodnoty (20 %) než půda luční (15 %). Nejvyšší rozdíl (2,3 %) průměrného objemového procenta gravitační vody byl zaznamenán mezi půdou lesní a ornou a to na lokalitě Ořešín. V případě Soběšic dosáhla vyšší hodnoty také půda lesní, ale ve srovnání s půdou luční to bylo pouhých 0,9 %. Tyto na první pohled nízké rozdíly však mohou přece jenom poskytnout určité zvýhodnění půd s vyšším zastoupením vodostálých agregátů (zvláště těch s většími rozměry). Jejich výskyt je totiž spojen s větší pórovitostí, tím pádem také schopností rychlejšího průtoku vody profilem. Při přepočtu získaných hodnot na plochu 1 m<sup>2</sup>

svrchní vrstvy půdy (25 cm) bylo zjištěno modelové množství vody, které se z tohoto objemu ( $0,25 \text{ m}^3$ ) při nízkém sacím tlaku uvolní za 24 hodin. Jelikož se jedná o množství vody v litrech na  $1 \text{ m}^2$ , může být vyjádřeno jednoduše jako úhrn (mm) srážek. Při modelové situaci by tedy svrchní vrstvy půdy (do 25 cm) byly schopné pojmout po předchozím nasycení dešťovou srážku do úhrnu 37 mm (Ořešín orná půda), 39 mm (Soběšice luční půda), 41 a 42 mm (lesní půda Soběšice a Ořešín), aniž by došlo k povrchovému odtoku vody.

Lichner a kol. (2004) uvedli, že při nadbytku srážkové vody nad jejím odběrem transpirací, zaplňuje voda půdu až do okamžiku, kdy objem akumulované vody překročí určitou horní hranici. Pak dojde k náhlému odtoku velkého množství vody do podloží. Tím se nastartuje perkolační – promyvná fáze, v níž většina srážkové vody protéká půdou do podloží, aniž by byla v půdě zdržena. Trvání perkolační fáze je závislé na srážkové činnosti a na objemu vody v půdě při jejím nastartování a může trvat od několika hodin po několik dnů či týdnů.

Nejvíce pozornosti vždy budily účinky lesů za přívalových srážek. Tyto deště mají velkou intenzitu, ale krátké trvání – i takovéto srážky však obvykle lesní půda přijme infiltrací, nebyla-li poškozena. Podle Krečmera a kol. (2003) se na zdravé, nepoškozené lesní půdě nevytváří rychlý, erozně účinný povrchový odtok, protože za ideálních podmínek půda uplatní retenční kapacitu o objemu 80–125 mm (v běžných případech podle reálného stavu půdy na lokalitě 40–60 mm). Je to 5–9 krát více než u půd zemědělských díky struktuře zdravé lesní půdy, jejímu objemu nekapilárních pórů (drenážní pórovitost) a intenzitě infiltrace, která zejména v povrchové vrstvě půdy mnohonásobně překračuje možné intenzity srážek. Lesní půda tak může snižovat objem velkých vod na malých tocích až na  $\frac{1}{4}$  i za méně příznivých půdních poměrů.

Rozdíl retenční schopnosti nemusí být způsoben pouze samovolným vyprazdňováním vody z půdního profilu, ale může být v přirozených podmínkách umocněn transpirací a intercepcí rostlin. Svrchní vrstva půdy bývá bohatě prokořeněna, a pokud je např. orná půda část roku ponechána bez vegetace (nulový odběr vody rostlinami), nemůže pak napomáhat s růstem retenční kapacity. Přímý vliv vegetačního krytu na infiltraci dokázali např. Vanderlinden a kol. (1998), kteří srovnávali půdně fyzikální parametry půd v sadu na plochách pod korunami stromů a mimo koruny. Pod korunami bylo zjištěno větší zastoupení pórů s větším poloměrem, větší retence vody a

vyšší hodnoty saturované vodivosti. Kantor (1995) se ve své práci zabýval intercepcí lesních porostů, a došel ke zjištění, že se její hodnoty mezi listnatými a jehličnatými porosty velmi liší. V širokém průměru se např. zadrželo a později vypařilo v zapojených smrkových porostech 25–41 % ročních srážek, v bukových porostech pouze 8–22 %. Výrazně nižší ztráty srážkové vody celkovou intercepcí listnatých porostů vysvětloval jejich bezlistým stavem v mimovegetačních obdobích, nízkou skropnou kapacitou a zpravidla významným stokem po kmenech stromů.

Lichner a kol. (2004) prováděli tenzometrický monitoring vodního režimu půd na polním a lučním stanovišti a došli k závěru, že retenční kapacita se pohybuje v rozmezí 60–90 mm. V tomto rozmezí se podle autorů pohybují hodnoty v Krkonoších, Jizerských horách a Novobystřické pahorkatině z důvodu převládajícího půdního pokryvu hor a vysočin. Schopnost lesních půd přijímat a zadržovat vodu je do značné míry ovlivněna mocností a kvalitou materiálu organického horizontu. Podle Sáňky a Materny (2004) se množství vody zadržované v silnějších vrstvách surového humusu v horských oblastech pohybuje řádově v  $102 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ .

Na zemědělských půdách se jako projev degradace nebo poškození přívalovými srážkami (často kombinací obojího) může vytvářet půdní krusta. Thierfelder a kol. (2005) např. zjistili, že intenzivní organické hnojení a intenzivní orba vedly k vytváření krusty a v návaznosti na to nižší infiltraci. Damodhara a kol. (2012) ověřili, že vlivem kinetické energie dešťových kapek dochází k rozmělnění půdních agregátů a k vymývání jemných půdních částic, které následně mohou ucpávat makropóry. I když za dlouhotrvajících, silných regionálních dešťů dojde po desítkách hodin k naplnění vodní kapacity lesních ekosystémů, les podle Krečmera a kol. (2003) ve srážkoodtokovém procesu působí i potom lépe než bezlesí. Podpovrchový (hypodermický) odtok půdou, jenž je převažujícím druhem odtoku vody srážek pro lesní půdy, odvádí srážkovou vodu se zdržením (retardací) do toků a stále udržuje určitou infiltraci další srážkové vody do půdy.

## 7 ZÁVĚR

V diplomové práci byly zkoumány 3 způsoby využití půdy na 2 lokalitách (orná, luční a lesní půda). Pedologicko-klimatické podmínky v rámci lokality byly shodné, jedinou odlišností byl právě způsob (intenzita) hospodářského využití. Luční půda pocházela z extenzivně využívaného trvalého travního porostu lipnice luční (*Poa pratensis* L.) a srhy laločnaté (*Dactylis glomerata* L.), který je pouze občasně mulčován, zatímco půda orná pocházela z pole s čerstvě vzniklým strništěm po sklizené pšenici seté (*Triticum aestivum* L.). Vzorky lesní půdy byly v obou případech odebrány z kmenovin s dominantním zastoupením dubu zimního (*Quercus petraea* /Mattuschka/ Liebl.) v hospodářských souborech 245 (lesní typ 2H3). Lokality Ořešín a Soběšice se však lišily půdními typy, kterými jsou hnědozem a kambizem. Odběry byly prováděny ve svrchních vrstvách půdy (25 cm).

Bylo zjištěno, že podíl největších vodostálých agregátů (> 4 mm) byl u vzorku z lesní půdy 38,5 % a u vzorku z orné půdy 18 %. U druhé lokality byl rozdíl v podílu největších vodostálých agregátů malý – 1,1 %. Z těchto výsledků bylo možné vytvořit závěr, že u zkoumaných vzorků klesal podíl největších vodostálých agregátů s rostoucí intenzitou obhospodařování půdy.

Nejvyšší rozdíl (2,3 %) průměrného objemového procenta gravitační vody byl zaznamenán mezi půdou lesní a ornou. Při modelové situaci by tedy svrchní vrstvy půdy (do 25 cm) byly schopné po předchozím nasycení, dešťovou srážku do úhrnu 37 mm (orná půda), 39 mm (luční půda), 41 a 42 mm (lesní půdy), aniž by došlo k povrchovému odtoku vody.



## 8 SUMMARY

In this thesis were examined 3 types of land uses at 2 locations (cropland, grassland and forest land). Pedological-climatic conditions within the locality were identical, the only difference was the land use. Meadow soil came from extensively used permanent grassland covered by common meadow-grass (*Poa pratensis* L.) and orchard grass (*Dactylis glomerata* L.). This meadow was only occasionally mulched, while arable soil came from the field with freshly formed stubble after harvesting common wheat (*Triticum aestivum* L.). Samples of forest soil, in both cases, were taken from forest stands with dominant proportion of sessile oak (*Quercus petraea* / Mattuschka / Liebl.) in group of stands 245 (forest type 2H3). Locations Ořešín and Soběšice differed in soil types, which are brown earth and cambisol. The sampling was carried out in the topsoil layer (25 cm).

It was found, that share of the largest water stable aggregates (> 4 mm) was 38.5 % in forest soil sample and 18 % in arable soil sample. At the second location was difference in share of the biggest water stable aggregates small – 1.1 %. From these results, it was possible to make the conclusion, that in the examined samples decreased share of water stable aggregates with increasing intensity of land management.

The biggest difference (2.3 %) of the average volume percentage of gravitational water was observed between forest soil and arable soil. Therefore in a model situation, would be topsoil (25 cm) able to contain (after previous saturation) rainfall to total 37 mm (cropland), 39 mm (grassland), 41 and 42 mm (forest land), without surface water runoff appearing.

## 9 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

AMÉZKETA, E., ARAGÜÉS, R. 1995. Hydraulic conductivity, dispersion and osmotic explosion in arid-zone soils leached with electrolyte solutions. *Soil Science* 159. 287–293.

AMÉZKETA, E. 1999. Soil Aggregate Stability: A Review. *Journal of Sustainable Agriculture* 14. 83–151.

ANGERS, D. A., CARTER, M. R. Aggregation and organic matter storage in cool, humid agricultural soils. In CARTER, M. R., STEWART, B. A. (ed.). 1996. Structure and organic matter storage in agricultural soils. *Advances in Soil Science*. 193–211.

ARSHAD, M. A., COEN, G. M. 1992. Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. *American Journal of Alternative Agriculture* 7. 25–32.

BADALÍKOVÁ, B., MAREŠOVÁ, K. 2009. Zlepšení infiltrace půdy po aplikaci kompostů z biologicky rozložitelných odpadů. In CD: Mezinárodní vědecká konference „Využitie výsledkov výskumu k zlepšeniu vzťahu poľnohospodárskej činnosti a životného prostredia“, Mužla, Slovensko. ISBN 978-80-552-0191-7. 1–9.

BARTLOVÁ, J. 2013. Makrostrukturální změny antropogenně zhutněných půd. Disertační práce. Brno: Mendelova univerzita v Brně, Agronomická fakulta, Ústav agrochemie, půdoznalství, mikrobiologie a výživy rostlin.

BARTOLI, F., BURTIN, G., HERBILLON, A. J. 1991. Disaggregation and clay dispersion of oxisols: Na resin, a recommended methodology. *Geoderma* 49. 301–317.

BARZEGAR, A. R., OADES, J. M., RENGASAMY, P. 1996. Soil structure degradation and mellowing of compacted soils by saline-sodic solutions. *Soil Science Society of America Journal* 60. 583–588.

BUCZKO, U., BENS, O., HÜTTL, R. F. 2006. Water infiltration and hydrophobicity in forest soils of a pine-beech transformation chronosequence. *Journal of Hydrology* 331. 383–395.

BULLOCK, M. S., KEMPER, W. D., NELSON, S. D. 1988. Soil cohesion as affected by freezing, water content, time and tillage. *Soil Science Society of America Journal* 52. 770–776.

CARON, J., ESPINDOLA, C. R., ANGERS, D. A. 1996. Soil structural stability during rapid wetting. Influence of land use on some aggregate properties. *Soil Science Society of America Journal* 60. 901–908.

CARTER, M. R. 1994. A review of conservation tillage strategies for humid temperature regions. *Soil & Tillage Research* 23. 361–372.

CASSEL, D. K., RACZKOWSKI, C. W., DENTON, H. P. 1995. Tillage effects on corn production and soil physical conditions. *Soil Science Society of America Journal* 59. 1436–1443.

CERDÀ, A. 1997. Seasonal changes of the infiltration rates in a Mediterranean scrubland on limestone. *Journal of Hydrology* 198. 209–225.

CORRADINI, C., MORBIDELLI, R., FLAMMINI, A., GOVINDARAJU, R. S. 2011. A parameterized model for local infiltration in two-layered soils with a more permeable upper layer. *Journal of Hydrology* 396. 221–232.

ČÚZK. 2015. Nahlížení do katastru nemovitostí. [online]. [cit. 2015-04-07]. Dostupné z: <<http://nahlizenidokn.cuzk.cz/>>.

DAMODHARA RAO, M., RAGHUWANSHI, N. S., SINGH, R. 2012. Development of a physically based 1D-infiltration model for irrigated soils. *Agricultural Water Management* 85. 165–174.

DEXTER, A. R. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research* 11. 199–238.

DISKIN, M. H., NAZIMOV, N. 1995. Linear reservoir with feedback regulated inlet as a model for the infiltration process. *Journal of Hydrology* 172. 313–330.

DISKIN, M. H., NAZIMOV, N. 1996. Ponding time and infiltration capacity variation during steady rainfall. *Journal of Hydrology* 178. 369–380.

DONGFANG, T., DEFU, L. 2011. A new integrated surface and subsurface flows model and its verification. *Applied Mathematical Modelling* 35. 3574–3586.

DORIOZ, J. M., ROBERT, M., CHENU, C. 1993. Role of roots, fungi and bacteria on clay particle organization. An experimental approach. *Geoderma* 56. 179–194.

DUBSKÝ, M., ŠRÁMEK, F. 2008. Pěstební substráty s přidavkem kompostů, jejich příprava a hodnocení. Průhonice, Výzkumný ústav Silva Taroucy pro krajinu a okrasné zahradnictví. 24 s.

EMERSON, W. W. 1964. The slaking of soil crumb as influenced by clay mineral composition. *Australian Journal of Soil Research* 2. 211–217.

FANTA, J. a kol. 2006. Stav lesů – stanovisko vědců a odborných pracovníků k ochraně českých lesů. [online]. [cit. 2015-04-07]. Dostupné z: < <http://lesy.tadytoje.cz/>>.

FRANZLUEBBERS, A. J. 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil & Tillage Research* 66. 197–205.

FRENKEL, H., GOERTZEN, J. O., RHOADES, J. D. 1978. Effects of clay type and content exchangeable sodium percentage and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal* 42. 32–39.

GARATE ARELLANO, A., DYMÁK, R., HENEK, M., KRAVKA, M. 2011. Assessment of impacts of soil organic matter on the physical properties of soils by testing consolidated container samples. [CD-ROM]. In: Colloquium on landscape management 2011. ISBN 978-80-7375-518-8. 19–23.

GOLCHIN, A., OADES, J. M., SKJEMSTAD, J. O., CLARKE, P. 1994. Soil structure and carbon cycling. *Australian Journal of Soil Research* 32. 1043–1068.

GRAHAM, R. C., ERVIN, J. O., WOOD, H. B. 1995. Aggregate stability under oak and pine after four decades of soil development. *Soil Science Society of America Journal* 59. 1740–1744.

HASSINK, J. 1995. Decomposition rate constants of size and density fractions of soil organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 59. 1631–1635.

HILLEL, D. 2004. *Introduction to environmental soil physics*. Boston, Elsevier Academic Press. 494 s. ISBN 01-234-8655-6.

HLUŠIČKOVÁ, J., LHOTSKÝ, J. 1994. *Metodika: Ochrana půdní struktury před technogenní degradací*. Praha, Ústav zemědělských a potravinářských informací. ISSN 0231-8470.

HORTENSIUS, D., WELLING, R. 1996. International standardization of soil quality measurements. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 27. 387–402.

JAVŮREK, M., VACH, M. 2006. Změny fyzikálních vlastností půdy po dlouholeté aplikaci půdoochranných technologií a jejich vliv na výnosy obilnin. In: *Aktuální poznatky v pěstování, šlechtění a ochraně rostlin*. Troubsko, VÚP s. r. o. 299–303.

JIŘÍK, M. 2015. *Počasí Brno – Soběšice*. Osobní stránky o počasí – amatérská meteostanice METEO-JN. [online]. [cit. 2015-04-07]. Dostupné z: <<http://meteo-jn.cz/>>.

KANDELER, E., MURER, E. 1993. Aggregate stability and soil microbial processes in a soil with different cultivation. *Geoderma* 56. 503–513.

KANTOR, P. 1995. *Vodní režim smrkových a bukových porostů jako podklad pro návrh druhové skladby vodohospodářsky významných středohorských lesů*. Habilitační práce. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně.

KAY, B. D., ANGERS, D. A., GROENEVELT P. H., BALDOCK J. A. 1988. Quantifying the influence of cropping history on soil structure. *Canadian Journal of Soil Science* 68. 359–368.

KODEŠOVÁ, R., KODEŠ, V., ŽIGOVÁ, A., ŠIMŮNEK, J. 2006. Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia Bratislava* 61. 339–343.

- KODEŠOVÁ, R., PAVLŮ, L., KODEŠ, V., ŽIGOVÁ, A., NIKODEM, A. 2007. Impact of spruce forest and grass vegetation cover on soil micromorphology and hydraulic properties of organic matter horizon. *Biologia Bratislava* 62. 565–568.
- KODEŠOVÁ, R., ŠIMŮNEK, J., NIKODEM, A., JIRKŮ, V. 2010. Estimation of the dual-permeability model parameters using tension disk infiltrometer and Guelph permeameter. *Vadose Zone Journal* 9. 213–225.
- KOŠÍK, J. 1987. Fyzikální stav půdy a obilniny. In: In: HŮLA, J., PROCHÁZKOVÁ, B. a kol. 2008. Minimalizace zpracování půdy. ISBN 978-80-86726-28-1.
- KOVÁČ, K. a kol. 2003. Všeobecná rostlinná výroba. Nitra, SPU v Nitře. 335 s. In: HŮLA, J., PROCHÁZKOVÁ, B. a kol. 2008. Minimalizace zpracování půdy. ISBN 978-80-86726-28-1.
- KREČMER, V., KANTOR, P., ŠACH, F., ŠVIHLA, V., ČERNOHOUS, V. 2003. Lesy a povodně – souhrnná studie. Praha, Ministerstvo životního prostředí. ISBN 80-7212-255-X.
- LAL, R., PIERCE, F. J. The vanishing resource. In LAL, R., PIERCE, F. J. (ed.). 1991. Soil management for sustainability. Soil and Water Conservation Society. Ankeny, Iowa. 1–5.
- LARNEY, F. J., LINDWALL, C. W., BULLOCK, M. S. 1994. Fallow management and over winter effects on wind erodibility in Southern Alberta. *Soil Science Society of America Journal* 58. 1788–1794.
- LEVY, G. J., TORRENTO, J. R. 1995. Clay dispersion and macro-aggregate stability as affected by exchangeable potassium and sodium. *Soil Science* 160. 352–358.
- LICHNER, L., ŠÍR, M., TESAŘ, M. 2004. Testování retenční schopnosti půdy. *Aktuality šumavského výzkumu II*. 63–67.
- LYNCH, J. M., BRAGG, E. 1985. Microorganism and soil aggregate stability. *Advances in Soil Science* 2. 133–171.

MINHAS, P. S., SHARMA, D. R. 1986. Hydraulic conductivity and clay dispersion as affected by application sequence of saline and simulated rain water. *Irrigation Science* 7. 159–167.

MZE ČR. 2014. Zpráva o stavu lesa a lesního hospodářství České Republiky v roce 2013. Praha, Ministerstvo zemědělství.

NĚMEČEK, J. 1981. Základní diagnostické znaky a klasifikace půd ČR. Praha.

OADES, J. M. 1993. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. *Geoderma* 56. 377–400.

OADES, J. M., WATERS, A. G. 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research* 29. 815–828.

PINHEIRO-DICK, D., SCHWERTMANN, U. 1996. Micro-aggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. *Geoderma* 74. 49–63.

PRAX, A. Funkce půdy v trvale udržitelném hospodaření v zemědělsko-lesní krajině. In REJŠEK, K., HOUŠKA, J. (eds.). 2001. Pedologické dny 2001. Sborník z konference při příležitosti 55. výročí založení Ústavu geologie a pedologie LDF MZLU v Brně. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita.

PUGET, P., CHENU, C., BALESSENT, J. 1995. Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils. *European Journal of Soil Science* 46. 449–459.

ROBICHAUD, P. R. 2000. Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in Northern Rocky Mountain forests, USA. *Journal of Hydrology* 231–232. 220–229.

RUAN, H., ILLANGASEKARE, T. H. 1998. A model to couple overland flow and infiltration into macroporous vadose zone. *Journal of Hydrology* 210. 116–127.

SÁŇKA, M., MATERNA, J. 2004. Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. Ministerstvo životního prostředí ČR.

SHAINBERG, I., LEVY, G. J., RENGASAMY, P., FRENKEL, H. 1992. Aggregate stability and seal formation as affected by drops' impact energy and soil amendments. *Soil Science* 154. 113–119.

SKAGGS, R. W. Infiltration. In HAAN, C. T. (ed.). 1982. Hydrologic modeling of small watersheds. Michigan, American Society of Agricultural Engineers. ISBN 09-161-5044-5. 121–166.

SLACH a kol. 2012. Hospodářská kniha LHP. LHC ŠLP Masarykův les Křtiny. Platnost 1.1.2013–31.12.2022. Lesprojekt Brno, a.s.

SMITH, R. E. 1972. The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *Journal of Hydrology* 17. 1–21.

SO, H. B., AYLMOORE, L. A. G. 1993. How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behavior. *Australian Journal of Soil Research* 31. 761–777.

ŠÁLY, R. 1978. Pôda základ lesnej produkcie. 1. vyd. Bratislava, Príroda. 235 s.

ŠIMEK, M. 2003. Základy nauky o půdě. Neživé složky půdy. Jihočeská univerzita, České Budějovice.

THIERFELDER, CH., AMÉZQUITA, E., STAHR, K. 2005. Effects of intensifying organic manuring and tillage practices on penetration resistance and infiltration rate. *Soil & Tillage Research* 82. 211–226.

TISDALL, J. M., COCKROFT, B., UREN, N. C. 1978. The stability of soil aggregates as affected by organic materials, microbial activity and physical disruption. *Australian Journal of Soil Research* 16. 9–17.

TISDALL, J. M., OADES, J. M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* 33. 141–163.

ÚHÚLAG. 2015. MapServer TFE Křtiny (Masaryk Forest). [online]. [cit. 2015-04-07]. Dostupné z: <<http://mapserver-slp.mendelu.cz/>>.



- VANDERLINDEN, K., GABRIELS, D., GIRÁLDEZ, J. V. 1998. Evaluation of infiltration measurements under olive trees in Córdoba. *Soil & Tillage Research* 48. 303–315.
- VAVŘÍČEK, D., KUČERA, A. 2015. *Lesnická pedologie pro posluchače LDF Mendelu v Brně*. Mendelova univerzita v Brně, Lesnická a dřevařská fakulta.
- VOPRAVIL, J. a kol. 2010. *Půda a její hodnocení v ČR. Díl I. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy*. ISBN 978-80-87361-05-4.
- WANG, X. P., CUI, Y., PAN, Y. X., LI, X. R., YU, Z., YOUNG, M. H. 2008. Effects of rainfall characteristics on infiltration and redistribution patterns in revegetation-stabilized desert ecosystems. *Journal of Hydrology* 358. 134–143.
- WANG, Z., WU, Q. J., WU, L., RITSEMA, C. J., DEKKER, L. W., FEYEN, J. 2000. Effects of soil water repellency on infiltration rate and flow instability. *Journal of Hydrology* 231–232. 265–276.
- WEILER, M. 2005. An infiltration model based on flow variability in macropores: development, sensitivity analysis and applications. *Journal of Hydrology* 310. 294–315.