

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Česká zemědělská
univerzita v Praze**

**Vliv kořenového systému různých plodin na hydraulické
vlastnosti půdy**

Diplomová práce

Autor práce: Bc. Kristýna Váchová

Obor studia: Hodnocení a ochrana půdy

Vedoucí práce: Ing. Miroslav Fér, Ph.D.

Konzultant práce: Ing. Antonín Nikodem, Ph.D., DiS.

© 2021 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Vliv kořenového systému různých plodin na hydraulické vlastnosti půdy" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce, konzultanta práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušila autorská práva třetích osob.

V Praze dne 26.4.2021

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala Ing. Miroslavu Férovi, Ph.D. za odborné vedení a za cenné připomínky a rady při zpracování této práce, Ing. Antonínu Nikodemovi, Ph.D., Dis. za pomoc při realizaci laboratorních pokusů a zpracování výsledků a Ing. Alešovi Klementovi, Ph.D. za zpracování výsledků tomografie. Dále všem, kteří se účastnili půlroční terénní práce, za pomoc při odběrech vzorků a měření v laboratoři a také Ing. et Ing. Marku Drápalovi, Ph.D. za možnost využití jeho pozemků k měření.

Také děkuji za podporu z projektu Centra pro studium vzniku a transformací nutričně významných látek v potravním řetězci v interakci s potenciálně rizikovými látkami antropogenního původu: komplexní posouzení rizika kontaminace půdy pro kvalitu zemědělské produkce (NutRisk Centre, reg. č. CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_019/0000845).

Vliv kořenového systému různých plodin na hydraulické vlastnosti půdy

Souhrn

Tato diplomová práce se skládá z rešeršní a praktické části. Rešeršní část práce je zaměřena na vybrané fyzikální a hydraulické vlastnosti půd a jejich popis. Také se zabývá vlivem kořenového systému a způsobu hospodaření na tyto půdní vlastnosti. V praktické části se práce zabývá hodnocením hydraulických vlastností půd v závislosti na druhu porostu, na měření těchto vlastností v řádku a meziřádku a také z hlediska časové variability v rámci jednoho vegetačního období.

V praktické části bylo charakterizováno vybrané území, kde se hospodáří plně v režimu ekologického zemědělství. Toto území se nachází v katastrálním území obce Kokonín, okres Jablonec nad Nisou. Na této ploše potom byly vybrány porosty, ve kterých byly po dobu šesti měsíců pravidelně odebrány porušené a neporušené vzorky a měřeny nenasycené hydraulické vodivosti. Vybranými porosty byly jetelotrávy zaseté v roce 2019 a v roce 2020, pšenice ozimá a žito ozimé. V pšenici a žitě byl rozlišen odběr vzorků a měření na řádek a meziřádek.

Z odebraných vzorků se v laboratorních podmínkách vyhodnotily základní fyzikální, chemické a hydraulické vlastnosti půd. Také byly vyhodnoceny obsahy přístupných živin v půdě. Nenasycené hydraulické vodivosti byly vyhodnoceny dvěma metodami, a to podle Woodinga a také podle Zhanga. Z údajů o sorptivitě vody a sorptivitě etanolu byla také zjištěna vodoodpudivost půdy. Vliv porostu na charakteristiky byl statisticky vyhodnocen pomocí metody ANOVA hlavních komponent bez interakce. Vliv měření v řádku a meziřádku byl statisticky vyhodnocen pomocí párového t-testu nezávislých proměnných. Na základě výsledků byl vyhodnocen a posouzen a) vliv jednotlivých druhů plodin na tyto vlastnosti, b) vliv měření v řádku a meziřádku na hydraulické vlastnosti.

Výsledky prokázaly, že vývoj hydrofyzikálních vlastností probíhá v jednotlivých plodinách a měsících měření odlišně. Většina sledovaných charakteristik (parametry retenčních čar půdní vlhkosti, nenasycené hydraulické vodivosti, index repelence, kontinuální měření vlhkosti půdy i celková pórovitost pořízena pomocí počítačové tomografie) vykazovala viditelný rozdíl výsledků měření v řádku a meziřádku. Bylo by vhodné provést podrobnější průzkum více let po sobě a věnovat vyšší pozornost sledování kořenového systému ve vybraném půdním typu.

Klíčová slova: hydraulické vlastnosti půd, repelence půdy, kořenový systém

Effect of the root system of various plants on soil hydraulic properties

Summary

This thesis consists of theoretical and practical part. The theoretical part is focused on selected physical and hydraulic soil properties and their description. Thesis also deals with the effect of the root system and different types of farming on selected soil properties. In the practical part, the work deals with the evaluation of soil hydraulic properties depending on the type of vegetation, the measurement of these properties in row and inter-row and also in terms of time variability within one growing season.

In the practical part of diploma thesis, a selected area with ecological farming was characterized. This field is in the village Kokonín, district Jablonec nad Nisou. In the field, the different crops were selected for a six-month experiment. In the field, undisturbed and disturbed soil samples were taken; next the unsaturated hydraulic conductivity was measured by minidisk infiltrometer every month. Selected crops were clover-grass sown in 2019 and in 2020, winter wheat and winter rye. In wheat and rye, the measurement and sampling were performed in row and inter-row.

Basic soil chemical, physical and hydraulic properties were measured under standard laboratory condition. The content of available nutrients in the soil were also evaluated. Unsaturated hydraulic conductivities were evaluated by two methods, according to Wooding and according to Zhang. Soil water repellency was evaluated from data of water sorptivity and ethanol sorptivity measured in the field. The effect of crops on soil properties was statistically evaluated using ANOVA methods of main components without interaction. The effect of row and inter-row measurements was statistically evaluated using a paired t-test. Based on the results, a) the influence of individual types of crops on these properties, b) the influence of measurements in the row and between the row on the hydraulic properties was evaluated and assessed.

The results showed that the development of hydrophysical properties takes place differently in the crops and months of measurement. Most of the monitored characteristics (parameters of soil water retention curves, unsaturated hydraulic conductivity, continual measurement of soil water content, repellency index and porosity obtained from computed tomography) showed a visible difference between the results obtained from measurement in the row and inter-row. It would be appropriate to conduct a more detailed survey for several years in a row and pay more attention to monitoring the root system in the selected soil type.

Keywords: soil hydraulic properties, soil repellency, root system

Obsah

1 Úvod	1
2 Vědecká hypotéza a cíle práce	2
3 Literární rešerše	3
3.1 Fyzikální vlastnosti půd	3
3.1.1 Zrnitost.....	3
3.1.2 Specifická hmotnost půdy.....	4
3.1.3 Objemová hmotnost půdy	4
3.1.4 Pórovitost.....	5
3.1.5 Půdní struktura.....	6
3.1.5.1 Metody stanovení stability půdní struktury.....	6
3.2 Voda v půdě	8
3.3 Hydraulické vlastnosti půd	10
3.3.1 Retenční čára půdní vlhkosti.....	10
3.3.2 Hydraulická vodivost.....	12
3.3.2.1 Nasycená hydraulická vodivost.....	13
3.3.2.2 Nenasycená hydraulická vodivost	14
3.3.3 Vodoodpudivost.....	16
3.4 Vliv hospodaření na hydraulické vlastnosti půdy	17
3.4.1 Kořenový systém rostlin	18
3.4.2 Ekologické a konvenční zemědělství.....	20
4 Metodika	22
4.1 Charakteristika území	22
4.1.1 Popis hospodaření	23
4.1.2 Průběh měření	25
4.2 Analýza vzorků	27
4.2.1 Fyzikální vlastnosti půdy	27
4.2.2 Chemické vlastnosti půdy	29
4.2.3 Stanovení obsahu živin	31
4.3 Stanovení hydraulických vlastností	32
4.4 Terénní měření	33
4.4.1 Měření nenasycené hydraulické vodivosti.....	33
4.5 Kontinuální měření vlhkostí	36
4.6 Tomografie pro potřeby stanovení pórovitosti	36
4.7 Statistické zpracování dat	38
5 Výsledky a diskuze	39
5.1 Popis půdního profilu	39

5.2	Výsledky analýzy vzorků.....	42
5.2.1	Fyzikální vlastnosti.....	42
5.2.2	Chemické vlastnosti.....	46
5.2.3	Stanovení obsahu živin.....	49
5.3	Výsledky měření hydraulických vlastností půdy	52
5.3.1	Retenční čáry půdní vlhkosti a jejich parametry	52
5.3.2	Výsledky terénního měření.....	59
5.3.2.1	Nenasycená hydraulická vodivost.....	59
5.3.2.2	Index repelence půdy.....	63
5.4	Kontinuální měření půdní vlhkosti	65
5.5	Vyhodnocení pórovitosti z CT snímků.....	68
5.6	Zhodnocení vlivu porostu a časové variability na hydraulické vlastnosti	71
6	Závěr	72
7	Literatura.....	74
8	Samostatné přílohy	I

1 Úvod

Hydraulické vlastnosti půd popisují pohyb vody v půdním prostředí a jejich znalost je nezbytná pro studium vodních režimů půd a dalších procesů, jako je infiltrace a retence vody v půdě. Znalost hydraulických vlastností půd je důležitá při studiu půdních procesů, stejně tak pro předpověď transportu rozpuštěných látek i případných kontaminantů v půdním prostředí. Na základě hydraulických vlastností půdy lze také stanovit dostupnost vody pro příjem rostlinami, popsat proces doplňování podzemních vod, nebo naopak, stanovit půdní vlhkost, při které začínají rostliny trvale vadnout (Angulo-Jaramillo et al. 2000).

Základní charakteristikou v rámci hydraulických vlastností půd je retenční čára půdní vlhkosti, kterou lze stanovit jak terénním, tak i laboratorním způsobem. V rámci terénních metod měříme vlhkost pomocí čidel a zaznamenáváme tlakovou výšku pomocí tenzometrů. V laboratorních podmínkách pak existují dvě metody, a to metoda přetlaková a podtlaková. Retenční čára půdní vlhkosti vyjadřuje vztah mezi objemovou půdní vlhkostí a tlakovou výškou.

Důležitou (hydraulickou) vlastností půdy je také hydraulická vodivost, která popisuje pohyb vody v porézním prostředí půdy (Soracco et al. 2019) a rozdělujeme ji na nasycenou a nenasycenou hydraulickou vodivost. Nasycená hydraulická vodivost může být měřena pomocí dvouálcové výtopové infiltrace, nebo Guelphským permeametrem a je zjišťována ustálená hodnota infiltrační rychlosti. Naproti tomu nenasycená hydraulická vodivost, která byla předmětem terénních měření v našem experimentu, je měřena například podtlakovým diskovým permeametrem a je zjišťována kumulativní infiltrace a následný ustálený infiltrační tok. Hydraulická vodivost je velmi důležitá zejména z hlediska modelování toku vody v půdě (Kodešová et al. 2006; 2015c).

Změna fyzikálních a hydraulických vlastností půd nastává v důsledku antropogenních činností, jako je obhospodařování a zpracovávání půdy, nebo na základě přirozených procesů které v ní probíhají, například růstu vegetace, nebo dopad srážek na povrch půdy (Dexter 1997). Pro pochopení problematiky vlivu kořenového systému na půdní vlastnosti jsou nutné základní znalosti o fyzikálních vlastnostech půdy, které mohou být kořenovým systémem rostlin ovlivněny. Vegetační kryt je významnou hybnou silou z hlediska přirozeně probíhajících procesů, vlivem kterých se mění hydraulické vlastnosti. Rostliny ovlivňují hydraulické vlastnosti půdy zejména svým kořenovým systémem, jehož růst závisí na klimatických podmínkách, textuře půdy a na zemědělském využití. Tyto faktory mohou ovlivnit distribuci kořenů a tím vést ke změně hydraulických vlastností půd (Lu et al. 2020).

Předmětem této práce je vliv kořenového systému pšenice ozimé, žita ozimého a jetelotravní směsi vyseté na orné půdě na hydraulické vlastnosti vybrané půdy. Hydraulické vlastnosti jsou v této práci sledovány z hlediska druhu porostu, časové variability a měření je také rozlišeno na řádek a meziřádek v případě porostu žita a pšenice.

2 Vědecká hypotéza a cíle práce

Cílem této práce bylo popsat vliv vybraných zemědělských plodin a jejich kořenového systému na půdní vlastnosti a hydraulické vlastnosti půdy. Byly sledovány základní fyzikální a chemické vlastnosti půd, stabilita půdních agregátů, retenční čáry půdních vlhkostí a jejich parametry, infiltrace vody a etanolu pomocí Mini Disk infiltrometrů a následně byly vypočítány nenasyčené hydraulické vodivosti a indexy repelence půdy. Také byla po celou dobu sledována vlhkost půdy pomocí vlhkostních senzorů TMS-4. Na pozemku v režimu ekologického zemědělství byly sledovány plochy s následujícími plodinami: jetelotravní směs vysetá v roce 2019, jetelotravní směs vysetá v roce 2020, pšenice ozimá a žito ozimé. V porostech pšenice a žita proběhl odběr neporušených půdních vzorků a měření pomocí Mini Disk infiltrometrů vždy v řádku a meziřádku. Tyto měření pak byla porovnána, stejně tak byly srovnány výsledky měření v porostech jetelotráv s rozdílným rokem zasetí.

Dalším cílem bylo sledovat změnu hydraulických vlastností v čase. Hydraulické vlastnosti byly sledovány po dobu šesti měsíců, jednotlivá měření byla prováděna v intervalech přibližně měsíce, vždy dle časových a povětrnostních podmínek.

Hypotézy této práce byly následující:

- 1) zda se projevil vliv různých plodin a jejich kořenového systému na půdní vlastnosti a hydraulické vlastnosti půdy
- 2) zda byly ovlivněny výsledky měření hydraulické vlastnosti půd v závislosti na tom, zda byly měřeny v řádku či v meziřádku.

3 Literární rešerše

3.1 Fyzikální vlastnosti půd

Půda je tvořena pevnými půdními částicemi různé velikosti, tvaru a vlastností. Na základě těchto vlastností je možné určit texturu půd. Spojením jednotlivých částic vzniká struktura půdy a také pórový systém, kterým proudí voda a půdní roztok a půda se stává prostorem pro růst rostlin a místem pro organismy. Jednotlivé vlastnosti půd, ať už fyzikální, chemické či hydrologické, vykazují velkou variabilitu, a to jak vertikální, tak horizontální.

Tato kapitola se zabývá základními fyzikálními vlastnostmi. Ty jsou podmíněny interakcemi mezi pevnou, plynnou a kapalnou fází (Dexter 1997). Fyzikální vlastnosti půdy mají významný vliv jak na funkce půdy produkční, tak na funkce mimoprodukční. Z mimoprodukčních funkcí lze zmínit v posledních letech velmi diskutovanou schopnost půdy zadržet vodu. Základní znalosti půdní fyziky jsou také nezbytné pro pochopení problematiky utužení půd a s tím související infiltrací srážkové vody (Rejšek & Vácha 2018).

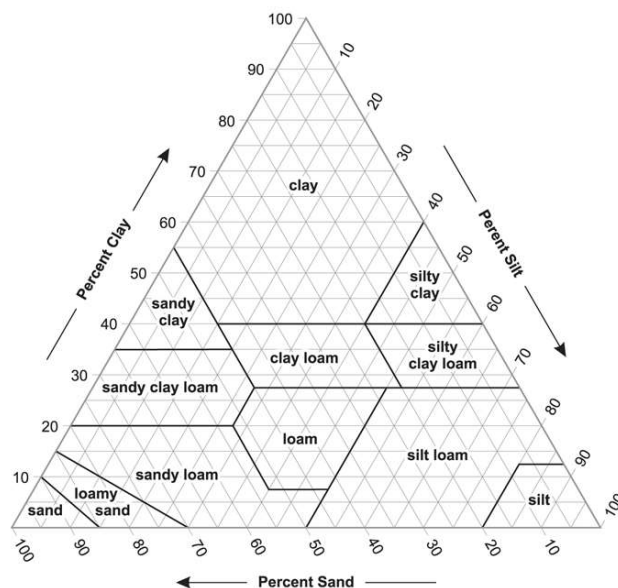
3.1.1 Zrnitost

Jedna z půdních fyzikálních charakteristik je zrnitost půdy (textura). Ta se zabývá obsahem jednotlivých velikostních kategorií v půdě a na jejím základě je určen půdní druh. Pro třídění částic podle velikosti vzniklo již mnoho systémů. Tyto klasifikační systémy se mohou výrazně lišit, proto je nutné vždy s údajem o textuře uvádět také informaci o tom, jaká klasifikační stupnice byla použita.

Nejpoužívanější klasifikační systémy a jejich velikostní kategorie půdních minerálních částic jsou zobrazeny v tabulce 1. Rozdíly ve velikosti jsou u kategorie prachu, v případě písku se neliší jen velikost částic, ale i počet kategorií. Pro stanovení druhu půdy se používá trojúhelníkový diagram, vždy vycházející z dané stupnice (pro klasifikační systém USA-USDA je trojúhelníkový diagram na obrázku 1). V ČR se používá stupnice podle Nováka (tabulka 6) která pro klasifikaci používá procento částic menších než 0,01 mm a dělí půdy do sedmi skupin.

Tabulka 1 Klasifikační systémy půd a velikostní kategorie půdních částic

Klasifikační systém	jednotlivé velikostní kategorie (a velikost částic v mm)						
	jíl	prach	jemný písek	střední písek	hrubý písek	velmi hrubý písek	štěrk
ISSS	<0,002	0,002–0,02	0,02 – 0,2 mm		0,2 – 2 mm		> 2
USA-USDA	<0,002	0,002–0,05	0,05–0,1	0,1–0,5	0,5–1	1–2	>2
Britský systém	<0,002	0,002 – 0,06	0,06 – 0,2	0,2 – 0,6		0,6 – 2	>2



Obrázek 1 Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd podle USA-USDA klasifikace (usda.gov)

3.1.2 Specifická hmotnost půdy

Specifická (měrná) hmotnost půdy, označovaná také jako zdánlivá hustota půdních částic závisí na minerálech a horninách, které tvoří půdní částice. Tato vlastnost není ovlivněna pórovitostí (Flint & Flint 2002).

V mírném pásmu převažují půdy vzniklé z křemenů a živců, a protože je specifická hmotnost křemene je $2,65 \text{ g cm}^{-3}$ a živců $2,56\text{--}2,76 \text{ g cm}^{-3}$, je specifická hmotnost minerálních půd přibližně $2,6 \text{ g cm}^{-3}$. Organická hmota má specifickou hmotnost mnohem nižší. Pohybuje se v průměru kolem $1,1\text{--}1,4 \text{ g cm}^{-3}$. Proto svrchní horizonty půd, které obsahují více organické hmoty (až 15–20 %) mají specifickou hmotnost asi $2,4 \text{ g cm}^{-3}$ (Šimek & Borůvka 2019a).

3.1.3 Objemová hmotnost půdy

Objemová hmotnost půdy udává hmotnost jednotky objemu půdy v neporušeném stavu. Podle dřívější terminologie zahrnovala objemová hmotnost pevné částice a póry, které jsou vyplněné vodou a vzduchem, a termín objemová hmotnost redukována pak udávala hmotnost jednotky objemu půdy neporušené a vysušené, tedy s póry zaplněnými pouze vzduchem. V současné terminologii ale platí termín objemová hmotnost pro vysušenou půdu (Šimek & Borůvka 2019a).

Objemová hmotnost se tedy liší podle obsahu pórů v půdě. Těžší půdy, hlinité a jílovité, mají obecně nižší objemovou hmotnost než půdy lehčí, písčité. Částice těžších půd, zejména pokud obsahují více organické hmoty, více agregují a tvoří se tak porézní agregáty. Částice v lehčích půdách s nižším obsahem organické hmoty a jílových minerálů, s vyšším obsahem prachových a písčitých částic mají tendence těsněji vyplňovat prostor, tím se snižuje pórovitost a zvyšuje objemová hmotnost (Šimek & Borůvka 2019a). Rozdílná objemová hmotnost půdy není ovlivněna jen půdním druhem, ale také druhem porostu nebo rozdílným zpracováním půdy.

3.1.4 Pórovitost

Půdní pórovitost vyjadřuje celkové procentuální množství volného prostoru, který není vyplněný pevnými částicemi půdy. Póry jsou vyplněny plynem, vodou nebo půdním roztokem. Pórový systém je základem retence vody v krajině a také výživy rostlin a biologické aktivity půdy (Rejšek & Vácha 2018). V organických horizontech dosahuje pórovitost až 80 % a s hloubkou půdního profilu klesá. Minimální hodnoty minerálních horizontů jsou potom mezi 35-40 % (Zbírál 2002).

Z hlediska půdní fyziky se poté dělí na makropóry, které mají rozměry nad 0,05 mm a mikropóry (Rejšek & Vácha 2018). Další možné dělení pórů podle Lavelle (2012) ukazuje tabulka 2. Půdní póry také lze rozdělit podle jejich geneze na texturní a strukturní pórovitost. Texturní pórovitost je dána vzdáleností mezi částicemi a jejich velikostí, tedy texturou půdy. Strukturní pórovitost potom zahrnuje póry vytvořené biologickými a abiotickými procesy v půdě (Lavelle 2012).

Tabulka 2 Rozdělení půdních pórů podle velikosti (upraveno podle Lavelle 2012).

Druh pórů	Velikost (μm)	Poznámka
mikropóry	< 0,15	zadržují vodu s potenciálem pod -1,5 MPa (nepřístupnou pro rostliny); vysoký podíl v jílovitých půdách; v písčítých se nemusí vyskytovat
mezopóry	0,15–30	zadržují vodu s potenciálem -1,5 až -0,05 MPa (kapilární voda přístupná rostlinám)
makropóry	> 30	

Na zastoupení jednotlivých pórů má vliv půdní struktura. Tímto různým zastoupením pórů jsou pak ovlivněny vodní a vzdušné poměry v půdě, pohyb vzduchu, vody a roztoků půdou, záhřevnost půdy a póry, je také vymezen prostor pro chemické a biologické procesy v půdě (Šimek & Borůvka 2019a).

Tvorba pórového systému v půdě je ovlivněna jak přirozenými procesy v půdě (růst rostlinných kořenů, makro a mega fauna, bobtnání a smršťování), tak antropogenními vlivy, kdy nejvýraznější je vliv orby (Rejšek & Vácha 2018). Z hlediska výživy rostlin je důležitá hranice mezi kapilárními a nekapilárními póry. Kapilární póry mají maximální průměr 0,1 mm, ale plný projev kapilárních sil jsou až při průměrech menších než 0,05 mm. Voda v kapilárních pórech je přístupná rostlinám. Kapilární póry jsou zaplněny vodou především při nasycení půdy a velmi rychle se vlivem gravitace vyprazdňují.

3.1.5 Půdní struktura

Struktura půdy je uspořádání primárních půdních částic do hierarchických strukturních jednotek. Tato půdní vlastnost je z fyzikálního hlediska klíčová. Strukturou půdy se rozumí prostorové uspořádání jednotlivých půdních částic anorganického i organického původu, jejich stabilita v agregátovém stavu a tím vznikající půdní póry různých velikostí (Rejšek & Vácha 2018). Soil Science Society of America (1997) definuje půdní strukturu jako souvislý prostorový celek, který je tvořen kombinací a uspořádáním sekundárních půdních jednotek a pórů. Pokud se elementární částice půdy neshlukují, jedná se o půdy bez struktury, které jsou nepropustné pro kapaliny, plyny a kořeny rostlin a nevhodné pro přítomnost půdních organismů.

Struktura půdy souvisí s mnoha agronomickými a environmentálními procesy v půdě. Distribuční funkce struktury půdy řídí dostupnost kyslíku, vody a prostupnost půdy pro kořeny rostlin (Schneider & Gupta 1985). Struktura půdy má také vliv na hydraulické a transportní procesy v půdě. Celková pórovitost může teoreticky souviset s propojením pórů a poté s nasycenou hydraulickou vodivostí (Gimenez et al. 1997). Erodibilita půdy, náchylnost půdy k erozi, je jednou z hlavních funkcí strukturní stability půdy. Náchylnost půdy k procesům eroze se snižuje na místech s vysokou strukturní stabilitou (Díaz-Zorita 2002).

Půdní částice, které se navzájem spojí více než s ostatními okolními částicemi, se nazývají půdní agregáty (Aluko & Seig 2002). Agregace půdy je proces, při kterém jsou primární částice půdy (písek, jíl, prach) spojovány do sekundárních jednotek, obvykle přírodními silami, látkami z kořenových exsudátů nebo za pomoci mikrobiální aktivity (Soil Science Society of America 1997). Agregáty také vznikají rozpadem větších hrud. Tento proces se poté nazývá disagregace (Šimek & Borůvka 2019a).

Vznik půdních agregátů, stejně jako jejich rozpad, je závislý na přítomnosti tmelících látek a také působení vnějších faktorů. Tmelícími látkami jsou uhličitany, jílnaté částice, sloučeniny železa a koloidní humus. Vnější faktory se dělí na fyzikální, chemické (vazby mezi prvky přítomnými v jednotlivých horizontech) a biologické (Rejšek & Vácha 2018). Mezi fyzikální faktory patří vysychání a zvlhčování, které způsobují smršťování a bobtnání, a dále mrznutí a tání, které vede ke vzniku puklin. Struktura půdy je také ovlivněna obděláváním půdy. Kypřením dochází k rozrušování půdního škraloupu a velkých hrud a zlepšuje se tak tvorba půdní struktury. Pokud je však kypření příliš intenzivní, zvýší se provzdušnění půdy, dojde k nadměrné mineralizaci organické hmoty a v důsledku toho k rozpadu struktury půdy, protože dojde k úbytku organických tmelů (Šimek & Borůvka 2019a).

Půdní agregáty se dělí na mikroagregáty (do průměru 0,25 mm) a makroagregáty. Jednotlivé elementární částice jsou v mikroagregátech spojeny vzájemnými vazbami, makroagregáty poté vznikají spojením kořeny rostlin, či hyfami hub. Vnitřní vazby v mikroagregátech jsou stabilnější než vazby vytvořené mezi sousedními mikroagregáty. Síla makroagregátů je dána hlavně přítomností a stabilitou velkých pórů (Tisdall a Oades 1982). Kvalitu půdní struktury lze určit pomocí metod stanovení stability půdní struktury.

3.1.5.1 Metody stanovení stability půdní struktury

Ke studiu půdní struktury jsou určeny různé metody, které poskytují různé typy informací, jejichž užitečnost závisí na účelu studie (Dexter 1997). Postupy pro stanovení

struktury půdy jsou založeny na suchých i mokřích metodách rozpadu půdní matrice a následném prosévání.

Vždy je třeba provést správně odběr vzorků, manipulaci s nimi a také další úpravu v laboratoři, jako je prosévání. Rozpad půdy je kontinuální proces a začíná již vzorkováním (Díaz-Zorita 2002). Odběrem vzorku ve vlhkých půdách může po stranách vzorku dojít ke stlačení vzorku (Kemper & Rosenau 1986). Hloubka odběru vzorků je určena podle toho, jaký proces sledujeme. Například pokud je cílem studie větrná eroze, vzorkuje se pouze horní vrstva půdy, v případě že měření souvisí s pohybem vody či růstem rostlin, je vzorek odebírán z větší hloubky půdy (Díaz-Zorita 2002). Během skladování je důležité udržovat stále prostředí (teplota, vlhkost aj.) Soudržnost půd se časem během skladování zvyšuje, proto se doporučuje provádět analýzy co nejdříve po dokončení sušení vzorku (Kemper & Rosenau 1986).

Množství štěrku a hrubého písku ve vzorcích je stanoveno disperzí v roztocích hexametafosforečnanu sodného, peroxidu vodíku, nebo použitím ultrazvuku. Pokud se půda nerozloží po použití tyčinky s gumovým hrotem, nebo pod proudem vody ze stříčky, jedná se o hrubý písek, štěrk nebo zhutněný agregát (Kemper & Rosenau 1986).

Interakce mezi agregáční silou a obsahem půdní vody je velmi složitý proces, který závisí na množství a distribuci organické hmoty, mineralogii, obsahu jílu, celkové pórovitosti a distribuci velikosti pórů mezi agregáty (Díaz-Zorita 2002).

V této práci budou stručně popsány dvě základní metody stanovení stability půdních agregátů, a to podle Le Bissonnais (1996) a stanovení ve vodě stabilních agregátů (Kemper & Rosenau 1986), které je dále detailněji popsáno v kapitole 4.2.1 Fyzikální vlastnosti půd – Stabilita půdních agregátů. Další metody, pracovní postupy a porovnání výsledků je uvedeno například ve člancích Nimmo a Perkins (2002), Díaz-Zorita (2002) nebo Rohošková a Valla (2004).

Stanovení stability půdních agregátů podle Le Bissonnais

Princip této metody umožňuje jednoznačně oddělit působení jednotlivých destrukčních mechanismů. Toto stanovení se skládá ze tří testů, přičemž každý z nich simuluje jiný druh desagregace. Postup je popsán v Nimmo a Perkins (2002).

Při prvním testu je 10 g agregátů ponořeno do destilované vody a po určité době je vzorek ve vodě ponechán. Po odpipetování přebytečné vody je vzorek na 0,05 mm síť ponořen do etanolu, promýván, etanol opět odpipetován a vzorek je usušen. Vzorek po vysušení prosejeme přes síta s průměrem ok 2 mm; 0,5 mm; 0,2 mm; 0,1 mm a 0,05 mm a vážením je určena hmotnost jednotlivých frakcí. Tento test simuluje náhlé ovlhčení agregátů.

Druhý test simuluje ovlhčování při jemném dešti. Vzorek je rovnoměrně rozmístěn na nasávací desku na kruhové filtrační papíry a nasycen vodou. Doba sycení závisí na obsahu jílu či organické hmoty. Poté se opakuje promývání etanolem, sušení a prosívání, jako v předchozím testu.

V případě posledního testu je vzorek nejprve ponořen do etanolu, který tak z agregátů vytěsni vzduch. Dále jsou agregáty převedeny do Erlenmeyerových baněk s destilovanou vodou a test odolnosti mechanickým vlivům probíhá tak, že baňky dvacetkrát otočíme dnem vzhůru. Po usazení opět vzorek promýváme etanolem a provedeme sušení a prosívání, jako v předchozích dvou testech.

Pro vyhodnocení se používá koeficient vulnerability. Ten používá vážený průměr před a po provedení každého z testů. Výsledná hodnota vyjadřuje, kolikrát se zmenší velikost agregátů vlivem působení zkoumaného destrukčního mechanismu.

Stanovení ve vodě stabilních agregátů

Tuto metodu navrhli Kemper a Rosenau (1986). Pro provedení je potřeba přístroj „Wet sieving apparatus“ a síta o velikosti ok 0,25 mm. Vzorky jsou umístěny na síta a promývány nejdříve v misce s destilovanou vodou, poté s dispergačním činidlem. Misky jsou umístěny do sušárny a po vysušení zváženy. Postup je popsán také v Nimmo a Perkins (2002). Vyjádření stability probíhá pomocí indexu ve vodě stabilních agregátů (*WSA*). Vzorec pro výpočet indexu je uveden v kapitole 4.2.1 Fyzikální vlastnosti půd – Stabilita půdních agregátů.

Rohošková a Valla (2004) srovnali tyto dvě metody a zjistili, že metoda Le Bissonnaise a výpočet koeficientu vulnerability zahrnuje částice písku a tím je zvýšena celková stabilita. Použití metody stanovení ve vodě stabilních agregátů tak hodnotí jako lepší z těchto dvou.

3.2 Voda v půdě

Hydrologický cyklus zahrnuje v několika procesech také půdu. Voda v podobě deště, rosy, mlhy, vlivem tání sněhu či zavlažování se do půdy může buďto zasakovat (infiltrovat), může se odpařit, anebo může odtékat z povrchu půdy. Z hlediska půdy jsou důležité všechny tři tyto procesy. Infiltrace vody je důležitá jak pro rostliny, tak pro dostatek vody k doplňování podzemních zásob vody. Odtok vody z povrchu půdy může způsobovat vodní erozi.

Je třeba charakterizovat jak obsah vody v půdě, tak její potenciál, tedy pohyb vody v půdě (Dexter 1997). Z chemického hlediska je potom důležitý pohled na vodu v půdě jako na půdní roztok obsahující řadu látek zásadních pro růst rostlin (Šimek & Borůvka 2019b).

Obsah vody v půdě

Množství vody může být vyjádřeno jako objemová vlhkost θ [L^3L^{-3}], která vyjadřuje poměr objemu vody (V_w) [L^3] a objemu půdy (V) [L^3]. Další možností je hmotnostní vlhkost w [M^3M^{-3}], která vyjadřuje poměr hmotnosti vody (m_w) [M] a hmotnosti suché půdy (m_v) [M].

Množství vody v půdě ovlivňuje další vlastnosti půd. Jedná se o mechanické vlastnosti jako je konzistence půd, nebo plasticita. V jílovitých půdách dochází na základě množství vody k bobtnání a smršťování a tím ke změně struktury půdy, pórovitosti a objemové hmotnosti. V neposlední řadě je obsahem vody přímo ovlivněn růst rostlin.

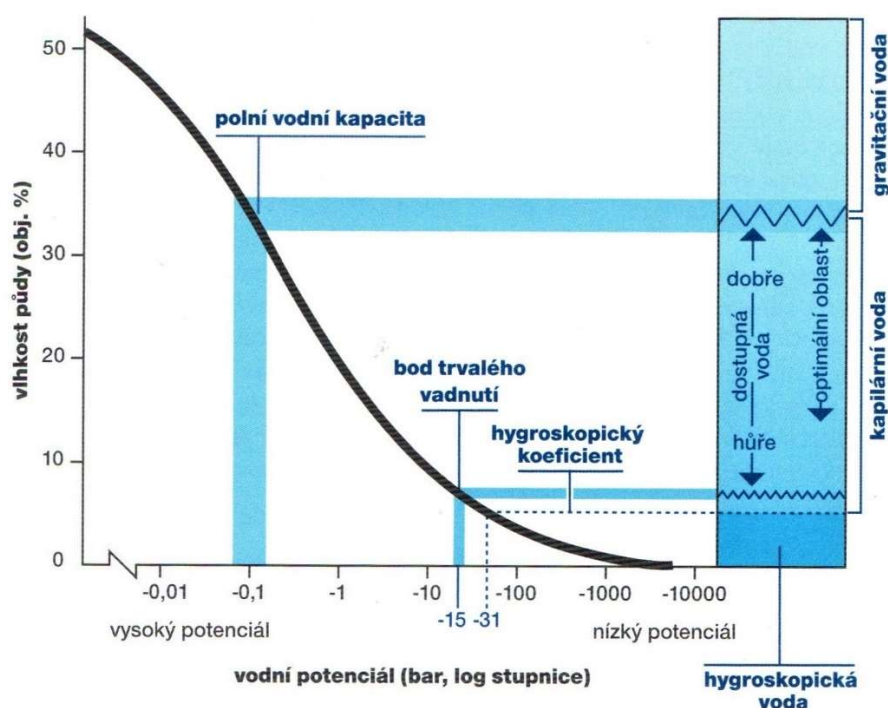
Existují hodnoty obsahu půdní vody, hydrolimity, které charakterizují stav a dostupnost půdní vody rostlinám, která je znázorněna na obrázku 2. Tyto hodnoty nejsou obecně dané pro všechny půdy, ale vždy závisí na struktuře, textuře a pórovitosti jednotlivých půd. Jedná se zejména o maximální vodní kapacitu, polní vodní kapacitu a bod trvalého vadnutí. Maximální vodní kapacita je maximální množství vody, kterou může nasycená půda zadržet. V polních podmínkách se tento stav prakticky nevyskytuje, protože v půdě vždy zůstávají bublinky plynu. Polní vodní kapacita je stav, kdy se všechny makropóry vlivem gravitace vyprázdní a zůstávají plně nasyceny pouze kapilární póry. Bod trvalého vadnutí je potom stav, kdy půda obsahuje vodu silně vázanou adhezními a kohezními silami, které rostliny nejsou schopné překonat (Šimek & Borůvka 2019b).

Pohyb vody v půdě

Půdní fyzika se zabývá především kvantifikací toků jednotlivých fází půdního systému, které vznikají na základě energetických gradientů. Jedním z těchto procesů (mimo toky plynů a tepla) je pohyb vody ve vztahu ke struktuře půdy (Dexter 1997). Pro pohyb vody v půdě jsou důležité obzvláště tyto vlastnosti vody: adheze, koheze a povrchové napětí (Šimek & Borůvka 2019b).

Zadržování vody, pohyb v půdním prostředí, příjem rostlinami i výpar do atmosféry je vždy spojen s volnou energií vody v půdě. Voda se vždy pohybuje z míst s vyšší volnou energií (vlhká půda) do míst s nižší volnou energií (suchá půda) nebo také z míst s vyšším vodním potenciálem do míst s nižším vodním potenciálem. Vztah půdní vlhkosti a vodního potenciálu je znázorněn na obrázku 2. Na rozdíl mezi vodními potenciály jednotlivých míst (gradient vodního potenciálu) je přímo závislá rychlost pohybu vody v půdě. Pokud v půdě nedochází ke gradientu celkového vodního potenciálu, voda v půdě se nepohybuje a dochází k rovnovážnému stavu (Dexter 1997).

Vodní potenciál je rozdíl mezi volnou energií vody v půdě a volnou energií čisté vody. Ten se skládá z jednotlivých složek, které vyjadřují síly, jež ho vytvářejí. Jedná se o potenciál gravitační, vlhkovostní, osmotický a zátěžový. Vodní potenciál se vyjadřuje například jako výška vodního sloupce v cm, v jednotkách tlaku, v pascálech nebo také jako hodnota pF, což je dekadický logaritmus vodního potenciálu vyjádřeného v cm vodního sloupce (Šimek & Borůvka 2019b).



Obrázek 2 Vztah půdní vlhkosti a vodního potenciálu a půdní hydrolimity ve středně těžké půdě (Šimek & Borůvka 2019b; upraveno podle Brady 1990).

Půdní roztok

Voda v půdě obsahuje vždy rozpuštěné látky. Z hlediska půdní chemie se jedná o půdní roztok a hodnotí se jeho složení, narušuje se od půdní fyziky, která se zabývá především jejím

množstvím a pohybem vody v půdě. Vznik půdního roztoku je výsledkem působení vody na půdní minerály a další látky v půdě. Složení půdního roztoku je velmi variabilní v závislosti na průběhu fyzikálních, chemických a biologických procesů a také na čerpání živin rostlinami. Právě pro rostliny má půdní roztok zásadní význam, protože rostliny nejsou schopné čerpat živiny z půdy jinak, než v rozpuštěné podobě právě v půdním roztoku (Šimek & Borůvka 2019b).

3.3 Hydraulické vlastnosti půd

Hydraulické charakteristiky půd popisují pohyb vody v půdě. Hydraulické a mechanické vlastnosti půdních agregátů jsou důležité pro infiltraci a retenci vody. Při průtoku vody v půdě se první vyprázdní velké póry mezi agregáty a transport vody a látek je ovlivněn vlastnostmi jednotlivých agregátů (Peth et al. 2010). Znalost hydraulických vlastností půdy je důležité pro studium půdních procesů, stanovení vody dostupné pro rostliny, proces doplňování zásob podzemní vody, pro předpověď transportu rozpuštěných látek a také kontaminantů v půdním prostředí (Angulo-Jaramillo et al. 2000).

Změna fyzikálních a hydraulických vlastností nastává v důsledku antropogenní činnosti, jako je zpracování půdy, nebo na základě přirozených procesů, například růstu vegetace a také dopadu srážek na povrch půdy (Dexter 1997).

Základní charakteristikou je retenční čára půdní vlhkosti, která vyjadřuje vztah mezi objemovou půdní vlhkostí θ [L^3L^{-3}] a tlakovou výškou h [L]. Dále existuje také křivka hydraulických vodivostí, která vyjadřuje vztah mezi hydraulickou vodivostí K [LT^{-1}] a objemovou půdní vlhkostí θ [L^3L^{-3}] nebo tlakovou výškou h [L]. Tyto dvě charakteristiky nenasycených půd jsou nutné pro popis pohybu vody v půdě v makroskopickém měřítku (Kodešová 2019).

3.3.1 Retenční čára půdní vlhkosti

Pro stanovení retenčních čar půdní vlhkosti existuje řada metod. V terénu lze stanovit retenční čáry měřením vlhkosti pomocí vlhkostního čidla a zároveň měřením tlakové výšky pomocí tenzometrů. V laboratoři pak existují následující metody: metoda přetlaková pomocí přetlakového aparátu, metoda podtlaková (pískový a jílový tank) a metoda přetlaková a podtlaková pomocí Tempských cel (která kromě retenční čáry půdní vlhkosti určí také křivky hydraulických vodivostí).

Přetlakový aparát

Přetlakovým aparátem je aparát s vysokou vstupní hodnotu vzduchu. Tento přetlakový aparát se skládá z tlakové nádoby, kompresoru, regulátoru tlaku, polopropustné keramické membrány, manometru, hadičky a byrety (viz obrázek 3). Regulátor tlaku a manometr umožňuje nastavovat požadovaný přetlak vzduchu v nádobě. Membrána je nasycena vodou a prostor mezi membránou a hladinou vody v byretě je vyplněn vodou. Body retenčních čar půdních vlhkostí jsou poté dány objemovými vlhkostmi zjištěnými gravimetricky a tomu odpovídajícími tlakovými výškami (Kodešová et al. 2015b).



Obrázek 3 Přetlakový aparát pro stanovení retenční čáry půdní vlhkosti.

Podtlakový aparát

Podtlakovým aparátem je například pískový nebo jílový tank. Jedná se o přístroj, který se skládá z kontejneru vyplněného dvěma vrstvami písku, nebo případně jílu a písku, hadičky a nádoby na vodu. Spodní vrstva na dně je písek hrubozrnný, na té se nachází vrstva písku jemnozrnného nebo jílu. Tyto vrstvy jsou nasyceny vodou a tank je napojen otvorem na spodní straně kontejneru na nádobu s vodou pomocí hadičky. Vzorky jsou nasyceny na hodnotu objemové vlhkosti, která se blíží stavu nasycení, umístěny do kontejneru a postupnými tlakovými kroky jsou drénovány vždy do ustáleného stavu. Tlakové kroky jsou dány polohou hladiny vody v nádobě pod rovinou ve středu neporušených půdních vzorků. Body retenčních čar jsou poté dány z objemových vlhkostí, zjištěných gravimetricky a tomu odpovídajících tlakových výšek (Kodešová et al. 2015b).

Tempská cela

Tempská cela je podtlakovým i přetlakovým aparátem. Nachází se v ní také keramická destička (obrázek 4), stejně jako u podtlakového aparátu. Ta je nasycena vodou, ve spodní části připojena hadičkou k byretě a prostor mezi destičkou a byretou je vyplněn vodou. Tlaková výška je poté nastavena buď polohou byrety pod úrovní ve středu polohy vzorku, anebo pomocí zdroje přetlaku vzduchu. Do tempské cely jsou umístěny vzorky a jsou nasyceny, poté jsou v postupných tlakových krocích drénovány do ustáleného stavu a zaznamenáván kumulativní odtok vody (jsou zjištěny drenážní větve retenční čáry). Poté je vzorek v několika krocích zvlhčován a měří se kumulativní přítok vody do vzorku (jsou zjištěny zvlhčovací větve retenčních čar půdních vlhkostí). Body retenčních čar jsou dány objemovými vlhkostmi půdních vzorků zjištěnými bilancí objemu přítoku/odtoků vody do a z byrety a odpovídajícími tlakovými výškami danými hodnotou podtlaku vody nebo přetlaku vzduchu (Kodešová et al. 2015b).

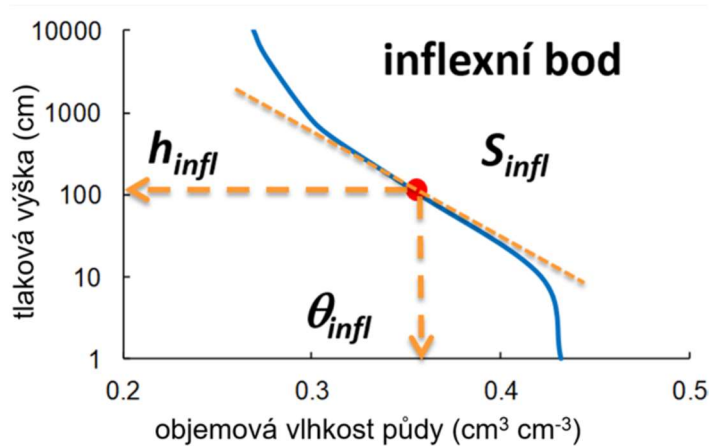


Obrázek 4 Tempská cela (ekotechnika.cz).

Matematický popis retenční čáry půdní vlhkosti

Retenční čáry půdní vlhkosti mohou být popsány různými empirickými rovnicemi. Jedná se rovnici Brookse a Coreyho (1964) a rovnici van Genuchtena (1976), jejíž kombinace s modelem Mualema (van Genuchten 1980) je popsána v kapitole 4.3 Stanovení hydraulických vodivostí. Výpočet parametrů v jednotlivých rovnicích probíhá z experimentálních bodů pomocí optimalizačních technik. Proložená retenční čára poté musí probíhat co nejbližší experimentálních bodů.

Na retenční čáře se nachází inflexní bod (obrázek 5). Hodnota inflexního bodu udává kvalitu půdy z fyzikálního hlediska (Dexter 2004a,b,c; Fér et al. 2016). Na retenční čáře se jedná o bod, kdy přechází čára z konvexní do konkávní části, mění se tedy zakřivení grafu.



Obrázek 5 Inflexní bod retenční čáry půdní vlhkosti.

3.3.2 Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost půdy popisuje pohyb vody v porézním prostředí půdy (Soracco et al. 2019). Jedná se o velmi důležitou vlastnost půdy zejména pro modelování toku vody a kontaminantů v půdním profilu (Kodešová et al. 2006; 2015c), zavlažování nebo odvodňování.

3.3.2.1 Nasycená hydraulická vodivost

Laboratorní metody

V laboratoři lze nasycené hydraulické vodivosti stanovit pomocí přístrojů s konstantním a proměnným spádem. Neporušený půdní vzorek je nasycen vodou za působení konstantního tlaku vody na spodním okraji vzorku. Poté je na horním okraji aplikována tlaková výška, která je větší než na spodním okraji. Rozdílem mezi tlakovými výškami dochází k průtoku vody půdním vzorkem. Přístroj s konstantním spádem udržuje rozdíl tlakových výšek h na stejné úrovni, u přístroje s proměnným spádem dochází k poklesu tlakové výšky na horním okraji a ke změně rozdílů tlakových výšek (Kodešová 2019).

Pro výpočet je využívána rovnice pro Darcyho zákon:

$$\frac{V}{A_2 t} = v = K_s \frac{h}{L_s} \quad \text{potom} \quad K_s = \frac{L_s V}{h A_2 t} \quad (1)$$

kde V je objem proteklé vody, t je čas, A_2 je průřezová plocha, K_s je nasycená hydraulická vodivost a h je tlaková výška a L_s je vzdálenost mezi dvěma body (h/L_s je gradient potenciálu).

Terénní metody

Metody pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti v terénu jsou následující: dvouválcová výtopová infiltrace, tlakový permeametr (propustoměr) a Guelphský permeametr. Pokud je na místě měření hladina podzemní vody, lze změřit nasycenou hydraulickou vodivost v nasycené části půdního profilu jednosondovou a piezometrickou metodou.

Guelphský permeametr je často používanou metodou společně s měřením nenasyčené hydraulické vodivosti podtlakovým diskovým permeametrem. Guelphský permeametr (obrázek 6) je umístěn do vyvrtané sondy o známém průměru. Pomocí trubice, která zajišťuje přístup vzduchu, je nastavena hladina vody v sondě (konstantní tlaková výška) a je zjištěna ustálená hodnota infiltrační rychlosti (Kodešová 2019). Na svažitéch územích je problematické zajistit vodorovný povrch, kde by bylo možné umístit diskový permeametr, nebo provést výtopou infiltraci, proto je na těchto místech vhodné využít Guelphský permeametr (Kodešová et al. 2015b).



Obrázek 6 Guelphský permeametr (soilmoisture.com).

3.3.2.2 Nenasycená hydraulická vodivost

Laboratorní metody

Nenasycenou hydraulickou vodivost je možné v laboratoři stanovit pomocí následujících metod: crust metoda, one-step outflow metoda, multi-step outflow metoda a evaporační metoda. Body křivek nenasycených hydraulických vodivostí jsou dány nastavovanými nebo měřenými tlakovými výškami h a tomu odpovídajícími hydraulickými vodivostmi. Ty jsou spočítány na základě znalosti rychlosti toku vzorkem a gradientu potenciálu.

Crust metoda funguje na podobném principu, jako metoda konstantního spádu v případě měření nasycené hydraulické vodivosti. Neporušený půdní vzorek je umístěn na sloupec hrubozrnného písku a na horním okraji je vytvořena vrstva jemnozrnného materiálu. Na horním okraji je nastavena tlaková výška a průtok vzorkem je omezen krustou na vrchu vzorku. Tím vzniká nenasycené proudění. Následující dvě metody měří současně jak retenční čáru půdní vlhkosti, tak křivku nenasycené hydraulické vodivosti. One-step a multi-step outflow (inflow) metoda probíhá v Tempských celách, kdy na začátku nasycený vzorek je postupně drénován a je zaznamenáván kumulativní odtok vody. V případě evaporační metody je plně nasycený vzorek umístěn na váhy, které měří úbytek vody výparem a zároveň jsou měřeny tlakové výšky dvěma tenzometry (Kodešová 2019; Kodešová et al. 2015b).

Terénní metody

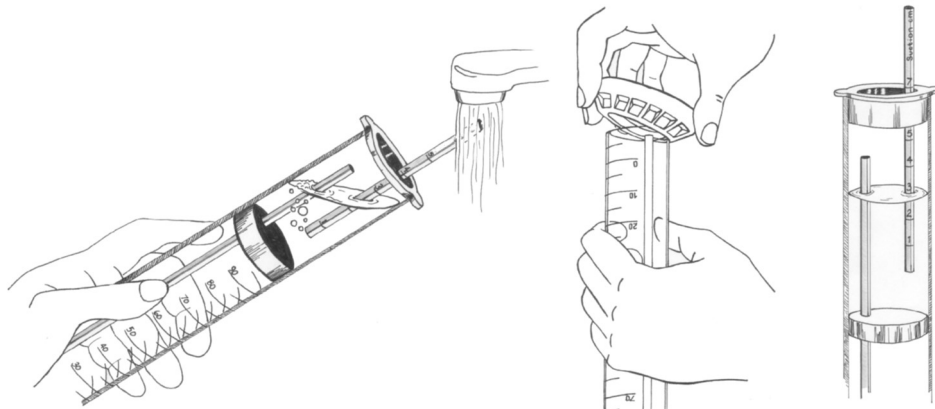
Pro měření nenasycené hydraulické vodivosti v terénu se používá podtlakový diskový permeametr (obrázek 7). Ten se skládá ze zásobníku vody, membrány propouštějící vodu a probublávací věže. Trubicemi v probublávací věži je nastaven podtlak vody a membrána je umístěna tak, aby těsně přiléhala na půdu. Body nenasycených hydraulických vodivostí jsou pak dány nastavenou tlakovou výškou a hodnotami hydraulické vodivosti (Kodešová 2019; Kodešová et al. 2015b). Jednou z nejdůležitějších vlastností diskových permeametrů je možnost nastavení tlaku. Tato možnost umožňuje eliminovat proudění v makropórech a měření je tak nezávislé na preferenčních účincích (Dohnal et al. 2010). Pomocí analýzy dat z infiltrace lze snadno získat informaci o sorptivitě půdy (Dexter 1997).



Obrázek 7 Podtlakový diskový permeametr (metergroup.com; soilmoisture.com).

Mini Disk infiltrometr

Mini Disk infiltrometr od firmy Metergroup je ve srovnání s tradičními infiltrometry velmi kompaktní a levné zařízení vhodné pro měření v terénu. Lze ho použít také k měření vodoodpudivosti půdy.



Obrázek 8 Mini Disk infiltrometr, postup plnění vodou a nastavení tlakové výšky (METER Group 2018).

Jednotlivé části infiltrometru jsou zobrazeny na obrázku 8. Infiltrometr se skládá ze zásobníku vody, probublávací věže a polopropustné membrány. Zásobník vody a probublávací věž infiltrometru se naplní vodou. Pomocí vrchní probublávací věže je nastaven tlak. Nastavení tlaku probíhá v závislosti na půdním typu. Pro většinu půd je vyhovující nastavení tlaku -2 cm, pro písčité půdy s rychlým průtokem je však vhodné nastavit tlak na -6 cm a v případě kompaktních půd s pomalejší infiltrací vody pak -0,5 cm (METER Group 2018).

Spodní část infiltrometru se skládá ze zásobníku na vodu, která se infiltrované do půdy, a porézní membrány z nerezového kovu, která neumožňuje průnik vody na vzduchu. Membránu není nutno předem sytit. Po umístění infiltrometru na půdu začne voda přes membránu vtékat do půdy rychlostí určenou hydraulickými vlastnostmi půdy. Objem vody, která vtéká do půdy, je zaznamenáván ve specifických časech, v případě silty loam půdy je doporučeno výrobcem 30 vteřin (METER Group 2018).

Vyčíslení hydraulických vodivosti popisuje řada metod. Jednou z nich je metoda navržená Woodingem (1968), kdy je hodnota hydraulické vodivosti vyhodnocena z ustáleného infiltračního toku na konci experimentu. Dále existuje metoda navržená Zhangem (1997), kdy je hodnota hydraulické vodivosti vyhodnocena ze sorptivity vyhodnocené z počátečního průběhu kumulativní infiltrace vody do půdy (Kodešová et al. 2015b). Rovnice pro vyčíslení hydraulických vodivosti těmito dvěma způsoby jsou uvedeny v metodice této práce v kapitole 4.4.1 Měření nenasyčené hydraulické vodivosti.

Matematický popis hydraulických vodivostí a jejich předpověď

Hydraulické vodivosti nenasycených půd ($K_{(h)}$) mohou být popsány pomocí následujících rovnic:

a) Brooks and Corey

$$K_{(h)} = K_s \theta_e^{a\lambda+b} \quad (2)$$

kde K_s je nasycená hydraulická vodivost [LT^{-1}], θ_e je efektivní vlhkost [L^3L^{-3}] a a [-], b [-] a λ [-] jsou parametry.

b) Van Genuchten

$$K_{(h)} = K_s \theta_e^b \left[1 - \left(1 - \theta_e^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^a \quad (3)$$

kde a [-], b [-], c [-], n [-] a m [-] jsou parametry. Parametr m je funkcí parametru n ($m=1-c/n$; $n>1$).

c) Gardnerův exponenciální model (1958)

$$K_{(h)} = K_s \exp(\alpha_G h) \quad (4)$$

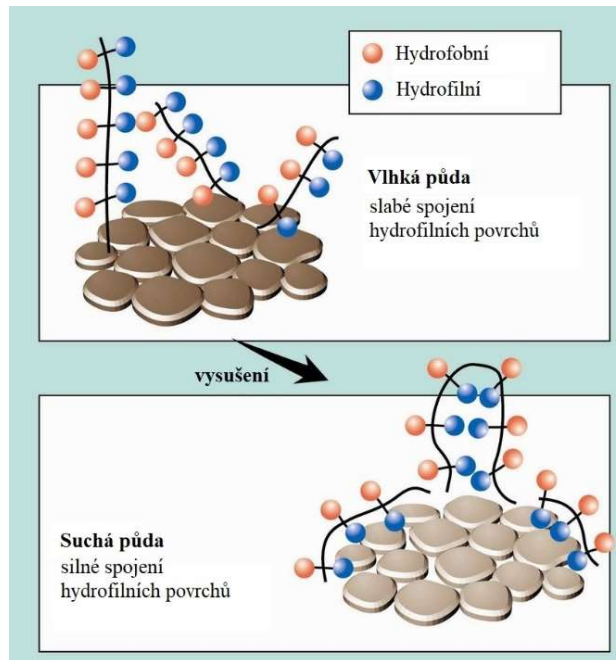
kde h je tlaková výška [L], $K_{(h)}$ je nenasycená hydraulická vodivost [LT^{-1}] a α_G je sorpční číslo.

Průběh hydraulických vodivostí může být předpovězen pomocí rovnic 1 nebo 2 na základě známého průběhu retenční čáry půdní vlhkosti vyjádřeného pomocí rovnic popisujících tvar retenční čáry a naměřené hodnoty nasycené hydraulické vodivosti K_s užitím teorie Burdina (1953) nebo Mualema (1976). Pak v případě rovnice 1 platí $a = 2$, $b = 3$ pro model Burdina a $a = 2$, $b = 2,5$ pro model Mualema. Dále rovnice 2 platí $a = 1$, $b = 2$, $c = 2$ pro model Burdina a $a = 2$, $b = 0,5$, $c = 1$ pro model Mualema.

3.3.3 Vodoodpudivost

Vodoodpudivost půdy je definována jako snížení smáčivosti půdy v důsledku hydrofobních potahů na povrchu půdních částic (Moret-Fernández et al. 2019). Vodoodpudivost půdy je velmi důležitou charakteristikou půd, která je ovlivněna množstvím a kvalitou půdní organické hmoty, pH, vegetací, strukturou půdy a také klimatem (Seaton et al. 2019).

Odpuzování vody je způsobeno přítomností hydrofobních povlaků na povrchu půdních částic (obrázek 9). Tento povlak vytvářejí amfifilní sloučeniny, což jsou látky, které mají jak hydrofobní, tak hydrofilní vlastnosti. Tyto látky produkují kořeny, vznikají při rozkladu organické hmoty a zejména hub, nebo se dostávají do půdy aplikací odpadních vod a kalů. Za vlhka jsou tyto sloučeniny silně hydrofilní, ale pokud nastane kriticky nízká vlhkost, hydrofilní konce sloučenin se spojí navzájem a vytvoří se hydrofobní povrch, který je vodoodpudivý (Doerr et al. 2000; Hallett 2007; Król et al. 2015).



Obrázek 9 Přechodná povaha vodoodpudivosti způsobená amfifilními sloučeninami na povrchu půdních částic (upraveno podle Hallett 2007).

Vodoodpudivost je prostorově a časově velmi variabilní. Pokud po delší dobu přetrvává vlhké období, může vymizet a objevit se opět během období sucha, kdy opět vlhkost klesne pod kritický práh (Lichner et al. 2007). Pokud je půda vodoodpudivá, nemůže probíhat infiltrace vody a dochází k povrchovému odtoku a vodní erozi (Hallett et al. 2001). Na extrémně vodoodpudivých půdách se na povrchu vytvoří kapky vody, které se před infiltrací často vypaří (Hallett 2007). Vodoodpudivost je typická pro zemědělsky obdělávané půdy (Hallett et al. 2001).

Pro stanovení vodoodpudivosti bylo vyvinuto vícero technik. Jednou z nich je metoda WDPT (water drop penetration time), která je založena na době potřebné k infiltraci kapky vody do půdy (Dekker et al. 1998). Tento test je snadno proveditelný v terénu. Další možností je metoda MED (molarity of an ethanol droplet), která je rozšířením předchozí metody a etanol je využíván ke změně povrchového napětí kapaliny (Hallett 2007). Tillman et al. (1989) navrhl metodu, kdy se pro výpočet indexu repelence RI srovnává sorptivita vody a sorptivita etanolu. Výpočet indexu repelence byl proveden v této práci a v kapitole 4.4.1 Měření nenasycené hydraulické vodivosti v metodické části jsou uvedeny rovnice pro výpočet tohoto indexu.

3.4 Vliv hospodaření na hydraulické vlastnosti půdy

Hospodaření silně ovlivňuje strukturu půdy a s ní související hydraulické vlastnosti půd (Kodešová et al. 2011; Fér et al. 2016). Hydraulické vlastnosti půd se mohou v průběhu času měnit v důsledku mnoha faktorů, jedněmi z těchto faktorů jsou zemědělský management a také změna vegetace a její distribuce kořenů (Lu et al. 2020). Při obdělávání půd se půdní vlastnosti mění také v průběhu času (Jirků et al. 2013). Vegetace vykazuje významnou časovou variabilitu, například u zemědělsky obdělávaných půd je sezónní i meziroční variabilita vysoká, změny porostu také vznikají při mýcení a opětovném zalesnění pozemků (Lu et al. 2020).

3.4.1 Kořenový systém rostlin

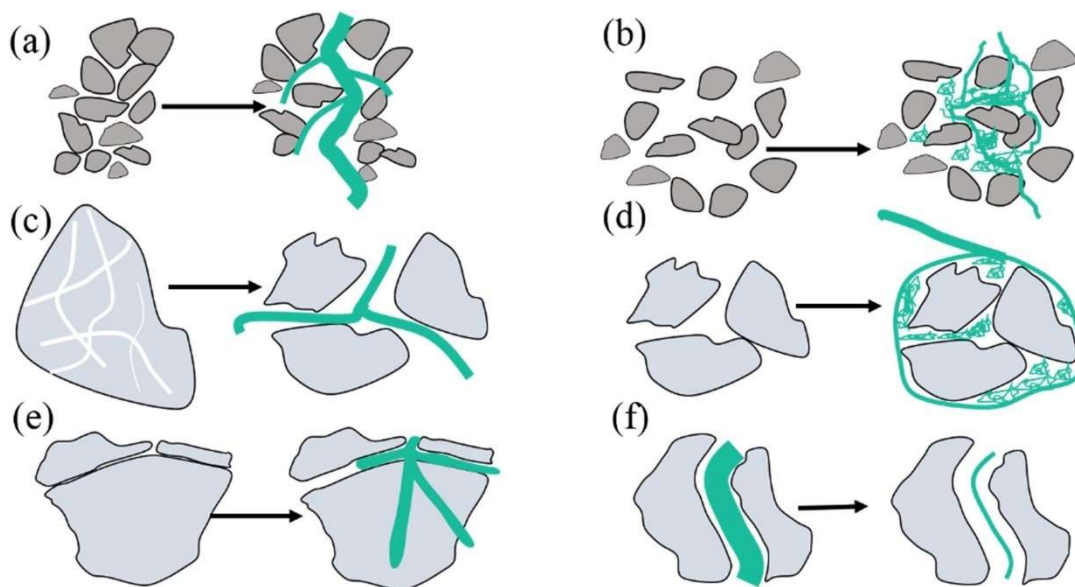
Problematika vlivu kořenového systému na hydraulické vlastnosti půdy je velmi složitá. Růst kořenů a také jejich rozpad závisí na stavu vegetace, který je závislý na řadě faktorů, jako je sluneční záření, dostupnost vody, obsah živin a také na přítomnosti škůdců a chorob (FAO 1984). Růst kořenového systému také závisí na klimatických podmínkách, textuře půdy a na zemědělském využití půdy. Tyto faktory mohou ovlivnit distribuci kořenů a tím vést k ovlivnění hydraulických vlastností půd (Lu et al. 2020).

Růst kořenového systému také závisí na klimatických podmínkách, a to jak na dlouhodobých, tak i sezónních (Lu et al. 2020). Schenk a Jackson (2002) vytvořili databázi více než 1300 záznamů o kořenových systémech různých rostlin v rozdílných klimatických podmínkách a zjistili, že v relativně suchém a horkém podnebí vytváří rostliny kořenový systém mělký a širší a v chladném a vlhkém podnebí naopak systém hlubší a užší. Ovšem toto neplatí pro všechny rostliny, určitá skupina rostlin v teplých podmínkách, kde je vysoký potenciál evapotranspirace, vytvářela menší kořenové systémy než v chladném klimatu (Schenk & Jackson 2002).

Vývoj kořenového systému je také ovlivněn texturou půdy (Stirzaker et al. 1996). Jedná se o hloubku půdy, zrnitostní složení a případné zhutnění půdy. Tyto vlastnosti půd se liší v jednotlivých půdních typech, subtypech a v závislosti na dalších proměnných jako je například již zmíněná eroze či zemědělské využití půdy. Kořeny také ovlivňují strukturu půdy a mohou způsobit preferenční tok vody a ovlivnit transport kontaminantů (Kodešová et al. 2006, 2015c). Také chemické vlastnosti půdy mají vliv na vývoj kořenového systému. Například salinita může snižovat osmotický potenciál půdního roztoku (Hillel 2004). Nepravidelně také může docházet k epizodickým událostem, jako jsou požáry nebo vodní či větrná eroze, ovlivňující distribuci kořenového systému. Vodní režim v půdě je výrazně ovlivněn kořeny rostlin v důsledku transpirace (Novák 2012).

Antropogenní ovlivnění zemědělským využíváním půdy má také vliv na zakořenění rostlin. V rámci hospodaření na půdě dochází ke sklizni plodin, spásání, sečení nebo mýcení lesů. Ponechané kořeny rostlin v půdě po odstranění vegetace mají stále vliv na hydraulické vlastnosti půd. Mohou ucpávat půdní póry a snižovat hydraulickou vodivost půd, ale při rozpadu těchto kořenů dochází ke vzniku preferenčních cest (Mitchell et al. 1995; Ghestem et al. 2011).

Kořeny při svém růstu využívají prostor v půdě a interagují s půdou chemicky, fyzicky i biologicky různými mechanismy, mezi které patří uvolňování kořenových exsudátů, přeskupování půdních částic, ucpávání pórů, praskání makroagregátů, slučování mikroagregátů a tvorba makropórů (viz obrázek 10; Lu et al. 2020). Při přeskupování půdních částic mají větší význam silnější kořeny, naopak jemné kořeny mají tendenci růst v již vytvořených pórech. Pokud kořeny rostlin sloučí půdní částice, zvýší se objem makropórů v půdě, zatímco dezagregací vznikne více mikropórů. Zvýšení objemu makropórů může zvýšit hydraulickou vodivost vznikem preferenčních cest v půdě (Scholl et al. 2014).



Legend



Obrázek 10 Schéma procesů změn půdní struktury ovlivňující hydraulické vlastnosti půd způsobených kořeny; a) přeskupování půdních částic; b) ucpávání pórů; c) praskání makroagregátů; d) sloučení mikroagregátů; e) pronikání kořenů do pórů a jejich rozšiřování; f) vznik pórů rozpadem nebo smrštěním kořenů (Lu et al. 2020).

Metody hodnocení kořenového systému jako faktoru ovlivňujícího hydraulické vlastnosti půdy

Primární metodou pro studium kořenových systémů v souvislosti s hydraulickými vodivostmi je skleníkový nádobový experiment (například Scholl et al. 2014; Leung et al. 2018). Jednotlivé druhy rostlin jsou pěstovány za stanovených podmínek a zároveň jsou měřeny hydraulické vlastnosti půdy (jako je tlaková výška a půdní vlhkost) v různých fázích růstu. Studie Scholl et al. (2014) také používala pro výpočet inverzní analýzu.

Polní metody využívají odběr neporušených půdních vzorků z horních vrstev půdy s vysokou hustotou kořenů. Pomocí těchto vzorků jsou změřeny retenční čáry půdní vlhkosti (Holthan et al. 2007). Nevýhodou zpracování neporušených půdních vzorků v laboratoři je ovlivnění hydraulických vlastností odběrem vzorků a relativně malým objemem těchto vzorků (Lu et al. 2020). Další z polních metod jsou metody stopovačů, látek specifické vlastnosti (barva či teplo), díky kterým lze sledovat proces infiltrace vody do půdy. Barevné stopovače vyznačí v půdě cesty proudění vody a poté je možné odebrat vzorky a tyto cesty sledovat. Využití výsledků infiltrace pro studium nenasycené hydraulické vodivosti využívala řada studií (Hu et al. 2009; Kodešová et al. 2011; Yu et al. 2018). Terénní studie s odběrem neporušených vzorků z více horizontů velmi dobře odrážejí hloubkovou variabilitu kořenového systému.

Nádobové experimenty jsou obvykle prováděny v počátečních růstových stádiích kořenů, a tak výsledky těchto studií souvisí především s reakcemi půdy na klíčení rostlin (Lu et al. 2020). Oproti tomu polní experimenty jsou často prováděny v dlouhodobém měřítku. Laboratorní metody zkoumání vlivu kořenového systému na hydraulické vlastnosti půd zahrnují většinou malé neporušené vzorky půdy, homogenní vzorky půdy v nádobovém

experimentu a využívají jednotlivé druhy rostlin. Tyto údaje je však velmi složité použít v případě porostů smíšených rostlin (Lu et al. 2020).

Kořenový systém obecně má vliv především na změny v pórovitosti půdy a distribuční funkci velikosti pórů. Pórovitost může být vlivem kořenového systému jak zvýšena (Chen et al. 2018; Scholl et al. 2014), tak snížena (Holtham et al. 2007).

Gonzalez-Sosa et al. (2010) ve své studii měřili hydraulické vlastnosti půd v různých vegetačních porostech na písčitohlinitých půdách a zjistili, že pórovitosti se od sebe lišili v lesních půdách, porostech trav a různých zemědělských plodinách. Výsledky této studie poukazují na nutnost brát v úvahu typ vegetace, ale i další aspekty využití půdy (Gonzalez-Sosa et al. 2010). Lu et al. (2020) vyhodnotil datový soubor z celé řady studií k nalezení obecných vztahů týkajících se vlivu kořenového systému na hydraulické vlastnosti půdy. Obecně lze z této studie vyvodit, že nasycená vlhkost se pravděpodobně zvyšuje v půdách s vegetací a parametr retenčních čar α se oproti tomu v těchto půdách snižuje. Změny, respektive zvýšení nasycené hydraulické vodivosti v důsledku vytvoření preferenčních cest toků kořeny rostlin zjistili studie Hu et al. (2009) a Kodešová et al. (2011). Studie Chen et al. (2018) zjistila vyšší nenasyčené hydraulické vodivosti v půdě s kořeny rostlin ve srovnání s měřením na holé půdě.

Na hydraulické vlastnosti nemá vliv pouze samotný porost, ale také stádium růstu rostlin. Yu et al. (2016) zjistili, že nasycená hydraulická vodivost roste úměrně s růstem průměru kořene. Bylo také pozorováno, že se nasycená hydraulická vodivost snížila v případě, že se kořeny vyvinuly nad určitou úroveň a vytvořily tak fyzickou překážku v pórovém systému (Jotisankasa & Sirirattanachat 2017).

Kořeny trav jsou charakteristické jemným kořenovým systémem o vysoké hustotě. Jejich jemný kořenový systém zvyšuje heterogenitu distribuční funkce velikosti pórů, což může vést ke zvýšení nasycené hydraulické vodivosti a také ke zvýšení nasycené vlhkosti, pokud jsou však jemné kořeny méně husté, mají tendenci blokovat půdní póry, což vede ke snížení nasycené hydraulické vodivosti a nasycené vlhkosti (Lu et al. 2020).

Z velmi variabilních výsledků výše zmíněných studií vyplývá, že vliv kořenového systému na hydraulické vlastnosti půd je velmi složitý a je výsledkem velké řady různých faktorů, které spolu navzájem interagují. Je tedy výzvou přisuzovat změny hydraulických vlastností právě dané vegetaci a jejímu kořenovému systému (Lu et al. 2020).

3.4.2 Ekologické a konvenční zemědělství

Způsob hospodaření je jedním z hlavních faktorů ovlivňujících uspořádání půdních pórů a s tím související hydraulické vlastnosti půdy. Změny v pórovém systému se týkají především makropórů. Hospodaření má také zásadní vliv na vývoj vodoodpudivosti půdy (Hallett et al. 2001). Při přechodu hospodaření z konvenčního na ekologické zemědělství, a s tím spojená snížená intenzita obdělávání půdy, může zpočátku dočasně zhoršit schopnost půdy zadržovat a infiltrovat vodu (Sandin et al. 2017). Konvenční zemědělství může vést ke snížení stability půdních agregátů, retenční schopnosti půdy a také hydraulické vodivosti (Kodešová et al. 2011; Fér et al. 2020).

Způsob hospodaření může také ovlivnit vodoodpudivost půdy. Tato půdní vlastnost může být ovlivněna především množstvím organické hmoty, kvalitou organické hmoty (Fér & Kodešová 2012), vegetací, strukturou půdy a klimatem (Fér et al. 2020). Měření

vodoodpudivosti půdy probíhá několika způsoby, jak bylo již popsáno v kapitole 3.3.3 Vodoodpudivost. Zvýšení vodoodpudivosti v zemědělství s omezeným zpracováním půdy vzniká především kvůli tvorbě organicko-minerálního povlaku na povrchu pórů. Tyto povlaky zvyšují stabilitu půdních agregátů (Kodešová et al. 2011) a snižují ztráty půdy v důsledku vodní eroze. Pokud je snížena smáčivost povrchu pórů nebo je snižena hydraulická vodivost (Fér & Kodešová 2012), může vznikat preferenční tok vody v půdě a může docházet k přenosu kontaminantů do větších hloubek (Kodešová et al. 2009).

Studie Król et al. (2013) ukazuje, že vodoodpudivost byla vyšší v konvenčním zemědělství ve srovnání s plochami ekologického zemědělství. Lichner et al. (2007) ve své studii porovnává repelenci půdy na lesních půdách a jasně prokázal, že vodoodpudivost ovlivnila hydraulické vlastnosti půdy.

Vliv způsobu hospodaření na hydraulické vlastnosti půdy a porozitu vlastnosti studovalo několik autorů. Jejich výsledky však nejsou jednoznačné. Studie Bodhinayake et al. (2004) zjistila vyšší hydraulickou vodivost a vyšší makroporozitu při minimalizaci zpracování půdy ve srovnání s konvenčním zemědělstvím. Také vlivem vyšší biologické aktivity a díky nižšímu narušení svrchní půdy vrstvy vzniklo vyšší propojení makropórů v půdách s minimalizací zpracování půdy. Vyšší hodnoty hydraulické vodivosti a vyšší makroporozitu v konvenčním zemědělství ve srovnání s ekologickým zemědělstvím zjistili Díaz-Zorita et al. (2002) a Soracco et al. (2019). De Almeida et al. (2018) dospěli k závěru, že infiltraci vody ovlivňuje spíše vegetační pokryv a využití půdy než systém zpracování půdy.

4 Metodika

Oblast, ve které probíhal po dobu šesti měsíců pravidelný odběr vzorků půdy a terénní měření se nachází v okrese Jablonec nad Nisou, v katastrálním území obce Kokonín. Na pozemcích se hospodáří v režimu certifikovaného ekologického zemědělství a pro účely této diplomové práce byly vybrány následující plodiny: jetelotráva, pšenice a žito.

Na vybraném území na rozdílných hospodářských plodinách byly odebrány porušené a neporušené půdní vzorky. Porušené vzorky byly použity ke stanovení základních fyzikálních a chemických charakteristik půd. Neporušené půdní vzorky odebrané do 100 cm³ (Kopeckého) válečků byly použity ke stanovení objemových hmotností, pórovitosti a byly změřeny retenční čáry půdní vlhkosti. Dále pak byla měřena pomocí Mini Disk infiltrometrů infiltrace vody a také etanolu pro zjištění nenasyčené hydraulické vodivosti a repelence půdy a sledována teplota a srážky pomocí senzorů TMS-4 od firmy TOMST. Pro popis půdního profilu byla vykopána půdní sonda, diagnostikovány půdní horizonty a určen půdní typ za pomoci Taxonomického klasifikačního systému půd České republiky (Němeček et al. 2008).

4.1 Charakteristika území

Odběr vzorků a terénní měření bylo provedeno v lokalitě Kokonín, na pozemcích Ing. et Ing. Marka Drápala, Ph.D., který již s Českou zemědělskou univerzitou v Praze v minulosti spolupracoval. Hospodaření tohoto podniku má převážně samozásobitelský charakter s prodejem přebytků. Podnik se zabývá pěstováním tržních plodin, zeleniny, ovoce, hospodaří na louce s produkcí sena a má experimentální vinici.

Hlavní produkční plochou hospodářství je pole o výměře 2,18 hektarů (obrázek 11). Nachází se v katastrálním území obce Kokonín (viz obrázek 12) na parcelních číslech 208/3 a 208/38, díl půdního bloku 1205/4. Průměrná nadmořská výška je zde 554 metrů nad mořem. Orná půda se nachází v mírně svažitém jižním svahu, průměrná sklonitost je 6,56°. Od roku 2020 je plocha plně v režimu ekologického zemědělství.



Obrázek 11 Hlavní produkční plocha hospodářství Kokonín



Obrázek 12 Mapa polohy zájmového území (geoportal.gov.cz)

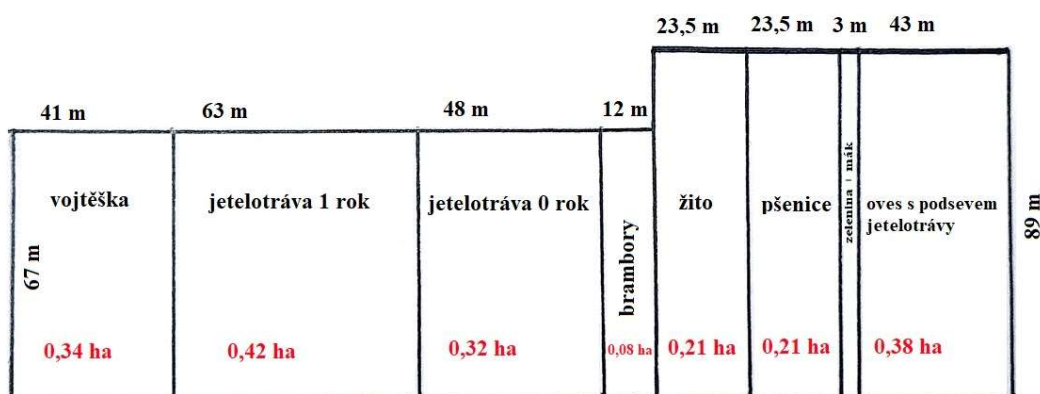
4.1.1 Popis hospodaření

Na pozemku je hospodařeno v režimu certifikovaného ekologického zemědělství. V roce 2017 proběhla registrace pozemků do ekologického zemědělství. Pro přechod plně do režimu ekologického zemědělství jsou pozemky v přechodném období, které je na orné půdě a travních porostech stanoveno na dva roky (Ministerstvo zemědělství 2016). V roce 2020 již přešly pozemky plně do režimu ekologického zemědělství.

Pro hnojení půdy jsou používána statková hnojiva z přílehlého malochovu skotu. Porosty jetelotrávní směsky a vojtěšky obohacují půdu vázáním vzdušného dusíku. Osevní sled je plánován jako pětiletý. V přechodném období byly pěstovány na větší ploše jetelotrávy z důvodu potlačení vytrvalých plevelů. Pro potlačení plevelů je také nutné pravidelné sečení (viz tabulka 3).

Dále jsou na pozemku dodržovány požadavky Státního zemědělského intervenčního fondu. Mezi ně patří například provádět podzimní orbu pouze pokud dojde k výsevu ozimu nebo mezi plodiny do 20. září nebo zaplavení hnoje (pokud nejsou zaorávány posklizňové zbytky, tak minimálně 35 t/ha), brambory a jiné erozně nebezpečné plodiny pěstovat bez podsevu pouze na ploše menší než 0,4 ha a bezprostředně pod touto plochou musí být minimálně 24 metrů erozně bezpečné plodiny, přičemž řádky musí být po vrstevnici, nebo nehnojit přemokřenou, zaplavenou, zmrzlou či zasněženou půdu a nehnojit v zimním období (Drápal 2020).

V roce 2020 zaujímaly největší plochu této orné půdy jetelotrávy. Dále zde byly pěstovány ozimé obilniny (pšenice a žito), vojtěška, brambory, mák a zelenina. Obrázek 12 zobrazuje plánek výsevů, kde znázorněno, jaké plochy zaujímaly jednotlivé pěstované plodiny. Dále tabulka 3 zobrazuje evidenci operací na námi sledovaných plochách.



Obrázek 13 Plánek výsevů (upraveno podle biohospodarstvi.cz)

Tabulka 3 Evidence operací (upraveno podle biohospodarstvi.cz)

Datum	Operace	Váha	Plodina	Rozloha	Mechanizace
09.10.2019	výsev	210 kg/ha 42 kg	pšenice Tengri	0,2 ha	strojní, secí kombinací
09.10.2019	výsev	160 kg/ha, 32 kg	žitó Aventino	0,2 ha	strojní, secí kombinací
02.04.2020	výsev	40 kg/ha	jetelotráva	1,12 ha	strojní, secí kombinací
16.07.2020	plevelná seč		jetelotráva	1,12 ha	strojní sekání + rozhození + sběr
04.08.2020	sekání		jetelotráva	1,12 ha	strojní sekání + rozhození
06.08.2020	obracení		jetelotráva	1,12 ha	strojní
08.08.2020	obracení		jetelotráva	1,12 ha	strojní
11.08.2020	obracení		jetelotráva	1,12 ha	strojní
21.08.2020	sklizeň	400 kg	žitó Aventino	0,27 ha	strojní, kombajn Bautz T600 S
21.08.2020	sklizeň	420 kg	pšenice Tengri	0,27 ha	strojní, kombajn Bautz T600 S
15.09.2020	obracení		jetelotráva	1,12 ha	strojní
17.09.2020	obracení		jetelotráva	1,12 ha	strojní
20.09.2020	balení	seno 20 balíků	jetelotráva	1,12 ha	strojní
15.10.2020	rozmetání	25 t	kravský hnůj	1,1 ha	strojní, na ponechanou slámu
16.10.2020	orba			1,1 ha	strojní, hluboká, zaorání slámy a hnoje

Měření a odběr vzorků probíhal na následujících plochách: jetelotráva vysetá v roce 2019 (0,42 ha), jetelotráva vysetá v roce 2020 (0,32 ha), žitó ozimé odrůda Aventino (0,21 ha) a pšenice ozimá odrůda Tengri (0,21 ha).

Jetelotravní směs

V použité jetelotravní směsi převažuje jetel luční (51 %), dále je zastoupen jílek vytrvalý, jílek jednoletý, jílek mnohokvětý a kostřava luční. Jednotlivé odrůdy a procentuální zastoupení v jetelotravní směsi je uvedeno v tabulce 4.

Tabulka 4 Soupis druhů použitých v jetelotravní směsi (Drápal 2020)

Druh	Podíl
Jetel luční SLAVÍN BIO	31 %
Jetel luční MANUELA BIO	10 %
Jetel luční TEMPUS BIO	10 %
Jílek vytrvalý SADEK	20 %
Jílek jednoletý LEVIT BIO	15 %
Jílek mnohokvětý PROLOG	9 %
Kostřava luční ROŽNOVSKÁ BIO	5 %

Pšenice ozimá *Triticum aestivum L.*, odrůda Tengri

Odrůda Tengri je vyzrálá velmi kvalitní odrůda. Jedná se o odrůdu určenou k pěstování v ekologickém zemědělství. Má vysoký vzrůst, až 112 cm a dobře potlačuje plevele. Je to odrůda vhodná na stanoviště se středními až extenzivními podmínkami a vykazuje dobrý zdravotní stav (PRO-BIO 2017).

Žito ozimé *Secale Cereale L.*, odrůda Aventino

Odrůda Aventino byla registrována v roce 2002. Jedná se o odrůdu, která tvoří volně se opylující populace. I tato odrůda je určena pro pěstování v ekologickém zemědělství. Jedná se o středně pozdní odrůdu určenou pro potravinářské účely. Rostliny jsou středně dlouhé až dlouhé, se střední odolností k poléhání. Zrna jsou středně velká až velká s vysokou výtěžností mouky. V souboru odrůd žita registrovaných v ČR má nejvyšší hodnoty odolnosti ke všem chorobám; je odolná k napadení padlím travním, plísní sněžnou a listovým skvrnitostem a rzím. Díky této odolnosti je velmi vhodná pro pěstování v tzv. fusariózních oblastech, což jsou oblasti chladnější a vlhčí, kde bývá delší sněhová pokrývka. Může být však pěstována ve všech oblastech a dosahuje velmi dobrých výnosů (PRO-BIO 2017).

4.1.2 Průběh měření

Měření a odběr vzorků probíhal během vegetační sezóny v roce 2020 a to v následujících termínech: 8. a 9. dubna, 6. a 7. května, 3. a 4. června, 13. a 14. července, 10. a 11. srpna a poslední termín byl 9. a 10. září.

V každém z termínů proběhl odběr porušených půdních vzorků pro určení základních fyzikálních a chemických vlastností a pro změření stability půdních agregátů. Dále byly odebrány neporušené půdní vzorky do Kopeckého válečku o známém objemu 100 cm³. Při prvním termínu proběhla instalace senzorů TMS-4 od firmy TOMST a po celou dobu byla

měřena teplota a vlhkosti půdy. Přímo v lokalitě pak byla měřena pomocí Mini Disk infiltrometrů infiltrace vody a také etanolu pro zjištění nenasyčené hydraulické vodivosti a repelence půdy.

Měření se lišilo na plochách jetelotrávy (obrázek 13), kde nelze rozlišit měření v řádku a meziřádku. Bylo měřeno v osmi opakováních pro vodu a v osmi opakováních pro etanol na každé ploše jetelotrávy a v meziřádku obilovin a ve čtyřech opakováních pro vodu a ve čtyřech opakováních pro etanol v řádku obilovin. Povětrnostní podmínky neumožnily získání dat v srpnu pro porost pšenice. Označení jednotlivých vzorků a také výsledků probíhalo podle schématu v tabulce 5, přičemž poslední číslo je vždy označení měsíce.



Obrázek 14 Průběh měření v ploše jetelotrávy v měsíci červnu.

Tabulka 5 Schéma označení výsledků a vzorků

Porost		Označení
Jetelotráva vysetá v roce 2019		J14, J15, J16, J17, J18, J19
Jetelotráva vysetá v roce 2020		J04, J05, J06, J07, J08, J09
Pšenice ozimá	řádek	PŘ4, PŘ5, PŘ6, PŘ7, PŘ8, PŘ9
	meziřádek	PM4, PM5, PM6, PM7, PM8, PM9
Žito ozimé	řádek	ŽŘ4, ŽŘ5, ŽŘ6, ŽŘ7, ŽŘ8, ŽŘ9
	meziřádek	ŽM4, ŽM5, ŽM6, ŽM7, ŽM8, ŽM9

4.2 Analýza vzorků

Základní fyzikální a chemické vlastnosti půdy byly zjištěny pomocí standartních laboratorních metod při konstantní laboratorní teplotě 20 °C. Měřeny byly následující vlastnosti: specifická hmotnost půdy (ρ_z) pyknometricky, objemová hmotnost půdy (ρ_d), pórovitost (P), zrnitostní složení, půdní reakce (pH H₂O a pH KCl), salinita, oxidace organického uhlíku (C_{ox}), kvalita organické hmoty, obsah CaCO₃, stabilita půdních agregátů, stanovení obsahu přístupných živin a stanovení hydraulických vlastností půdy. Také byla provedena kalibrace senzoru TMS-4 na půdě z této lokality.

4.2.1 Fyzikální vlastnosti půdy

Specifická hmotnost půdy

Specifická (měrná) hmotnost půdy (ρ_z) je hmotnost objemové jednotky vysušené pevné fáze půdy. Stanovení probíhalo pomocí pyknometru. Ten byl naplněn až po okraj destilovanou vodou, otevřený temperován na 20 °C, uzavřen a zvážen (P_{H_2O}). Přípravený vzorek půdy o hmotnosti 10 g byl vařen ve varné misce z důvodu rozbití malých agregátů na individuální částice zeminy. Po vychladnutí byl vzorek půdy kvantitativně převeden do prázdného pyknometru, ten byl doplněn destilovanou vodou a byl otevřený temperován na 20°C. Poté byl uzavřen a zvážen (P_Z). Specifická hmotnost půdy byla pak vypočítána podle následující rovnice:

$$\rho_z = \frac{N_z \cdot \rho_v}{(N_z + P_{H_2O} - P_Z)} [g \text{ cm}^{-3}] \quad (5)$$

kde N_z je navážka půdy (g), ρ_v je hustota vody (1 g cm⁻³), P_{H_2O} je váha pyknometru s destilovanou vodou (g) a P_Z je váha pyknometru se suspenzí půdy (g). Hodnota specifické hmotnosti půdy se pohybuje nejčastěji mezi hodnotami 2,2 – 2,9 g cm⁻³ (Flint & Flint 2002).

Objemová hmotnost půdy

Objemová hmotnost půdy (ρ_d) je hmotnost objemové jednotky vysušené půdy v neporušeném stavu. Stanovení probíhalo pomocí Kopeckého válečků. Ty byly odebrány v terénu, vysušeny a zváženy. Vypočítána byla podle následující rovnice:

$$\rho_d = \frac{m_s}{V} [g \text{ cm}^{-3}] \quad (6)$$

kde m_s je hmotnost vysušeného vzorku (g) a V je objem vzorku (cm³). Hodnota objemové hmotnosti půdy se pohybuje nejčastěji v rozmezí 1,2 – 1,8 g cm⁻³.

Pórovitost

Celková pórovitost (P) je podíl pórů ve vzorku. Pomocí pórovitosti se hodnotí ulehlost (utužení) půdy. Určení pórovitosti probíhá podle následující rovnice:

$$P = \frac{(\rho_z - \rho_d)}{\rho_z} \times 100 [\%] \quad (7)$$

kde ρ_z je specifická hmotnost půdy (g cm^{-3}) a ρ_d je objemová hmotnost půdy (g cm^{-3}). Hodnoty pórovitosti se pohybují nejčastěji okolo 40–50 % (Zbíral 2002).

Zrnitostní složení

Měření zrnitosti proběhlo pomocí hustoměrné metody. První byly rozrušeny půdní agregáty a byl vypuzen půdní vzduch pomocí dispergačního činidla (hexametafosfát Na) v poměru 10 ml na každých 10 g navážky půdního vzorku a vařením. Po vychladnutí byla připravená suspenze převedena do válce. Ten byl poté doplněn po rysku 1000 ml. Pomocí míchadla byla suspenze rozmíchána a byl opatrně vložen hustoměr. Poté byly v jednotlivých časech zapisovány hodnoty hustoměru R a teplota. V prvních čtyřech časech zůstával hustoměr v suspenzi, mezi ostatními měřeními byl hustoměr ze suspenze vyndán. Naměřené hodnoty byly základem pro konstrukci zrnitostní křivky a stanovení obsahu jednotlivých frakcí (Gee & Or 2002). Podle Nováka byla poté vyhodnocena zrnitost půdy (Tabulka 6; Zbíral 2002).

Tabulka 6 Klasifikační stupnice zemin dle Nováka (Zbíral 2002)

obsah částí <0,01 mm	Označení frakce	Označení druhu půdy
<10 %	Písčítá (P)	Lehká půda
10–20 %	Hlinitopísčítá (HP)	Lehká půda
20–30 %	Písčitohlinitá (PH)	Středně těžká půda
30–45 %	Hlinitá (H)	Středně těžká půda
45–60 %	Jílovitohlinitá (JH)	Těžká půda
60–75 %	Jílovitá (JV)	Těžká půda
>75 %	Jíl (J)	Těžká půda

Stabilita půdních agregátů

Bylo provedeno stanovení ve vodě stabilních agregátů. Do síta promývacího přístroje „Wet Sieving Apparatus“ se umístí 4 g agregátů o velikosti 1–3 mm. Tyto agregáty se poté promývají v miskách s destilovanou vodou, rychlostí 35 krát za minutu, po dobu tří minut. Poté se misky s destilovanou vodou nahradí miskami s dispergačním činidlem (hexametafosforečnan sodný) a pokračuje promývání do doby, než se všechny agregáty rozpadnou a na sítu zůstanou jen zrna písku. Obě tyto misky se poté umístily do sušárny a tam byly při 110 °C vysušeny. Poté byla určena hmotnost sušiny v miskách. Ve vodě nestabilní agregáty byly rozplaveny při prvním promývání vodou, dispergační činidlo poté rozplavilo zbývající agregáty až na elementární částice (Nimmo & Perkins 2002).

Stabilita půdních agregátů byla poté vyjádřena pomocí indexu ve vodě stabilních agregátů (WSA), který vyjadřuje poměr hmotnosti ve vodě stabilních agregátů k celkové hmotnosti vzorku vzatého do analýzy s vyloučením písku. Ten byl vypočítán podle následující rovnice:

$$WSA = Wds / (Wds + Wdw) \quad (8)$$

kde *WSA* je index ve vodě stabilních agregátů, *Wds* je hmotnost agregátů rozptýlených v dispergačním činidle a *Wdw* je hmotnost agregátů rozpadlých v destilované vodě. Čím je hodnota indexu *WSA* blíže jedné, tím se jedná o agregáty více stabilní ve vodě.

4.2.2 Chemické vlastnosti půdy

Půdní reakce

Aktivní půdní reakce pH (H₂O) byla měřena podle normy ISO 10390:2005. Měření probíhalo v suspenzi půdy ve vodě v poměru 1:2,5 pomocí skleněné elektrody. Výsledky byly hodnoceny podle kritérií v tabulce 1. Potencionální (výměnná) půdní reakce pH (KCl) byla také měřena podle normy ISO 10390:2005. Měření probíhalo v roztoku chloridu draselného o koncentraci 1 mol l⁻¹ v poměru 1:2,5. Výsledky byly hodnoceny podle kritérií v tabulkách 7 a 8. Měření obou půdních reakcí bylo provedeno potenciometricky pomocí pH metru inoLab Level 1.

Tabulka 7 Hodnotící stupnice pro pH H₂O (Zbíral 2002).

pH H ₂ O	hodnocení
<4,9	silně kyselá
4,9 - 5,9	kyselá
5,9 - 6,9	slabě kyselá
6,9 - 7,1	neutrální
7,1 - 8,0	slabě alkalická
8,0 – 9,4	alkalická
>9,4	silně alkalická

Tabulka 8 Hodnotící stupnice pro pH KCl (Zbíral 2002).

pH KCl	hodnocení
<4,5	silně kyselá
4,5 - 5,5	kyselá
5,5 - 6,5	slabě kyselá
6,5 - 7,2	neutrální
> 7,2	alkalická

Salinita

Bylo provedeno kvantitativní stanovení salinity (specifické vodivosti) ve vodném extraktu. Bylo naváženo 10 g půdy do PVC lahve a spolu s 50 ml destilované vody byl roztok třepán na třepačce. Poté byl roztok filtrován přes filtrační papír a ve filtrátu byla změřena konduktometrem specifická vodivost. Hodnoty salinity se u běžných nezasolených půd pohybují v jednotkách $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Rhoades 1996). Hodnocení salinity proběhlo podle údajů v tabulce 9.

Tabulka 9 Hodnotící tabulka pro stanovení salinity (Zbíral 2002).

salinita ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	půdy
do 30	minimální zasolení
30–60	půda bez negativních účinků solí
60–120	zvýšení zatížení solení
nad 120	vysoké zatížení solemi

Oxidace organického uhlíku

Měření obsahu organického uhlíku bylo provedeno modifikovanou Tjurinovou metodou. Uhlík organické hmoty byl zoxidován kyslíkem dychromanu draselného v kyselinosírovém prostředí. Dále bylo zjištěno množství nespotřebovaného oxidantu, a to titrací Mohrovou solí. Bylo naváženo 0,2 g zeminy a zalito 10 ml chromsírové směsi. Takto připravená směs byla zakryta hodinovým sklíčkem a umístěna do vyhřáté sušárny o teplotě 125 °C na 45 minut. Do vzorku byly poté ponořeny Pt elektrody a vzorek byl titrován Mohrovou solí, dokud nedošlo k trvalému vychýlení ručičky na galvanometru (Skjemstad & Baldock 2008). Hodnocení výsledků proběhlo podle tabulky 10.

Tabulka 10 Hodnotící stupnice pro množství organického uhlíku a humusu (Zbíral 2002).

Cox (%)	humus (%)	označení obsahu
<0,6	<1,0	velmi nízký
0,6 – 1,1	1,0 – 2,0	nízký
1,1 – 1,7	2,0 – 3,0	střední
1,7 – 2,9	3,0 – 5,0	vysoký
>2,9	>5,0	velmi vysoký

Stanovení kvality humusu

Stanovení kvality humusu proběhlo pomocí barevného kvocientu $Q_{4/6}$, měřeného spektrofotometricky. Do 200 ml lahvičky bylo naváženo 5 g půdního vzorku jemnozeme a bylo přidáno 100 ml extrakčního roztoku (pyrofosforečnan sodný ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$)). Pyrofosfátový alkalický půdní výluh je zbarven huminovými kyselinami a fulvokyselinami. Po 60 minutách extrakce na třepačce se vzorek umístí do centrifugy a takto připravený roztok se umístí do spektrofotometru. Hodnoty absorbancí byly získány z měření při vlnových délkách 400 nm

a 600 nm. Pokud je absorbance při 465 nm vyšší než 1,3, je roztok naředěn extrakčním činidlem. Barevný kvocient ($Q_{4/6}$) byl poté vypočítán podle následujícího vzorce:

$$Q_{4/6} = A_{400} / A_{600} \quad (9)$$

kde A_{400} je absorbance extrakčního roztoku při 400 nm a A_{600} je absorbance extrakčního roztoku při 600 nm. Čím je vyšší hodnota barevného kvocientu, tím horší je kvalita humusu. Hranice mezi kvalitním a nekvalitním humusem se pravděpodobně pohybuje okolo hodnoty 4 (Zbíral 2002).

Obsah CaCO_3

Bylo provedeno orientační měření obsahu uhličitánů. Malé množství vzorku půdy bylo dáno na hodinové sklíčko a zalito 10% kyselinou chlorovodíkovou (Loeppert & Suarez 1996). Podle intenzity šumění byl odhadnut obsah uhličitánů (tabulka 11).

Tabulka 11 Hodnocení zkoušky přítomnosti uhličitánů.

popis reakce	odhad obsahu uhličitánů
šumění sotva znatelné nebo žádné	do 0,3 %
šumění silnější, krátce trvající	od 0,3 do 2,0 %
šumění silné, déle trvající	nad 2,0 %

4.2.3 Stanovení obsahu živin

Pro detailnější posouzení jednotlivých ploch byly stanoveny obsahy přístupných živin P, K, Ca a Mg. Toto stanovení probíhalo ve výluhu Mehlich III (Mehlich 1984). Toto stanovení probíhá vyluhováním vzorku půdy kyselým roztokem kyseliny dusičné a kyseliny octové s obsahem fluoridu amonného, dusičnanu amonného. Obsah fosforu je pak stanoven spektrofotometricky fosfo-molybdenovou modří v půdním extraktu. Draslík, hořčík a vápník se po vyluhování stanoví metodou atomové absorpční spektrofotometrie (Zbíral 2002).

Stanovení obsahu živin bylo provedeno ve Výzkumném ústavu rostlinné výroby v Praze Ruzyni (VÚRV). Výsledky byly vyhodnoceny podle tabulky 12.

Tabulka 12 Hodnocení výsledků obsahu přístupných živin ve středně těžkých půdách - P, K, Ca a Mg (Smetanová 2020).

obsah	FOSFOR (mg kg^{-1})	DRASLÍK (mg kg^{-1})	HOŘČÍK (mg kg^{-1})	VÁPŇÍK (mg kg^{-1})
nízký	do 50	do 105	do 105	do 1100
vyhovující	51–80	106–170	106–160	1101–2000
dobrý	81–115	171–310	161–265	20001–3300
vysoký	116–185	311–420	266–330	3301–5400
velmi vysoký	nad 185	nad 420	nad 330	nad 5400

4.3 Stanovení hydraulických vlastností

V terénu byly odebrány neporušené půdní vzorky do Kopeckého válečků o známém objemu (100 cm³). Ty byly převezeny do laboratoře, kde byly nasyceny vodou do celkového nasycení vzorku, umístěny na polopropustnou keramickou membránu v přetlakovém hrnci a drénovány v devíti postupných tlakových krocích (-1, -40, -100, -300, -700, -2000, -5000, -8000 a -15000 cm).

Z výsledků měření byla analyzována retenční čára půdní vlhkosti a její parametry: nasycená vlhkost půdy (θ_s) a residuální vlhkost půdy (θ_R). Také byly stanoveny parametry zakřivení retenční čáry půdní vlhkosti (α , n). Jednotlivé body retenční čáry jsou dány objemovými vlhkostmi vzorků a k tomu příslušnými tlakovými výškami (Kodešová et al. 2015b).

Pro proložení naměřených dat bodů retenčních čar pomocí rovnice van Genuchtena v kombinaci s modelem Mualema (van Genuchten 1980) byl použit program RETC (van Genuchten 1991):

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_R}{\theta_s - \theta_R}$$

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

$$K(h) = K_s \theta_e^l \left[1 - (1 - \theta_e^{\frac{1}{m}})^m \right]^2$$
(11)

kde θ_e [L³ L⁻³] je efektivní vlhkost, θ_R [L³ L⁻³] je reziduální vlhkost, θ_s [L³ L⁻³] je nasycená vlhkost, α [L⁻¹], n [-], m [-], a l [-] jsou parametry a K_s je nasycená hydraulická vodivost [LT⁻¹]. Parametr m je funkcí parametru n ($m=1-1/n$) a parametr l se často rovná 0,5 (Mualem 1976).

Z tvaru retenčních čar byly dále vypočteny parametry inflexních bodů – tlaková výška (h_{INF}), odpovídající objemová vlhkost (θ_{INF}) a sklon retenční čáry (S_{INF}). Jedná se o bod, kde se mění tvar retenční čáry půdní vlhkosti z konkávního na konvexní (viz obrázek 5; Dexter 2004b).

$$h_{INF} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{\frac{1}{n}}$$
(12)

$$\theta_{INF} = (\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-m} + \theta_r$$
(13)

$$S_{INF} = -n(\theta_s - \theta_r) \left(1 + \frac{1}{m} \right)^{-(1+m)}$$
(14)

Parametr S_{INF} z inflexního bodů může být použito k hodnocení fyzikální kvality půd (Dexter 2004a, b, c; Fér 2016; Jirků et al. 2013; Fér et al. 2020). Toho hodnocení probíhá na základě tabulky 13.

Tabulka 13 Hodnocení fyzikální kvality půdy pomocí S_{INF} (upraveno podle Dexter 2004b).

S_{INF}	úroveň kvality půdy
větší než 0,05	velmi dobrá
0,05–0,035	dobrá
0,035–0,02	špatná
menší než 0,02	velmi špatná

4.4 Terénní měření

4.4.1 Měření nenasyčené hydraulické vodivosti

Nenasycená hydraulická vodivost byla měřena v terénu pomocí Mini Disk infiltrometrů (METER Group 2018). K měření byla použita voda a etanol. Tlaková výška během měření byla nastavena na hodnotu -2 cm, což je limit mezi gravitačními a kapilárními póry (Watson & Luxmoore 1986). Tato tlaková výška je také doporučena výrobcem pro většinu typů půd. U velmi písčitéch půd je doporučeno hodnotu tlakové výšky zvýšit, v případě kompaktních půd je možné tlakovou výšku snížit (METER Group 2018).

Výrobce uvádí, že pro dobré spojení mezi půdou a membránou infiltrometru má být na povrch půdy nanášena vrstva křemičitého písku nebo křemeliny (METER Group 2018). Podle Kodešové et al. (2010) byla po urovnání místa a těsný kontakt membrány s půdou vytvořena 1 mm silná vrstva stejné půdy přesátá přes 2 mm síto. V čase nula byl infiltrometr umístěn na půdu a poté byl každých 30 sekund zaznamenán objem vody nebo etanolu v infiltrometru. Infiltrace byla pro vodu i etanol sledována vždy 30 minut.

Měření se lišilo na plochách jetelotrávy (obrázek 15), kde nelze rozlišit měření v řádku a meziřádku. Bylo měřeno v osmi opakováních pro vodu a v osmi opakováních pro etanol na každé ploše jetelotrávy a v meziřádku obilovin a ve čtyřech opakováních pro vodu a ve čtyřech opakováních pro etanol v řádku obilovin.



Obrázek 15 Průběh infiltrace pomocí Mini Disk infiltrometrů v ploše jetelotrávy.

Průběh infiltrací byl použit pro výpočet nenasycených hydraulických vodivostí pomocí dvou metod, podle Zhanga (1997) a podle Woodinga (1968).

Podle Zhanga (1997) je kumulativní infiltrace I [L] v čase t [T] vyhodnocena podle následující rovnice:

$$I = C_1 t + C_2 t^{1/2} \quad (15)$$

kde parametr C_1 [LT^{-1}] popisuje hydraulickou vodivost $K(h_0)$ a parametr C_2 [LT^{-1}] popisuje sorptivitu půdy $S(h_0)$. Tyto parametry se vypočítají takto:

$$C_1(h_0) = A_1 K(h_0) \quad \text{a} \quad C_2(h_0) = A_2 S(h_0) \quad (16)$$

Kde A_1 [LT^{-1}] a A_2 [LT^{-1}] jsou bezrozměrné konstanty. Hodnota $K(h_0)$ byla vypočtena pomocí Richardsovi rovnice (Richards 1931) a konstanta A_1 podle následujících výrazů:

$$A_1 = \frac{11,65 (n^{0,1}-1) \exp[2,92(n-1,9)\alpha h_0]}{(ar_0)^{0,91}} \quad \text{pro } n \geq 1,9$$

$$A_1 = \frac{11,65 (n^{0,1}-1) \exp[7,5(n-1,9)\alpha h_0]}{(ar_0)^{0,91}} \quad \text{pro } 1,35 < n < 1,9$$
(17)

kde α a n jsou parametry van Genuchtena, r_0 je průměr minidisku (2,22 cm) a h_0 je použitá tlaková výška (-2 cm).

Nenasycená hydraulická vodivost může být také vypočítána podle metody Woodinga (1968). Ten navrhl tuto rovnici:

$$Q = \pi r_0^2 K(h_0) \left(1 + \frac{4}{\pi r_0 \alpha_G} \right) \quad (18)$$

kde Q je ustálený tok vody [L^3T^{-1}], r_0 je průměr minidisku (2,22 cm), h_0 je použitá tlaková výška (-2 cm) a α_G [L^{-1}] je konstanta v Gardnerově rovnici (1958), která popisuje vztah mezi nenasycenou hydraulickou vodivostí a tlakovou výškou.

Dále byly vyhodnoceny sorptivity vody (S_W) a sorptivity etanolu (S_E) a byl vypočítán index repelence RI pro popis vodoodpudivosti půdy. Výpočet probíhal pomocí následujících rovnic:

$$S_W(-2\text{cm}) = I/t^{1/2} \quad (19)$$

$$S_E(-2\text{cm}) = I/t^{1/2} \quad (20)$$

Pekárová et al. (2015) navrhla postup výpočtu, kdy se používají kombinace všech sorptivit vody a všech sorptivit etanolu pro každou měřenou variantu, oproti dřívějšímu postupu, kdy byly výpočty prováděny v párovém uspořádání. Výpočet indexu repelence (RI) poté probíhal následovně:

$$RI = 1,95 S_E/S_W \quad (21)$$

Vyhodnocení probíhalo zařazením dle indexu repelence do jedné z kategorií v tabulce 14.

Tabulka 14 Klasifikační stupnice indexu repelence (Iovino et al. 2018).

Kategorie	Hodnota indexu repelence	Zařazení půdy
1	$RI < 1,95$	smáčivé půdy
2	$1,95 \leq RI < 10$	mírně vodoodpudivé půdy
3	$10 \leq RI < 50$	středně vodoodpudivé půdy
4	$50 \leq RI < 110$	silně vodoodpudivé půdy
5	$RI \leq 110$	extrémně vodoodpudivé půdy

4.5 Kontinuální měření vlhkosti

Na začátku měření byly nainstalovány vlhkostní senzory TMS-4 (obrázek 16) od firmy TOMST s.r.o. Senzory byly rozmístěny po celém zájmovém území. V porostech jetelotrávy byly umístěny vždy dva senzory, v porostech pšenice a žita potom vždy dva senzory v řádku a dva senzory v mezirádku.

Tyto senzory slouží k měření teploty vzduchu, povrchu země, půdy a měření půdní vlhkosti. Měření vlhkosti funguje na principu elektromagnetické metody založené na dielektrické permitivitě, konkrétně na principu přenosu časové domény (TDT). Vlhkosti jsou zaznamenávány jako relativní hodnoty (counts). Pro přepočet těchto hodnot na objemovou půdní vlhkost je třeba provést kalibraci. Ta byla provedena metodikou podle Kodešové et al. (2015a) a také byla popsána v mé bakalářské práci na téma „Kalibrace senzorů pro měření půdní vlhkosti“ (Váchová 2019).



Obrázek 16 Umístění senzorů TMS-4.

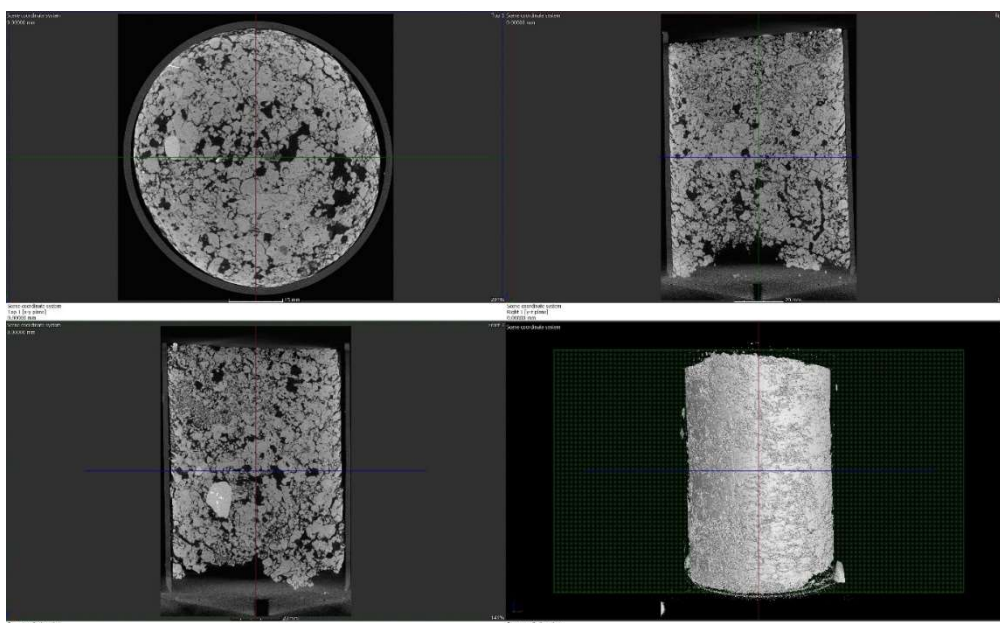
4.6 Tomografie pro potřeby stanovení pórovitosti

V měsíci červenci byly pro potřeby stanovení pórovitosti odebrány vzorky do PVC válců o průměru 7,5 cm a výšce 12 cm. Vzorky byly skenovány pomocí průmyslového tomografu Nikon XT H 225 ST se zapnutou funkcí minimalizace kruhových artefaktů (Minimise ring artefacts) s následujícími parametry: energie paprsku (Beam energy) 130kV; proud paprsku (Beam current) 223 μ A; výkon (Power) 29 W; expozice (Exposure total) 5,65 snímků za sekundu; zisk (Gain) 30 dB; počet projekcí na snímkování (Projections) 2 880; počet snímků na projekci (Frames per projection) 4.



Obrázek 17 Průmyslový tomograf Nikon XT H 225 ST a vnitřní uspořádání tomografu (ilustrační snímek).

Po naskenování válců (60 minut–jeden válec) byla provedena rekonstrukce obrazu v barevné hloubce 16 bit, při které dojde ke spojení jednotlivých snímků a vytvoří se 3D snímek. Následně byly snímky válce oříznuty na velikost 1 250 x 1 250 x 2 850 voxel (49,3731 x 49,3731 x 112,5708 mm) z důvodu odstranění trhlin, které se vyskytují u stěn válců. Velikost voxelu (rozlišení) byla 39,4985 μm . Oříznutý objem válce činil 252,90 cm^3 . Pro obrazovou analýzu snímků byl použit program ImageJ verze 1.53c. Byla použita funkce Color Treshold a jako Treshold color byla použita červená barva. Snímky na sebe kolmých os XY a ZY (vertikální pohledy na válec) měly rozlišení 1 250 x 2 850 pixelů. Snímky os XZ (horizontální pohled na válec) měly rozlišení 1 250 x 1 250 pixelů. Byl použit obrazový formát Tiff. Ze snímků byl následně odstraněn šum o velikosti 3 pixely (1 pixel má velikost 39,4985 μm). Z takto analyzovaných snímků byly vyhodnoceny celkové pórovitosti (P_{CT}) jak pro vertikální pohled (6 snímků na válec), tak pro horizontální pohled (3 snímky na válec). Pórovitostí v horizontálním pohledu byly stanoveny pro snímky z hloubky 2, 5 a 9 centimetrů od povrchu půdy.



Obrázek 18 Náhled snímků válců po rekonstrukci obrazu.

4.7 Statistické zpracování dat

Pro všechny měřené vlastnosti půdy byly vypočteny průměrné hodnoty a jejich směrodatné odchylky. Poté byla použita ANOVA hlavních efektů bez interakcí k posouzení rozdílů mezi vlastnostmi půdy pro jednotlivé pěstované plodiny (vliv plodin) i s ohledem na měsíc měření (časová variabilita). V případě statisticky významného vlivu porostu či času byl použit Schéffeho post-hoc test pro určení statisticky významně se lišících porostů. Také byl použit t-test pro zhodnocení vlivu místa měření v plodině (vliv řádku a meziřádku). Analýza byla provedena pomocí statistického softwaru Statistica (StatSoft s.r.o. 2013).

5 Výsledky a diskuze

5.1 Popis půdního profilu

Pro účely zařazení půdy byla v srpnu na lokalitě vykopána půdní sonda. Vykopaná sonda byla vyfocena (obrázek 19) a ze všech horizontů byly odebrány porušené půdní vzorky. Neporušené půdní vzorky nebylo z důvodu velké skeletovitosti v horizontu B/C a Cr možné odebrat. Na základě terénního průzkumu sondy a výsledků základních analýz diagnostikovány následující horizonty – Ap (0-35 cm), Bv (35-45 cm), B/C (45-55 cm) a Cr (níže 55 cm).

Orniční horizont Ap má hloubku 35 cm. Je ovlivněn běžnou kultivací. V hloubce 35 cm je ostrý přechod, kde se nachází kambický hnědý horizont Bv od 35 cm do 45 cm. Tento horizont má typickou okrově hnědou barvu. V hloubce od 45 cm do 55 cm se nachází přechodový horizont B/C, stoupá zde skeletovitost a od 55 cm se již nachází Cr horizont – skeletovitý rozpad pevné horniny.



Obrázek 19 Půdní profil.

Půda byla zařazena do referenční třídy kambisolů. Tato referenční skupina zahrnuje půdní typy kambizem a pelozem, které spojuje proces hnědnutí. To je projevem zvětrávání minerálů s primárním železem. Tento proces probíhá na horninách s vysokým podílem biotitu, amfibolů, pyroxenů, olivínů či draselných živců. Z těchto minerálů se při jejich zvětrávání uvolní primární, dvoumocné železo a v podmínkách střední Evropy následně za přítomnosti vody

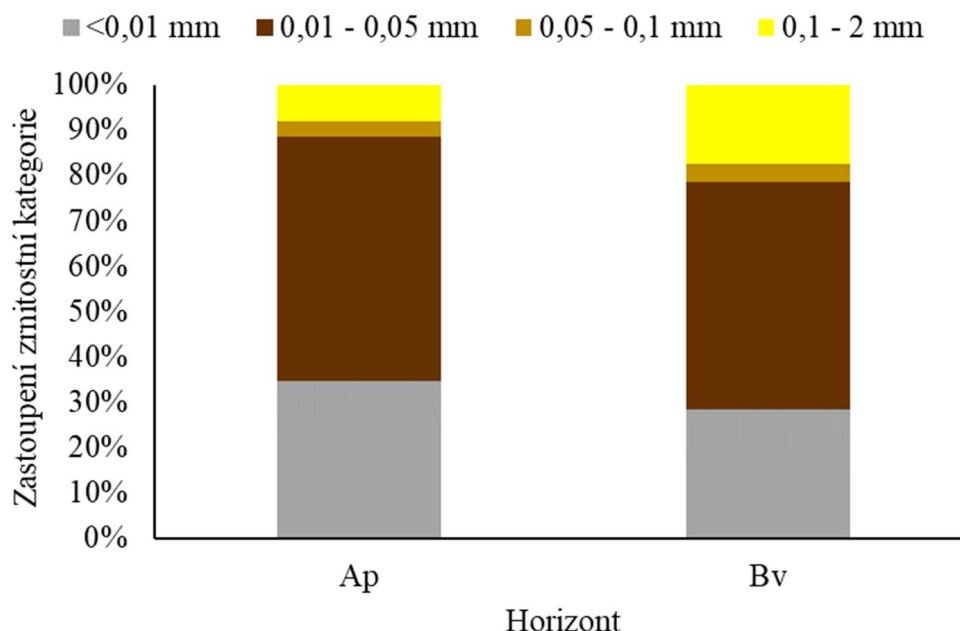
vzniknou sekundární, trojmocné hydroxidy tohoto biogenního prvku. Jejich obecným znakem je okrově hnědá barva (Rejšek & Vácha 2018).

Půdní typ kambizem je typický kambickým hnědým podpovrchovým Bv-horizontem, který vznikl braunifikací na nejílové svahovině, na rozdíl od pelozemí, které vznikají na substrátech bohatých na jílu (Rejšek & Vácha 2018). I výrazněji vyvinuté pedy v kambickém hnědém horizontu postrádají jílové povlaky – argilany (Němeček et al. 2008).

Tyto půdy se vytvářejí hlavně ve svažitéch podmínkách pahorkatin, vrchovin a hornatin, v menší míře na syčkých substrátech v rovinatém reliéfu. Vznik těchto půd z tak pestrého spektra substrátů podmiňuje jejich velkou rozmanitost z hlediska trofismu, zrnitosti, skeletovitosti nebo acidifikace (Němeček et al. 2008).

Kambizemě jsou plošně nejrozšířenější půdní typ v České republice. Mají také široké spektrum subtypů, často velmi rozdílných až protichůdných – kromě modálního typu rozlišujeme dalších šestnáct subtypů kambizemí (Rejšek & Vácha 2018). Z této pestrosti se také odvíjí jejich variabilní produkční potenciál a způsob využití (Pavlu et al. 2019).

Půdní typ byl i na základě chemických a fyzikálních vlastností, které jsou zmíněny dále, určen jako kambizem dystrická. Zařazení do půdního typu bylo provedeno i na základě určení zrnitosti půd hustoměrnou metodou a také byly posouzeny další základní fyzikální a chemické vlastnosti půd. Výsledky určení zrnitosti jsou zobrazeny v tabulce 15 a v grafu na obrázku 20. Podle těchto údajů byl určen půdní druh dle klasifikace podle Nováka. Pro tuto klasifikaci je rozhodující procentuální zastoupení kategorie částic menších než 0,01 mm. V Ap horizontu je tato zrnitostní skupina zastoupena 34,6 %, v horizontu Bv 28,56 %. V obou případech se jedná o půdu hlinitou, středně těžkou. Viditelný rozdíl v těchto horizontech byl také v zastoupení IV. zrnitostní kategorie (částice o velikosti 0,1 – 2 mm).



Obrázek 20 Graf výsledků zrnitostního rozboru v horizontech Ap a Bv

Tabulka 15 Stanovené hodnoty pro určení zrnitosti a půdní druh podle Nováka.

Horizont	Půdní druh	I. z. k. (<0,01 mm)	II. z. k. (0,01-0,05 mm)	III. z. k. (0,05- 0,1 mm)	IV. z. k. (0,1-2 mm)
Ap	hlinitá	34,60	54,00	3,40	8,00
Bv	hlinitá	28,56	50,08	4,01	17,33

Výsledky základních fyzikálních vlastností jsou zobrazeny v tabulce 16. Specifická hmotnost půdy se zvyšuje s hloubkou profilu, v Ap horizontu je $2,54 \text{ g cm}^{-3}$ a v Cr horizontu potom $2,67 \text{ g cm}^{-3}$. Zvyšující se specifická hmotnost s hloubkou profilu nejspíše souvisí s organickou hmotou, která se nachází především ve svrchním horizontu (Šimek & Borůvka 2019a) a s přibývajícím obsahem písčitých částic. Celková pórovitost v Ap horizontu byla 54 %, což je hodnota průměrné pórovitosti půd. Se zvyšující se hloubkou profilu byla v Bv horizontu pórovitost nižší, a to 38 %. S tím souvisí také zvyšující se hodnota objemové hmotnosti půdy. Také proběhlo stanovení stability půdních agregátů. Čím blíže je hodnota WSA blíže jedné, tím více jsou agregáty stabilní ve vodě. V Ap horizontu jsou půdní agregáty velmi stabilní, se stoupající hloubkou však stabilita půdních agregátů klesá. Tento výsledek koresponduje se studií Fér et al. (2016).

Tabulka 16 Stanovené hodnoty základních fyzikálních vlastností a jejich směrodatné odchylky.

Horizont	ρ_z (g cm^{-3})	ρ_d (g cm^{-3})	P (-)	WSA (-)
Ap	$2,54 \pm 0,006$	$1,18 \pm 0,040$	$0,54 \pm 0,016$	$0,78 \pm 0,009$
Bv	$2,56 \pm 0,010$	$1,59 \pm 0,023$	$0,38 \pm 0,009$	$0,42 \pm 0,069$
B/C	$2,68 \pm 0,004$			$0,38 \pm 0,039$
Cr	$2,67 \pm 0,000$			$0,24 \pm 0,020$

Dále proběhlo stanovení základních chemických vlastností: aktivní půdní reakce pH (H_2O), výměnná půdní reakce pH (KCl), salinita, obsah oxidovatelného uhlíku a obsah uhličitánů. V tabulce 17 jsou zobrazeny výsledky těchto analýz.

Naměřená aktivní půdní reakce pH H_2O byla v Ap horizontu mírně nižší než v ostatních horizontech, ve všech horizontech se však jedná o půdu kyselou. Také výměnná půdní reakce pH (KCl) odpovídá kyselé reakci ve všech horizontech. Salinita byla podle tabulky 9 hodnocena jako půda s minimálním zasolením. V Ap horizontu byl stanoven střední obsah humusu (2–3 %), v ostatních horizontech poté velmi nízký obsah humusu (nižší než 1 %). Orientační stanovení uhličitánů pomocí kyseliny chlorovodíkové prokázalo, že půda neobsahuje uhličitany. Jedná se tedy o půdu bezkarbonátovou.

Také proběhlo stanovení obsahu přístupných živin (tabulka 18) a dále bylo hodnoceno podle tabulky 12. Fosfor se v Ap horizontu nachází u dolní hranice vysokého obsahu. V ostatních horizontech je poté obsah fosforu nízký. Obsah draslíku a vápníku je v Ap horizontu vyhovující, v ostatních horizontech potom nízký. Hořčík má nízké hodnoty ve všech horizontech půdního profilu.

Tabulka 17 Stanovené hodnoty základních chemických vlastností a jejich směrodatné odchylky.

Horizont	pH H₂O (-)	pH KCl (-)	Salinita ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	Cox (%)
Ap	5,67±0,031	4,85±0,011	29,80±0,141	1,22±0,031
Bv	5,90±0,036	4,41±0,006	18,63±0,873	0,33±0,026
B/C	5,93±0,068	4,34±0,005	20,50±0,200	0,36±0,003
Cr	5,82±0,041	4,11±0,005	19,43±0,618	0,35±0,019

Tabulka 18 Stanovené hodnoty obsahu přístupných živin.

Horizont	Fosfor (mg kg^{-1})	Draslík (mg kg^{-1})	Hořčík (mg kg^{-1})	Vápník (mg kg^{-1})
Ap	126,1	128,0	55,6	1457
Bv	5,50	87,1	66,3	1043
Cr	20,10	77,9	49,6	826

5.2 Výsledky analýzy vzorků

Protože se tato práce zaměřuje především na fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti půd, nepředpokládali jsme vliv rostlin na chemické charakteristiky půd. Chemické vlastnosti jsou tedy vždy měřeny pouze pro vzorky odebrané v meziřádku. Fyzikální a hydrofyzikální vlastnosti měřené na neporušených vzorcích půdy byly vždy měřeny také pro vzorky odebrané v řádku. Jednotlivé tabulky výsledků jsou velmi rozsáhlé, proto jsou v této kapitole zobrazeny pouze grafické výsledky jednotlivých měření nebo zmíněny výsledky rozborů. Celé tabulky jsou jako samostatné přílohy na konci této práce.

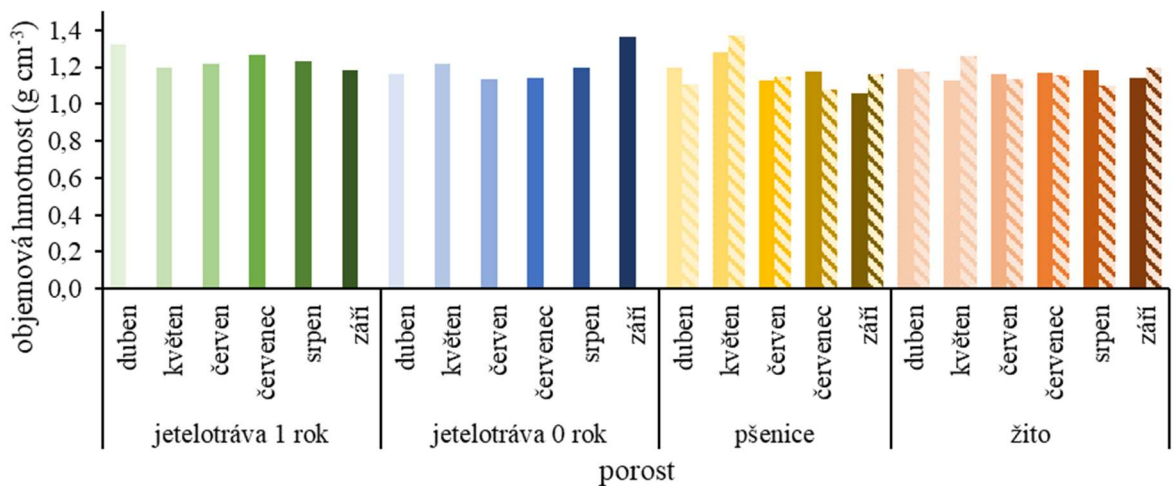
5.2.1 Fyzikální vlastnosti

Výsledné průměrné hodnoty základních fyzikálních vlastností a jejich směrodatné odchylky jsou v příloze I. V přílohách se také nachází výsledky zrnitosti (příloha II) včetně určeného půdního druhu podle Nováka. Dále jsou v příloze III výsledné tabulky statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na základní fyzikální vlastnosti půdy s ohledem na časový vývoj dat a v příloze IV výsledná tabulka statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na zrnitostní složení půdy s ohledem na časový vývoj dat.

Specifická hmotnost půdy nevykazovala větší změny, hodnoty se pohybovali mezi 2,497–2,608 g cm^{-3} a rozdíly mezi výsledky v jednotlivých porostech nejsou statisticky významné (hodnota $p=0,5537$). Rozdíly mezi specifickými vlastnostmi v různých porostech nesledoval také Fér et al. (2016). Zájmové území tedy nevykazuje prostorovou variabilitu specifické hmotnosti půdy.

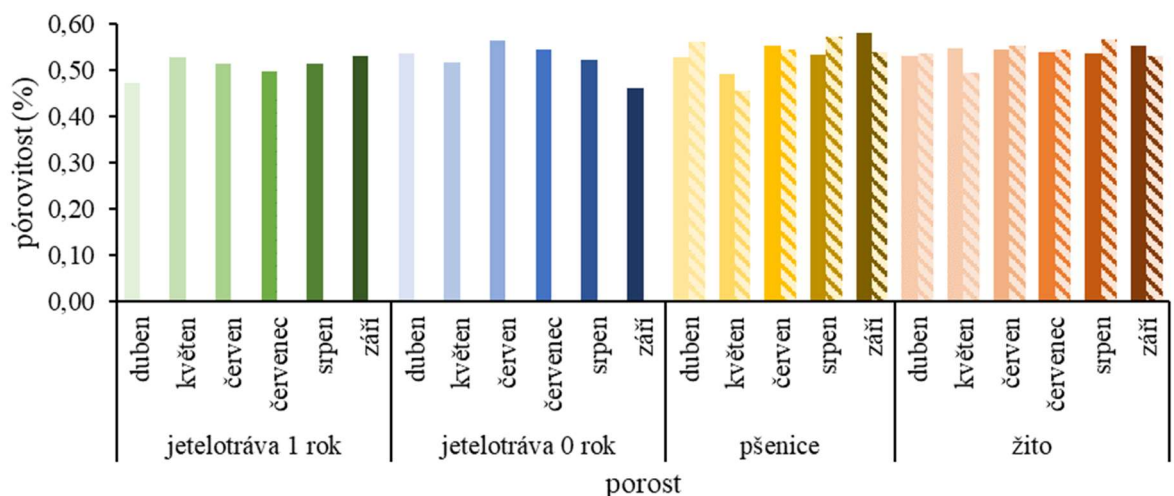
Objemová hmotnost se pohybovala v hodnotách mezi 1,056 – 1,373 g cm^{-3} a změny v jednotlivých porostech v čase jsou zaznamenány v grafu na obrázku 21. Vliv porostu na

objemovou hmotnost nebyl statisticky významný ($p=0,1834$). V jetelotrávě založené v roce 2019 byla nejvyšší objemová hmotnost změřena na začátku vegetačního období a v červenci, v jetelotrávě založené v roce 2020 byly v tyto měsíce hodnoty nižší a nejvyšších hodnot dosahovala objemová hmotnost v květnu a září. Porost pšenice i žita vykazuje variabilitu objemových hmotností u vzorků odebraných v řádku a v meziřádku, přičemž v porostu pšenice byla objemová hmotnost v řádku spíše vyšší, v porostu žita pak spíše nižší. Nejvyšších hodnot dosahuje objemová hmotnost v porostu pšenice, v řádku v měsíci květnu a také v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 v září.



Obrázek 21 Graf výsledných hodnot objemové hmotnosti, měření v řádku a meziřádku a změny v čase.

Vývoj pórovitosti v jednotlivých měsících je zobrazen v grafu na obrázku 22. Vliv porostu na pórovitost půdy není statisticky významný ($p=0,1426$). Pórovitost půdy se pohybovala v rozmezí 45–57 %. Jetelotráva zasetá v roce 2019 měla nejnižší podíl pórů na začátku vegetačního období, oproti tomu jetelotráva zasetá v roce 2020 naopak v září. V porostu pšenice i žita byla nejnižší pórovitost zjištěna v květnu v řádku. Zjištěné pórovitosti v porostech žita v meziřádku byly velmi stabilní a pohybovaly se v hodnotách 53 % až 55 %.

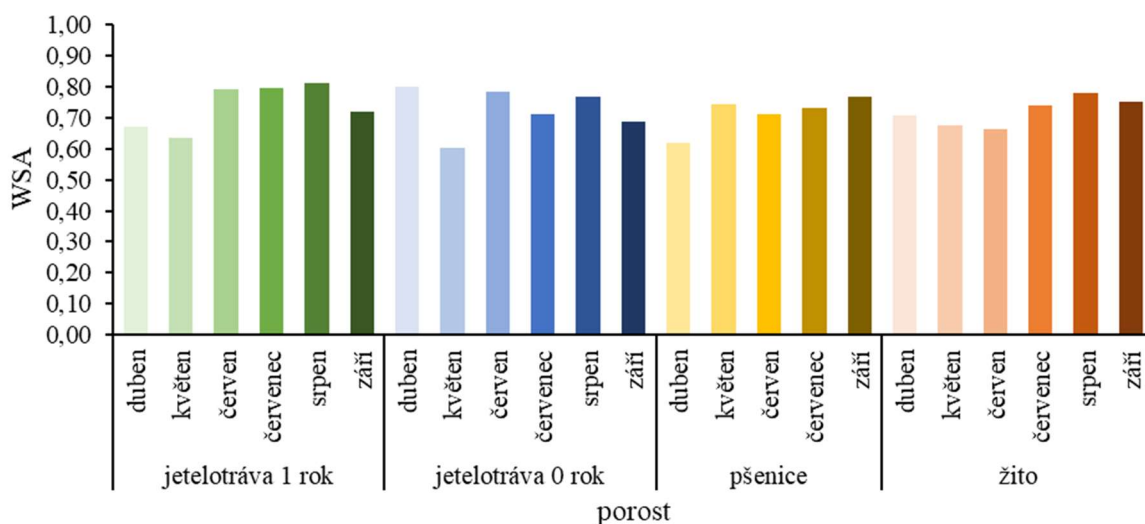


Obrázek 22 Graf výsledných hodnot pórovitosti, měření v řádku a meziřádku a změny v jednotlivých porostech.

Objemová hmotnost, a s ní související pórovitost, tedy nebyla rozdílná v závislosti na porostu. Studie Fér et al. (2016) prokázal vyšší pórovitosti a nižší objemové hmotnosti na travních porostech (pastvinách) ve srovnání s ornou půdou na kambizemích. Stejně výsledky jako Fér et al. (2016) měla také studie Kodešová et al. (2011) pro luvizemě. Tyto studie však měřily na pastvinách, kde po delší dobu nebylo provedeno zpracování půdy. Na pozemcích, kde byl prováděn tento průzkum probíhá zpracování půdy v závislosti na osevním postupu. Nejdlejší plochou bez zásahů do svrchního horizontu půdy je jetelotráva zasetá v roce 2019. Ovšem tato plocha v případě fyzikálních vlastností půdy nevykazuje významné rozdíly. Růst, rozklad a odumírání kořenů má vliv na vznik pórů v půdě, a to jak makropórů tak mikropórů (Mitchell et al. 1995; Ghestem et al. 2011). Změny pórovitosti, a s tím spojené objemové hmotnosti, by tak mohly být pravděpodobně způsobeny kořenovým systémem rostlin.

Hodnota WSA indexu se pohybovala v rozmezí 0,6–0,8. Vliv porostu na index WSA není statisticky významný ($p=0,9643$). Čím je hodnota WSA indexu blíže jedné, tím se jsou agregáty více stabilní ve vodě. Vývoj WSA indexu v jednotlivých porostech je zobrazen v grafu na obrázku 23. Nejnižší hodnoty byly zjištěny v porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 v dubnu a květnu, v porostu jetelotravy zaseté v roce 2020 v květnu, porostu pšenice v dubnu a v porostu žita v červnu.

Ve studii Fér et al. (2016) byla hodnota WSA indexu téměř dvakrát vyšší na travních porostech než na orné půdě. Vyšší stabilita půdních agregátů souvisí s vyšším obsahem organické hmoty a absencí orby na travních porostech (Jirků et al. 2013). V případě jetelotravy zaseté v roce 2019 se tento trend neprokázal, i přes absenci zpracování půdy po dvě vegetační sezóny. Nejspíše je pro pozitivní vliv na stabilitu půdních agregátů nutná delší doba bez zpracování půdy.



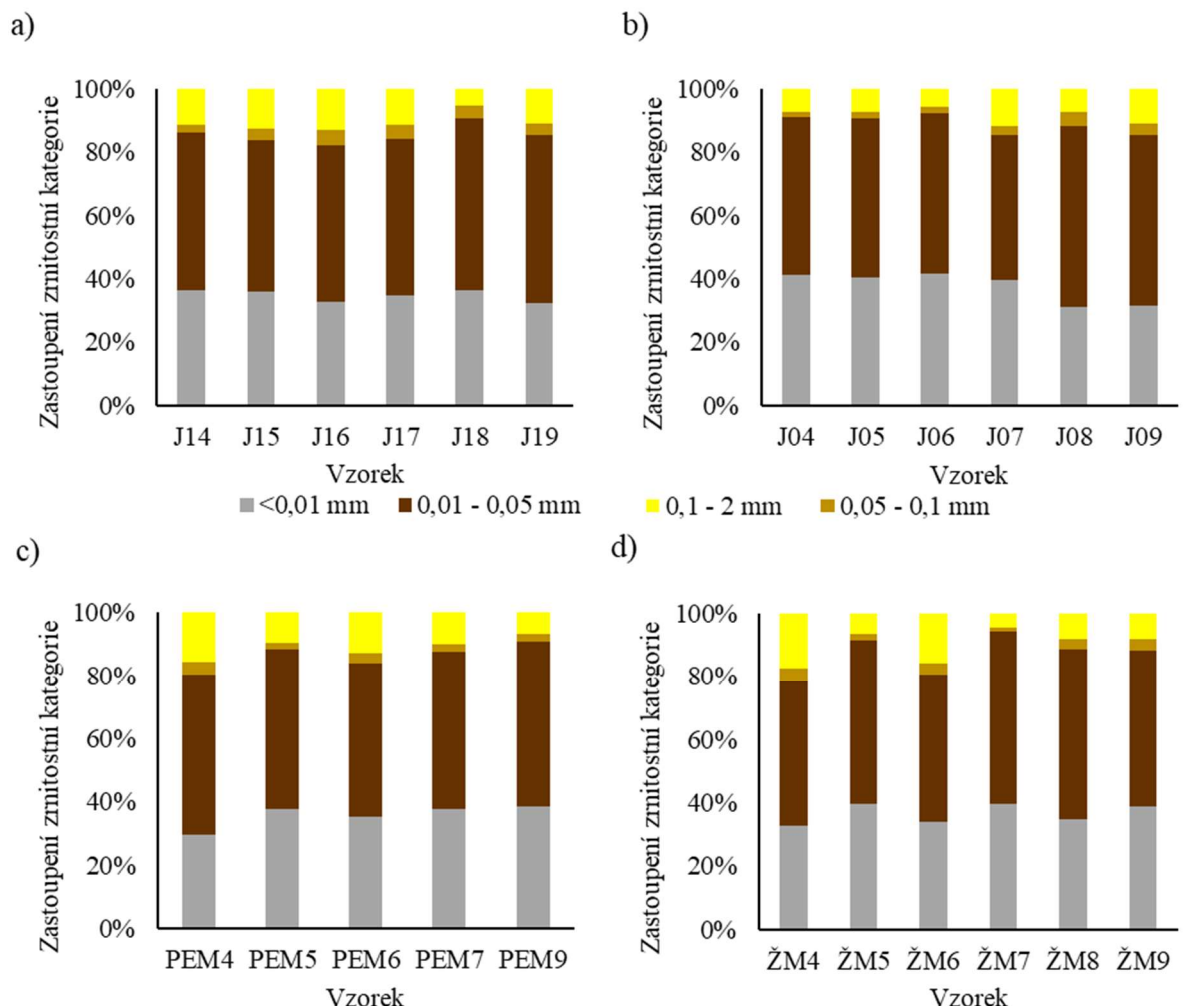
Obrázek 23 Graf výsledných hodnot WSA indexu a změny v čase.

Zrnitostní rozbor

Na obrázku 24 je grafické vyhodnocení výsledků zrnitostního rozboru. Zastoupení jednotlivých frakcí se měnilo jak v závislosti na měsíci měření (statisticky nevýznamné, $p=0,1145$), tak v závislosti na porostu (statisticky nevýznamné, $p=0,5977$). Oba porosty jetelotravy vykazují zvýšený obsah částic o velikosti 0,1 – 2 mm v červenci a v září a v srpnu jejich pokles. Pšenice měla nejnižší obsah částic menších než 0,01 mm v měsíci dubnu.

Ve všech případech byl druh půdy podle Nováka klasifikován jako středně těžká půda. Dle klasifikační stupnice zemin dle Nováka se jedná o půdu hlinitou, se zastoupením částic menších než 0,01 mm v rozmezí od 30 % do 45 %. Pouze v dubnu v porostu pšenice byla půda klasifikována jako písčitohlinitá se zastoupením částic menších než 0,01 mm těsně pod hranicí 30 %.

Fyzikální vlastnosti půd a zrnitostní složení půd nevykazovalo statisticky významné změny v závislosti na porostu či časové variabilitě měření. V grafech na obrázcích 19 až 22 je možné vidět, že jednotlivé změny těchto vlastností byly vždy velmi malé, proto je možné konstatovat, že druh porostu nemá na fyzikální vlastnosti půd vliv. Změnu fyzikálních vlastností půd v závislosti na způsobu hospodaření také nezaznamenala studie Fér et al. (2020). V případě využití půdy jako pastviny se však fyzikální vlastnosti mění, především pak pórovitost a objemová hmotnost půdy (Fér et al. 2016; Kodešová et al. 2011). Časová variabilita půdních vlastností, především objemové hmotnosti půdy a pórovitosti mohla být způsobena odlišným vývojem kořenového systému v jednotlivých porostech a s tím spojenými procesy.

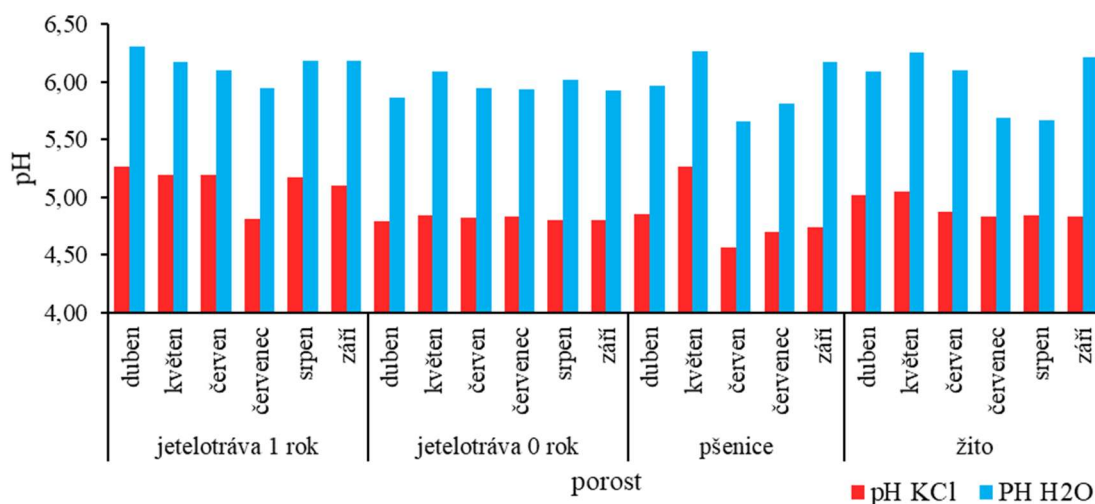


Obrázek 24 Graf výsledků zrnitostního rozboru v porostech a) jetelotrávy zaseté v roce 2019, b) jetelotrávy zaseté v roce 2020, c) pšenice a d) žita a změny v čase.

5.2.2 Chemické vlastnosti

V příloze V jsou výsledné průměrné hodnoty základních chemických vlastností a jejich směrodatné odchylky a v příloze VI pak výsledné tabulky statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na základní chemické vlastnosti půdy s ohledem na časový vývoj dat a při prokázání statisticky významného vlivu porostu také výsledky Schéffeho post-hoc testování.

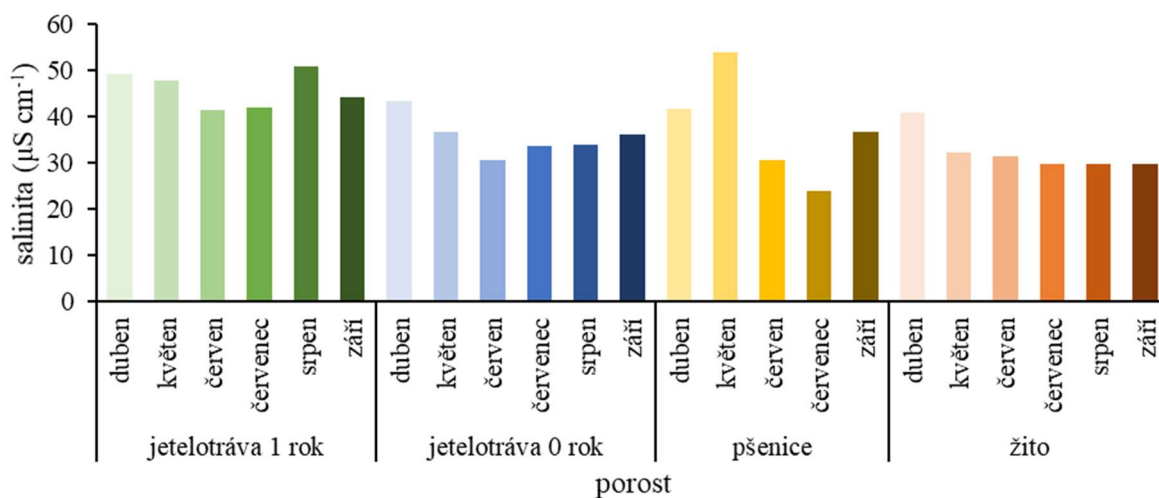
Získané hodnoty aktivní půdní reakce se pohybovaly v rozmezí 5,7–6,3. Jedná se o půdy slabě kyselé až kyselé. Stejně tak hodnoty výměnné půdní reakce dosahující hodnot 4,6–5,3 indikují půdy kyselé. Rozdíly mezi aktivní půdní reakce v jednotlivých porostech nebyly statisticky významné ($p=0,1866$). Rozdíly mezi výměnnou půdní reakcí v jednotlivých porostech byly prokázány jako statisticky významné ($p=0,0051$). Statisticky nižší jsou hodnoty výměnné půdní reakce v porostu jetelotravy zaseté v roce 2020 proti porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 ($p=0,0273$) a také v porostu pšenice oproti porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 a ($p=0,04333$). Časová variabilita (statisticky nevýznamná, $p=0,0861$) se projevila v případě pšenice zvýšením půdní reakce v měsíci květnu a v případě jetelotravy zaseté v roce 2019 poklesem půdní reakce v měsíci červenci. Jetelotrava zasetá v roce 2020 a porost žita nevykazovaly žádné znatelné změny v čase (viz graf na obrázku 25).



Obrázek 25 Graf výsledných hodnot aktivní ($pH H_2O$) a výměnné ($pH KCl$) půdní reakce a změny v čase.

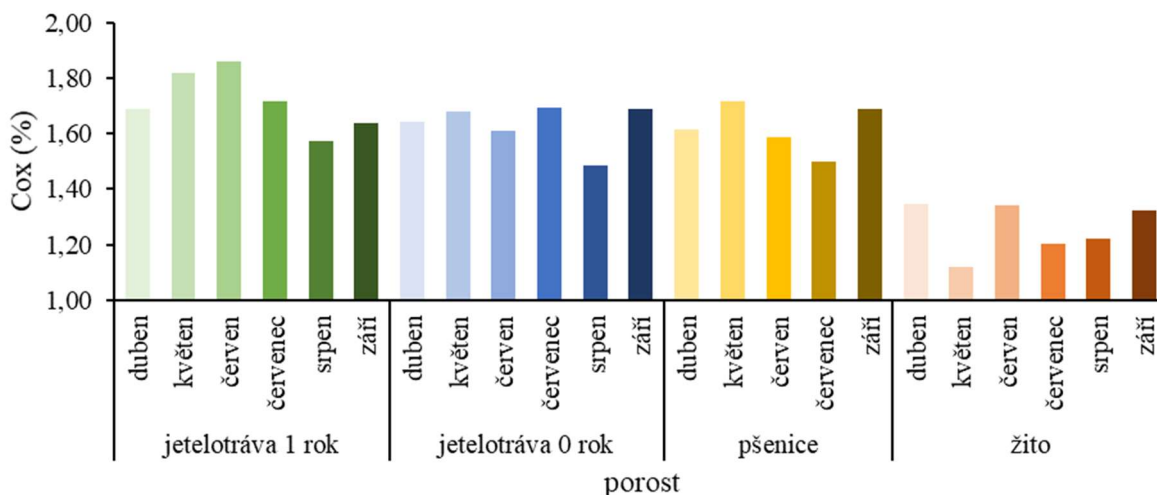
Výsledky stanovení salinity (v grafu na obrázku 26) se pohybovaly v hodnotách mezi 24–54 $\mu S cm^{-1}$. Hodnoty do 30 $\mu S cm^{-1}$ jsou charakteristické pro půdy s minimálním zasolením, do 60 $\mu S cm^{-1}$ poté pro půdy bez negativních účinků solí. Rozdíly salinity pro jednotlivé porosty byly statisticky významné ($p=0,0023$) a také byl statisticky významný vliv časové variability ($p=0,0293$). Statisticky významně nižší hodnoty salinity jsou v porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 proti porostu jetelotravy zaseté v roce 2020 ($p=0,0265$) a také v porostu žita oproti porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 ($p=0,0032$). V porostu pšenice v květnu byla nejvyšší naměřená hodnota celkově, a to 54 $\mu S cm^{-1}$. Nejnižší hodnoty byly v porostu žita, kde byla nejvyšší hodnota naměřena v dubnu (40 $\mu S cm^{-1}$) a v průběhu sezóny se dále hodnoty snižují.

Nižší hodnoty salinity v porostu žita, než v porostu jetelotrávy nekorrespondují s výsledky Kodešová et al. (2011), kde byly nižší hodnoty salinity zaznamenány pod travním porostem (pastvinou). Fér et al. (2020) zjistil vyšší hodnoty salinity na půdě obdělávané v konvenčním zemědělství oproti ekologickému zemědělství. To odpovídá výsledkům měření, které hodnotí půdu ve všech porostech jako s minimálním zasolením, částečně pak jako půdu bez negativních účinků solí. Takto uspokojivé hodnoty salinity mohou souviset s tím, že se na pozemku hospodaří v režimu ekologického zemědělství bez aplikace minerálních hnojiv, se kterými může souviset vyšší salinita (Fér et al. 2020). V případě terénního měření po více vegetačních obdobích by bylo možné sledovat, zda se salinita bude dále snižovat díky nynějšímu hospodaření v režimu ekologické zemědělství.



Obrázek 26 Graf výsledných hodnot salinity a změny v čase.

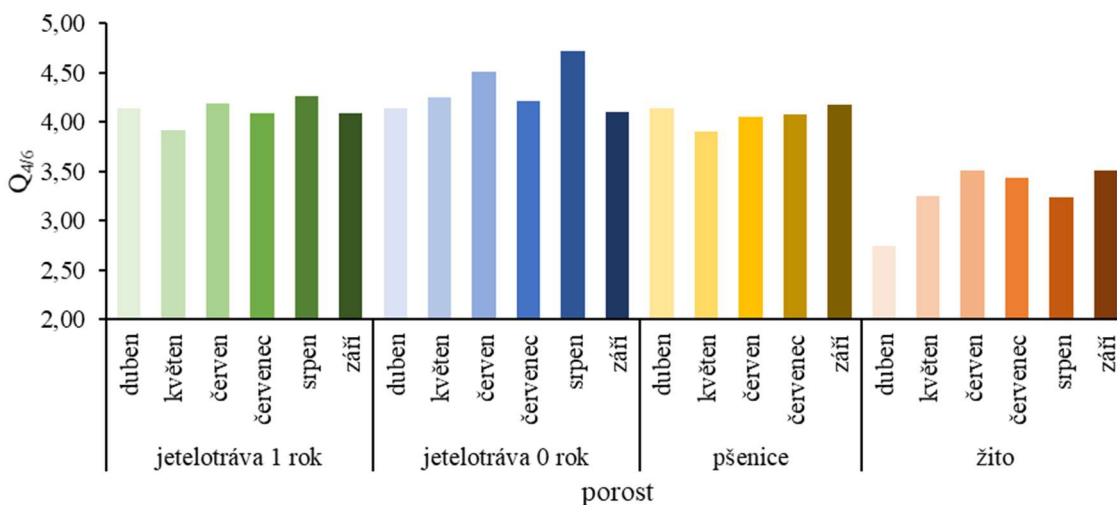
Výsledky stanovení oxidovatelného organického uhlíku jsou zobrazeny v grafu na obrázku 27. Vliv porostu na obsah humusu byl statisticky významný ($p=0,000002$). V porostech jetelotrávy zaseté v roce 2019 byla naměřena nejvyšší hodnota obsahu C_{ox} , a to 1,86 %, což odpovídá vysokému obsahu humusu (3–5 %). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020, pšenice a také žito byl naměřen střední obsah humusu (2–3 %). Nejnižší naměřené hodnoty byly v porostu žita, kdy se hodnota C_{ox} pohybovala mezi 1,2–1,3 % a hodnoty v porostu žita jsou statisticky významně nižší než v ostatních porostech (pro jetelotrávu zasetou v roce 2019 $p=0,000005$; pro jetelotrávu zasetou v roce 2020 $p=0,00004$; pro pšenici $p=0,0001$).



Obrázek 27 Graf výsledných hodnot oxidovatelného uhlíku *Cox* a změny v čase.

Dále byla stanovena kvalita humusu pomocí barevného kvocientu $Q_{4/6}$ (graf na obrázku 28). Vliv porostu na kvalitu humusu byl statisticky významný ($p=0,000001$). Nejvyšší kvalitu humusu vykazuje půda v porostu žita (statisticky významné rozdíly s porostem jetelotrávy seté v roce 2019 $p=0,00004$; s porostem jetelotrávy zaseté v roce 2020 $p=0,000003$; s porostem pšenice $p=0,00012$). V jetelotrávách a pšenici jsou si hodnoty velice podobné. Nejvyšší naměřená hodnota byla v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 v měsíci srpnu. Podle hodnocení dle Zbírala (2002) byla nejvyšší kvalita organické hmoty v porostech žita na začátku vegetační sezóny.

Fér et al. (2020) zjistil, že je sice vyšší obsah organické hmoty na plochách konvenčního zemědělství, ale půda v ekologickém zemědělství vykazovala vyšší kvalitu organické hmoty. Výsledky studie Fér et al. (2020) také ukazují, že ekologické zemědělství zlepšilo chemické i hydrofyzikální podmínky půdy. Porost žita ukazuje podobný trend jako půda v ekologickém zemědělství ve studii Fér et al. (2020), kdy je sice v tomto porostu nejnižší obsah organické hmoty, ale jeho kvalita je nejvyšší.



Obrázek 28 Graf výsledných hodnot barevného kvocientu $Q_{4/6}$ a změny v čase.

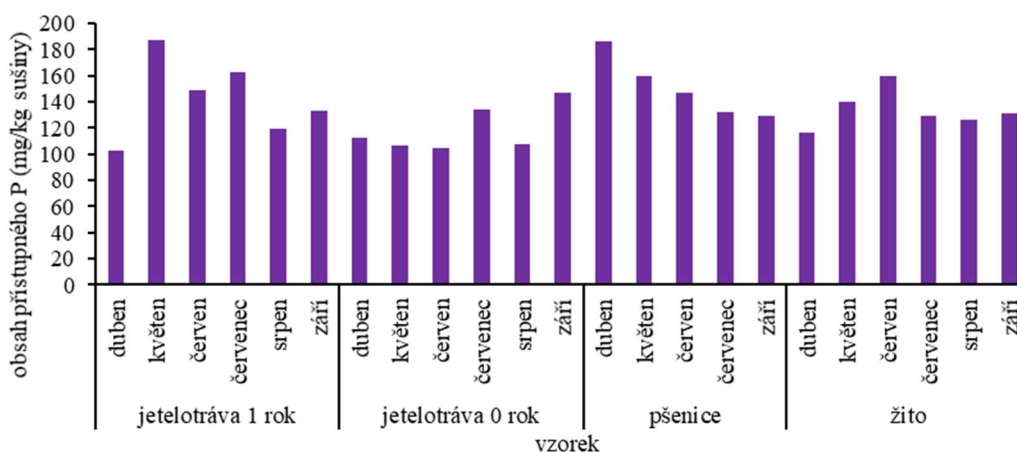
Také proběhlo orientační měření obsahu uhličitánů. Žádný ze vzorků nevykazoval žádné šumění, obsah uhličitánů je v půdě ve všech porostech do 0,3 %. Jedná se tedy o půdu bezkarbonátovou.

5.2.3 Stanovení obsahu živin

Výsledky stanovení obsahu živin jsou zobrazeny v příloze VII a a v příloze VIII pak výsledné tabulky statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na obsah živin s ohledem na časový vývoj dat.

V této kapitole jsou výsledky obsahu jednotlivých prvků (fosfor, draslík, vápník a hořčík) prezentovány v podobě grafů (obrázek 29 až 32). Vyhodnocení výsledků proběhlo na základě tabulky 12. Na vybraném zájmovém území se hospodaří plně v režimu ekologického zemědělství a k hnojení tedy nejsou používána průmyslová hnojiva. Z tohoto hlediska je obsah všech živin, zjištěných tímto rozbořem, na velmi dobré úrovni.

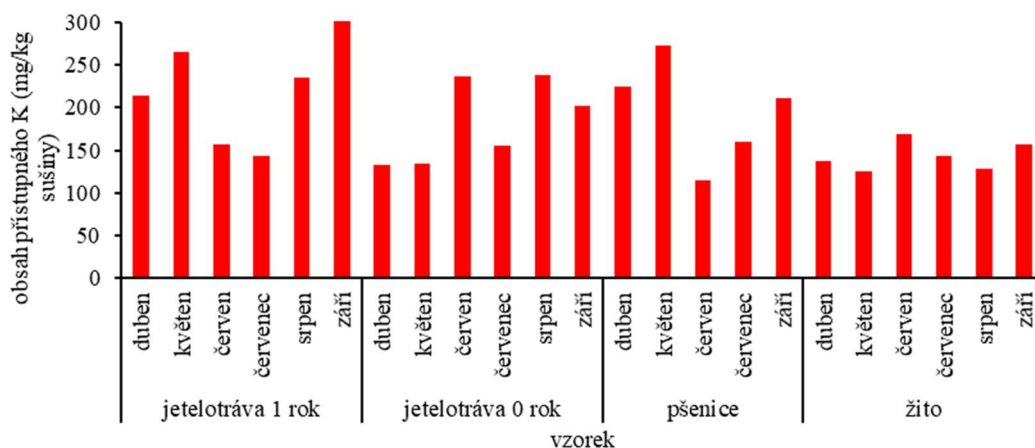
Graf s výsledky stanovení obsahu přístupného fosforu je na obrázku 29. Hodnoty se pohybují v rozmezí 103–187 mg kg⁻¹ sušiny, to odpovídá dobrému až velmi vysokému obsahu fosforu. Vliv porostu na hodnoty přístupného fosforu nebyl statisticky významný (p=0,228405). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 byla nejvyšší hodnota obsahu fosforu naměřena v květnu (187 mg kg⁻¹ sušiny) a jedná se také o nejvyšší naměřenou hodnotu ve všech porostech za celou dobu trvání experimentu. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 byla nejvyšší hodnota naměřena v září (146 mg kg⁻¹ sušiny). V porostu pšenice se obsah fosforu v průběhu sezóny snižuje. V měsíci dubnu byla naměřena nejvyšší hodnota obsahu fosforu (186 mg kg⁻¹ sušiny) a v září pak nejnižší (129 mg kg⁻¹ sušiny). V porostu žito jsou si hodnoty obsahu fosforu velmi podobné a všechny hodnoty odpovídají hodnocení vysokého obsahu fosforu.



Obrázek 29 Graf výsledných hodnot obsahu přístupného fosforu a změny v čase.

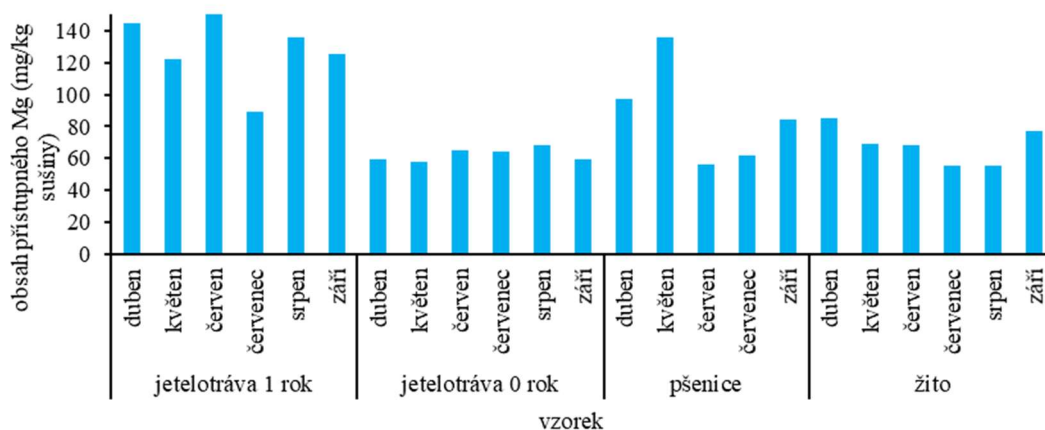
Graf s výsledky stanovení obsahu přístupného draslíku je na obrázku 30. Hodnoty se pohybují v rozmezí 115–302 mg kg⁻¹ sušiny, to odpovídá vyhovujícímu až dobrému obsahu draslíku. Vliv porostu na hodnoty přístupného draslíku nebyl statisticky významný (p=0,4587). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 byla nejvyšší hodnota obsahu draslíku naměřena v září (302 mg kg⁻¹ sušiny) a jedná se také o nejvyšší naměřenou hodnotu ve všech porostech za celou dobu trvání experimentu. V červnu a červenci klesly hodnoty pouze na vyhovující úroveň,

v ostatních měsících odpovídaly hodnocení dobrý. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 byla nejvyšší hodnota naměřena v srpnu (238 mg kg⁻¹ sušiny). V porostu pšenice byla naměřena nejvyšší hodnota obsahu draslíku (273 mg kg⁻¹ sušiny) v květnu a nejnižší hodnota pak byla naměřena v červnu (115 mg kg⁻¹ sušiny). V porostu žita byly naměřeny nejnižší hodnoty ve všech měsících a všechny odpovídaly hodnocení dostatečného obsahu draslíku.



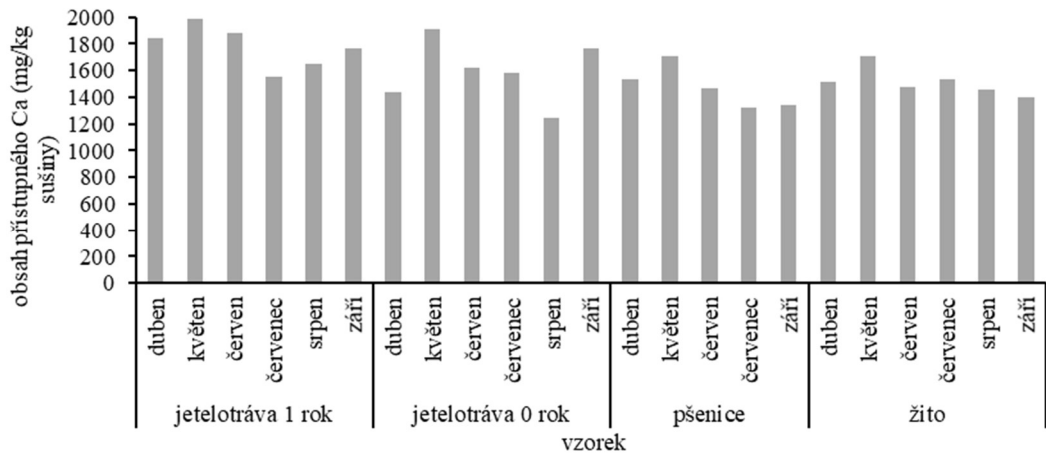
Obrázek 30 Graf výsledných hodnot přístupného draslíku a změny v čase.

Graf s výsledky stanovení obsahu přístupného hořčíku je na obrázku 31. Hodnoty se pohybují v rozmezí 56–151 mg kg⁻¹ sušiny, to odpovídá nízkému až vyhovujícímu obsahu draslíku. Vliv porostu na hodnoty přístupného hořčíku byl statisticky významný ($p=0,0016$), stejně tak byl statisticky významný vliv časové variability ($p=0,0062$). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 odpovídají naměřené hodnoty, kromě hodnoty z července, vyhovujícímu obsahu draslíku (hodnoty vyšší než 106 mg kg⁻¹ sušiny) a jedná se o porost s celkově nejvyšším obsahem tohoto prvku. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 se naopak hodnoty draslíku ve všech měsících pohybují okolo 60 mg kg⁻¹ sušiny, což odpovídá nízkému obsahu hořčíku. V porostu pšenice byla naměřena nejvyšší hodnota obsahu hořčíku (135 mg kg⁻¹ sušiny) v květnu, v ostatních měsících byl naměřen nízký obsah tohoto prvku. V porostu žita byly naměřeny nízké hodnoty ve všech měsících a podobně jako v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 odpovídají hodnocení nízkého obsahu hořčíku.



Obrázek 31 Graf výsledných hodnot přístupného hořčíku a změny v čase.

Graf s výsledky stanovení obsahu přístupného vápníku je na obrázku 32. Hodnoty se pohybují v rozmezí 1242–1983 mg kg⁻¹ sušiny, to odpovídá vyhovujícímu obsahu vápníku. Vliv porostu na hodnoty přístupného vápníku byl statisticky významný (p=0,000136). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 si jsou naměřené hodnoty velmi podobné. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 byly naměřeny nižší hodnoty v dubnu a srpnu (1440 a 1242 mg kg⁻¹ sušiny). V porostu pšenice byly pak zaznamenány nižší hodnoty v červenci a září. V porostu žita si jsou naměřené hodnoty velmi podobné.



Obrázek 32 Graf výsledných hodnot přístupného vápníku a změny v čase.

5.3 Výsledky měření hydraulických vlastností půdy

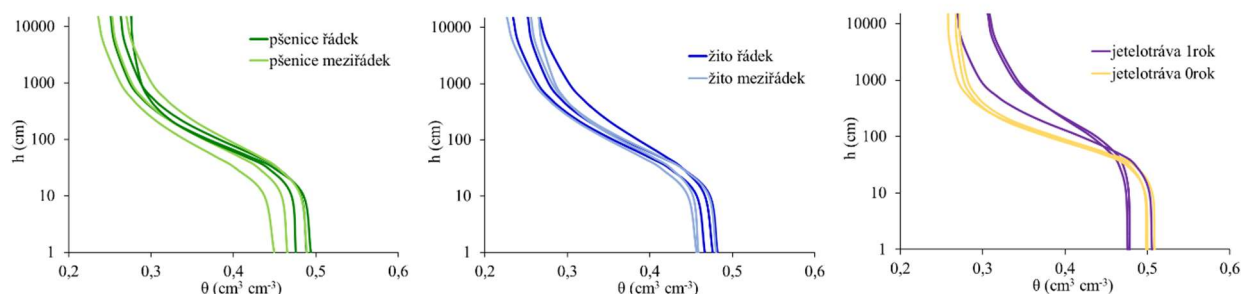
5.3.1 Retenční čáry půdní vlhkosti a jejich parametry

Všechny parametry retenčních čar půdní vlhkosti (nasyčená vlhkost θ_s , reziduální vlhkost θ_r , parametry α a n , inflexní bod retenční čáry půdní vlhkosti S_{INF} , tlaková výška h_{INF} a objemová vlhkost θ_{INF}) jsou umístěny v příloze IX. Dále jsou v příloze X výsledné tabulky statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na parametry retenčních čar půdní vlhkosti s ohledem na časový vývoj dat a v příloze XI také výsledky t-testu pro zhodnocení rozdílů mezi měřením v řádku a meziřádku, respektive v jetelotrávě zaseté v roce 2019 a jetelotrávě zaseté v roce 2020.

Retenční čáry půdní vlhkosti jsou prezentovány na obrázcích 33–38, rozdělené do grafů vždy podle porostu a dále barevně rozlišeny retenční čáry půdní vlhkosti pro řádek a meziřádek, respektive jetelotrávu zasetou v roce 2020 a zasetou v roce 2019. Následují grafy vybraných parametrů retenčních čar půdní vlhkosti (obrázek 37 – nasyčená vlhkost θ_s ; obrázek 38 – reziduální vlhkost θ_r ; obrázek 39 – parametry α a n a obrázek 40 – inflexní bod retenční čáry S_{INF}).

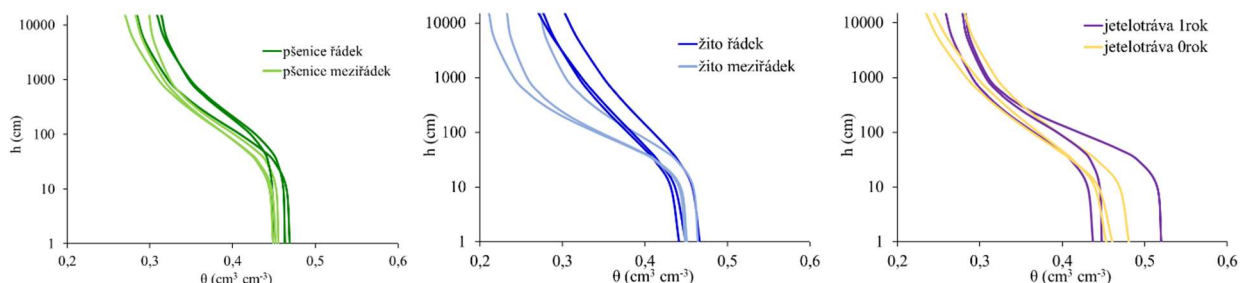
V následujících grafech, které prezentují retenční čáry půdní vlhkosti pro jednotlivé měsíce je možné vidět variabilitu jednotlivých retenčních čar v řádku a meziřádku, respektive v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 a jetelotrávy zaseté v roce 2020. Rozdíly mezi měřením v řádku nebo meziřádku, respektive v jetelotrávě zaseté v roce 2019 a jetelotrávě zaseté v roce 2020 byly otestovány pomocí t-testu pro parametry retenčních čar půdní vlhkosti a ve všech případech byla hodnota p vyšší než 0,05, což znamená, že nebyly statisticky prokázány rozdíly mezi hodnotami naměřenými v řádku a meziřádku. Parametry retenčních čar nejsou statisticky významně odlišné, ale při porovnání retenčních čar půdních vlastností, mezi jednotlivými variantami (obrázek 31–36), můžeme vidět rozdílný tvar těch to čar při porovnání mezi jednotlivými variantami.

V měsíci dubnu (obrázek 33) jsou znatelné rozdíly především v porostech jetelotráv. Jetelotráva zasetá v roce 2019 má vyšší reziduální vlhkost, ovšem nižší vlhkost nasycenou. Dále můžeme vidět, že retenční čáry půdní vlhkosti měřené v řádku pšenice (3 opakování) jsou si podobnější než v meziřádku.



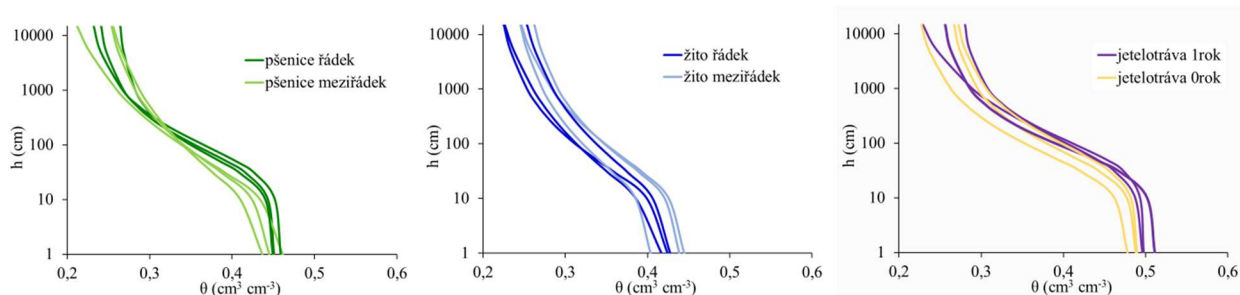
Obrázek 33 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice, žita a jetelotrávy v měsíci dubnu.

V měsíci květnu (obrázek 34) je rozdílný průběh retenčních čar půdní vlhkosti v porostu žita. Retenční čáry měřené v řádku tohoto porostu mají velmi vysokou reziduální vlhkost při stejných nasycených vlhkostech jako v meziřádku. Retenční čáry měřené v řádku v tomto porostu tak mají velmi odlišný tvar. Také retenční čáry měřené v porostech jetelotrávy vykazují poměrně vysokou variabilitu, a to především v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019.



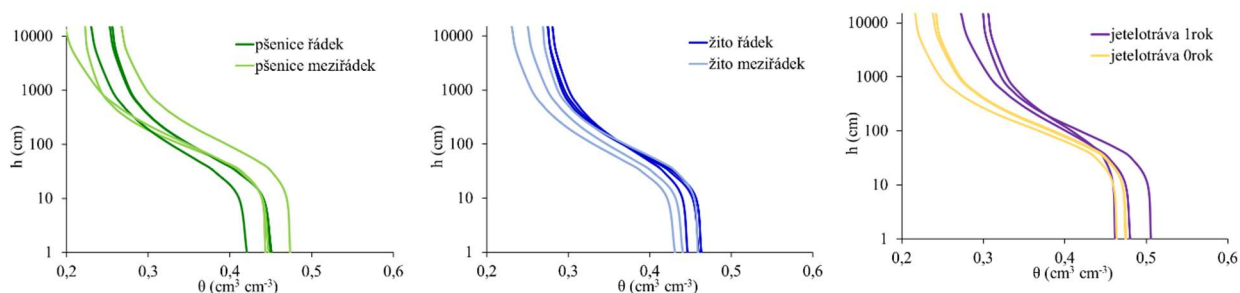
Obrázek 34 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice, žita a jetelotrávy v měsíci květnu.

Změřené retenční čáry půdní vlhkosti v červnu (obrázek 35). Opět můžeme vidět, že retenční čáry půdní vlhkosti měřené v řádku pšenice, žita ale i starší jetelotrávy jsou si podobnější než v retenční čáry změřené na vzorcích v meziřádcích, popřípadě v mladší jetelotrávě.



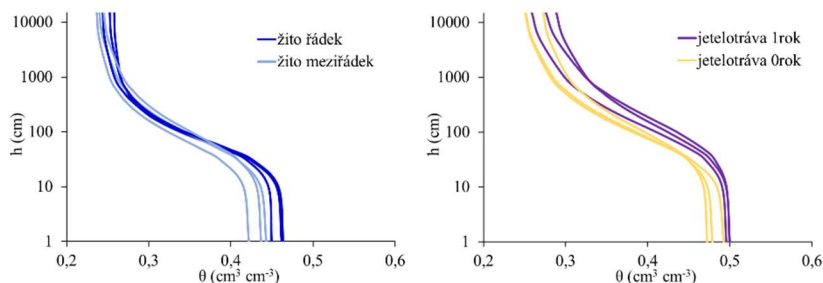
Obrázek 35 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice, žita a jetelotrávy v červnu.

V měsíci červenci (obrázek 36) můžeme sledovat rozdílné průběhy retenčních čar v porostu žita, kdy v řádku byly naměřeny vyšší nasycené i reziduální vlhkosti (všechny tři opakování jsou si velice podobná). V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 jsou vyšší nasycené i reziduální vlhkosti ve srovnání s porostem jetelotrávy zaseté v roce 2020.



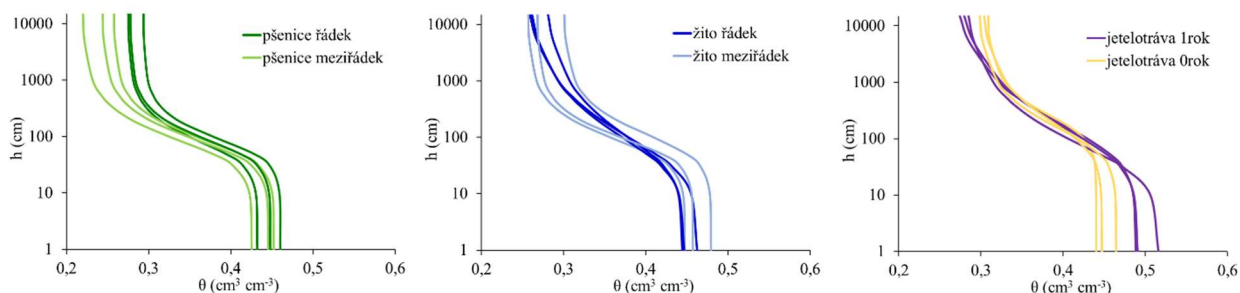
Obrázek 36 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice, žita a jetelotrávy v červenci

Retenční čáry půdní vlhkosti z měsíce srpna (obrázek 37) nezahrnují měření v porostu pšenice kvůli povětrnostním podmínkám, výsledky měření pro porost žita v řádku a meziřádku ukazují opět, že měření v řádku jsou si velice podobná a mají odlišný tvar od měření v meziřádku. Retenční čáry půdní vlhkosti jetelotráv mají v tento měsíc podobný tvar, ale u starší jetelotráv můžeme vidět vyšší nasycené vlhkosti.



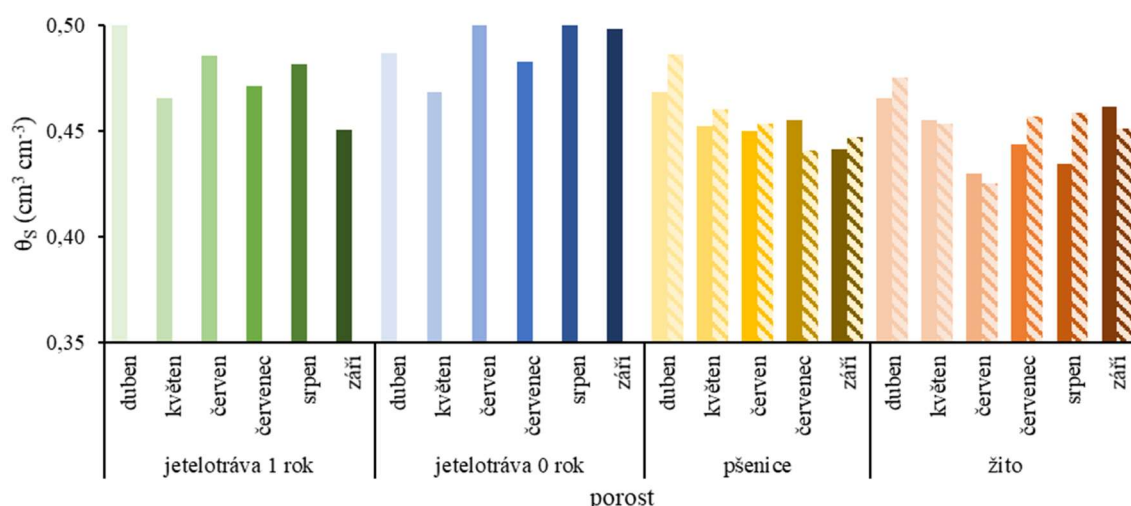
Obrázek 37 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice a jetelotravy v srpnu.

V září (obrázek 38) se liší průběhy retenčních čar půdní vlhkosti v porostu žita i pšenice, kdy jsou si vždy velmi podobné průběhy čar měřených v řádku, v meziřádku je patrná vyšší variabilita. V porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 byla v tomto měsíci vyšší nasycená vlhkost a nižší reziduální vlhkost.



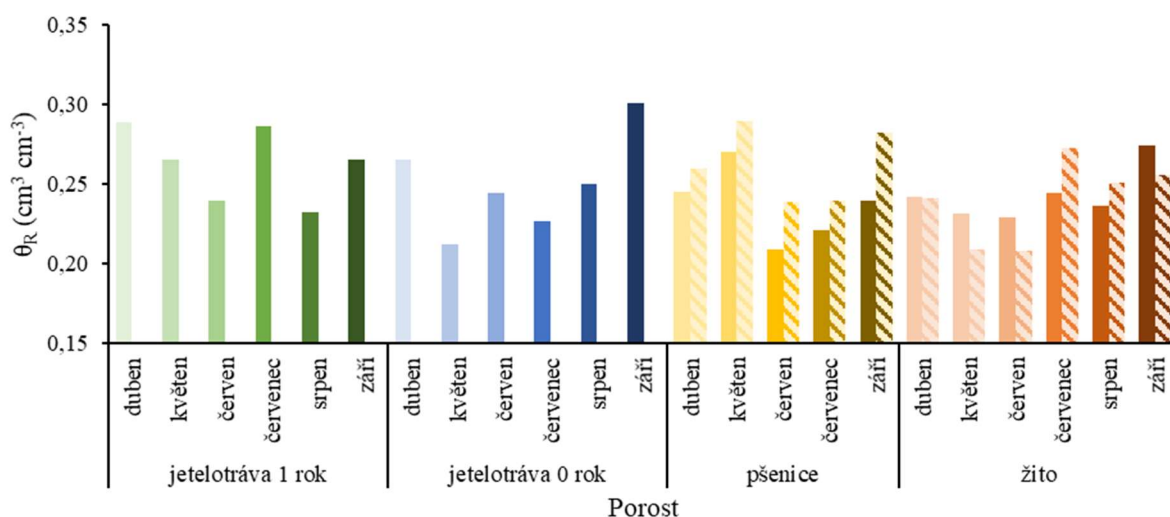
Obrázek 38 Tvary retenčních čar půdní vlhkosti v porostech pšenice, žita a jetelotravy v září.

Výsledné hodnoty nasycené vlhkosti jsou zobrazeny v grafu na obrázku 39. Vyšší nasycené vlhkosti vykazují porosty jetelotráv (statisticky významné, $p=0,000008$). Také byl prokázán vliv časové variability (statisticky významný, $p=0,0336$). Vliv měření v řádku a meziřádku nebyl prokázán jako statisticky významný (pro jetelotravy $p=0,1625$; pro pšenici $p=0,6505$ a pro žito $p=0,5749$). Jetelotráva zasetá v roce 2019 vykazovala převážně vyšší hodnoty nasycené vlhkosti než jetelotráva zasetá v roce 2020. V porostech pšenice i žita byla nasycená vlhkost v řádku spíše vyšší než v meziřádku.



Obrázek 39 Graf výsledných hodnot nasycené vlhkosti θ_s , měření v řádku a meziřádku a změny v čase.

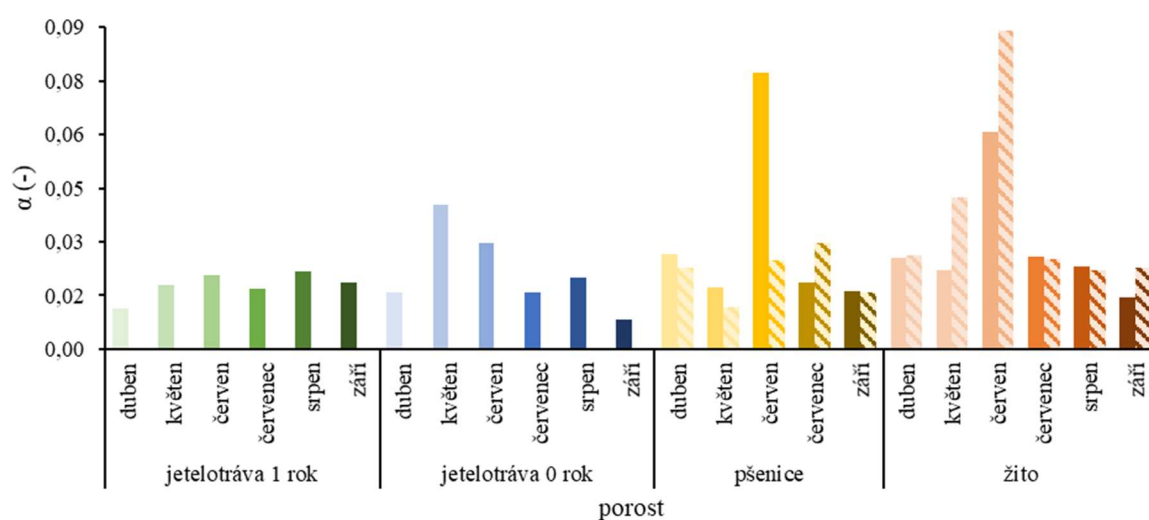
Výsledné hodnoty reziduální vlhkosti jsou zobrazeny v grafu na obrázku 40. Vliv porostu na reziduální vlhkosti nebyl statisticky významný ($p=0,3119$). Nejvyšší hodnota reziduální vlhkosti byla naměřena v porostu jetelotravy zaseté v roce 2020 v září (0,301), nejnižší hodnota pak v porostu žita v řádku v červnu (0,208). V porostech jetelotravy zaseté v roce 2019 v prvních třech měsících reziduální vlhkost klesala, v porostech jetelotravy zaseté v roce 2020 pak reziduální vlhkost v posledních třech měsících stoupala. Rozdíly mezi těmito porosty nebyly statisticky významné ($p=0,4309$). V porostu pšenice byla reziduální vlhkost v řádku spíše vyšší (statisticky nevýznamné $p=0,135$). V porostu žita nebyly rozdíly mezi reziduální vlhkostí v řádku a meziřádku statisticky významné ($p=0,786$).





Obrázek 40 Graf výsledných hodnot reziduální vlhkosti θ_R , měření v řádku a meziřádku a změny v čase.

Studie Fér et al. (2020) zjistila vyšší nasycené (statisticky významné) i reziduální (statisticky nevýznamné) vlhkosti v porostech ekologického zemědělství v porovnání s konvenčním. To znamená, že půdy v ekologickém zemědělství mohou zadržovat více vody než půdy v konvenčním zemědělství. Studie Fér et al. (2016) zjistila rozdílný tvar retenčních čar půdní vlhkosti v porostech louky oproti orné půdě, který poukazyval na více kapilárních pórů (vyšší nasycená vlhkost). Tato práce pak potvrdila vyšší nasycené vlhkosti (statisticky významné) a reziduální vlhkosti (statisticky nevýznamné) v porostech jetelotráv oproti porostům pšenice a žita. To může být způsobeno hustým a jemným kořenovým systémem těchto porostů, které mohou právě nasycenou vlhkost zvyšovat (Lu et al. 2020).

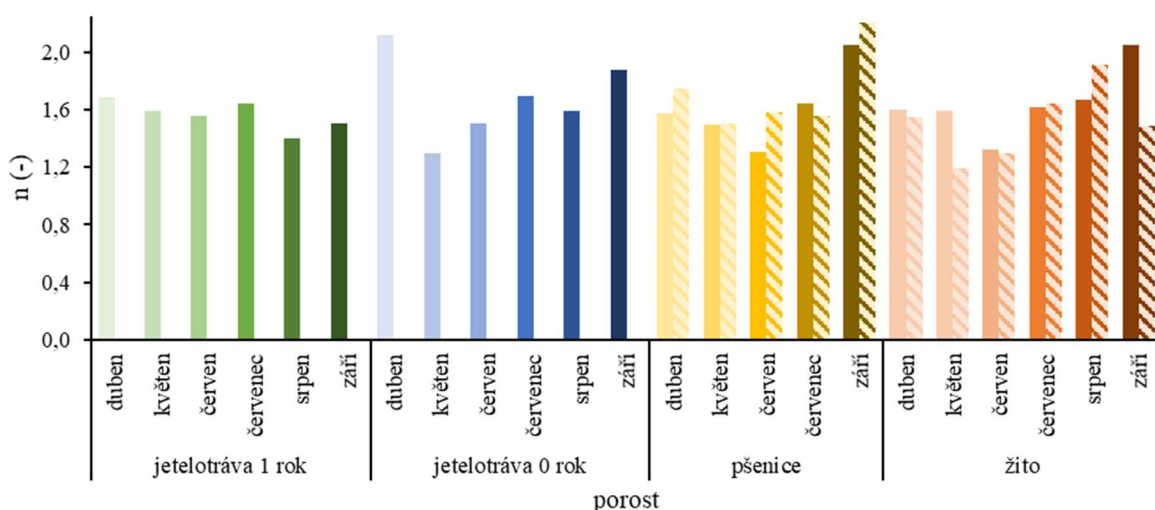
Výsledné hodnoty parametru α jsou zobrazeny v grafu na obrázku 41. Vliv porostu na tento parametr byl statisticky nevýznamný (0,1152). Nejnižší hodnoty měl tento parametr v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019. Také v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 byly hodnoty nízké (nejvyšší hodnota byla naměřena v květnu). V porostu pšenice je potom nejvýraznější změna viditelná v meziřádku v červnu ($\alpha=0,77$). Ve stejný měsíc byla také vysoká hodnota v porostu žita, ovšem měřená v řádku ($\alpha=0,89$). Časová variabilita je statisticky významná ($p=0,0024$). Rozdíl mezi porosty jetelotrávy zaseté v roce 2019 a jetelotrávy zaseté v roce 2020 nebyly statisticky významné ($p=0,4603$). V porostu pšenice byla hodnota parametru α v řádku spíše nižší (statisticky nevýznamné $p=0,4243$). V porostu žita byla hodnota parametru α v řádku spíše vyšší (statisticky nevýznamné $p=0,4718$).





Obrázek 41 Graf výsledných hodnot parametru α , měření v řádku  a meziřádku  a změna v čase.

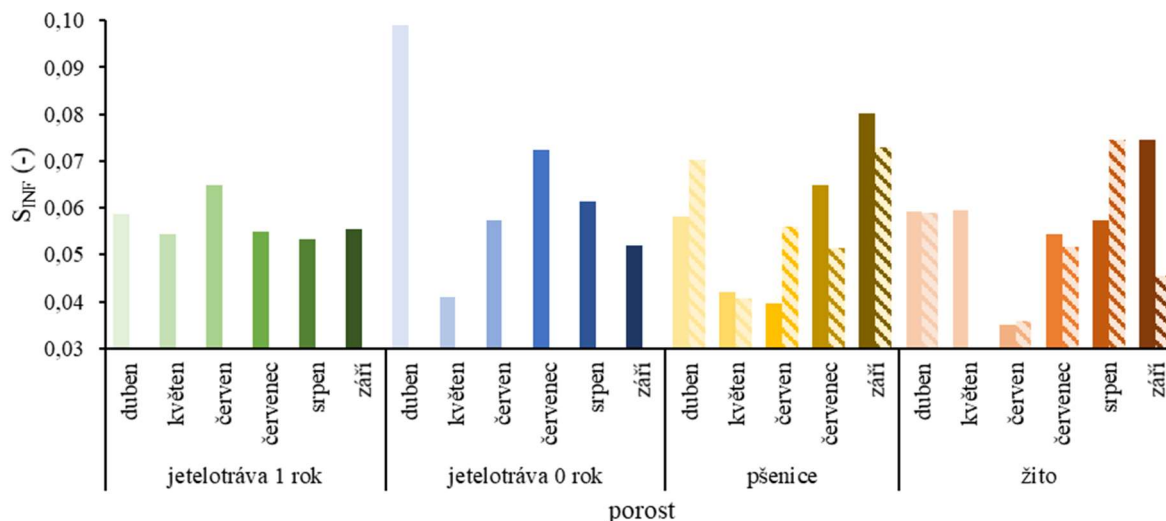
Výsledné hodnoty parametru n jsou zobrazeny v grafu na obrázku 42. Vliv porostu na tento parametr byl statisticky nevýznamný ($p=0,5128$). Nejvyšší hodnota byla naměřena v porostu pšenice v řádku v září ($n=2,205$). Nejnižší hodnota byla naměřena v porostu žita v řádku v květnu ($n=1,192$). Časová variabilita je statisticky významná ($p=0,0059$). Parametr n dosahoval vyšších hodnot spíše v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 (statisticky nevýznamné ($p=0,3734$)). V porostu pšenice byla hodnota parametru n v řádku spíše vyšší (statisticky nevýznamné $p=0,5619$). V porostu žita byla hodnota parametru n v řádku spíše nižší (statisticky nevýznamné $p=0,3813$).

Pokud jsou hodnoty parametru α nižší, znamená to, že tlak na vstupu vzduchu byl vyšší a retenční kapacita vody byla vyšší (Fér et al. 2020). Podobně jako ve studii Fér et al. (2020), kde byly nižší hodnoty na plochách bez zpracování půdy, i v této práci jsou nejnižší hodnoty parametru α v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019, poté v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 a vyšších hodnot dosahují hodnoty parametru α v porostech žita a pšenice.



Obrázek 42 Graf výsledných hodnot parametru n , měření v řádku  a meziřádku  a změna v čase.

Výsledné hodnoty inflexního bodu (S_{INF}) retenční čáry půdní vlhkosti jsou zobrazeny v grafu na obrázku 43. Vliv porostu na inflexní bod retenční čáry půdní vlhkosti není statisticky významný ($p=0,3764$). Nejmenší změny v inflexním bodě retenční čáry půdní vlhkosti můžeme pozorovat v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019. V jetelotrávě zaseté v roce 2020 byla naměřena nejvyšší hodnota v dubnu. Rozdíly mezi těmito dvěma porosty nebyly statisticky významné ($p=0,4339$). V porostech pšenice se hodnoty sklonu v inflexním bodě retenční čáry nejprve snižovaly, od měsíce července potom zvyšovaly. Rozdíly mezi hodnotami sklonu v inflexním bodě retenční čáry půdní vlhkosti v řádku a meziřádku nebyly statisticky významné ($p=0,8987$). V porostu žita lze sledovat podobný trend jako v porostu pšenice. Nejnižší hodnoty v tomto porostu byly naměřeny také v červnu. Rozdíly mezi měřením v řádku a meziřádku v porostu žita nebyly statisticky významné ($p=0,399524$).



Obrázek 43 Graf výsledných hodnot inflexního bodu retenční čáry půdní vlhkosti S_{INF} , měření v řádku a meziřádku a změna v čase.

Zhodnocení fyzikální kvality půdy pomocí hodnoty inflexního bodu retenční čáry půdní vlhkosti (S_{INF}) proběhlo podle tabulky 13. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 byla ve všech měsících fyzikální kvalita půdy velmi dobrá. V porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020 byla převážně fyzikální kvalita půdy hodnocena také jako velmi dobrá, pouze v měsíci květnu jako dobrá. V porostu pšenice byla také převážně hodnota inflexního bodu retenční čáry vyšší než 0,05, pouze v měsíci květnu v obou místech měření a v měsíci červnu v meziřádku byla fyzikální kvalita půdy hodnocena jako dobrá. Podobně tomu bylo v porostu žita, kdy dobrá fyzikální kvalita půdy byla v měsíci květnu v řádku a v měsíci červnu v řádku i meziřádku. Zbylé hodnoty změřené v porostu žita ukazují velmi dobrou fyzikální kvalitu půdy.

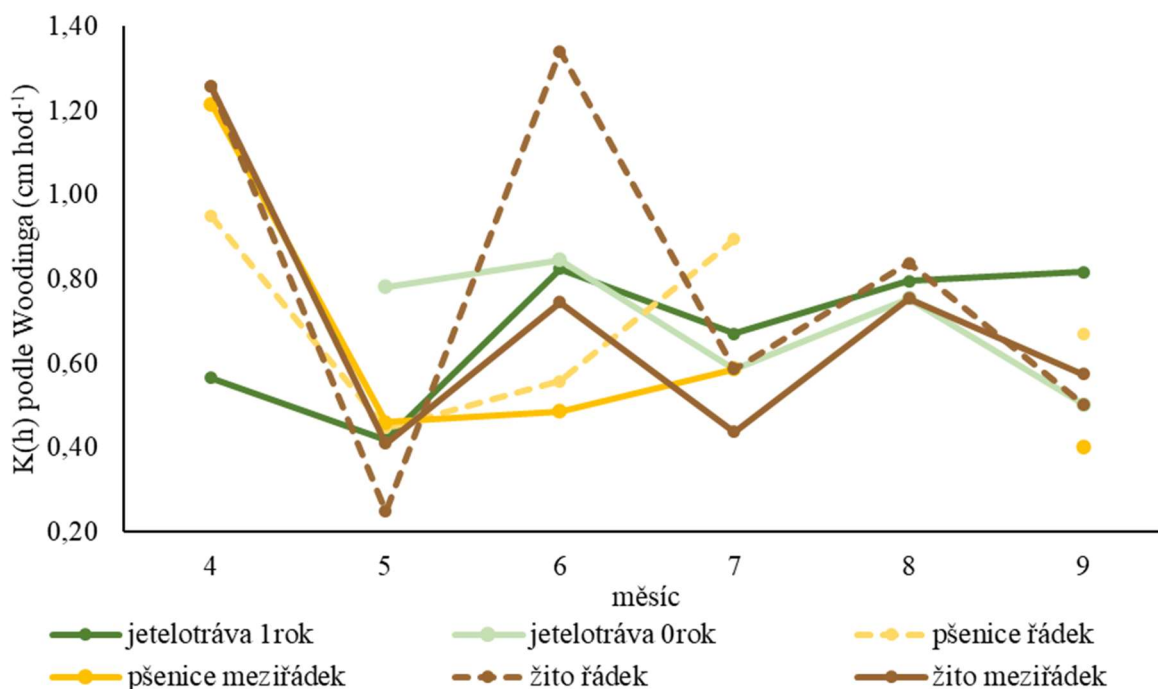
Nižší fyzikální kvalita orných půd ve srovnání s půdou bez zpracování (pastvinami) dokumentoval také Fér et al. (2020). To může být způsobeno větší diverzifikací pórů u nezpracovávaných půd a větším objemem kapilárních pórů.

5.3.2 Výsledky terénního měření

Měření infiltrace vody a etanolu pomocí Mini Disk infiltrometrů sloužilo pro účely získání výsledků nenasyčených hydraulických vodivostí a také indexu repelence pro posouzení vodoodpudivosti půdy. Tyto výsledky, stejně jako předchozí parametry retenčních čar, přímo souvisí s hypotézami práce. Všechny výsledné hodnoty těchto měření (nenasyčená hydraulická vodivost $K_{(h)}$ podle Woodinga a podle Zhanga a index repelence R_I) jsou umístěny v příloze XII. Dále jsou v příloze XIII výsledné tabulky statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na nenasyčenou hydraulickou vodivost a index repelence s ohledem na časový vývoj dat a v příloze XIV také výsledky t-testu pro zhodnocení rozdílů mezi měřeními v řádku a meziřádku, respektive v jetelotrávě zaseté v roce 2019 a jetelotrávě zaseté v roce 2020.

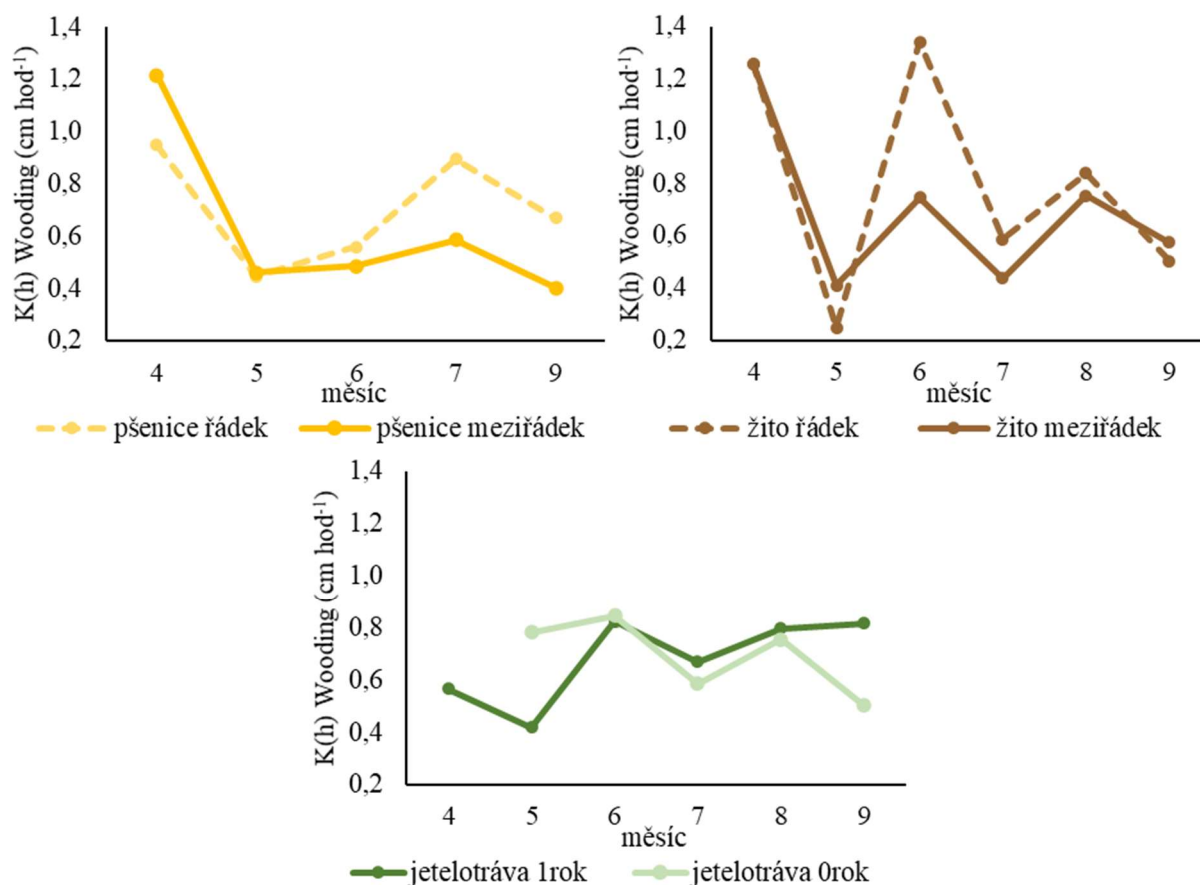
5.3.2.1 Nenasyčená hydraulická vodivost

V grafu na obrázku 44 jsou zobrazeny výsledky měření nenasyčených hydraulických vodivostí $K_{(h)}$ podle Woodinga ve všech porostech. Tento graf slouží především pro porovnání výsledků z hlediska vlivu druhu porostu na nenasyčenou hydraulickou vodivost. Z grafu vyplývá, že změny hydraulické vodivosti probíhaly v jednotlivých porostech odlišně (statisticky nevýznamné $p=0,830751$). Podobný trend vykazuje snížení hydraulické vodivosti v měsíci květnu u všech porostů kromě jetelotrávy zaseté v roce 2020 a poté snížení hydraulické vodivosti u všech porostů kromě jetelotrávy zaseté v roce 2019 na konci vegetační sezóny v září.



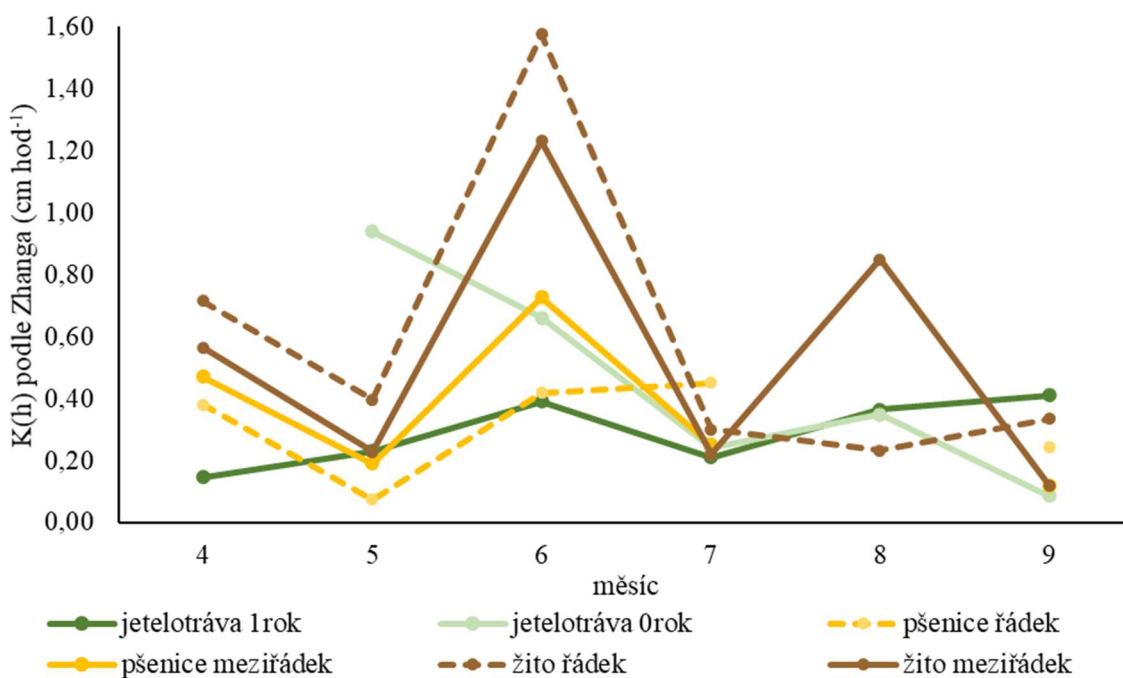
Obrázek 44 Vývoj nenasyčené hydraulické vodivosti $K_{(h)}$ vypočítané metodou podle Woodinga ve všech porostech, měření v řádku i meziřádku.

Pro větší přehlednost pro účely porovnávání nenasyčených hydraulických vodivostí podle Woodinga v řádku a meziřádku, resp. v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 a zaseté v roce 2020, jsou data rozdělena do jednotlivých grafů (obrázek 45). Z těchto grafů vyplývá, že v porostu pšenice i žito byly měřené nenasyčené hydraulické vodivosti na začátku vegetačního období (v dubnu a květnu) vyšší nebo stejné v meziřádku, později byly měřeny vyšší hodnoty v řádku obou v plodinách (s výjimkou porostu žito v září). Tyto rozdíly nebyly statisticky významné (pšenice $p=0,688740$; žito $p=0,659207$). V případě jetelotráv byly na začátku vegetační sezóny nižší hodnoty nenasyčené hydraulické vodivosti měřeny v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019, v červnu byly stejné a v červenci a září pak byly vyšší hodnoty naměřeny v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020. Rozdíly mezi těmito dvěma porosty nebyly statisticky významné ($p=898107$). Nenasyčené hydraulické vodivosti vypočítané metodou Woodinga vykazují téměř ve všech případech podobný trend při měření v řádku a meziřádku, a to ten, že pokud se zvyšuje či snižuje nenasyčená hydraulická vodivost při měření v řádku, zvyšuje se i při měření v meziřádku a naopak.



Obrázek 45 Vývoj nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ vypočítané metodou podle Woodinga v jednotlivých porostech a porovnání výsledků z měření v řádku a meziřádku, respektive v porostu jetelotrávy založeném v roce 2019 a v roce 2020.

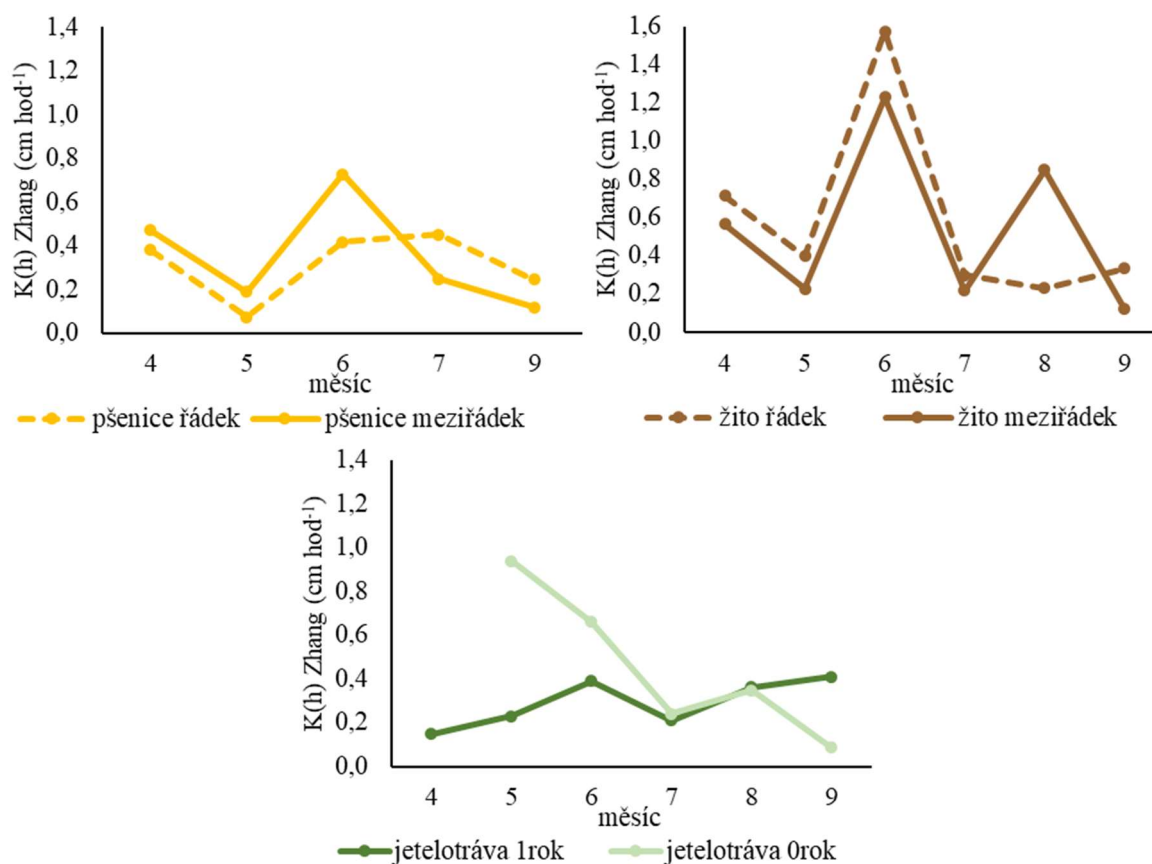
V grafu na obrázku 46 jsou zobrazeny výsledky měření nenasyčených hydraulických vodivostí $K(h)$ podle Zhanga ve všech porostech. Tento graf slouží především pro porovnání výsledků z hlediska vlivu druhu porostu na nenasyčenou hydraulickou vodivost. Z grafu vyplývá, podobně jako z grafu na obrázku 42, že změny hydraulické vodivosti probíhaly ve všech porostech odlišně (statisticky nevýznamné $p=0,134232$). Podobný trend vykazuje snížení hydraulické vodivosti v měsíci květnu u všech porostů kromě porostů jetelotráv a následné zvýšení v měsíci červnu pro všechny porosty kromě jetelotravy zaseté v roce 2020.



Obrázek 46 Vývoj nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ vypočítané metodou podle Zhanga ve všech porostech, měření v řádku i meziřádku.

Pro větší přehlednost pro účely porovnávání nenasyčených hydraulických vodivostí podle Zhanga v řádku a meziřádku, resp. v porostu jetelotravy zaseté v roce 2019 a zaseté v roce 2020, jsou data rozdělena do jednotlivých grafů (obrázek 47). V porostu pšenice byly naměřeny nízké hodnoty nenasyčené hydraulické vodivosti ve všech měsících a na začátku vegetačního období byly výsledky měření z meziřádku vyšší než v řádku a od měsíce července do konce vegetační sezóny potom naopak. Tyto rozdíly nebyly statisticky významné ($p=0,7793$). V porostu žita byly výsledky měření hydraulické vodivosti v řádku vždy nižší nebo stejné, kromě měření v měsíci srpnu, ale hodnoty nenasyčených hydraulických vodivostí se v obou variantách měření v těchto měsících výrazně nelišily. Celkově nebyly ale rozdíly v měření v řádku a meziřádku statisticky významné ($p=0,8396$). V porostu žita byly také vypočítány nejvyšší hydraulické vodivosti podle Zhanga, a to v měsíci červnu, podobně tomu tak bylo i v případě výpočtu pomocí Woodinga. V případě jetelotravy zaseté v roce 2019 má nenasyčená hydraulická vodivost spíše tendenci se zvyšovat, v případě jetelotravy zaseté v roce 2020 spíše tendenci se snižovat. Rozdíly mezi těmito dvěma porosty nebyly statisticky významné ($p=0,2934$). Nenasyčené hydraulické vodivosti vypočítané metodou Zhanga ukazují v některých měsících rozdílný trend změny oproti předchozím měsícům, například v měsíci

červenci v porostu pšenice se hodnota měření v řádku oproti červnu zvýšila, v meziřádku se však hodnota oproti červnu snížila.



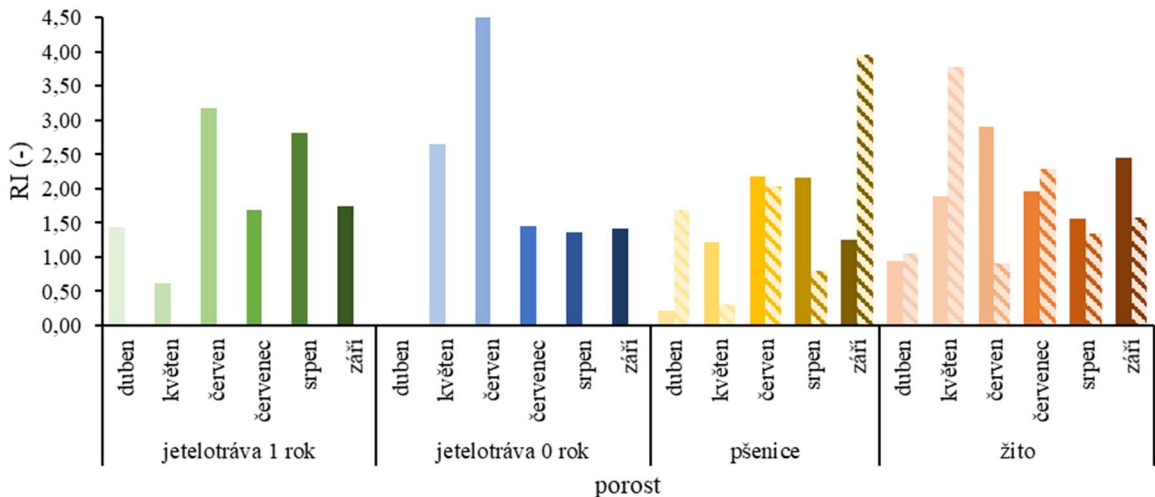
Obrázek 47 Vývoj nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ vypočítané metodou podle Zhanga v jednotlivých porostech a porovnání výsledků z měření v řádku a meziřádku, respektive v porostu jetelotrávy založeném v roce 2019 a v roce 2020.



Soracco et al. (2019) porovnával měření diskovým infiltrometrem v terénu a měření Mini Disk infiltrometrem v laboratoři a zjistil, že mezi výslednými hodnotami nenasyčené hydraulické vodivosti $K(h)$ není významný rozdíl. Obvykle, v případě hlinitých a hlinitopísčitých půd, vykazuje orná půda nižší nebo podobné nenasyčené hydraulické vodivosti (Kodešová et al. 2011, Fér et al. 2016, Soracco et al. 2019). V této práci se zdá být prostorová a časová variabilita nenasyčených hydraulických vodivostí náhodná. V některých měsících jsou vyšší hodnoty v porostech pšenice a žita, v některých měsících však v porostech jetelotráv. V porostech jetelotráv jsou hodnoty nenasyčených hydraulických vodivostí v některých měsících stejné nebo velmi podobné, v jiných měsících pak ovšem velice odlišné.

Při porovnání hodnot nenasyčených hydraulických vodivostí vypočítaných pomocí metody Woodinga a pomocí metody Zhanga bylo zjištěno, že hodnoty vypočítané podle Woodinga byly převážně vyšší než hodnoty vypočítané podle Zhanga. To koresponduje s výsledky Kodešová et al. (2011) a Fér et al. (2020). Tyto dvě studie se zabývaly odlišným půdním typem (luvisoly). Opačný trend, kdy výsledky výpočtu metodou Zhang byly vyšší, než hodnoty vypočítané metodou Wooding dokumentoval Fér et al. (2016), a to i přes to, že se stejně jako v této práci jednalo o kambizemě.

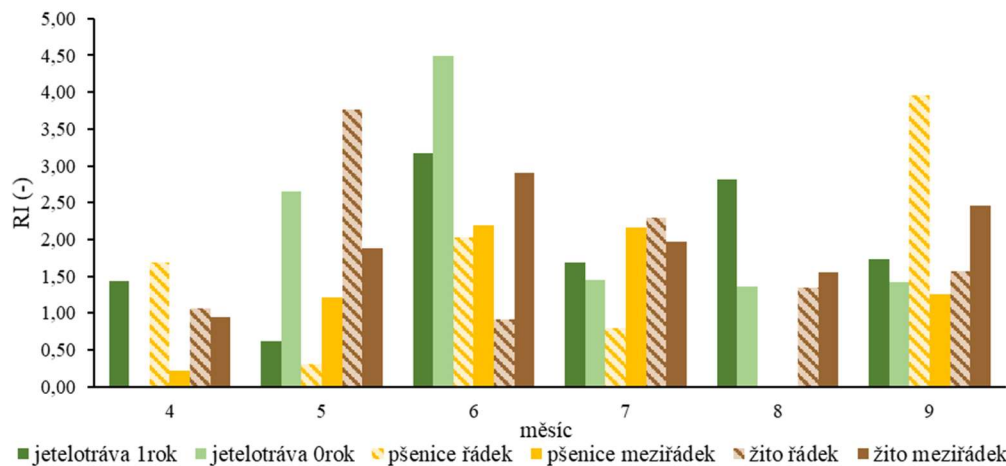
5.3.2.2 Index repelence půdy

Výsledné hodnoty indexu repelence a vývoj v jednotlivých porostech je zobrazen v grafu na obrázku 48. V tomto grafu je možné vidět, že v každém z porostů byly v různých měsících naměřeny odlišné indexy repelence a data nevykazují žádný konkrétní trend. Hodnoty však nepřesáhly v žádném ze sledovaných porostů ani měsíců hodnotu 10, ve větší části případů byly naměřeny hodnoty nižší než 1,95. Podle tabulky 14 se tak jedná o půdy smáčivé, v některých měsících mírně vodoodpudivé. Vliv porostu na index repelence nebyl prokázán jako statisticky významný ($p=0,735247$).



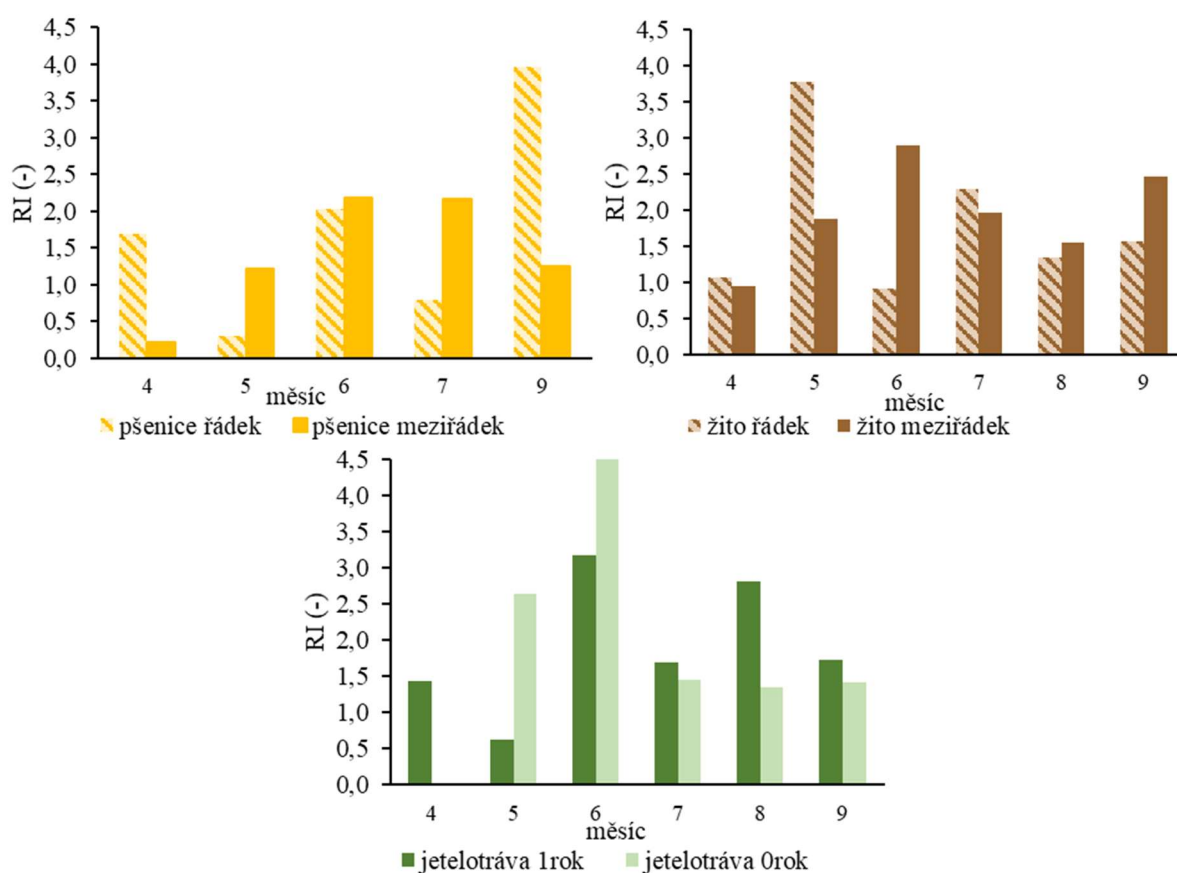
Obrázek 48 Vývoj indexu repelence RI ve všech porostech, měření v řádku  a meziřádku  a změny v čase.



Časová variabilita indexu repelence je potom zobrazena v grafu na obrázku 49. Z tohoto grafu je patrné, že na začátku vegetační sezóny, v měsíci dubnu byly hodnoty indexu repelence nižší. Vyšší hodnoty potom vykazovaly měsíce květen a červen. Poté byly opět indexy repelence nižší. Časová variabilita nebyla prokázána jako statisticky významná ($p=0,285458$).



Obrázek 49 Vývoj indexu repelence RI v jednotlivých měsících, v porostech jetelotrávy zaseté v roce 2019, jetelotrávy zaseté v roce 2020, pšenici a žitu, měření v řádku a meziřádku.

Pro větší přehlednost a porovnání výsledků v jednotlivých porostech pro řádek a meziřádek, respektive jetelotrávu zasetou v roce 2019 a jetelotrávu zasetou v roce 2020, byly rozděleny data do jednotlivých grafů (obrázek 50). Rozdíl mezi indexem repelence v řádku a meziřádku v porostu pšenice nebyl statisticky významný ($p=0,6462$). Nejvyšší rozdíl vykazuje měření v měsíci září, kdy je měření v řádku vyšší než v meziřádku. V měsíci červnu byly rozdíly minimální. Rozdíl mezi indexem repelence v řádku a meziřádku v porostu žita také nebyl statisticky významný ($p=0,8133$). Nejvyšší hodnota byla naměřena v měsíci květnu v řádku žita. Minimální rozdíly byly naměřeny v měsících červenci a srpnu. V porostech jetelotráv se výrazný rozdíl v měsíci květnu, kdy jetelotráva zasetá v roce 2019 vykazuje velmi nízký index repelence a jetelotráva zasetá v roce 2020 naopak vyšší. V měsíci červenci a září byly rozdíly minimální. Měření v těchto porostech neprokázalo statistický významný rozdíl mezi indexy repelence ($p=0,611920$).



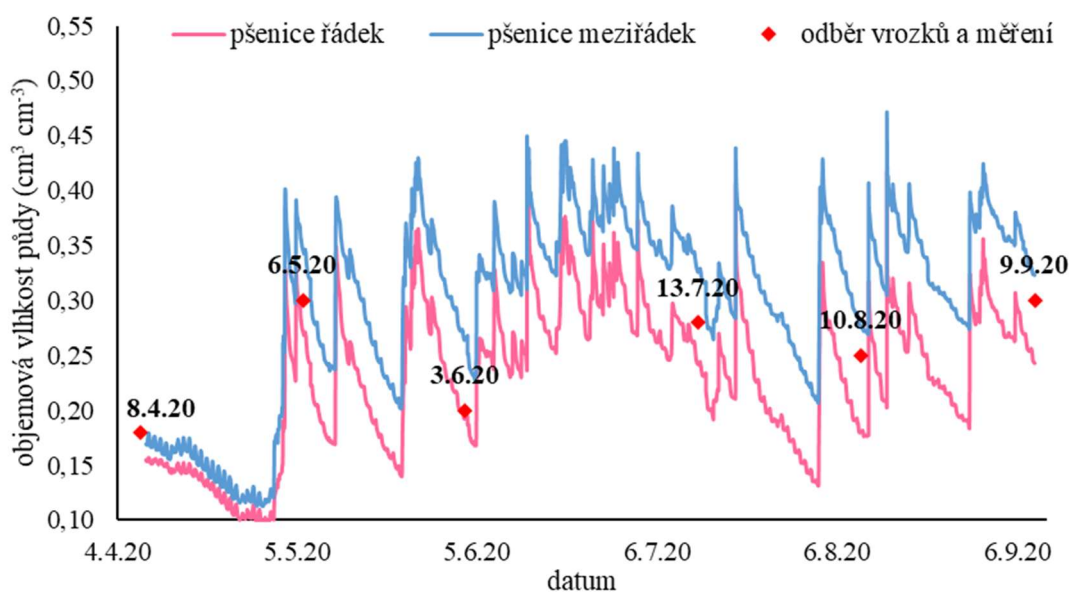
Obrázek 50 Vývoj indexu repelence RI v jednotlivých porostech a porovnání výsledků z měření v řádku  a meziřádku , respektive v porostu jetelotrávy založeném v roce 2019 a v roce 2020, a změny v čase.

Výsledky indexů repelence vykazují vysokou časovou variabilitu a také rozdílné hodnoty měřené v řádcích a meziřádcích, ovšem tato variabilita se zdá být náhodná a bez zřetelných trendů. Index repelence navíc nabýval hodnot, které určují půdy jako smáčivé nebo jen slabě vodoodpudivé, takže rozdíly na předchozích grafech nevykazují větší změnu vodoodpudivosti. Vyšší vodoodpudivost v některých měsících by mohla být způsobena povlakem organických látek rozložených rostlinných zbytků a kořenových exsudátů (Leue et al. 2013). To by vysvětlovalo vyšší index repelence v řádku porostu pšenice v měsíci září.

5.4 Kontinuální měření půdní vlhkosti

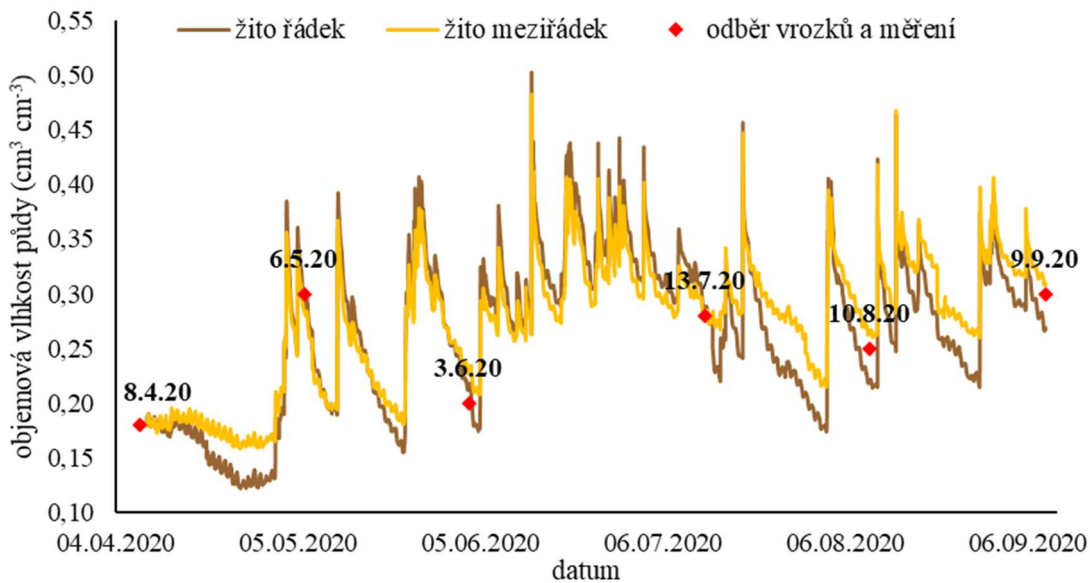
Pro kontinuální měření půdní vlhkosti byly využity senzory TMS-4. Po přepočtu relativních hodnot na objemovou půdní vlhkost díky provedené kalibraci byly vytvořeny grafy (obrázek 51 až 53). V těchto grafech jsou vždy porovnány objemové vlhkosti změřené v řádku a v meziřádku, respektive v jetelotrávě zaseté v roce 2019 a jetelotrávě zaseté v roce 2020. V grafech jsou také zvýrazněny dny, kdy probíhal odběr vzorků.

V porostu pšenice (obrázek 51) byl rozdíl mezi měřeními objemové vlhkosti v řádku a meziřádku v průběhu celého měření. Vlhkost v řádku byla vždy nižší než v meziřádku. To bylo nejspíše způsobeno vyšším odběrem kořeny rostlin v řádku. V tomto porostu ani při srážkách nepřesáhla v řádku vlhkost v meziřádku. Časová variabilita je velmi podobná jako v případě měření v porostu žita. Na začátku vegetační sezóny, do začátku května, byla objemová vlhkost velmi nízká. V porovnání s porostem žita byla vlhkost vždy o něco nižší, především na začátku vegetační sezóny a poté ve všech propadech vlhkosti, například přibližně 6. srpna. Stejně jako v porostu pšenice, bylo i zde zaznamenáno delší období bez výrazných poklesů půdní vlhkosti v červnu a první polovině července.



Obrázek 51 Vývoj objemové vlhkosti půdy po dobu šesti měsíců v porostu pšenice.

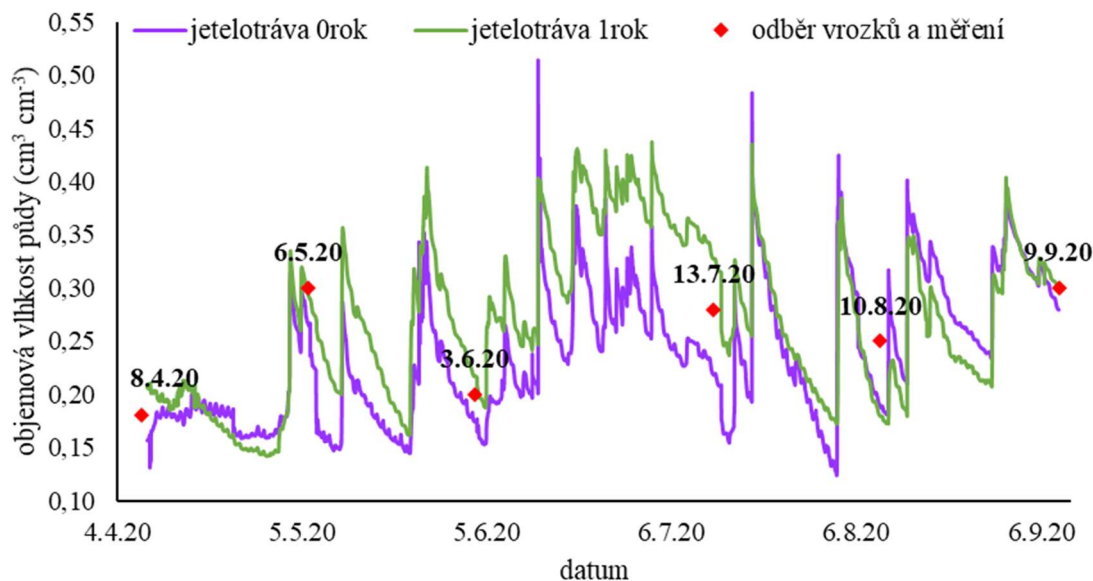
V porostu žita (obrázek 52) se půdní vlhkosti měřené v řádku a meziřádku odlišovaly. V případě, že se vlhkost snižovala, vykazovaly data v řádku nižší hodnoty vlhkosti, nejspíše také vlivem odběru vody kořeny rostlin v řádku. V případě srážek a následovného zvýšení vlhkosti byly vyšší vlhkosti měřené také v řádku. Velmi často však byly objemové vlhkosti v řádku i meziřádku identické. Časová variabilita ukazuje nízkou vlhkost půdy především na začátku vegetačního období, přibližně do začátku měsíce května. Nejvyšší objemová vlhkost půdy, okolo $0,5 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, byla naměřena přibližně v polovině června. Od začátku června přibližně do poloviny července také probíhalo období poměrně bohaté na srážky a půda tak v tomto období měla nejnižší objemovou vlhkost přibližně $0,3 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.



Obrázek 52 Vývoj objemové vlhkosti půdy po dobu šesti měsíců v porostu žita.

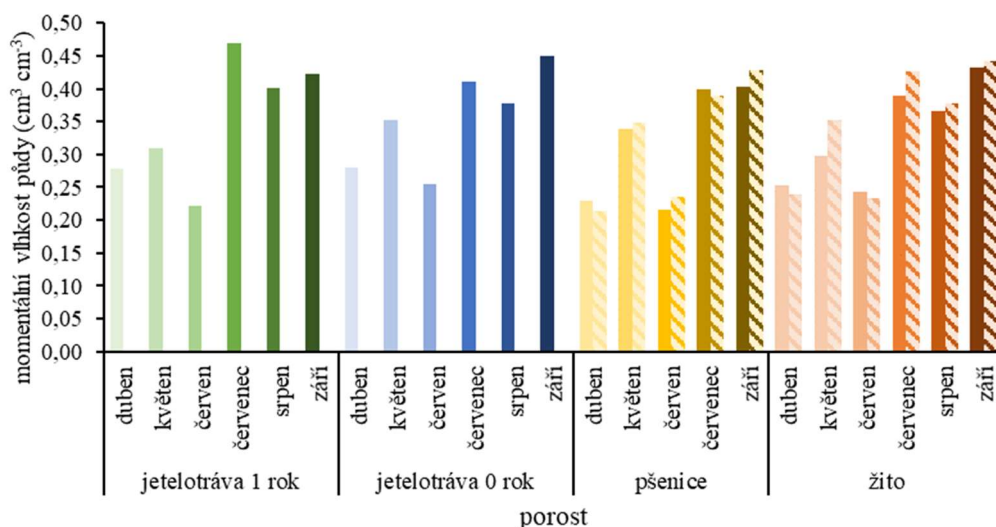
V porostu jetelotráv (obrázek 53) měla objemová vlhkost odlišný průběh než v předchozích porostech. Na začátku vegetační sezóny můžeme vidět odlišnou vlhkost v těchto porostech, nejprve nižší v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020. To může být způsobeno rozdílným stářím porostu, množstvím biomasy a tím také odběru vody kořeny rostlin jetelotráv. Dále již byly vyšší objemové vlhkosti především v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019. Nejvyšší rozdílné vlhkosti lze pozorovat v období od poloviny června do poloviny července. V případě srážek došlo k rychlému zvýšení vlhkosti v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020, ale také k rychlému vysychání. Jetelotráva zasetá v roce 2019 lépe udržovala vlhkost na konstantní úrovni a nejsou tak patrné výkyvy, jako právě v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2020. To bylo nejspíše způsobeno právě vyšším objemem biomasy, kdy se jednalo o zapojený porost jetelotrávy. Na konci měsíce srpna po srážkové epizodě vzniklo jediné období, kdy byla po delší dobu vyšší vlhkost v jetelotrávě zaseté v roce 2020. Porost jetelotrávy zaseté v roce 2020 však v případě srážek vykazuje podobný trend jako porost žita, a to rychlý nárůst vlhkosti a vyšší hodnoty, než porost jetelotrávy zaseté v roce 2019, ovšem později dochází k většímu propadu a vlhkosti jsou opět nižší.

Ve výsledných hodnotách parametrů retenčních čar byly nejnižší hodnoty parametru α v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019. Tento parametr souvisí s retenční kapacitou půdy a jak je možné vidět v grafu na obrázku 51, tento porost vykazoval vyšší hodnoty objemové vlhkosti než okolní porosty.



Obrázek 53 Vývoj objemové vlhkosti půdy po dobu šesti měsíců v porostech jetelotráv.

Na základě výsledků objemové vlhkosti půdy získaných z vlhkostních čidel TMS-4 byly vyhodnoceny momentální vlhkosti neporušených půdních vzorků. Momentální vlhkosti byly změřeny pomocí odebraných neporušených půdních vzorků. V grafu na obrázku 54 jsou vyobrazeny momentální půdní vlhkosti a jejich změny v jednotlivých porostech a jejich časová variabilita. Byl pozorován obdobný trend ve změnách momentálních půdních vlhkostí a nenasyčené hydraulické vodivosti. Proto byla dále provedena korelační analýza mezi hodnotami objemových vlhkostí a nenasyčených hydraulických vodivostí podle Woodinga a podle Zhanga a také indexů repelence. Výsledky této korelační analýzy jsou zobrazeny v tabulce 19.



Obrázek 54 Výsledné hodnoty momentální vlhkosti půdy v jednotlivých porostech, měření v řádku ▨ a mezířádku ■ a změny v čase.

Tabulka 19 Výsledné hodnoty korelační analýzy momentální vlhkosti, nenasycených hydraulických vodivostí a indexu repelence z programu Statistica.

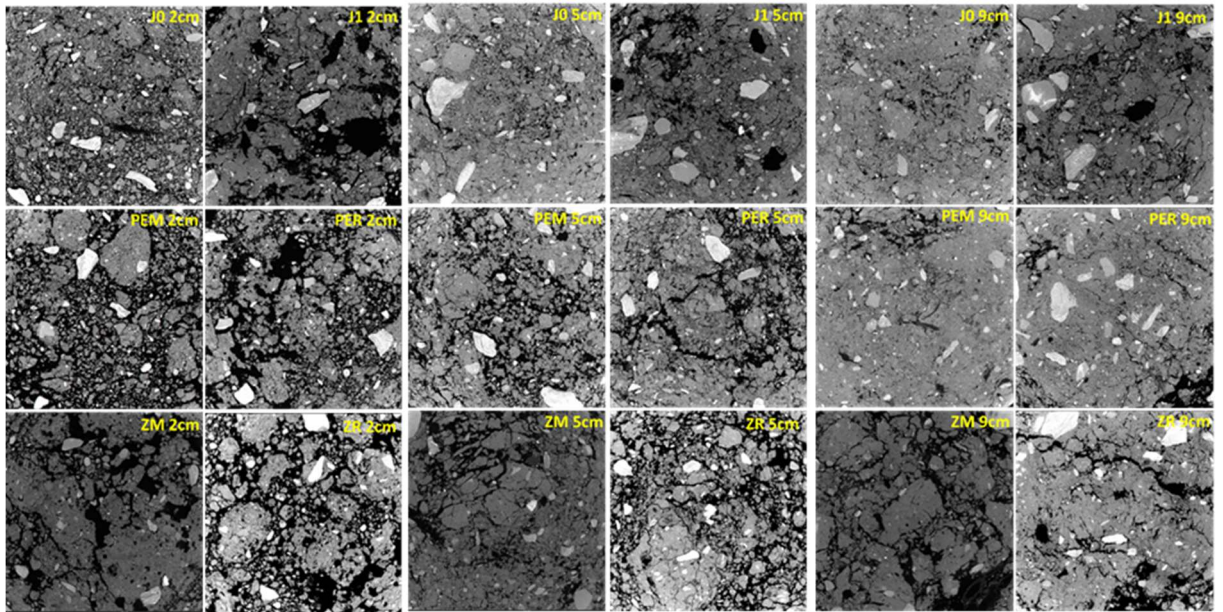
Proměnná	Korelace (Statistica-data) N=33 (Celé případy vynechány u ChD)			
	K(h) Zhang	K(h) Wooding	RI	Qmom
K(h) Zhang	1,0000	0,5745	,1028	-0,5052
	p= ---	p=0,000	p=0,569	p=0,003
K(h) Wooding	0,5745	1,0000	-,2198	-0,4371
	p=0,000	p= ---	p=0,219	p=0,011
RI	0,1028	-0,2198	1,0000	,0357
	p=0,569	p=0,219	p= ---	p=,844
Qmom	-0,5052	-0,4371	0,0357	1,0000
	p=0,003	p=0,011	p=0,844	p= ---

Výsledky provedené korelace ukazují statisticky významný vztah mezi momentální vlhkostí a nenasycenou hydraulickou vodivostí vypočítanou podle Woodinga ($p=0,011$) a vypočítanou podle Zhanga ($p=0,003$). V případě vztahu mezi momentální vlhkostí a indexem repelence nebyla prokázána spojitost ($p=0,844$). Určité hodnoty momentální vlhkosti tedy mají tendenci vyskytovat se společně s určitými hodnotami nenasycených hydraulických vodivostí. V případě půdní vlhkosti a nenasycené hydraulické vodivosti se jedná o negativní korelaci, což znamená, že v případě nižší vlhkosti půdy se zvyšují hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti a naopak.

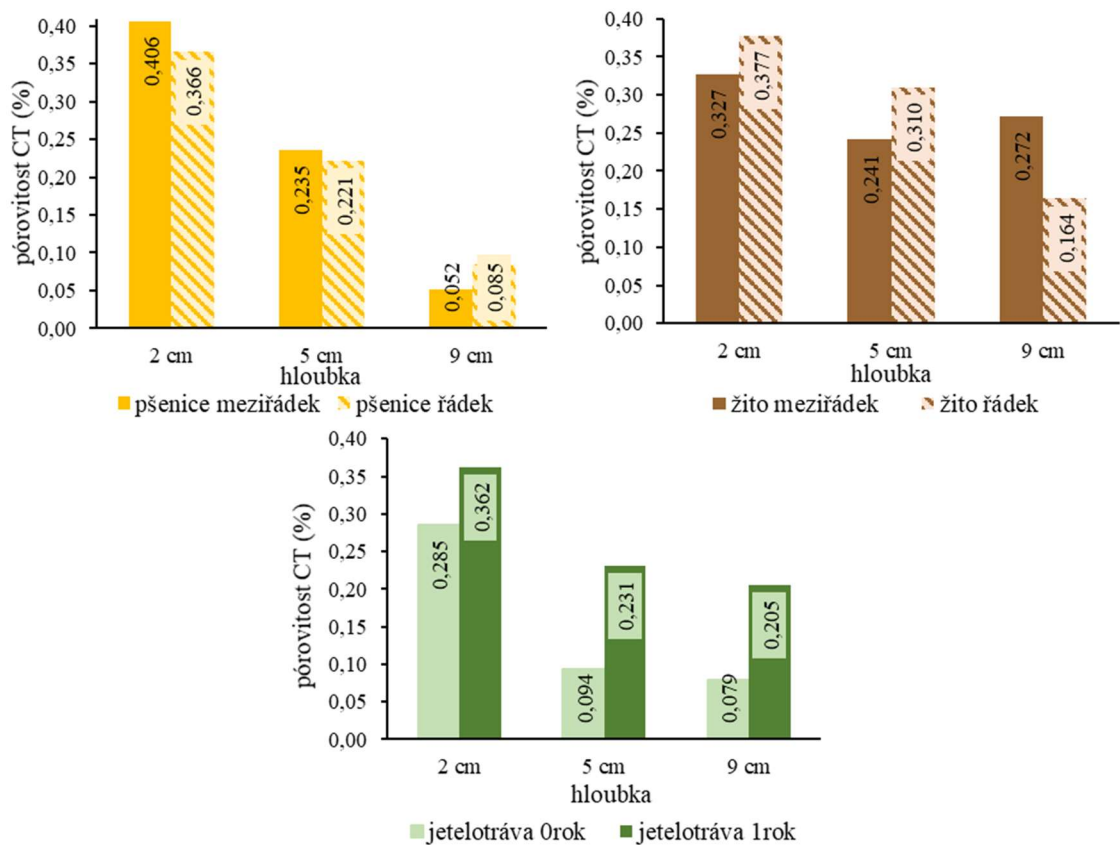
Tento vztah lze pozorovat u vysokých hodnot nenasycené hydraulické vodivosti v měsíci dubnu a červnu téměř ve všech porostech. V těchto měsících byla změřena nízká objemová vlhkost půdy. Naopak v měsíci květnu, červenci a září byla objemová vlhkost vždy vyšší než v předchozím měsíci a nenasycené hydraulické vodivosti téměř ve všech porostech v těchto měsících klesly.

5.5 Vyhodnocení pórovitosti z CT snímků

Pomocí průmyslového tomografu Nikon XT H 225 ST byly pořízeny horizontální snímky (pohled ze shora) neporušených půdních vzorků, které byly odebrány do válců pro účely této analýzy. Odběr válců proběhl v měsíci červenci, kdy bylo možné odebrat vzorky ve všech porostech a zároveň byl na všech plochách vzrostlý porost plodin. Snímky byly pořízeny v hloubce 2, 5 a 9 centimetrů od povrchu (viz obrázek 55). Z těchto snímků byly poté vyhodnoceny celkové pórovitosti (P_{CT} ; graf na obrázku 56). Dále byly vyhodnoceny celkové pórovitosti (P_{CT}) pro šest vybraných vertikálních pohledů (z boku). Výsledky vyhodnocení celkové pórovitosti z mikrohlediska (P_{CT}), pro šest bočních řezů, jsou znázorněny v grafech na obrázku 57.



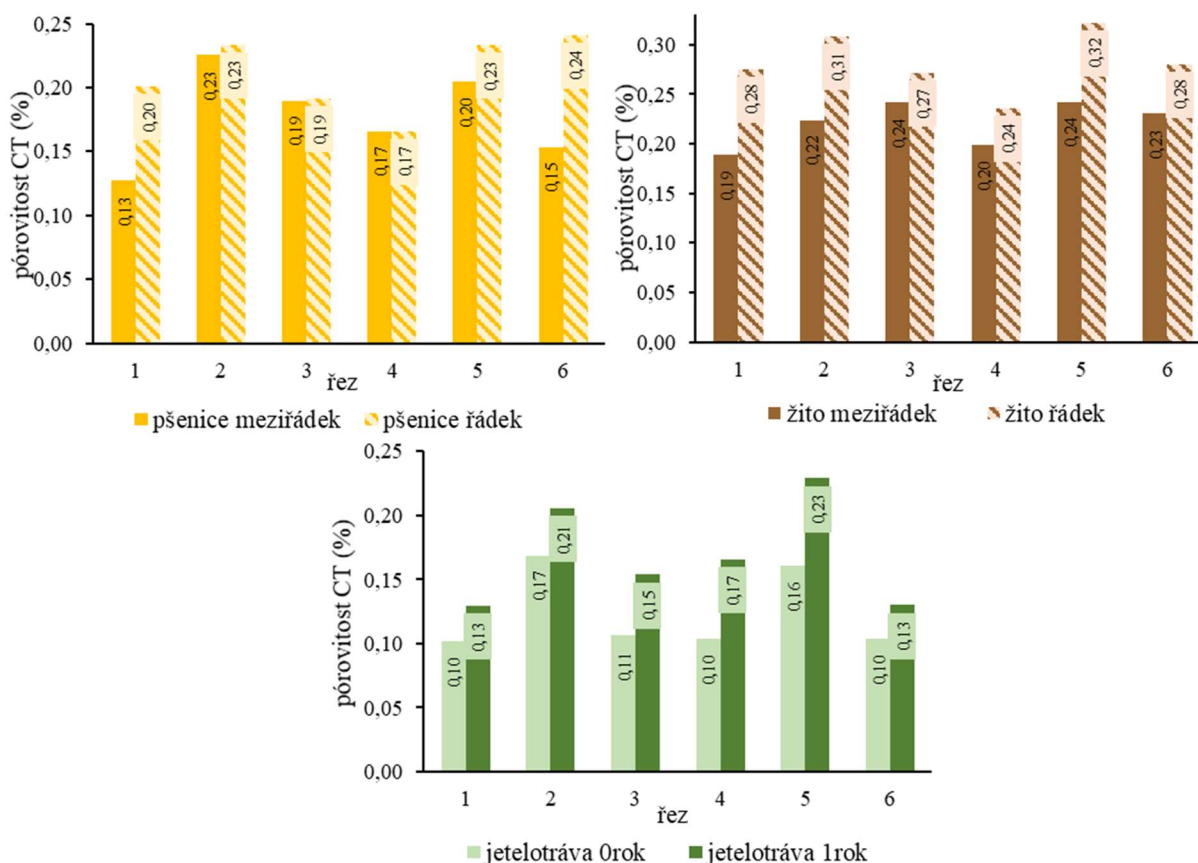
Obrázek 55 Horizontální snímky neporušených půdních vzorků z jednotlivých plodin, rozlišené na řádek a meziřádek.



Obrázek 56 Vývoj pórovitosti PCT v jednotlivých porostech a ve třech hloubkách vzorků, porovnání výsledků z měření v řádku a meziřádku, respektive v porostu jetelotrávy založeném v roce 2019 a v roce 2020.

Z jednotlivých snímků v odlišných hloubkách vzorků je možné pozorovat vývoj pórovitosti. Se stoupající hloubkou se pórovitost ve všech porostech snižovala. Jsou také patrné rozdíly ve vzorcích odebraných v řádcích a meziřádcích. V porostu pšenice byla vyšší

pórovitost v meziřádku v hloubce 2 centimetrů a 5 centimetrů, v hloubce 9 centimetrů pak byla vyšší pórovitost v řádku. V porostu žita byla vyšší pórovitost v hloubce 2 centimetrů a 5 centimetrů v řádku, v hloubce 9 centimetrů pak v meziřádku. Porost jetelotrávy zaseté v roce 2019 byla vyšší pórovitost ve všech hloubkách ve srovnání s porostem jetelotrávy zaseté v roce 2020. Při porovnání jednotlivých porostů vykazuje nejvyšší pórovitost v hloubce 2 centimetrů porost pšenice v meziřádku (0,406). V hloubce 9 centimetrů má pak nejvyšší pórovitost porost žita v meziřádku (0,272).



Obrázek 57 Vývoj pórovitosti P_{CT} v jednotlivých porostech a v šesti řezech vzorkem, porovnání výsledků z měření v řádku a meziřádku, respektive v porostu jetelotrávy založeném v roce 2019 a v roce 2020.

Z vyhodnocení pórovitosti získané pomocí počítačové tomografie jednotlivých vertikálních řezů (obrázek 57) lze vyhodnotit rozdíly mezi jednotlivými porosty a také rozdíly mezi vzorky odebranými v řádku a meziřádku. V porostu pšenice jsou vyšší nebo stejné pórovitosti v řádku. V porostu žita jsou pak všechny pórovitosti vyšší v řádku než v meziřádku. Při porovnání porostů jetelotrávy zaseté v roce 2019 a jetelotrávy zaseté v roce 2020 jsou vyšší pórovitosti vždy v případě jetelotrávy zaseté v roce 2019. Při porovnání celkových pórovitostí z počítačové tomografie (P_{CT}) a celkové pórovitosti z Kopeckých válečků (P), můžeme vidět, že vyšší P_{CT} v pšenici i v žitě v řádku odpovídá i vyšší celkové pórovitosti (P) z Kopeckých válečků. U jetelotráv vyšly P_{CT} opačně než P z Kopeckých válečků (viz obrázek 22 celkové pórovitosti). Nutno podotknout, že výsledky z Kopeckých válečků udávají celkovou pórovitost získanou z výpočtů na základě objemové a specifické hmotnosti zeminy, kdežto pórovitosti z počítačové tomografie nám ukazují skutečnou pórovitost v daném měřítku.

5.6 Zhodnocení vlivu porostu a časové variability na hydraulické vlastnosti

Hypotézou této práce bylo zhodnotit, zda se projeví vliv rozdílných plodin a jejich kořenového systému na půdní vlastnosti a hydraulické vlastnosti půdy, a dále také zda budou ovlivněny výsledky měření hydraulických vlastností půdy měřením v řádku a v meziřádku.

Při vyhodnocení výsledků fyzikálních vlastností nebyly zjištěny výrazné změny v závislosti na druhu porostu. Objemová hmotnost a také pórovitost vykazovala časovou variabilitu, která byla způsobena nejspíše kořenovým systémem jednotlivých rostlin. V případě chemických vlastností byl v porostu žita zjištěn odlišný obsah a kvalita organické hmoty.

Retenční čáry půdní vlhkosti vykazují rozdílný průběh jak v rámci časové variability, tak v rámci jednotlivých porostů. Také měření v porostech pšenice a žita, rozlišené na řádek a meziřádek přineslo rozdílné výsledky. V případě měření v řádku (v porostech pšenice i žita) jsou si vždy retenční čáry půdní vlhkosti více podobné. Naopak v meziřádku jsou retenční čáry půdní vlhkosti více odlišné. Také proběhlo vyhodnocení parametrů retenčních čar půdní vlhkosti a bylo zjištěno, že porosty jetelotráv vykazují vyšší nasycenou vlhkost a nižší hodnoty parametru α . To souvisí s retenční kapacitou půdy. Bylo tedy prokázáno, že druh porostu má vliv jak na průběh retenčních čar půdní vlhkosti, tak na jejich parametry.

Nenasycené hydraulické vodivosti byly vyhodnoceny pomocí dvou metod, a to metodou podle Woodinga a metodou podle Zhanga. V obou případech byly výsledky v jednotlivých porostech rozdílné a také měření v řádku a meziřádku přineslo rozdílné hodnoty. Vzhledem k výsledkům stanovení základních fyzikálních vlastností, které nevykazovaly významné rozdíly, byly změny nenasycených hydraulických vlastností nejspíše způsobeny právě porostem a jeho kořenovým systémem. Vzhledem k tomu, že byly v jednotlivých datech odběrů monitorovány odlišné objemové vlhkosti půdy, byla provedena korelace momentálních vlhkostí s nenasycenými hydraulickými vodivostmi. Bylo zjištěno, že výsledky měření nenasycené hydraulické vodivosti negativně korelují s objemovou vlhkostí půdy. Na měření nenasycených hydraulických vodivosti má tedy prokázaný vliv také momentální vlhkost v místě měření. Vyšší momentální objemové vlhkosti byly monitorovány v porostu jetelotrávy zaseté v roce 2019 v porovnání s ostatními porosty. Toto zjištění souvisí s prokázanými vyššími nasycenými vlhkostmi v porostech jetelotráv. Měření vodoodpudivosti půdy přineslo velmi variabilní výsledky, které nevykazovaly žádné podobné trendy, a to jak v jednotlivých porostech, tak v časové variabilitě. Ovšem ve všech případech definují výsledky půdu jako smáčivou nebo jen mírně vodoodpudivou. Výsledky měření indexu repelence tedy nelze zcela jednoznačně označit jako ovlivněné porostem.

Studie se často zabývají porovnáváním různých způsobů hospodaření, popřípadě rozdílnými způsoby zpracování půdy (Fér et al. 2020; Sorraço et al. 2019; Fér et al. 2016; Król et al. 2015; Kodešová et al. 2011) anebo stejným způsobem hospodaření na různých půdních typech (Jirků et al. 2013) a jejich vlivu na hydraulické půdní vlastnosti. Tato práce se zaměřila na porovnání různých druhů porostů na orné půdě, na které je hospodařeno v režimu ekologického zemědělství.

V případě hydraulických vlastností půd byl tedy nalezen vztah mezi porostem a změnami těchto vlastností. Také měření v řádku a meziřádku přineslo převážně rozdílné výsledky jak retenčních čar půdní vlhkosti, tak i nenasycených hydraulických vodivostí.

6 Závěr

Cílem této práce bylo vyhodnotit vliv rozdílných porostů a jejich kořenového systému na hydraulické vlastnosti půd. Jednalo se o porost pšenice ozimé, žita ozimého a porosty jetelotráv s rozdílným rokem setí (2019 a 2020). Tyto plodiny byly pěstovány bezprostředně vedle sebe na pozemku plně v ekologickém zemědělství. Půdní typ pod všemi pěstovanými plodinami byl určen jako kambizem dystrická. Měření v porostech pšenice a žita bylo také rozlišeno na řádek a meziřádek a byl sledován vliv tohoto rozdílného měření na hydraulické vlastnosti půdy. Po dobu šesti měsíců byly každý měsíc odebrány porušené půdní vzorky pro účely určení základních fyzikálních a chemických vlastností a obsahu přístupných živin, a také neporušené půdní vzorky pro určení hydraulických vlastností. V terénu pak byla měřena nenasycená hydraulická vodivost, vodoodpudivost půdy a také byla po celou dobu monitorována půdní vlhkost pomocí senzorů. Takto získaná data byla statisticky vyhodnocena metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce a také pomocí párového t-testu.

Vzhledem k tomu, že se jednalo o stejný půdní druh, vykazovaly základní fyzikální a chemické vlastnosti převážně stejné výsledky pro všechny porosty (specifická hmotnost půdy, index ve vodě stabilních agregátů, aktivní půdní reakce). V případě objemové hmotnosti půdy a pórovitosti byly zaznamenány změny, nejspíše vlivem vývojem kořenových systémů různých plodin. V případě chemických vlastností půdy byl prokázán vliv porostu na pH KCl a také na obsah a kvalitu organické hmoty. Menší množství organické hmoty o vyšší kvalitě bylo prokázáno v porostu žita.

Výsledky statistického šetření u některých parametrů retenčních čar půdní vlhkosti (reziduální vlhkost, parametr n a inflexní bod) neprokázaly statisticky významné rozdíly, ovšem grafické znázornění retenčních čar půdní vlhkosti ukazuje rozdílný průběh v jednotlivých měsících, porostech, a také při měření v rámci řádku a meziřádku. Porosty jetelotráv vykazují vyšší nasycené vlhkosti, než porosty pšenice a žita (statisticky významné) a také nižší hodnoty parametru α , který souvisí s retenční kapacitou půdy. V tomto ohledu tedy byl prokázán vliv porostu na průběh retenčních čar půdní vlhkosti.

Porost a časová variabilita měření měly také vliv na nenasycené hydraulické vodivosti. V jednotlivých porostech se výsledné hodnoty nenasycené hydraulické vodivosti lišily. Vliv měření v řádku a meziřádku sice nebylo statisticky prokázáno, ale z výsledků měření plyne, že se měření v těchto dvou místech převážně odlišovalo. Časová variabilita nenasycených hydraulických vodivostí pak byla ovlivněna objemovou vlhkostí v době měření a odběru vzorků v terénu. Objemové vlhkosti se v jednotlivých měsících měření lišily a byla prokázána negativní korelace mezi nenasycenou hydraulickou vodivostí a objemovou vlhkostí. Porovnání výsledků indexu repelence měřených v řádcích a meziřádcích, stejně tak porovnání těchto výsledků v jednotlivých porostech nebo z různých měsíců měření nepřineslo statisticky průkazné výsledky ani neukázalo viditelný a definovatelný trend.

Na základě vyhodnocení všech výsledků lze potvrdit, že druh porostu má zásadní vliv na hydraulické vlastnosti půdy. Především v případě porostů jetelotráv bylo prokázáno zvýšení nasycené vlhkosti půdy a s tím spojené zvýšené schopnosti retence vody. Také lze potvrdit, že

měření v řádku a meziřádku mělo vliv na výsledky měření. Tato práce přináší zhodnocení hydraulických vlastností v jednotlivých porostech v rámci jednoho způsobu hospodaření (ekologické zemědělství) a na stejném půdním typu (kambizem dystrická). Bylo by vhodné provést podrobnější průzkum více let po sobě, aby bylo možné dokumentovat další vývoj vlastností s důrazem na kořenový systém plodin a jeho vývoj ve vegetačním období. Získaná data by bylo možné také použít pro modelování infiltrace vody na celém území pomocí složitějších softwarů např. HYDRUS 2/3D s ohledem na rozdílnost výsledků získaných při měření v řádku a meziřádku.

7 Literatura

- Aluko OB, Seig DA. 2002. An experimental investigation of the characteristics of and conditions for brittle fracture in two-dimensional soil cutting. *Soil & Tillage Research* **57**:143-157.
- Angulo-Jaramillo R, Vandervaere JP, Roulier S, Thony JL, Gaudet JP, Vauclin M. 2000. Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. *Soil & Tillage Research* **55**:1-29.
- Brady NC. 1990. *The nature and properties of soils*. MacMillan, New York.
- Brooks RH, Corey AT. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Burdine NT. 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers* **198**:71-77.
- De Almeida WS, Panachuki E, Tarso P, De Oliveira S, Menezes S, Alves T, Fonseca D, Carvalho D. 2018. Effect of soil tillage and vegetal cover on soil water infiltration. *Soil & Tillage Research* **175**:130-138.
- Dexter AR. 1997. Physical properties of tilled soils. *Soil & Tillage Research* **43**:41-63.
- Dexter AR. 2004a. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* **120**:201-214.
- Dexter AR. 2004b. Soil physical quality. Part II. Friability, tillage, tilth and hard-setting. *Geoderma* **120**:215-225.
- Dexter AR. 2004c. Soil physical quality. Part III: Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma* **120**:227-239.
- Díaz-Zorita M, Perfect E, Grove JH. 2002. Disruptive methods for assessing soil structure: a review. *Soil & Tillage Research* **64**:3-22.
- Doerr SH, Shakesby RA, Walsh RPD. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significant. *Earth-Science Reviews* **51**:33-65.
- Dohnal M, Dušek J, Vogel T. 2010. Improving Hydraulic Conductivity Estimates from Minidisk Infiltration Measurements for Soils with Wide Pore-Size Distributions. *Soil Science Society of America Journal* **74**:804-811.
- Drápal M. 2020. Biohospodářství Kokonín. Available from www.biohospodarstvi.cz (accessed march 2021).
- FAO, 1985. *Guidelines: land evaluation for irrigated agriculture*. FAO Soil Bulletin No. 55. Rome, Italy.
- Fér M, Kodešová R, Hroníková S, Nikodem A. 2020. The effect of 12-year ecological farming on the soil hydraulic properties and repellency index. *Bologia* **75**:799-807.
- Fér M, Kodešová R, Nikodem A, Jirků V, Jakšík O, Němeček K. 2016. The land use impact on hydraulic properties of Haplic Cambisol. *Biologia* **71**:1144-1150.
- Fér M, Kodešová R. 2012. Estimating hydraulic conductivities of the soil aggregates and their clay-organic coatings using numerical inversion of capillary rise data. *Journal of Hydrology* **468**:229-240.

- Flint AL, Flint LE. 2002. Particle density. Pages 229-240 in Dane JH, Topp GC, editors. *Methods of Soil Analysis. Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison.
- Gardner WR. 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science* **85**:228-232.
- Gee GW, Or D. 2002. Particle-size analysis. Pages 255-294 in Dane JH, Topp GC, editors. *Methods of Soil Analysis. Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison.
- Ghestem M, Sidle RC, Stokes A. 2011. The influence of plant root systems on subsurface flow: Implications for slope stability. *Bioscience* **61**:869-879.
- Gimenez D, Perfect E, Rawls WJ, Pachepsky Y. 1997. Fractal models for predicting soil hydraulic properties: a review. *Engineering Geology* **48**:161-183.
- Gonzalez-Sosa E, Braud I, Dehotin J, Lassabatere L, Angulo-Jaramillo R, Lagouy M, Branger F, Jacqueminet C, Michel K. 2010. Impact of land use on the hydraulic properties of the topsoil in a small French catchment. *Hydrological Processes* **24**:2382-2399.
- Hallett PD, Baumgartl T, Young IM. 2001. Subcritical water repellency of aggregates from a range of soil management practices. *Soil Science Society of America Journal* **65**:184-190.
- Hallett PD. 2007. An introduction to soil water repellency, pages 6-9 In Gaskin RE (editor) *Proc. 8th. International Symposium of Adjuvants for Agrochemicals*, Hand Multimedia, Christchurch, New Zealand.
- Hillel D. 2004. *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier, USA.
- Holtham DAL, Matthews GP, Scholefield DS. 2007. Measurement and simulation of void structure and hydraulic changes caused by root-induced soil structuring under white clover compared to ryegrass. *Geoderma* **142**:142-151.
- Hu W, Shao M, Wang Q, Fan J, Horton R. 2009. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma* **149**:355-366.
- Iovino M, Pekárová P, Hallett PD, Pekár J, Lichner L, Mataix-Solera J, Alagna V, Walsh R, Raffan A, Schacht K, Rodný M. 2018. Extent and persistence of soil water repellency induced by pines in different geographic regions. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* **66**:360-368.
- Jirků V, Kodešová R, Nikodem A, Mühlhanslová M, Žigová A. 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma* **204-205**:43-58.
- Jotisankasa A, Sirirattanachat T. 2017. Effect of grass roots on soil-water retention curve and permeability function. *Canadian Geotechnical Journal* **54**:1612-1622.
- Katalog bioosiv podzim 2017. 2017. PRO-BIO, obchodní spol. s r. o. Staré Město pod Sněžníkem.
- Kemper WD, Rosenau RC. 1986. Aggregate stability and size distribution. Pages 425-442 in Klute A editor. *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Kodešová R. 2019. *Modelování v pedologii*. Česká zemědělská univerzita v Praze, katedra pedologie a ochrany půd, FAPPZ. Praha.

- Kodešová R, Jakšík O, Klement A, Fér M, Nikodem A, Brodský L. 2015a. Metodika lokálního monitoringu půdních vlhkostí na zemědělských pozemcích ohrožených suchem. České zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Praha.
- Kodešová R, Nikodem A, Jakšík O, Klement A, Fér M. 2015b. Metodika průzkumu hydropedologických podmínek na území ovlivněném vodní erozí. České zemědělská univerzita v Praze, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Katedra pedologie a ochrany půd, Praha.
- Kodešová R, Němeček K, Žigová A, Nikodem A, Fér M. 2015c. Using dye tracer for visualizing roots impact on soil structure and soil porous system. *Biologia* **70**:1439-1443.
- Kodešová R, Jirků V, Kodeš V, Mühlhanslová M, Nikodem A, Žigová A. 2011. Soil Structure and Soil Hydraulic Properties of Haplic Luvisol used as Arable Land and Grassland. *Soil & Tillage Research* **111**:154-161.
- Kodešová R, Kodeš V, Žigová A, Šimůnek J. 2006. Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia* **61**:339-343.
- Król A, Lipiec J, Frac M. 2015. The effect of dairy sewage sludge amendment on repellency and hydraulic conductivity of soil aggregates from two depths of Eutric Cambisol. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* **178**:270-277.
- Król A, Lipiec J, Turski M, Kuoe J. 2013. Effects of organic and conventional management on physical properties of soil aggregates. *International Agrophysics* **27**:15-21.
- Lavelle P. 2012. Soil as a habitat. Pages 7-27 in Wall DH et al., editors. *Soil ecology and ekosystém services*. Oxford University Press, Oxford.
- Leue L, Gerke HH, Ellerbrock RH. 2013. Millimetre – scale distribution of organic matter composition at intact biopore and crack surfaces. *European Journal of Soil Science* **64**:757-769.
- Leung AK, Boldrin D, Liang T, Wu ZY, Kamchoom V, Bengough AG. 2018. Plant age effect on soil infiltration rate during early plant establishment. *Géotechnique* **68**:646-652.
- Lichner L, Hallett PD, Feenay DS, Ďugová O, Šír M, Tesař M. 2007. Field measurement of soil water repellency and its impact on water flow under different vegetation. *Biologia* **62**:537-541.
- Loeppert RH, Suarez DL. 1996. Carbonate and gypsum. Pages 437-474 in Sparks DL, editor. *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods*. ASA and SSSA, Madison.
- Lu J, Zhang Q, Werner AD, Li Y, Jiang S, Tan Z. 2020. Root-induced changes of soil hydraulic properties – A review. *Journal of Hydrology* **589**:125203.
- Mehlich A. 1984. Mehlich 3 soil test extractant: A modification of Mehlich 2 extractant. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* **15**:1409-1416.
- METER Group Inc. 2018. Mini Disk Infiltrometer. METER Group Inc., Pullman, Washington.
- Ministerstvo zemědělství. 2016. Metodický pokyn č. 2/2016 č.j. 61009/2016-MZE-17252, kterým se blíže upravují pravidla pro registraci subjektů do systému ekologického zemědělství a přechodné období, jeho zkracování a prodlužování. Praha.

- Mitchell AR, Ellsworth TR, Meek BD. 1995. Effect of root systems on preferential flow in swelling soil. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* **26**:2655-2666.
- Moret-Fernández D, Latorre B, Giner ML, Ramos J, Alados CL, Castellano C, López MV, Jimenez JJ, Pueyo Y. 2019. Estimation of the soil hydraulic properties from the transient infiltration curve measured on soil affected by water repellency. *Catena* **178**:298-306.
- Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12**:513-522.
- Němeček J, Rohošková M, Macků J, Vokoun J, Vavříček D, Novák P. 2008. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Nimmo JR, Perkins KS. 2002. Aggregate stability and size distribution. Pages 317-328 in Dane JH, Topp GC, editors. *Methods of Soil Analysis. Part 4 – Physical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison.
- Novák V. 2012. *Evapotranspiration in the Soil-Plant-Atmosphere System*. Springer, Dordrecht.
- Pavlů L, Borůvka L, Jílková V, Penížek V, Šimek M, Zádorová T. 2019. Vznik, vývoj, funkce, klasifikace a geografie půd. Pages 267-323 in Šimek M, editor. *Živá půda: Ekologie, využívání a degradace půdy*. Academia, Praha.
- Pekárová R, Pekár J, Lichner Ľ. 2015. A new method for estimating soil water repellency index. *Biologia* **70**:1450-1455.
- Peth S, Nellesen J, Fischer G, Horn R. 2010. Non-invasive 3D analysis of local soil deformation under mechanical and hydraulic stresses by μ CT and digital image correlation. *Soil and Tillage Research* **111**:3-18.
- Rejšek K, Vácha R. 2018. *Nauka o půdě*. Agriprint s.r.o., Olomouc.
- Rhoades JD. 1996. Salinity: Electrical Conductivity and Total Dissolved Solids. Pages 417-435 in Sparks DL, Page AL, Helmke PA, Loeppert RH, Soltanpour PN, Tabatabai MA, Johnston CT, Sumner ME, editors. *Methods of Soil Analysis. Part 3 – Chemical Methods*. Soil Science Society of America, Inc., Madison.
- Richards LA. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* **1**:18-33.
- Rohošková M, Valla M. 2004. Comparison of two methods for aggregate stability measurement – a review. *Plant, Soil and Environment* **8**:379-282.
- Sandin M, Koestel J, Jarvis N, Larsbo M. 2017. Post-tillage evolution of structural pore space and saturated and near-saturated hydraulic conductivity in clay loam soil. *Soil & Tillage Research* **165**:161-168.
- Seaton FM, Jones DL, Creer S, George PBL, Smart SM, Lebron I, Barret G, Emmet BA, Robinson DA. 2019. Plant ant soil communities are associated with the response of soil water repellency to environmental stress. *Science of the Total Environment* **687**:929-938.
- Schenk HJ, Jackson RB. 2002. Rooting depths, lateral roots spreads and belowground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. *Journal of Ecology* **90**:480-494.
- Schneider EC, Gupta SC. 1985. Corn emergence as influenced by soil temperature, matric potential, and aggregate size distribution. *Soil Science Society of America Journal* **53**:1616-1621.

- Scholl P, Leitner D, Kammerer G, Loiskandl W, Kaul HP, Bodner G. 2014. Root induced changes of effective 1D hydraulic properties in a soil column. *Plant Soil* **381**:193-213.
- Skjemstad JO, Baldock JA. 2008. Total and organic carbon. Pages 225-237 in: Carter MR, Gregorich EG, editors. *Soil Sampling and Method of Analysis*. Canadian Society of Soil Science, Taylor & Francis Group, Boca Raton.
- Smetanová M. 2020. Metodický pokyn č. 01/AZZP, Pracovní postupy pro agrochemické zkoušení zemědělských půd v České republice v období 2017 až 2022. 1. vydání, strana 1/26. Ústřední kontrolní a zkušební ústav zemědělský, Brno.
- Soil Science Society of America. 1997. *Glossary of Soil Science Terms 1996*. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Soracco CG, Villarreal R, Melani EM, Oderiz JA, Salazar MP, Otero MF, Irizar AB, Lozano LA. 2019. Hydraulic conductivity and pore connectivity. Effects of conventional and no-till systems determined using a simple laboratory device. *Geoderma* **337**:1236-1244.
- Stirzaker R, Passioura J, Wilms Y. 1996. Soil structure and plant growth: Impact of bulk density and biopores. *Plant soil* **185**:151-162.
- Šimek M, Borůvka L. 2019a. Fyzikální vlastnosti půdy. Pages 326-342 in Šimek M, editor. *Živá půda: Ekologie, využívání a degradace půdy*. Academia, Praha.
- Šimek M, Borůvka L. 2019b. Půdní voda a půdní roztok. Pages 423-447 in Šimek M, editor. *Živá půda: Ekologie, využívání a degradace půdy*. Academia, Praha.
- Tisdall JM, Oades JM. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science* **33**:141-163.
- Váchová K. 2019. Kalibrace senzorů pro měření půdní vlhkosti [BSc. Thesis]. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Van Genuchten MT, Leij FJ, Yates SR. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils version 1.0. EPA Report 600/2-91/065. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- van Genuchten MT. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**:892-898.
- Van Genuchten MT, Wierenga PT. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Analytical solutions, *Soil Science Society of America Journal* **40**:473-480.
- Watson KW, Luxmoore RJ. 1986. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* **50**:578-582.
- Yu Y, Loiskandl W, Kaul HP, Himmelbauer M, Wei W, Chen L, Bodner G. 2016. Estimation of runoff mitigation by morphologically different cover crop root systems. *Journal of Hydrology* **538**:667-676.
- Zbiral J. 2002. *Analýza půd I – Jednotné pracovní postupy*. ÚKZÚZ, Brno.
- Zhang RD. 1997. Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* **61**:1024:1030.

8 Samostatné přílohy

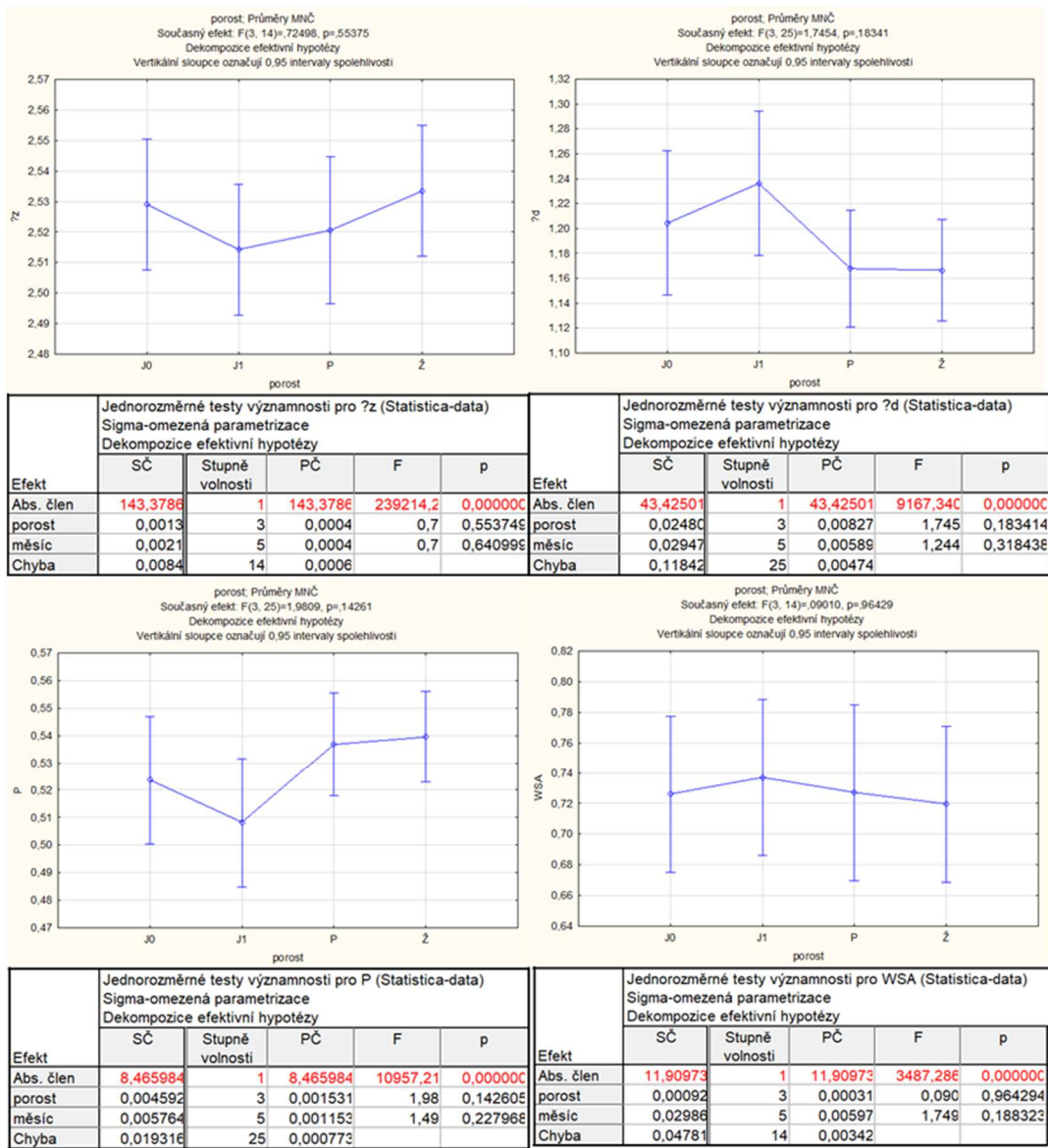
Příloha I Výsledné hodnoty fyzikálních vlastností půdy (specifická hmotnost ρ_z , objemová hmotnost ρ_d , pórovitost P a index ve vodě stabilních agregátů WSA) a jejich směrodatná odchylka.

vzorek	ρ_z (g cm ⁻¹)	ρ_d (g cm ⁻¹)	P (-)	WSA (-)
J04	2,513±0,013	1,165±0,006	0,536±0,002	0,801±0,033
J05	2,519±0,019	1,219±0,036	0,516±0,014	0,603±0,022
J06	2,608±0,031	1,136±0,022	0,564±0,008	0,785±0,009
J07	2,503±0,016	1,141±0,066	0,544±0,026	0,712±0,007
J08	2,503±0,016	1,199±0,055	0,521±0,022	0,769±0,018
J09	2,528±0,010	1,365±0,025	0,460±0,010	0,687±0,012
J14	2,497±0,034	1,320±0,028	0,472±0,011	0,670±0,009
J15	2,522±0,003	1,197±0,076	0,526±0,030	0,637±0,021
J16	2,503±0,016	1,217±0,050	0,514±0,020	0,792±0,008
J17	2,516±0,009	1,268±0,071	0,496±0,028	0,794±0,023
J18	2,525±0,006	1,231±0,024	0,513±0,009	0,810±0,011
J19	2,522±0,003	1,186±0,079	0,530±0,031	0,719±0,008
PEM4	2,532±0,006	1,198±0,026	0,527±0,010	0,620±0,010
PEM5	2,516±0,009	1,279±0,008	0,492±0,003	0,744±0,033
PEM6	2,516±0,003	1,128±0,019	0,552±0,008	0,712±0,017
PEM7	2,519±0,019	1,174±0,083	0,534±0,033	0,732±0,023
PEM9	2,522±0,010	1,056±0,087	0,581±0,035	0,769±0,027
PEŘ4		1,109±0,019	0,562±0,004	
PEŘ5		1,373±0,073	0,454±0,028	
PEŘ6		1,145±0,022	0,545±0,014	
PEŘ7		1,08±0,053	0,571±0,014	
PEŘ9		1,164±0,040	0,538±0,008	
ŽM4	2,532±0,013	1,187±0,019	0,531±0,008	0,709±0,011
ŽM5	2,497±0,022	1,130±0,073	0,547±0,029	0,676±0,021
ŽM6	2,541±0,023	1,160±0,022	0,544±0,009	0,661±0,004
ŽM7	2,541±0,010	1,172±0,053	0,539±0,021	0,741±0,019
ŽM8	2,545±0,006	1,184±0,040	0,535±0,016	0,780±0,009
ŽM9	2,545±0,000	1,139±0,070	0,552±0,027	0,750±0,012
ŽŘ4		1,173±0,052	0,537±0,021	
ŽŘ5		1,261±0,038	0,495±0,015	
ŽŘ6		1,137±0,051	0,553±0,020	
ŽŘ7		1,156±0,026	0,545±0,010	
ŽŘ8		1,101±0,035	0,567±0,014	
ŽŘ9		1,197±0,006	0,53±0,002	

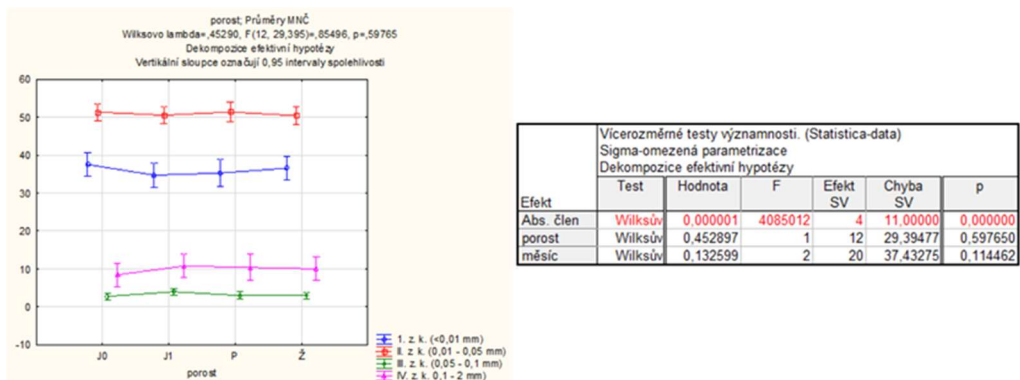
Příloha II Výsledné hodnoty zrnitostních kategorií a půdního druhu podle Nováka.

vzorek	půdní druh	I. z. k. (<0,01 mm)	II. z. k. (0,01-0,05 mm)	III. z. k. (0,05-0,1 mm)	IV. z. k. (0,1 – 2 mm)
J04	hlinitá	41,4	50,2	1,68	7,3
J05	hlinitá	40,2	50,2	2,1	7,4
J06	hlinitá	41,6	50,6	2,0	5,7
J07	hlinitá	39,5	45,7	2,9	11,8
J08	hlinitá	31,1	57,1	4,3	7,5
J09	hlinitá	31,4	54,1	3,5	11,0
J14	hlinitá	36,3	49,8	2,7	11,3
J15	hlinitá	36,1	47,5	3,9	12,5
J16	hlinitá	32,6	49,5	5,0	12,9
J17	hlinitá	34,7	49,3	4,6	11,4
J18	hlinitá	36,4	54,2	3,9	5,5
J19	hlinitá	32,2	52,9	3,8	11,0
PEM4	písčitohlinitá	29,6	50,8	4,1	15,5
PEM5	hlinitá	37,6	50,8	2,2	9,5
PEM6	hlinitá	35,1	48,8	3,2	12,9
PEM7	hlinitá	37,8	49,6	2,7	9,8
PEM9	hlinitá	38,6	52,4	2,1	6,9
ŽM4	hlinitá	32,8	45,6	4,1	17,6
ŽM5	hlinitá	39,6	51,8	2,1	6,5
ŽM6	hlinitá	34,0	46,6	3,7	15,8
ŽM7	hlinitá	39,5	55,0	1,3	4,3
ŽM8	hlinitá	34,6	54,0	3,4	8,0
ŽM9	hlinitá	38,9	49,5	3,7	7,9

Příloha III Výsledné tabulky a grafické porovnání výsledků statistického šetření metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce pro fyzikální vlastnosti půdy (specifická hmotnost ρ_z , objemová hmotnost ρ_d , pórovitost P a index ve vodě stabilních agregátů WSA).



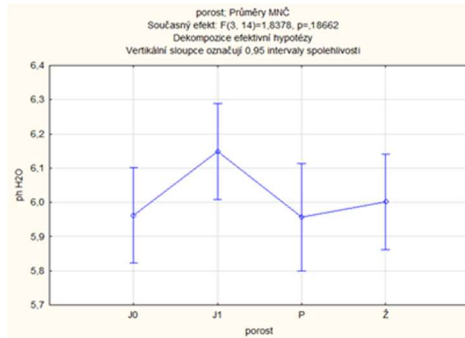
Příloha IV Výsledná tabulka a grafické porovnání statistického šetření pomocí metody jednofaktorová ANOVA vlivu porostu na zrnitostní složení půdy s ohledem na časový vývoj dat.



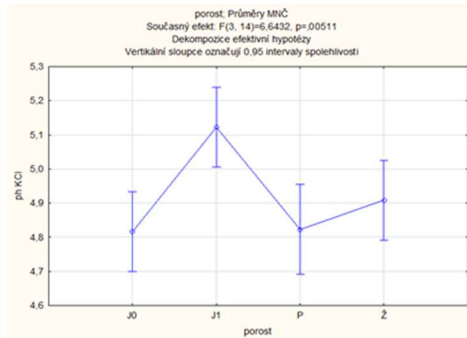
Příloha V Výsledné hodnoty chemických vlastností půdy (aktivní půdní reakce $pH H_2O$, výměnná půdní reakce $pH KCl$, Salinita, obsah organického uhlíku Cox a barevný kvocient $Q_{4/6}$) a jejich směrodatná odchylka.

vzorek	pH H₂O (-)	pH KCl (-)	Salinita $\mu S\ cm^{-1}$	Cox %	Q_{4/6} (-)
J04	5,86±0,013	4,79±0,002	43,37±1,292	1,64±0,039	4,15±0,173
J05	6,09±0,049	4,84±0,026	36,67±0,189	1,68±0,091	4,26±0,089
J06	5,95±0,018	4,82±0,020	30,73±0,957	1,61±0,039	4,51±0,355
J07	5,93±0,013	4,83±0,017	33,8±0,572	1,7±0,031	4,21±0,205
J08	6,02±0,016	4,81±0,006	34,07±0,492	1,49±0,016	4,72±0,440
J09	5,93±0,074	4,81±0,027	36,33±0,613	1,69±0,018	4,1±0,287
J14	6,31±0,017	5,27±0,031	49,2±0,648	1,69±0,043	4,14±0,155
J15	6,17±0,046	5,19±0,044	47,93±0,249	1,82±0,059	3,92±0,081
J16	6,1±0,049	5,19±0,026	41,5±0,216	1,86±0,016	4,19±0,055
J17	5,95±0,017	4,81±0,249	42,2±0,294	1,72±0,021	4,09±0,271
J18	6,19±0,019	5,17±0,011	50,97±1,347	1,57±0,117	4,27±0,150
J19	6,18±0,039	5,1±0,048	44,23±0,655	1,64±0,059	4,09±0,104
P4	5,97±0,011	4,85±0,009	41,83±0,478	1,61±0,140	4,14±0,081
P5	6,26±0,044	5,27±0,030	54,07±0,801	1,72±0,017	3,9±0,088
P6	5,66±0,013	4,57±0,025	30,6±0,141	1,59±0,018	4,06±0,151
P7	5,81±0,006	4,7±0,005	34,57±0,368	1,5±0,034	4,08±0,089
P9	6,17±0,048	4,74±0,003	36,7±1,068	1,69±0,007	4,18±0,181
Ž4	6,09±0,024	5,02±0,062	38,1±0,399	1,35±0,020	2,74±0,722
Ž5	6,25±0,042	5,05±0,033	32,4±0,424	1,12±0,028	3,24±0,319
Ž6	6,10±0,018	4,87±0,037	31,4±0,327	1,34±0,025	3,51±0,092
Ž7	5,69±0,009	4,83±0,002	29,73±0,478	1,2±0,069	3,43±0,187
Ž8	5,67±0,031	4,85±0,011	29,8±0,141	1,22±0,031	3,24±0,425
Ž9	6,21±0,033	4,83±0,007	29,93±0,047	1,32±0,006	3,51±0,260

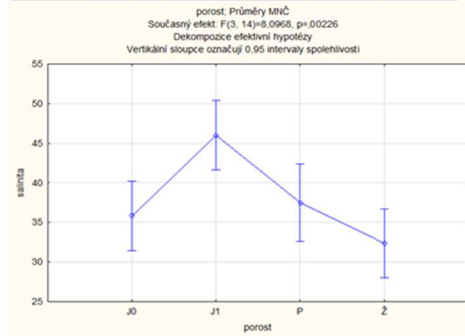
Příloha VI Výsledné tabulky a grafické porovnání výsledků statistického šetření metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce pro chemické vlastnosti půdy (aktivní půdní reakce pH_{H_2O} , výměnná půdní reakce pH_{KCl} , Salinita, obsah organického uhlíku Cox a barevný kvocient $Q_{4/6}$) a výsledky Schéffého post-hoc testu.



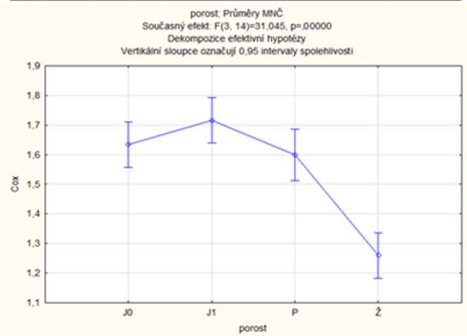
porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=1,8378, p=1,8662 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	814,6898	1	814,6898	31916,74	0,000000
porost	0,1407	3	0,0469	1,84	0,186620
měsíc	0,3251	5	0,0650	2,55	0,076983
Chyba	0,3574	14	0,0255		



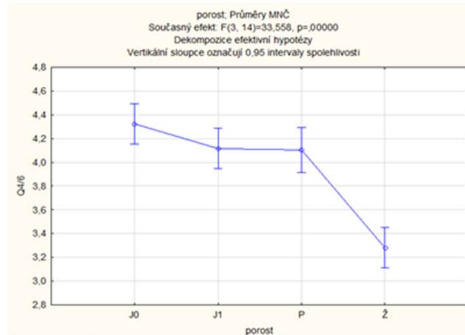
porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=6,6432, p=0,00511 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	544,0812	1	544,0812	30453,95	0,000000
porost	0,3581	3	0,1187	6,64	0,005111
měsíc	0,2182	5	0,0436	2,44	0,086148
Chyba	0,2501	14	0,0179		



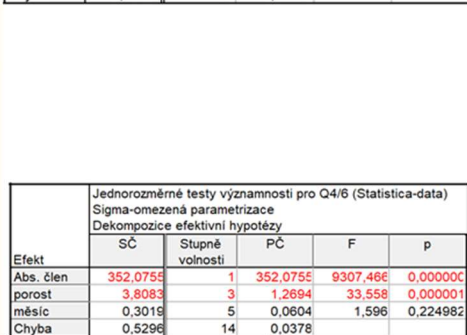
porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=8,0968, p=0,0226 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	32359,98	1	32359,98	1300,529	0,000000
porost	604,39	3	201,46	8,097	0,002263
měsíc	434,76	5	86,95	3,495	0,029360
Chyba	348,35	14	24,88		



porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=31,045, p=0,0000 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	54,22355	1	54,22355	6970,784	0,000000
porost	0,72448	3	0,24145	31,045	0,000002
měsíc	0,05436	5	0,01087	1,398	0,284236
Chyba	0,10890	14	0,00778		



porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=33,558, p=0,0000 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	352,0755	1	352,0755	9307,466	0,000000
porost	3,8083	3	1,2694	33,558	0,000001
měsíc	0,3015	5	0,0604	1,596	0,224982
Chyba	0,5296	14	0,0378		



porost, Průměry MŇC Současný efekt: F(3, 14)=33,558, p=0,0000 Dekompozice efektívní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	352,0755	1	352,0755	9307,466	0,000000
porost	3,8083	3	1,2694	33,558	0,000001
měsíc	0,3015	5	0,0604	1,596	0,224982
Chyba	0,5296	14	0,0378		

Scheffého test; proměnná pH KCl (Statistica-data) Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = ,02465, sv = 19,000					
Č. buňky	porost	(1)	(2)	(3)	(4)
1	J0	4,8162	0,02728E	0,99984E	0,79133E
2	J1	0,02728E	5,1224	0,04333E	0,17220E
3	P	0,99984E	0,04333E	1,6212	0,84970E
4	Z	0,79133E	0,17220E	0,84970E	4,9088

Scheffého test; proměnná salinita (Statistica-data) Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = 24,882, sv = 14,000					
Č. buňky	porost	(1)	(2)	(3)	(4)
1	J0	35,828	0,02649E	0,96066E	0,70041E
2	J1	0,02649E	46,006	0,08771E	0,00316E
3	P	0,96066E	0,08771E	1,2599	0,44523E
4	Z	0,70041E	0,00316E	0,44523E	32,367

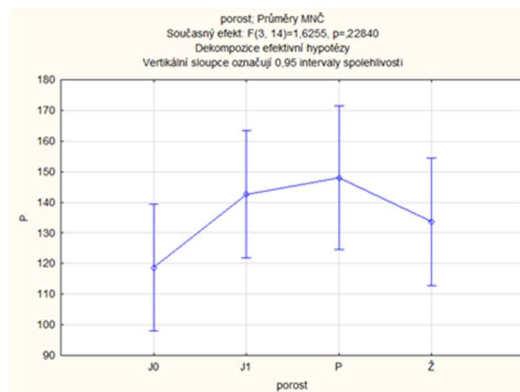
Scheffého test; proměnná Cox (Statistica-data) Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = ,00778, sv = 14,000					
Č. buňky	porost	(1)	(2)	(3)	(4)
1	J0	1,6343	0,48523E	0,996001	0,000044
2	J1	0,48523E	1,7160	0,40133E	0,00000E
3	P	0,996001	0,40133E	1,6212	0,00010E
4	Z	0,000044	0,00000E	0,00010E	1,2599

Scheffého test; proměnná Q4/6 (Statistica-data) Pravděpodobnosti pro post-hoc testy Chyba: meziskup. PČ = ,03783, sv = 14,000					
Č. buňky	porost	(1)	(2)	(3)	(4)
1	J0	4,3235	0,36565E	0,24618E	0,00000E
2	J1	0,36565E	4,1155	0,98445E	0,00003E
3	P	0,24618E	0,98445E	1,2599	0,00011E
4	Z	0,00000E	0,00003E	0,00011E	3,2799

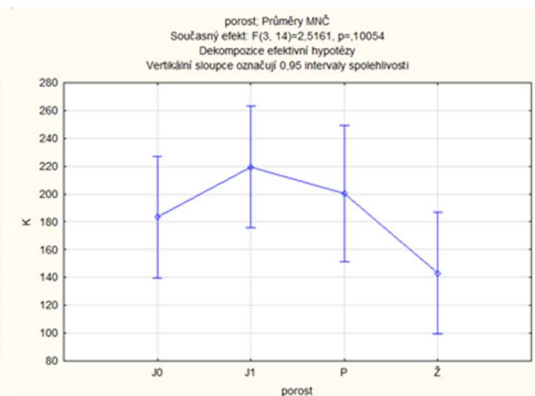
Příloha VII Výsledné hodnoty stanovení přístupných živin v půdě (fosfor *P*, draslík *K*, vápník *Ca* a hořčík *Mg*).

Vzorek	P mg/kg	K mg/kg	Ca mg/kg	Mg mg/kg
J04	112,07	132,7	1440	59,4
J05	106,77	134,5	1914	58,0
J06	104,21	236,8	1624	64,8
J07	134,41	155,3	1584	64,6
J08	108,06	238,3	1242	68,3
J09	146,65	202,8	1764	59,5
J14	103,09	214,2	1845	144,7
J15	187,32	264,8	1983	122,0
J16	149,01	157,5	1886	150,6
J17	162,48	143,7	1552	89,4
J18	119,85	234,6	1649	135,5
J19	133,61	301,6	1769	125,7
PEM4	185,77	225,0	1530	97,0
PEM5	159,91	273,2	1707	135,4
PEM6	147,11	114,8	1470	55,9
PEM7	131,80	159,6	1323	61,9
PEM9	129,14	210,9	1344	84,0
ŽM4	115,96	136,8	1517	85,3
ŽM5	140,36	125,3	1704	68,9
ŽM6	159,28	169,4	1479	68,4
ŽM7	129,49	142,9	1532	55,6
ŽM8	126,07	128,0	1457	55,6
ŽM9	130,96	156,5	1398	77,3

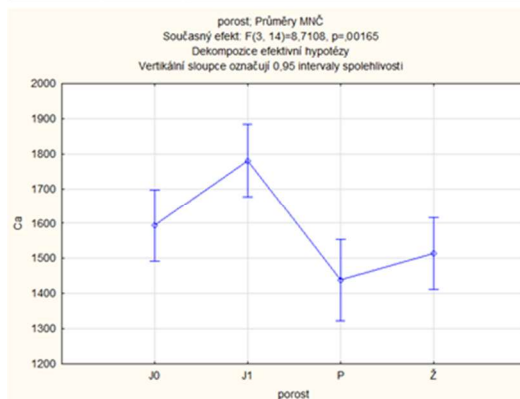
Příloha VIII Výsledné tabulky a grafické porovnání výsledků statistického šetření metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce pro přístupné živiny v půdě (fosfor *P*, draslík *K*, vápník *Ca* a hořčík *Mg*).



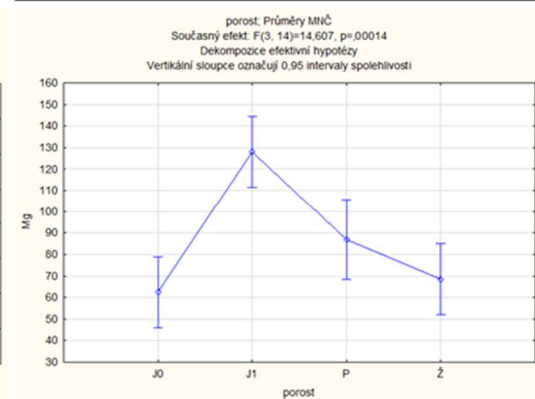
Jednorozměrné testy významnosti pro P (Statistica-data)					
Sigma-omezená parametrizace					
Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	414562,2	1	414562,2	734,8624	0,000000
porost	2750,9	3	917,0	1,6255	0,228405
měsíc	1481,7	5	296,3	0,5253	0,753507
Chyba	7897,9	14	564,1		



Jednorozměrné testy významnosti pro K (Statistica-data)					
Sigma-omezená parametrizace					
Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	783327,7	1	783327,7	315,5844	0,000000
porost	18736,0	3	6245,3	2,5161	0,100541
měsíc	12277,0	5	2455,4	0,9892	0,458654
Chyba	34750,1	14	2482,1		



Jednorozměrné testy významnosti pro Ca (Statistica-data)					
Sigma-omezená parametrizace					
Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	56320111	1	56320111	4088,897	0,000000
porost	359945	3	119982	8,711	0,001646
měsíc	364316	5	72863	5,290	0,006173
Chyba	192835	14	13774		



Jednorozměrné testy významnosti pro Mg (Statistica-data)					
Sigma-omezená parametrizace					
Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	168164,3	1	168164,3	468,0214	0,000000
porost	15745,6	3	5248,5	14,6073	0,000136
měsíc	2168,0	5	433,6	1,2068	0,355938
Chyba	5030,3	14	359,3		

Příloha IX Parametry retenčních čar půdní vlhkosti (nasyčená vlhkost θ_s , reziduální vlhkost θ_r , parametry α a n , sklon retenční čáry S_{INF} , tlaková výška h_{INF} a objemová vlhkost θ_{INF}).

Vzorek	θ_s cm ³ cm ⁻³	θ_R cm ³ cm ⁻³	α cm ⁻¹	n (-)	S_{INF} (-)	h_{INF} cm ⁻¹	θ_{INF} cm ³ cm ⁻³
J04	0,502	0,265	0,016	2,117	0,099	85,4	0,401
J05	0,465	0,212	0,040	1,296	0,041	80,2	0,386
J06	0,486	0,244	0,030	1,505	0,057	71,6	0,396
J07	0,471	0,227	0,016	1,691	0,072	107,3	0,374
J08	0,482	0,250	0,020	1,590	0,061	94,9	0,393
J09	0,451	0,301	0,008	1,881	0,052	199,7	0,389
J14	0,487	0,289	0,011	1,682	0,059	156,5	0,408
J15	0,468	0,265	0,018	1,595	0,054	108,9	0,390
J16	0,502	0,240	0,021	1,554	0,065	99,1	0,404
J17	0,483	0,286	0,017	1,644	0,055	108,4	0,406
J18	0,502	0,233	0,022	1,401	0,053	123,1	0,410
J19	0,498	0,265	0,018	1,506	0,056	125,0	0,412
PEM4	0,468	0,245	0,026	1,577	0,058	73,6	0,383
PEM5	0,452	0,270	0,017	1,493	0,042	124,1	0,386
PEM6	0,450	0,209	0,077	1,302	0,040	41,6	0,373
PEM7	0,455	0,221	0,019	1,642	0,065	97,6	0,364
PEM9	0,441	0,240	0,016	2,052	0,080	85,5	0,355
PEŘ4	0,486	0,260	0,023	1,748	0,070	71,9	0,395
PEŘ5	0,460	0,289	0,012	1,508	0,041	187,1	0,397
PEŘ6	0,453	0,239	0,025	1,583	0,056	77,8	0,371
PEŘ7	0,441	0,240	0,030	1,560	0,051	65,2	0,364
PEŘ9	0,447	0,282	0,016	2,205	0,073	83,6	0,375
ŽM4	0,465	0,242	0,026	1,598	0,059	73,1	0,380
ŽM5	0,455	0,231	0,022	1,591	0,059	84,9	0,369
ŽM6	0,430	0,229	0,061	1,325	0,035	47,9	0,364
ŽM7	0,444	0,245	0,026	1,620	0,054	72,4	0,367
ŽM8	0,434	0,236	0,023	1,672	0,057	75,6	0,356
ŽM9	0,461	0,275	0,014	2,051	0,074	96,4	0,382
ŽŘ4	0,475	0,241	0,026	1,547	0,059	75,3	0,387
ŽŘ5	0,453	0,209	0,043	1,192	0,029	112,7	0,388
ŽŘ6	0,425	0,208	0,089	1,301	0,036	36,4	0,356
ŽŘ7	0,457	0,273	0,025	1,640	0,052	70,6	0,385
ŽŘ8	0,459	0,251	0,022	1,911	0,075	66,8	0,372
ŽŘ9	0,451	0,256	0,023	1,491	0,045	93,2	0,379

Příloha X Výsledné tabulky statistického šetření metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce pro parametry retenčních čar půdní vlhkosti (nasyčená vlhkost θ_S , reziduální vlhkost θ_R , parametry α a n , sklon retenční čáry S_{INF}).

Jednorozměrné testy významnosti pro Q_s (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy						Jednorozměrné testy významnosti pro Q_r (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p	Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	6.680027	1	6.680027	39790.27	0.000000	Abs. člen	1.914096	1	1.914096	3843.131	0.000000
porost	0.007650	3	0.002550	15.19	0.000008	porost	0.001872	3	0.000624	1.253	0.311870
měsíc	0.002437	5	0.000487	2.90	0.033563	měsíc	0.005773	5	0.001155	2.318	0.073444
Chyba	0.004197	25	0.000168			Chyba	0.012451	25	0.000498		

Jednorozměrné testy významnosti pro a (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy						Jednorozměrné testy významnosti pro n (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p	Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	0.018264	1	0.018264	102.6545	0.000000	Abs. člen	80.41408	1	80.41408	2101.580	0.000000
porost	0.001165	3	0.000388	2.1827	0.115163	porost	0.09028	3	0.03009	0.786	0.512778
měsíc	0.004505	5	0.000901	5.0641	0.002428	měsíc	0.82016	5	0.16403	4.287	0.005938
Chyba	0.004448	25	0.000178			Chyba	0.95659	25	0.03826		

Jednorozměrné testy významnosti pro S_{inf} (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	0.102769	1	0.102769	665.4188	0.000000
porost	0.000499	3	0.000166	1.0779	0.376444
měsíc	0.002434	5	0.000487	3.1526	0.024238
Chyba	0.003861	25	0.000154		

Příloha XI Výsledné tabulky statistického šetření metodou t-testu pro parametry retenčních čar půdní vlhkosti (nasycená vlhkost θ_S , reziduální vlhkost θ_R , parametry α a n , sklon retenční čáry S_{INF}).

		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 Qs vs. J1 Qs	0,47621	0,48993	-1,5079	10	0,16248	6	6	0,01787	0,01330	1,80472	0,53271
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM Qs vs. PR Qs	0,45323	0,45748	-0,47061	8	0,65047	5	5	0,00987	0,01762	3,18466	0,28804
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM Qs vs. ZR Qs	0,44819	0,45336	-0,57983	10	0,57485	6	6	0,01456	0,01631	1,25501	0,80924
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 Qr vs. J1 Qr	0,24991	0,26290	-0,82210	10	0,43018	6	6	0,03099	0,02316	1,79104	0,53793
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM Qr vs. PR Qr	0,23722	0,26192	-1,6623	8	0,13502	5	5	0,02356	0,02344	1,01326	0,99011
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM Qr vs. ZR Qr	0,24308	0,23957	0,27867	10	0,78616	6	6	0,01654	0,02604	2,47835	0,34183
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 a vs. J1 a	0,02163	0,01783	0,76794	10	0,46026	6	6	0,01153	0,00367	9,87266	0,02517
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM a vs. PR a	0,03118	0,02097	0,84197	8	0,42425	5	5	0,02614	0,00718	13,2305	0,02824
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM a vs. ZR a	0,02862	0,03803	-0,74788	10	0,47175	6	6	0,01626	0,02619	2,59337	0,31899
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 n vs. J1 n	1,68006	1,56352	0,93181	10	0,37338	6	6	0,28911	0,10127	8,14996	0,03798
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM n vs. PR n	1,61317	1,72063	-0,60500	8	0,56194	5	5	0,27662	0,28501	1,06162	0,95517
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM n vs. ZR n	1,64286	1,51361	0,91579	10	0,38133	6	6	0,23370	0,25472	1,18796	0,85469
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 Sinf vs. J1 Sinf	0,06381	0,05696	0,81529	10	0,43389	6	6	0,02012	0,00423	22,5816	0,00384
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM Sinf vs. PR Sinf	0,05694	0,05821	-0,13143	8	0,89867	5	5	0,01684	0,01337	1,58494	0,66638
		T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky									
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč.plat. skup. 1	Poč.plat. skup. 2	Sm.odch. skup. 1	Sm.odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM Sinf vs. ZR Sinf	0,05665	0,04919	0,87997	10	0,39952	6	6	0,01266	0,01647	1,69416	0,57696

Příloha XII Výsledné hodnoty nenasycených hydraulických vodivostí $K_{(h)}$ (spočítané podle Woodinga a podle Zhanga), index repelence RI a jejich směrodatná odchylka.

Vzorek	$K_{(h)}$ Wooding (cm hod⁻¹)	$K_{(h)}$ Zhang (cm hod⁻¹)	RI (-)
J04			
J05	0,78±0,333	0,94±0,297	2,65±2,996
J06	0,85±0,316	0,66±0,220	4,5±1,976
J07	0,59±0,237	0,24±0,120	1,45±0,836
J08	0,75±0,253	0,35±0,087	1,36±0,829
J09	0,5±0,155	0,09±0,029	1,42±1,213
J14	0,57±0,178	0,15±0,046	1,43±1,723
J15	0,42±0,155	0,23±0,071	0,62±0,221
J16	0,82±0,492	0,39±0,220	3,17±2,655
J17	0,67±0,310	0,21±0,100	1,69±0,634
J18	0,8±0,307	0,36±0,132	2,81±1,356
J19	0,82±0,316	0,41±0,126	1,74±1,182
PEM4	1,22±0,344	0,47±0,180	0,21±0,226
PEM5	0,46±0,174	0,19±0,078	1,21±0,427
PEM6	0,49±0,199	0,73±0,190	2,19±1,812
PEM7	0,59±0,155	0,25±0,050	2,16±0,912
PEM9	0,4±0,168	0,12±0,041	1,25±0,875
PEŘ4	0,95±0,097	0,38±0,065	1,68±2,041
PEŘ5	0,45±0,194	0,07±0,094	0,30±0,186
PEŘ6	0,56±0,194	0,42±0,340	2,03±0,829
PEŘ7	0,89±0,094	0,45±0,070	0,80±0,501
PEŘ9	0,67±0,335	0,25±0,142	3,96±3,361
ŽM4	1,26±0,380	0,57±0,185	0,94±0,501
ŽM5	0,41±0,162	0,23±0,081	1,88±1,199
ŽM6	0,75±0,255	1,23±0,360	2,90±2,012
ŽM7	0,44±0,271	0,22±0,090	1,97±1,425
ŽM8	0,75±0,237	0,85±0,503	1,55±1,176
ŽM9	0,57±0,234	0,12±0,031	2,46±3,229
ŽŘ4	1,26±0,349	0,72±0,130	1,06±0,450
ŽŘ5	0,25±0,071	0,40±0,236	3,77±2,399
ŽŘ6	1,34±0,987	1,58±1,130	0,91±0,471
ŽŘ7	0,59±0,321	0,3±0,050	2,29±0,924
ŽŘ8	0,84±0,194	0,23±0,146	1,34±0,988
ŽŘ9	0,50±0,194	0,34±0,015	1,57±0,829

Příloha XIII Výsledné tabulky a grafické porovnání výsledků statistického šetření metodou ANOVA hlavních komponent bez interakce pro nenasycený hydraulické vodivosti $K(h)$ podle Woodinga a podle Zhanga a index repelence RI .

Jednorozměrné testy významnosti pro K(h) Wooding (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy						Jednorozměrné testy významnosti pro K(h) Zhang (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p	Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	14,66870	1	14,66870	305,9786	0,000000	Abs. člen	4,831207	1	4,831207	68,22105	0,000000
porost	0,04199	3	0,01400	0,2920	0,830751	porost	0,434627	3	0,144876	2,04578	0,134232
měsíc	1,16499	5	0,23300	4,8802	0,003277	měsíc	1,431187	5	0,286237	4,04193	0,008391
Chyba	1,15057	24	0,04794			Chyba	1,699607	24	0,070817		

Jednorozměrné testy významnosti pro RI (Statistica-data) Sigma-omezená parametrizace Dekompozice efektivní hypotézy					
Efekt	SČ	Stupně volnosti	PČ	F	p
Abs. člen	99,60575	1	99,60575	99,17635	0,000000
porost	1,28744	3	0,42915	0,42730	0,735247
měsíc	6,67691	5	1,33538	1,32962	0,285458
Chyba	24,10391	24	1,00433		

Příloha XIV Výsledné tabulky statistického šetření metodou t-testu pro nenasycený hydraulické vodivosti $K(h)$ podle Woodinga a podle Zhanga a index repelence RI .

T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 wooding vs. J1 wooding	0,694606	0,682219	0,131715	9	0,898107	5	6	0,143828	0,163916	1,298840	0,823336
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM wooding vs. PR wooding	0,630342	0,704106	-0,415433	8	0,688740	5	5	0,333787	0,214980	2,410690	0,414965
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM wooding vs. ZR wooding	0,696801	0,795844	-0,454455	10	0,659207	6	6	0,311080	0,433830	1,944810	0,482910
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 zhang vs. J1 zhang	0,454867	0,290982	1,115795	9	0,293414	5	6	0,342482	0,109855	9,719240	0,028180
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM zhang vs. PR zhang	0,351422	0,313524	0,289820	8	0,779320	5	5	0,247917	0,155017	2,557910	0,385160
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM zhang vs. ZR zhang	0,536348	0,593189	-0,207737	10	0,839604	6	6	0,434873	0,509991	1,375310	0,735099
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
J0 RI vs. J1 RI	2,274543	1,911264	0,525523	9	0,611920	5	6	1,355947	0,935398	2,101323	0,436298
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
PM RI vs. PR RI	1,405162	1,753055	-0,476912	8	0,646180	5	5	0,816956	1,411817	2,986475	0,314411
T-test pro nezávislé vzorky (Statistica-data) Pozn.: Proměnné byly brány jako nezávislé vzorky											
Skup. 1 vs. skup. 2	Průměr skup. 1	Průměr skup. 2	Hodnota t	sv	p	Poč. plat. skup. 1	Poč. plat. skup. 2	Sm. odch. skup. 1	Sm. odch. skup. 2	F-poměr Rozptyly	p Rozptyly
ZM RI vs. ZR RI	1,950220	1,824545	0,242468	10	0,813318	6	6	0,683856	1,069653	2,446564	0,348538