

Stanovení půdních hydrolimitů na písčitých půdách Hodonínska *in situ*

In Situ Determination of Soil Hydrolimits on Sandy Soils in the Hodonín District

Tomáš Litschmann¹, Jaroslav Rožnovský², Petr Salaš², Jana Burgová², Martin Lošák³, Tomáš Vymyslický⁴

AMET, sdružení Velké Bílovice¹; Zahradnická fakulta Lednice, Mendelova univerzita v Brně²; OSEVA vývoj a výzkum s.r.o., Zubří³; Zemědělský výzkum, spol. s r.o., Troubsko⁴

Abstrakt

V příspěvku je popsána metoda určení polní vodní kapacity pomocí trvalých měření hodnot půdní vlhkosti po vydatnějších srážkách. Tato metoda byla použita na časové řady půdních vlhkostí ve dvou hloubkách v rámci poloprovozního ověřování aplikace pomocných půdních látek (PPL) do písčité půdy na Hodonínsku. Ukázalo se, že získané výsledky jsou v poměrně dobré shodě s již dříve publikovanými hodnotami pro tuto lokalitu. Sledováním změn zásoby vláhy v půdě v poměru k potenciální evapotranspiraci byl stanoven bod vadnutí, jeho hodnota rovněž odpovídala již dříve stanoveným na základě zrnitostního rozboru v minulosti. Porovnáním změn půdní vlhkosti ve variantě s aplikací PPL a v kontrolní variantě se ukázalo, že jejich přidání umožnilo lepší přežití vysetých druhů rostlin během období s nedostatkem vláhy a vysokými teplotami v průběhu června a července 2019, jež pak po deštích bez výraznějších problémů pokračovaly v růstu, zatímco v kontrolní variantě došlo k jejich redukcii, jež byla nahrazena náletovými druhy lépe adaptovanými na sucho a tudíž s nižší vláhovou potřebou.

Klíčová slova: polní vodní kapacita, bod vadnutí, pomocné půdní látky, písčité půdy

Abstract

The paper explains a method for determining field capacity through permanent measuring of soil moisture after abundant rainfalls. This method has been used on soil moisture time series in two depths as part of a pilot testing of soil improvers (SI) application in sandy soil in the Hodonín region. The obtained results corresponded with the values previously published for this site. Wilting point was determined upon monitoring soil moisture store changes against potential evapotranspiration; the wilting point also corresponded with the one previously determined upon grain size analysis. By comparing the soil moisture

changes in a variant with SI and in control variant, addition of SI supported the survival of sown species during dry and hot June and July 2019; these continued to grow after the onset of rains, whereas many of the sown plants in the control variant died out and were replaced by self-seeded species that were better adapted to draught and required less moisture.

Key words: field capacity, wilting point, soil improvers, sandy soils

Úvod

Přímé měření půdních vlhkostí pomocí vhodných a vhodně instalovaných snímačů půdních vlhkostí a jejich kontinuální záznam umožňuje získávat komplexnější pohled na vzájemnou interakci mezi klimatickými, půdními a rostlinnými faktory. Měření půdních vlhkostí může být využito k ověření údajů o půdních hydrolimitech, odběru vody rostlinami z půdy, stanovení počátku vodního stresu pro rostliny, což vše mohou být důležité údaje nejen z teoretického, ale i z praktického hlediska při řízení závlah.

V hydropedologické praxi se pro vymezení vodních režimů půdy vychází ze směrodatných vlhkostních stavů půdy, tzv. hydrolimitů. V praxi se nejčastěji používá polní vodní kapacita půdy a bod vadnutí. Polní vodní kapacita půdy představuje maximální množství vody (horní mezní hodnotu vodního režimu půdy), kterou je půda po zavlažení schopna udržet vlastními vnitřními silami v téměř rovnovážném stavu proti působení gravitační síly. Bod vadnutí odpovídá stavu půdní vlhkosti, kdy rostliny svojí sací silou nestačí překonat síly, kterými je půdní voda poutána, a vadnou (jedná se o kritický stav nejnižší zásoby půdní vláhy) (Možný, 1999).

Jak uvádí Brežný (1970), půdní hydrolimity lze stanovit, popřípadě získat těmito způsoby:

- přímé stanovení hydropedologickým průzkumem v terénu, popřípadě v kombinaci s laboratorním zpracováním. Hodnověrnost a spolehlivost takto získaných údajů je určitě nejvyšší, metoda je však zároveň náročná na pracovní síly a čas, rovněž finanční náročnost není zanedbatelná.
- některé hydropedologické vlastnosti půdy je možno s určitou přesností stanovit přepočtem z jiných půdních vlastností. Jelikož se adsorpce molekul vody uskutečňuje na povrchu půdních částic a organických koloidů, resp. uvnitř mikropórů a makropórů, lze předpokládat, že množství vázané vody bude v úzkém vztahu k zrnitostnímu složení půdy, zejména pak k obsahu nejjemnějších půdních částic, k celkovému obsahu humusu a strukturnímu stavu půdy.

Laboratorní stanovení hydrolimitů vyžaduje odběr neporušených vzorků do válečků, což může být v případě méně soudržných, popřípadě skeletovitějších půd problém, a takto stanovené hydrolimity nemusí odpovídat skutečnosti. Předložený příspěvek se zabývá tématem, jak lze na základě přímo měřených objemových hodnot půdních vlhkostí v průběhu sezóny odvodit základní hydrolimity, především pak polní vodní kapacitu. Takto stanovené půdní hydrolimity mohou mít v případě zavlažovaných pozemků tu vlastnost, že jsou přímo svázány s měřícím zařízením, s jehož pomocí je

závlaha řízena. Námí provedené zpracování využilo měření půdních vlhkostí na písčítých půdách na Hodonínsku v rámci řešení projektu TAČR (Revitalizace zemědělské půdy v oblastech ČR ohrožených suchem, projekt TH02030073), kde sice není závlaha, avšak v těchto půdách je poměrně vysoká dynamika vlhkostí v jejích svrchních vrstvách, jež umožňuje při vydatnějších srážkách výrazněji překročit hodnotu polní vodní kapacity, což je důležité pro výpočet prezentovanou metodou. V průběhu i kratších bezsrážkových period je na těchto půdách dosažen bod vadnutí, takže lze ověřit správnost jeho stanovení.

Materiál a metody

Pokusná plocha a měření

K vyhodnocení naměřených hodnot půdních vlhkostí z hlediska stanovení základních hydrolimitů byly použity údaje získané v rámci poloprovozního pokusu zaměřeného na aplikaci pomocných půdních látek (PPL) s cílem vylepšení půdních vlastností extrémně vysýchavých půd. Poloprovozní pokus byl založen na jaře roku 2019 (Obr. 1). Varianta „kontrola“ byla lokalizována na půdě bez PPL, na sousední ploše s označením „PPL“ byl svrchní horizont obohacen příměsí drceného lignitu (dávka 30 t.ha⁻¹) a hydroabsorbentu Hydrogel (dávka 220 kg.ha⁻¹). Obě plochy byly následně osety jetelovinotravní směsí, jejíž složení bylo navrženo speciálně pro tyto půdní podmínky (79,2 % trávy, 20,8 % jeteloviny).



Obr. 1 Porost ve variantě „PPL“ s registrátorem vlhkosti půdy, stav ke dni 16. 5. 2019

Pokusná plocha se nachází na lokalitě Pánov v katastru obce Hodonín. Na této ploše probíhal již v minulosti grantový projekt MŠMT (program NPV II) s názvem „Modelový projekt zamezení biologické degradace půd v podmínkách aridního klimatu“. Pedologický průzkum provedený v rámci řešení tohoto projektu potvrdil původní předpoklady, že v prostoru všech výše zmíněných měření se nachází písčité půda, půdní typ regozem arenická. Průměrné zastoupení částic $<0,01$ mm je 5,29 % (Jandák, 2008). V rámci tohoto průzkumu byly rovněž opakovaně měřeny pomocí gravimetrické metody půdní vlhkosti a taktéž opakovaně určován půdní hydrolimit retenční vodní kapacita. Průzkumy probíhaly 3x v roce 2009 a 3x v roce 2010. Hodnoty retenční vodní kapacity byly určovány ve třech hloubkách. Během jednotlivých měření se zjištěné hodnoty významně lišily. Například na parcele bez aplikace půdních kondicionérů (parcely označená jako kontrola) byla v hloubce 15 cm nejvyšší retenční kapacita 27,8 %, nejnižší 15,0 %. Pokud zprůměrujeme měření ze všech termínů a ze všech hloubek, dojdeme k průměrné hodnotě retenční vodní kapacity 20,9% (Hora a kol. 2011).

Na jaře roku 2019 byla každá z variant nově založeného poloprovozního pokusu osazena registrátorem MeteoUNI (AMET Velké Bílovice), měřícím a zaznamenávajícím v 15-ti minutových intervalech půdní vlhkosti snímané čidlem VIRRIB (AMET Velké Bílovice) v hloubkách 10, 20, 40, 60 a 90 cm, ve stejných hloubkách je měřena i teplota půdy čidlem DS18B20 (Dallas Semiconductor). Jak uvádí Hora a kol. (2011), o spolehlivosti měření přístroji VIRRIB na stejné lokalitě svědčí srovnání s namátkovými měřeními půdní vlhkosti gravimetrickou metodou. Obě metody vykazují podobné výsledky. Z pohledu srovnání je zajímavé zvláště měření realizované 21. 7. 2009, kdy byla v rámci pedologického průzkumu naměřena průměrná vlhkost půdy, neošetřené půdními kondicionéry, 10,9 %. Měření čidly VIRRIB vykazalo vlhkost půdy 10,0 %.

Na pokusné ploše je rovněž umístěna automatická meteorologická stanice, zaznamenávající mj. údaje potřebné k výpočtu potenciální evapotranspirace, tj. teplotu a vlhkost vzduchu, rychlost větru a globální záření, rovněž v 15-ti minutových intervalech.

Použité metody

Polní vodní kapacita

V průběhu vydatnějších srážek dochází k postupnému zaplňování kapilárních i nekapilárních pórů vodou, po jejich ukončení dochází k odtoku vody v nekapilárních pórech, a pokud by nedocházelo k evapotranspiraci, pokles vlhkosti by se zastavil na hodnotě polní vodní kapacity.

Míru poklesu obsahu vody v půdě po ukončení srážkové periody lze považovat za úměrnou obsahu vody, převyšující polní kapacitu. Bean et al. (2018) pro tento pokles uvádějí vztah:

$$\theta_i = (\theta_B - \theta_{PVK})e^{-\lambda t_i} + \theta_{PVK} \quad (1)$$

kde

θ_i = objemová vlhkost půdy v daném časovém okamžiku (obj. %)

θ_B = maximální naměřená vlhkost na konci srážkové periody (obj. %)

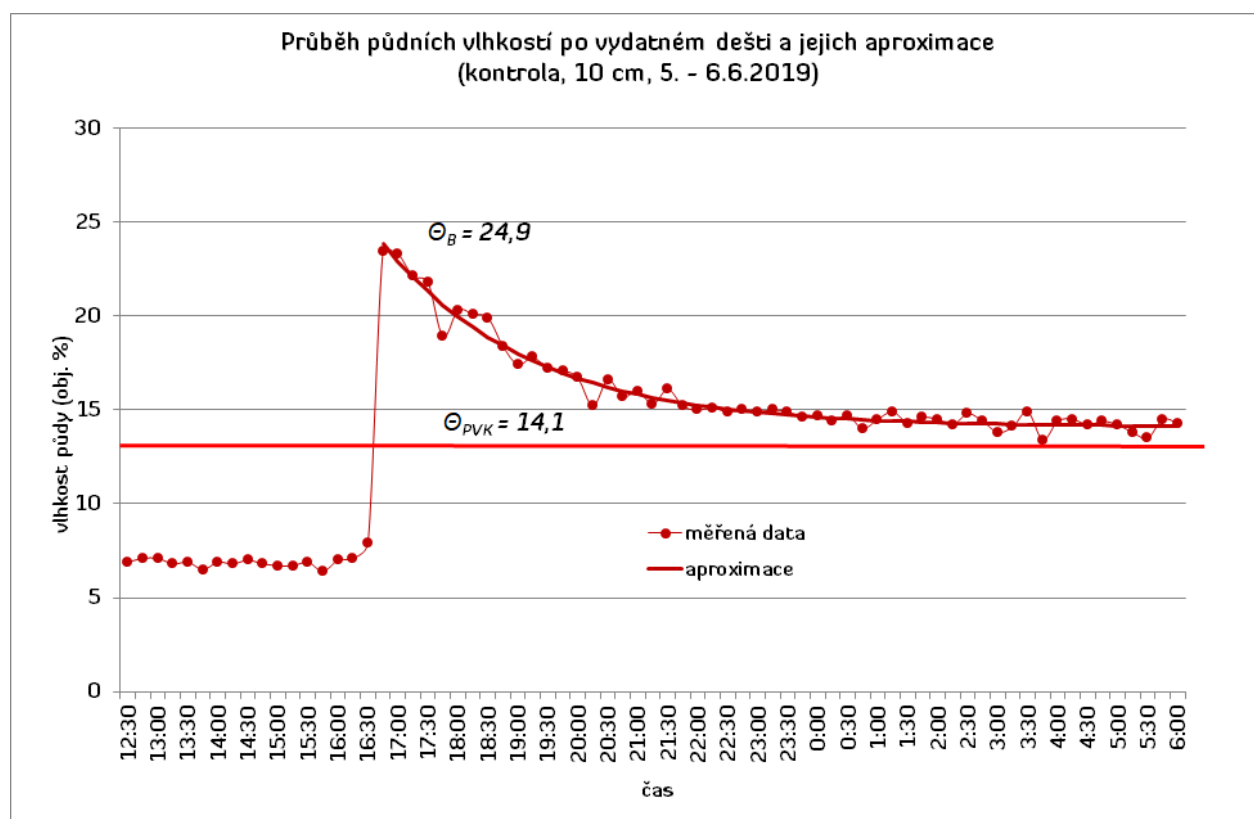
θ_{PVK} = polní vodní kapacita (obj. %)

t_i = čas od okamžiku výskytu θ_B (hod)

λ = konstanta

Numerickými metodami s využitím iterací lze z údajů naměřených vlhkostí půdy v jednotlivých časových okamžicích po výskytu maximální hodnoty vlhkosti půdy stanovit hodnoty θ_B , θ_{PVK} a λ . V předloženém

zpracování byl k tomuto účelu použit program CurveExpert Basic 2.0, vypočítávající z jednotlivých poklesových křivek všechny uvedené hodnoty včetně koeficientu determinace R^2 . Ukázka reálné situace je na Obr. 2, při níž těsnost aproximace dosáhla velikosti R^2 0,968. Podmínkou samozřejmě je, že půda je dobře propustná, bez utužených vrstev, zabraňujících průsaku vody do hloubky, což se dá na daném typu půdy předpokládat a ani měření vlhkostí půdy ve větších hloubkách nebyly zjištěny nějaké anomálie. Ve všech zpracovaných případech byly k aproximaci použity údaje z časového období od ukončení srážek a dosažení maximální hodnoty vlhkosti půdy do 6. hodiny SEČ následujícího dne, jelikož jsme předpokládali, že v dalším průběhu dne již může být křivka poklesu vlhkostí půdy ovlivněna evapotranspirací. Další důležitou podmínkou pro použití této metody je, že během srážkové události půdní vlhkost významněji přesáhne hodnotu PVK. Na zkoumaných písčítých půdách k tomuto jevu dochází poměrně pravidelně, u středně těžkých a těžkých půd je tento jev méně častý, dá se však poměrně dobře simulovat pomocí závlahy, zejména pak kapkové, takže tato metoda je uplatnitelná i v těchto případech.



Obr. 2

Bod vadnutí

Na základě vyhodnocení množství rozborů Brežný (1970) uvádí, že stanovení půdních hydrolimitů výpočtem je možné z toho důvodu, poněvadž existují vysoce průkazné závislosti mezi některými mechanicko-fyzikálními vlastnostmi půdy a hydrolimity. Hodnota půdních hydrolimitů je ve vztahu k celkovému specifickému povrchu půdy a tedy i k obsahu jemných půdních částic a půdního humusu. Pokud jde o přesnost stanovení, nevyrovná se přímému stanovení v terénu, lze ji však použít jako orientační tam, kde není možno toto měření z nejrůznějších příčin provést.

Pro výpočet polní vodní kapacity (PK), bodu vadnutí (BV) z obsahu částic I. zrnitostní kategorie lze použít tyto vztahy:

$$PK = 6,66 + 1,03x - 0,008x^2 \quad (\% \text{ obj.}) \quad (2)$$

$$BV = 2,97 + 0,33x - 0,0012x^2 \quad (\% \text{ obj.}) \quad (3)$$

kde x – obsah zrn I. kategorie (%)

Ke stanovení vláhové spotřeby, resp. aktuální evapotranspirace, byla použita metoda sssl (single step, single layer), tak jak ji uvádějí např. Guderle a Hildebrandt (2015). V období bez výskytu srážek, kdy se předpokládá, že perkolace je zanedbatelná, lze množství spotřebované vody stanovit jako rozdíl zásoby půdní vláhy v daném profilu ve dvou po sobě následujících dnech.

K výpočtu potenciální evapotranspirace byla použita metoda Penman – Monteith, naprogramovaná v EXCELOvém sešitu PMday.

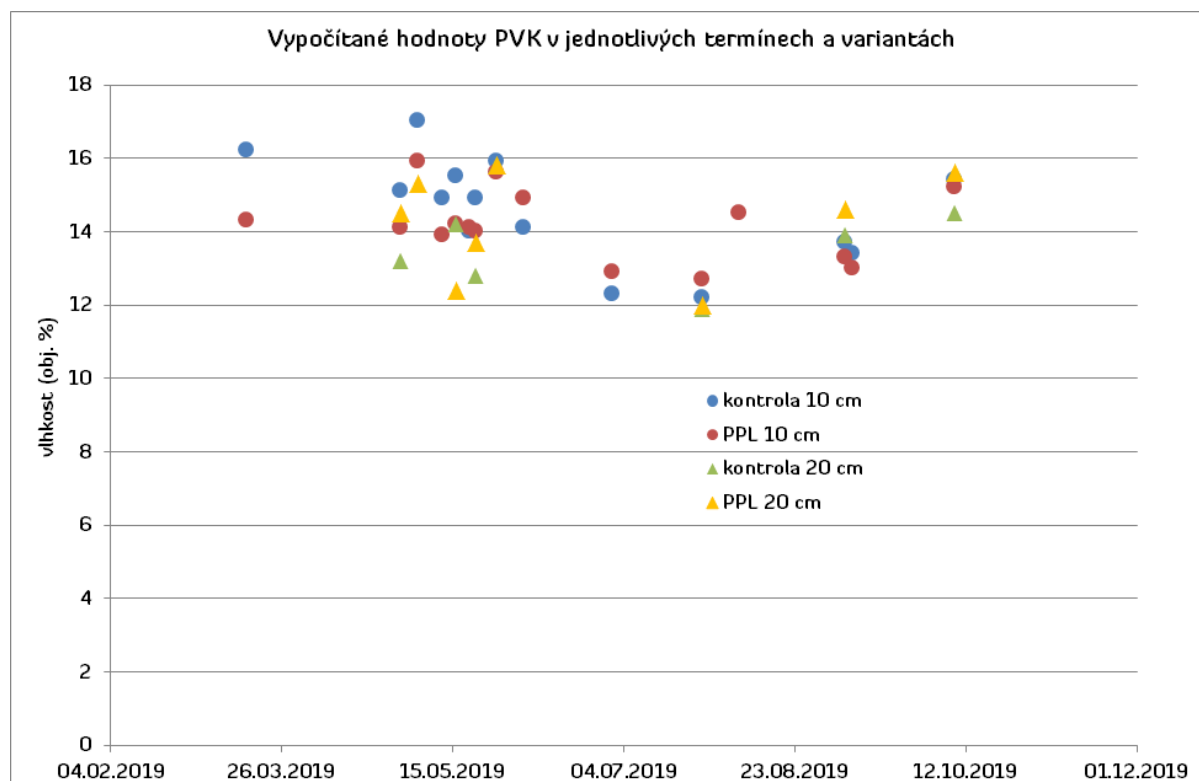
Ke stanovení hodnoty bodu vadnutí pak byla použita jednak metoda výpočtu na základě předem stanovené hodnoty PVK, avšak též i na základě sledování čerpání půdní vláhy v závislosti na potenciální evapotranspiraci.

Výsledky a diskuse

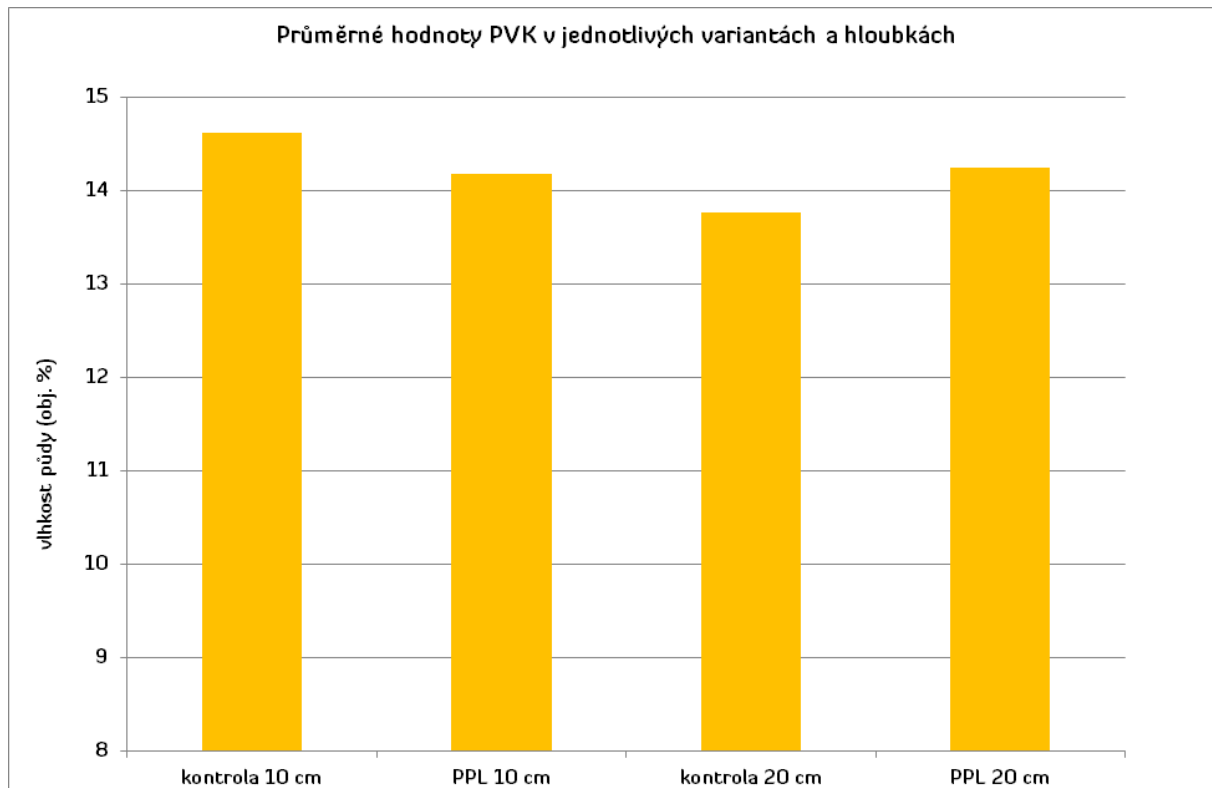
Přestože rok 2019 patřil spíše k těm sušším, v průběhu jeho vegetačního období se vyskytlo kolem 14-ti intenzivnějších srážkových událostí, během nichž došlo k výraznějšímu překročení hodnot předpokládané PVK v měřené hloubce půdních vlhkostí 10 cm, o něco méně pak bylo situací, kdy došlo k přesycení půdy i v hloubce 20 cm. Ve větších hloubkách nebylo pozorováno téměř žádné výraznější přesycení, proto jsou do tohoto zpracování zahrnuty pouze vlhkosti půdy z uvedených hloubek měření. Výsledky jsou znázorněny na Obr. 3. Nejvíce příhodných situací se vyskytlo v květnu, v následujících měsících pak již

jen ojediněle během přivalových dešťů. Nejvyšší stanovená hodnota PVK se vyskytla v kontrole v hloubce 10 cm dne 5. 5. 2019, 17,0 obj. %, naopak nejnižší byla stanovena pro den 27. 7. 2019, 11,9 obj. %, pro stejnou variantu a hloubku. Z Obr. 3 je zřejmé, že vyšších hodnot PVK bylo dosaženo většinou mimo letní měsíce, během nich jsou stanovené hodnoty PVK nižší. Bean et al. (2018) uvádějí, že ačkoliv se obvykle považuje hodnota PVK za stálou, může se měnit v závislosti na daných podmínkách. Změny v hodnotách PVK mohou souviset s předchozím vlhkostním stavem dané půdy před výskytem výraznější srážky. Zasakování vody preferenčními cestami má za následek zvýšení průsaku a menší retenci vody v půdě v případě předchozích nižších vlhkostí, což se projevuje i v nižších hodnotách PVK. Hardie a kol. (2011) zjistili, že ačkoli morfologie a chemické složení měly malý vliv na infiltrační testy v půdách, předchozí hodnoty vlhkosti ovlivnily infiltrační vlastnosti půdy, u sušší půdy došlo k hlubší a rychlejší infiltraci vody. Z tohoto pohledu jsou námi dosažené výsledky v poměrně dobrém souladu s jinými literárními prameny.

Průměrné hodnoty PVK za celé zpracované období jsou znázorněny na Obr. 4 a je zřejmé, že rozdíly mezi jednotlivými variantami jsou menší než jedno objemové %, což může být dáno i vlivem přesnosti měření jednotlivými snímači. Průměrná hodnota PVK pro všechny varianty a hloubky následně vychází 14,2 obj. %.



Obr. 3 Vypočítané hodnoty PVK v jednotlivých termínech a variantách



Obr. 4 Průměrné hodnoty PVK v jednotlivých variantách a hloubkách

Řešením rovnice 3 pro hodnotu PVK 14,2 obj. % lze získat údaj o teoretickém zastoupení I. zrnitostní kategorie, který činí 7,7 %. Vložení tohoto údaje do rovnice 3 následně vyjde hodnota předpokládaného bodu vadnutí (BV) 5,4 obj. %. Takto stanovená hodnota zastoupení I. zrnitostní kategorie je v poměrně dobré shodě s hodnotou získanou Jandákem (2009, 2010).

Na základě změn v obsahu vody v půdním horizontu v bezsrážkovém období při zanedbatelné perkolaci lze stanovit množství vody spotřebované na transpiraci a evaporaci (aktuální evapotranspirace ETA). Provedli jsme bilancování zásob vláhy v půdě do hloubky 60 cm vždy pro dva po sobě následující dny. Jelikož lze oprávněně předpokládat, že změna množství vody, obsažené v půdě, do značné míry závisí na výsušnosti atmosféry, vyjádřené v našem případě potenciální evapotranspirací, vypočítali jsme poměr K jako

$$K = \text{ETA}/\text{ETP} \quad (4)$$

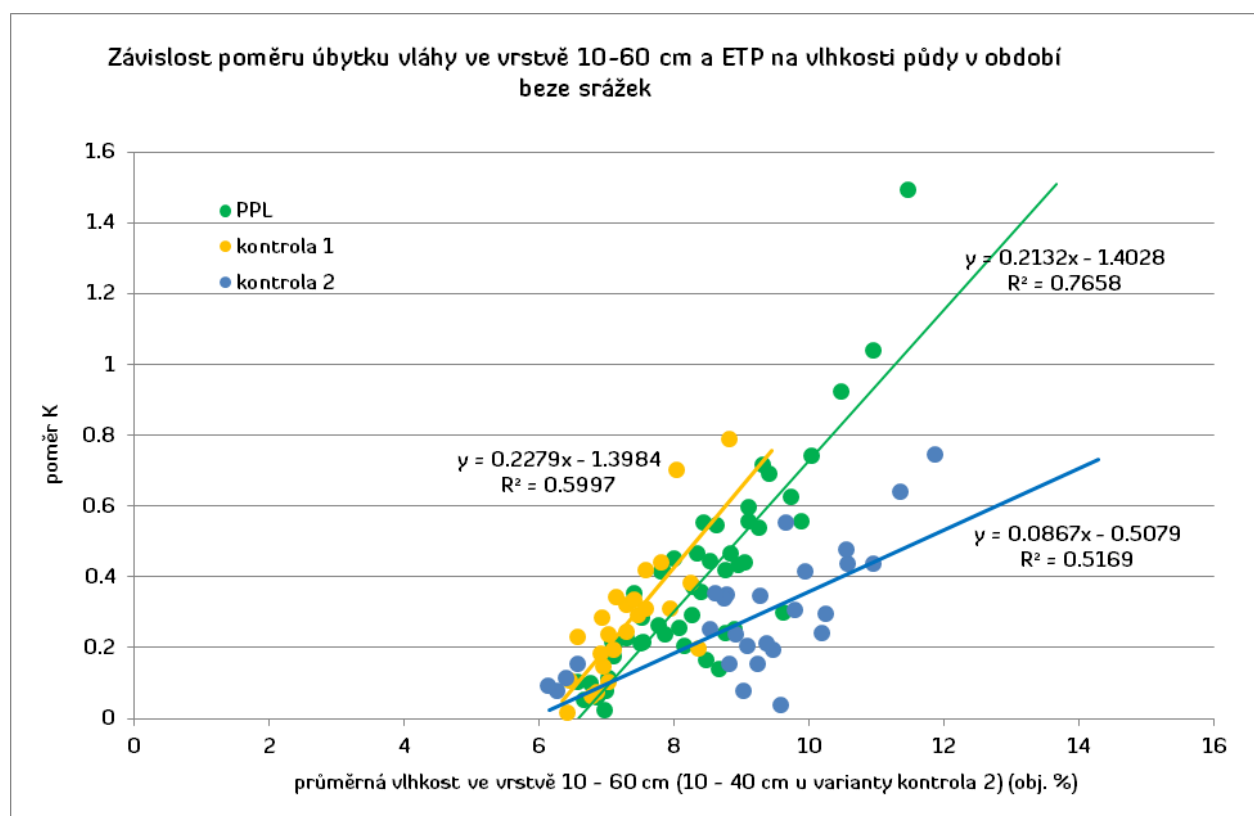
kde

ETA – aktuální evapotranspirace (mm)

ETP – potenciální evapotranspirace (mm)

Na Obr. 5 jsou vyneseny tyto poměry K v závislosti na průměrné vlhkosti půdy ve vrstvě 10 – 60 cm pro variantu „PPL“. Výpočtem z uvedené regresní rovnice pro hodnotu $K = 0$, tj. stav, kdy již nedochází ani k transpiraci, ani k evaporaci, dostaneme hodnotu půdní vlhkosti v dané vrstvě rovnou 6,5 obj. %. Pokud by bylo možno tento údaj považovat za bod vadnutí BV, tj. stav, kdy již rostliny nejsou schopny přijímat vodu, jednalo by se opět o poměrně dobrou shodu s teoreticky zjištěnou hodnotou podle vztahů Brežného podle rovnic 2 a 3, která je 5,4 obj. %.

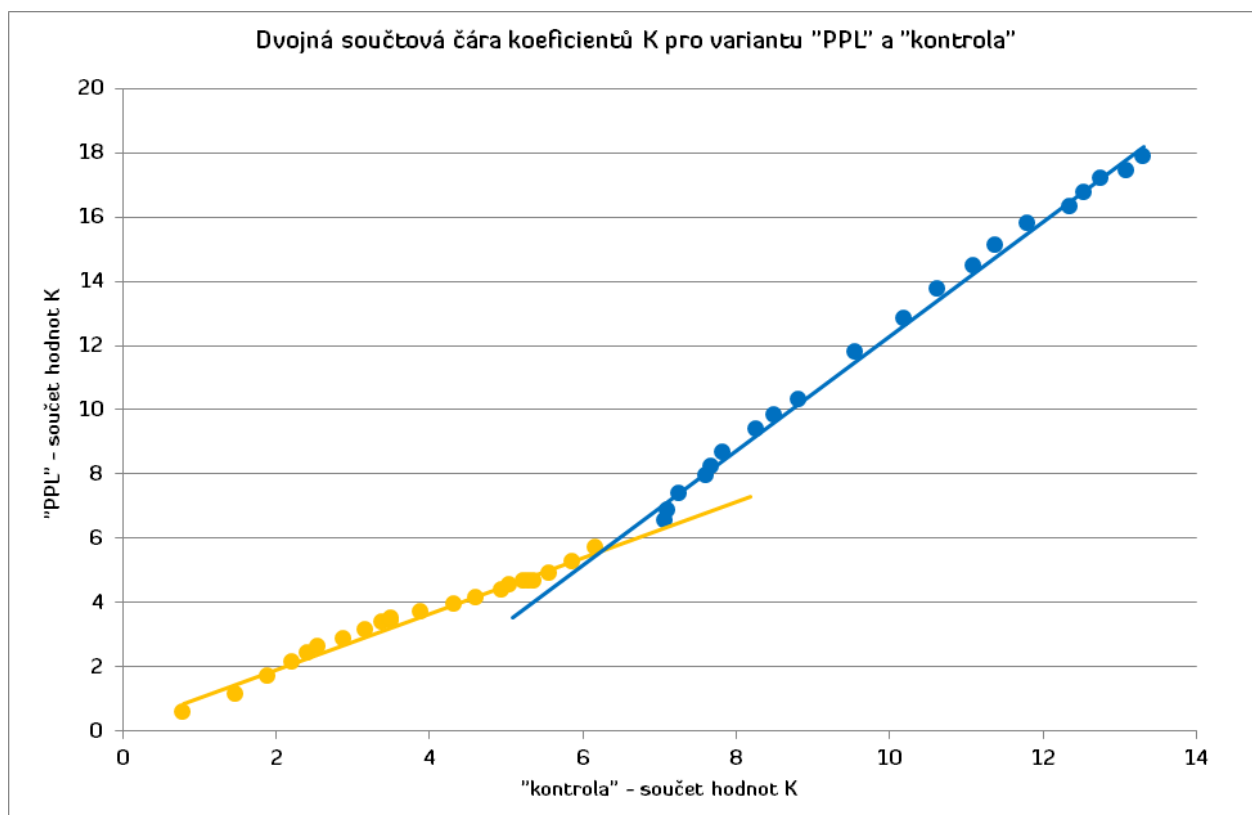
Pokud jsme chtěli do stejného grafu vynést obdobnou kombinaci hodnot K a průměrných půdních vlhkostí pro variantu „kontrola“, získali jsme poměrně neuspořádanou množinu bodů, svědčící o značné nehomogenitě těchto měření (žluté a modré body na Obr. 5). Bylo možno předpokládat, že se v daném případě jedná o několik různých období, přičemž pro každé z nich existuje jiná závislost.



Obr. 5 Závislost poměru úbytku vláhy ve vrstvě 10 – 60 cm na vlhkosti půdy v období beze srážek

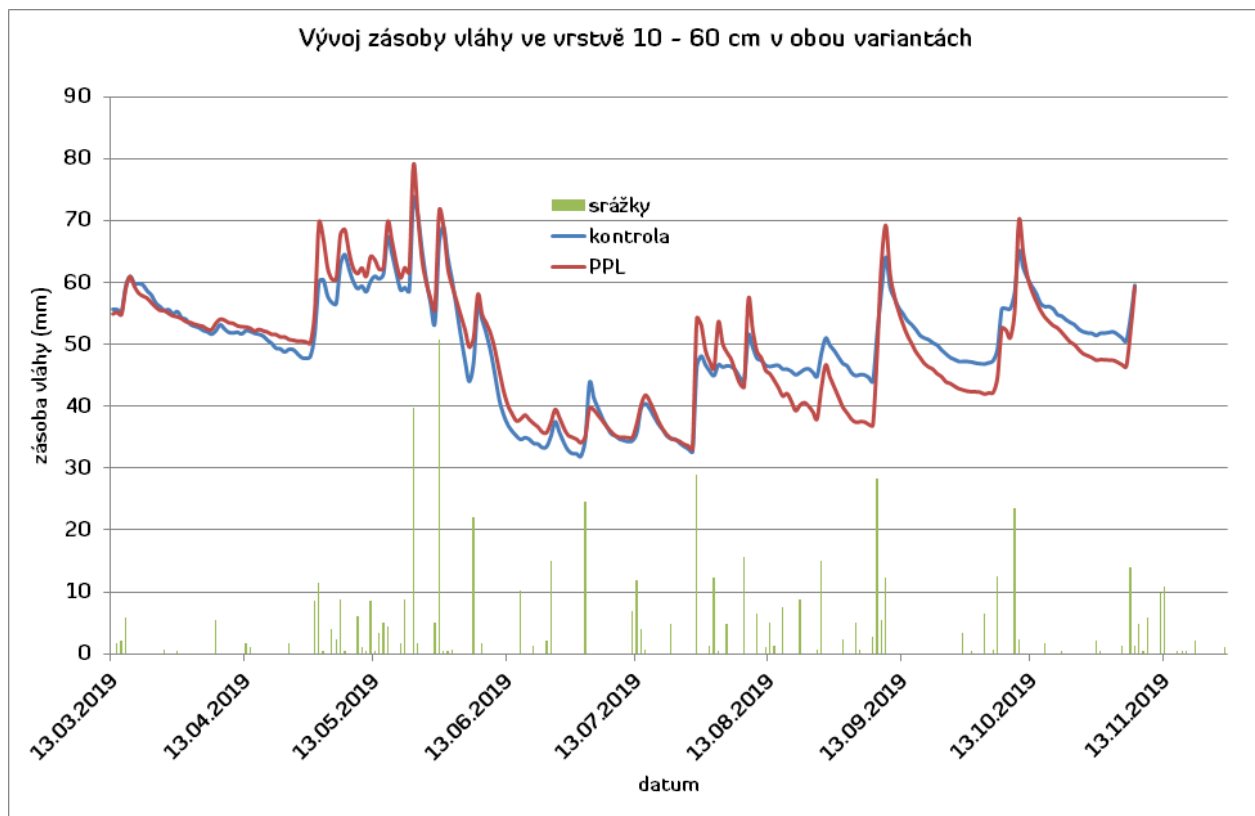
K vymezení případných odlišných období jsme použili metodu dvojné součtové čáry. Tato metoda se v přírodních vědách využívá poměrně často ke zjišťování homogenity časové řady pomocí jiné časové řady. Princip konstrukce spočívá v tom, že máme k dispozici jednu časovou řadu A, a zkoumáme její homogenitu pomocí řady B, o níž předpokládáme, že je homogenní. Z obou řad jsou následně vytvořeny postupné součty. Odpovídající dvojice hodnot součtů řady A, a řady B tvoří souřadnice bodů v kartézské

soustavě souřadnic. Body proložená přímkou určuje vztah obou řad. V případě identifikace významných odchylek od lineárního průběhu a zároveň nalezení zlomů je možno uvažovat o narušení homogenity řady A. V našem případě jsme předpokládali, že řada koeficientů K pro variantu „PPL“ je homogenní a pokusili jsme se nalézt případné zlomy v homogenitě řady hodnot K pro variantu „kontrola“. Výsledná dvojná součtová čára je na Obr. 6. Ukázalo se, časovou řadu koeficientů K pro variantu „kontrola“ je možno rozdělit na dvě homogenní řady, přičemž bod zlomu nastává kolem 20. 7. 2019. V Obr. 5 jsou proto vyneseny dvě závislosti označené jako „kontrola 1“ (do 20. 7. 2019) a „kontrola 2“ (po tomto datu). Je zřejmé, že v prvním časovém úseku byla u řady „kontrola 1“ přibližně totožná závislost mezi půdní vlhkostí a hodnotou poměru K jako u varianty „PPL“, pro druhé období je však tato závislost méně strmá a svědčí o menší spotřebě vody ve variantě „kontrola“ oproti prvnímu období a současně i variantě „PPL“. Vypočítáním hodnot půdní vlhkosti pro případ, že $K = 0$, obdobně jako u varianty „PPL“, pro obě přímkami takto rozdělené časové řady, získáme hodnoty $BV = 6,1$ obj. % pro variantu „kontrola 1“ a $BV = 5,8$ obj. % pro variantu „kontrola 2“. Opět lze konstatovat, že i tyto empiricky zjištěné hodnoty jsou v poměrně dobré shodě s teoreticky stanovenou hodnotou.



Obr. 6 Dvojná součtová čára koeficientů K pro variantu „PPL“ a „kontrola“

Příčina narušení homogenity by mohla spočívat ve změně rostlinného pokryvu ve variantě „kontrola“ po delším suchém období. Z Obr. 7 je patrné, že od poloviny června do poslední dekády července byly ve sledovaných variantách na pokusné ploše zaznamenány poměrně nízké zásoby vláhy v půdě v důsledku vyšších teplot vzduchu a nízkých úhrnů srážek v tomto období. Lze proto předpokládat, že došlo k omezení zastoupení vyšetých druhů jetelovin a travin, popřípadě jejich přirozené nahrazení jinými druhy s odlišnými nároky na vláhu. Potvrzení této skutečnosti by znamenalo, že v půdě obohacené pomocnými půdními látkami (lignit, Hydrogel) vyšeté jeteloviny a traviny lépe přečkaly suché období a po srážkách a zvýšení půdní vlhkosti v nezměněné podobě obnovily transpiraci. Praktickým hodnocením vývoje jetelovinotravní směsi byl skutečně zjištěn odlišný vývoj vegetačního pokryvu v obou variantách. V období po výsevu a vzejití rostlin se směs vyvíjela v obou variantách podobně. V pozdějším období však ve variantě „kontrola“ docházelo k ústupu vyšetých druhů a zvyšování podílu prázdných míst z důvodu stresu rostlin vyvolaným suchem. Přibližně od poloviny července začaly v této variantě prázdná místa obsazovat především jednoleté plevelné druhy rostlin, které dosáhly maxima svého výskytu v měsíci srpnu. Ve variantě „PPL“ nebylo pozorováno natolik závažné zaplevelení a účinky stresu ze sucha na rostliny se projevovaly zpomalováním růstu rostlin, nebo změnou druhového složení (snížení zastoupení některých druhů, zvláště jetelovin), avšak ne významným snižováním pokryvnosti porostu na povrchu půdy. Obdobný jev popisuje i Hora a kol. (2011) na stejné ploše, kdy v roce 2009 byla od počátku vegetačního období poměrně dobrá shoda mezi měřeními a pomocí programu AVISO vypočítanými hodnotami půdní vlhkosti, po sušším období v srpnu začaly měřené hodnoty půdní vlhkosti ukazovat vyšší hodnoty než vypočítané, což by opět svědčilo o změně v půdním pokryvu směrem k druhům, popřípadě jejich množství, jež má nižší spotřebu vody než předchozí společenství.



Obr. 7 Vývoj zásoby vláhy ve vrstvě 10 – 60 cm v obou variantách

Na základě předchozích dosažených výsledků lze předpokládat, že pro daný druh půdy se hodnota PVK ve svrchních vrstvách pohybuje kolem hodnoty 14 obj. %, hodnota BV dosahuje hodnot přibližujících se 6 obj. %. Rozdíl těchto hodnot, tj. 8 %, představuje využitelnou vodní kapacitu. Na Obr. 5 lze pro variantu „PPL“ pozorovat, že při hodnotách půdní vlhkosti cca nad 10 obj. % koeficienty K jsou blízké a se vzrůstající vlhkostí převyšují 1, což svědčí o tom, že rostliny neomezují transpiraci. S klesajícími hodnotami půdní vlhkosti pod 10 obj. % se velikost koeficientu K lineárně snižuje. Lze proto hodnotu půdní vlhkosti 10 obj. % považovat za bod snížené dostupnosti, odpovídá 50 % z využitelné vodní kapacity. I tento údaj je v poměrně dobré shodě s údaji uváděnými běžně v literatuře.

Závěr

Pokusili jsme se v práci využít méně běžnou metodu stanovení základních půdních hydrolimitů, především pak polní vodní kapacity, a aplikovat ji na časové řady měření půdních vlhkostí na lokalitě Pánov u Hodonína s písčitou půdou. Ukázalo se, že tato metoda, využívající přímo měřených půdních vlhkostí za vhodné časové období, poskytuje poměrně spolehlivé údaje srovnatelné s předchozími měřeními na stejné ploše. Oproti laboratorně stanovené hodnotě retenční vodní kapacity byly dosaženy konzistentnější údaje, odpovídající lépe zrnitostnímu složení dané půdy. Je proto možno používat tuto

metodu v případech, kdy je zapotřebí stanovit hodnoty základních půdních hydrolimitů přímo na místě, především pak s ohledem na požadavky řízení závlah.

Podrobnějším studiem změn půdních vlhkostí v jednotlivých variantách poloprovozního pokusu bylo zjištěno, že na půdách s příměsí pomocných půdních látek (lignit, Hydrogel) rostliny lépe překonaly období sucha a v následujícím deštivějším období pokračovaly v růstu. Výsledkem byl také lépe zapojený vegetační pokryv půdy, který omezoval rozvoj především jednoletých plevelných druhů rostlin.

Literatura

Bean, E.Z., R.G. Huffaker, and K.W. Migliaccio. 2018. Estimating field capacity from volumetric soil water content time series using automated processing algorithms. *Vadose Zone J.* 17:180073. doi:10.

Brežný, O.: Vzťahy medzi pôdnymi hydrolimitmi a mechanicko-fyzikálnymi vlastnosťami pôdy. Vedecké práce Výskumného ústavu závlahového hospodárstva v Bratislave, 8, 1970, s. 53 – 80

2136/vzj2018.04.0073

Guderle, M., & Hildebrandt, A. (2015). Using measured soil water contents to estimate evapotranspiration and root water uptake profiles – A comparative study. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 11, 10859–10902.

Hardie, M.A., W.E. Cotching, R.B. Doyle, G. Holz, S. Lisson, and K. Mattern. 2011. Effect of antecedent soil moisture on preferential flow in a texture-contrast soil. *J. Hydrol.* 398:191–201.

Hora P., Kohut M., Knozová G. 2011: Vlhkost půdy v lokalitě Hodonín – Pánov. In: Salaš, P. (ed): "Rostliny v podmínkách měnícího se klimatu". Lednice 20.- 21. 10. 2011, Úroda, vědecká příloha, 2011, s. 111 – 121, ISSN 0139-6013

Jandák, J. Výsledky zrnitostního rozboru pokusné plochy Hodonín. 2009, 2010. Nепublikováno

Kolektiv: Modelový projekt zamezení biologické degradace půd v podmínkách aridního klimatu : Periodická zpráva 2008 projektu NPV 2B08020. Petr Salaš. 1. vyd. Lednice : ZF MZLU Lednice, 2009. 103 s.

Možný, M. (1999). Zkušenosti s měřením vlhkosti půdy snímači VIRRIB. *Meteorologické zprávy*, 52, 1999, č. 5, s. 140-143

Novotný, M. a kol: Závlaha poľných a špeciálných plodín. PRÍRODA Bratislava, 1990, 312 s., ISBN 80-07-00267-7

Poděkování

Tento příspěvek byl podpořen Technologickou agenturou České republiky v rámci projektu „Revitalizace zemědělské půdy v oblastech ČR ohrožených suchem“ (TH02030073) a Národní agenturou pro zemědělský výzkum v rámci projektu „Metody korekce vláhových potřeb plodin zohledňující scénáře změn klimatu území ČR pro optimalizaci managementu závlah“ (QK1720285)

Abstract

Direct measurements of soil moisture using suitable and properly installed soil moisture sensors and their continuous recording allows for obtaining a more comprehensive perspective of the interaction between climate, soil, and plant factors. Soil moisture measurements can be used to verify data pertaining to soil hydrolimits and use of water drawn from the soil by the plants, and define the onset of water stress for plants – all this can produce very important data with theoretical as well as practical applications in managing irrigation.

Laboratory determination of hydrolimits requires obtaining soil samples in unbroken bars, which tends to be a problem with soils that are not cohesive or are rough in texture. In these cases, hydrolimits may not reflect reality. The presented paper focuses on applicable methods for obtaining directly measurable volumetric data on soil moisture during the season as a basis for determining essential hydrolimits, particularly field capacity. On irrigated plots, soil hydrolimits obtained in this way are directly bound to the measuring device that controls the irrigation system.

The experiment was based on soil moisture measurements conducted on sandy soils in the Hodonín district in South Moravia, Czech Republic; these fields are characterized by a relatively high dynamic of moisture in their top layers, which allows for exceeding the field capacity during abundant rainfalls. This is important for calculations using the presented method. During shorter dry periods, these soils reach the wilting point; therefore it is possible to check if it had been determined correctly. The pilot experiment was established in spring 2019. The “control” variant was established on land without any soil improvers, whereas in the neighbouring plot marked as “SI” the top layer had been enhanced by a mix of crushed lignite (in 30 t.ha⁻¹ dose) and Hydrogel hydro-absorbent (in 220 kg.ha⁻¹ dose). Both fields were then sown with a clover-grass seed mix that was specifically formulated for these soil conditions (79.2 % grasses, 20.8 % clovers). In spring 2019, each variant of the newly established pilot experiment was equipped with the MeteoUNI datalogger (AMET Velké Bílovice) that measured and recorded soil moisture scanned in 15-minute intervals by the VIRRIB sensor (AMET Velké Bílovice) at the depth of 10, 20, 40, 60, and 90 cm.

During periods of intensive rainfalls, the capillary and non-capillary pores gradually fill with water, and after the rains the water drains out of the non-capillary pores; without evapotranspiration, the moisture drop would stop at the field capacity point.

The rate of soil water content drop after the end of the rainy period could be considered proportional to the water content exceeding field capacity. Bean et al. (2018) present the following relation for this drop:

$$\theta_i = (\theta_B - \theta_{PVK})e^{-\lambda t_i} + \theta_{PVK}$$

where

θ_i = volume soil moisture at a given point in time (vol. %)

θ_B = maximum moisture measured at the end of the rainfall period (vol. %)

θ_{PVK} = field capacity (vol. %)

t_i = time from onset θ_B (hr)

λ = constant

Numeric methods using iterations may be used to determine θ_B , θ_{PVK} and λ from the recorded soil humidity data in individual intervals after the occurrence of the maximum soil moisture value reached. Upon this, the average field capacity value for all variants and depths equals to 14.2 vol. % and it is obvious that the differences between the individual variants are below one volume %, which could be affected by the accuracy of measurements by each of the sensors.

Volume of water used up by transpiration and evaporation (actual evapotranspiration - ETA) can be determined upon changes in water content in the soil horizon during dry periods with negligible percolation. We performed an assessment of soil moisture content up to the depth of 60 cm on two consecutive days. As it can be reasonably assumed that the change in the volume of water contained within the soil significantly depends on atmospheric drying, here expressed through potential evapotranspiration, we calculated the K ratio as

$$K = \text{ETA}/\text{ETP}$$

where

ETA – actual evapotranspiration (mm)

ETP – potential evapotranspiration (mm)

A calculation from a regressive equation for the value $K = 0$, i.e. a condition where there is neither transpiration nor evaporation, produces the value of soil moisture at the given 0 – 60 cm layer equal to 6.5 vol. %. It can be assumed that this value corresponds with the wilting point.

Upon the achieved results it can be assumed that for the given soil type the field capacity value in the top layers ranges around 14 vol. % and the BV value reaches values close to 6 vol. %. The difference between these values, i.e. 8 %, represents the available water capacity. It was found that the magnitude of the K coefficient decreases linearly with soil moisture values decreasing below 10 vol. %. Therefore, the soil moisture value of 10 vol. % can be considered the point of limited availability, which corresponds to 50 % of the available water capacity.

A detailed study of changes in the soil moisture values in the respective variants of the pilot experiment had revealed that in soils with added improvers (lignite, Hydrogel), plants were able to better cope with dry periods and continued to grow again once the rains came. As a result, the ground cover was more compact and suppressed the growth of weed species, especially annual ones.

Keywords: field capacity, wilting point, soil improvers, sandy soils

Kontakt:

RNDr. Tomáš Litschmann, Ph.D.

AMET Velké Bílovice

Žižkovská 1230, 691 02 Velké Bílovice

amet@email.cz