

DYNAMIKA PŮDNÍ VLHKOSTI POD MLADÝM DOUGLASKOVÝM POROSTEM S BUKEM V PODHORSKÉ OBLASTI: NAMĚŘENÁ DATA 2012-2019 SROVNÁVANÁ S LITERÁRNÍMI ÚDAJI

DYNAMICS OF SOIL MOISTURE UNDER YOUNG DOUGLAS-FIR STAND WITH BEECH IN THE PIEDMONT: MEASURED DATA 2012-2019 COMPARED WITH LITERARY INFORMATION

FRANTIŠEK ŠACH ✉ - VLADIMÍR ČERNOHOUS - DUŠAN KACÁLEK - JAN BARTOŠ

Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., Výzkumná stanice Opočno, Na Olivě 550, 517 73 Opočno, Czech Republic

✉ e-mail: sach@vulhmop.cz

ABSTRACT

Douglas-fir (DF) has been recently considered a partial substitution for native conifers attacked by bark beetles following climate change. Given the obvious vulnerability of domestic species to the ongoing climate shifts, it is necessary to study impact of DF on hydroclimatic regime of stands where DF is present. Between 2012 and 2019, a volumetric soil moisture was monitored in four layers of sand-loamy, stony cambisol. DF-dominated planted stand where alternating rows of DF and European beech (EB) reached mean heights of 16 m and 8 m with mean basal areas amounting 34.0 m² and 3.3 m² respectively in 17th year of age. The study site is a former meadow at mean altitude of 510 m on slope with NW aspect. The moisture measurements were conducted using three sensors at each soil depths, i.e. 15 cm, 30 cm, 45 cm and 60 cm. Data were processed using an equation allowing us to calculate loss of moisture due to both the deeper groundwater recharge and the evapotranspiration in dormant and growing season, respectively. In the last four out of five growing seasons, the moisture availability limit (11%) has been reached in the surface soil layers (0–20 and 20–35 cm) and its reduced availability has been extended. As soil moisture oscillated seasonally, a falling linear trend was used to approximate the loss of soil moisture at all the depths monitored in dormant and growing seasons. The down-percolating and evapotranspired water amounts decreased at all the soil depths in the period from 2012/2013 to 2018/2019 hydrological years. Soil water outputs showed substantially greater loss attributable to evapotranspiration amounting 161–404 mm (mean value 237 mm) compared to winter ground-water recharge ranging 134–171 mm (mean value 150 mm).

[For more information see Summary at the end of the article.](#)

Klíčová slova: lesnická hydrologie; douglaska; příměs buk; půdní profil; objemová vlhkost; dynamika úbytků; vodní bilance; předhoří Orlických hor; Česká republika

Key words: forest hydrology; Douglas-fir stand; beech admixture; soil profile; volumetric moisture; decrement dynamics; water regime; Orlické hory piedmont; Czech Republic

ÚVOD

Vzhledem k všeobecnému rozšiřování idejí o větším zastoupení douglasky v ČR jako náhrady chřadnoucího smrku mají informace o vodním režimu douglasky a porostních směsí s douglaskou mimořádný význam, zejména vzhledem ke klimatickým výkyvům s hrozcími povodněmi a suchem.

Literární přehledy o douglasce tisolisté (*Pseudotsuga menziesii* /Mirb./ Franco) zpracovali v evropských podmínkách KUBEČEK et al. (2014) či SCHMID et al. (2014). Vodnímu režimu dřevin a jejich porostů se nejnověji věnovali ACHARYA et al. (2018), MÓRICZ et al. (2018) a VICENTE et al. (2018). V České republice nebyla zatím douglasca ve vztahu

k vodě věnována větší pozornost. Pouze mezi roky 2006–2009 se tímto tématem zabývali ČERMÁK et al. (2007) a NADEZHINA et al. (2009, 2014). S přihlédnutím k nedostatku domácích informací bylo ze světové literatury zpracováno review o vodním režimu douglasky a lesních porostů s douglaskou (ŠACH et al. 2019). Studium podchycených informačních zdrojů přineslo důležité poznatky z různých přírodních a lesnických poměrů zejména Severní Ameriky a Evropy.

Zvlášť významným zjištěním bylo, že douglaska je schopná odebrat vodu z hlubších vrstev půdy mnohem efektivněji než smrk. To jí umožňuje transpirovat mnohem více vody, zvláště během suchých period, a také růst rychleji než smrk. Zmíněné charakteristiky by měly být brány v úvahu pro dřevinnou skladbu lesů v budoucích po-

rostech, neboť mohou mít značný dopad jak lesnický, tak hydrologický (FILIUS, ROOSENSCHOON 1998). Intenzivní využívání vody v půdě douglaskou by mohlo zhoršovat vodní poměry v povodích s napnutou vodní bilancí, kdy spotřeba vody se rovná přibližně atmosférickým srážkám.

V úvodu je také nezbytné zdůraznit, že obvykle brutální růst douglasky není dán jen jejím intenzivním využíváním vody, ale i intenzivním využíváním dusíku (GIJSMAN 1991). Douglaska preferuje příjem amoniakálního dusíku. Za suchých půdních podmínek však je pohyb amonia v půdě omezen, takže preference amonia nemůže být uskutečněna. Velká část dusíku pak je z rhizosféry absorbována v nitrátové podobě. V literatuře se dále objevují náznaky, že douglaska může redistribucí půdní vody dotovat svrchní vrstvu půdy (BROOKS et al. 2006).

Lze shrnout, že cílem práce bylo představit dynamiku objemové půdní vlhkosti v různých hloubkách půdního profilu v mimovegetačním a vegetačním období. Dále jsme chtěli poukázat na snižování průměrné půdní vlhkosti během experimentu, zahrnujícím typickou pětiletou suchou periodu let 2014 až 2018 (ČHMÚ 2018). Úbytky procentické objemové půdní vlhkosti byly přitom prezentovány jak v procentech (procentních bodech), tak v milimetrech vodního sloupce. Dalším cílem bylo přispět k poznání vztahu mezi srážkami a ET v různých hydrologických letech a upozornit na odběr vody pro ET a perkolaci z různých hloubek půdního profilu.

K zájmovému zjišťování v domácích přírodních a technicko-hospodářských poměrech byla v podhorské oblasti Orlických hor založena experimentální klima-hydrologická plocha v lesním porostu douglasky s příměsí buku. Dosud naměřená data z této plochy jsou zpracována a hodnocena za hydrologická léta 2012/2013 až 2018/2019.

MATERÁL A METODIKA

Místo výzkumu

VP Bystré II – ploška B3 smíšení BK + DG

Výzkumná plocha (VP) Bystré II byla založena na jaře roku 2002. Nachází se v přírodní lesní oblasti – PLO 26 (předhoří Orlických hor) v katastrálním území obce Bystré v Orlických horách na svažitém pozemku s mírným sklonem v průměru 8,5° (15 %). Do doby zalesnění v roce 2002 byla plocha využívána zemědělsky jako louka. Lokalita má nadmořskou výšku 510 m a severozápadní expozici. Průměrné srážky za hydrologický rok činí 721 mm, průměrná teplota vzduchu za hydrologický rok 8,4 °C. Typologicky se jedná o lesní typ 4S6 (svěží bučina biková s ostřicí chloupkatou), dřívě 4K7 (kyselá bučina se šfavelem) jako přechodový typ k bohaté ekologické řadě. Geologické podloží je tvořeno fylity a zelenými břidlicemi novoměstské série orlicko-kladské klenby (OPLETAL, DOMEČKA 1983). Půdní typ – kambizem, půdní druh – písčitohlinitá, skeletovitost ve vrstvě 0–20 cm 33 %, 20–35 cm 35 %, 35–50 cm 40 % a 50–65 cm 66 % objemových. Pokusná zalesněná lokalita je ze třech stran obklopena lesními porosty, zčásti založenými v 60. letech minulého století na zemědělské půdě a zčásti staršími lesy ve věku 80–100 let. Před výsadbou byla na celé ploše provedena pruhová příprava půdy naoráním asi 35 cm širokých pásů zemědělským pluhem s roztečí jejich středů ca 1,6 m. Drn byl strháván v průměru do hloubky 5 cm. Touto přípravou půdy se snížila pracnost při ručním kopání jamek o velikosti 35 × 35 × 25 cm sekeromotyčkou.

Řadové smíšení BK a DG je sledováno na dílčí plošce B3 o velikosti 2,2 arů. Zde bylo vysazeno 60 DG a 70 BK v průměrném hektarovém

počtu 6200 sazenic. Po 16 letech růstu (v roce 2018) je zde evidováno 25 jedinců DG s průměrnou výškou 16,4 m a 58 stromků BK s průměrnou výškou 8,2 m. Průměrná výčetní tloušťka v tomto věku činí u DG 19,4 cm a u BK 2,6 cm. Výčetní kruhová základna přepočtená na jednotku plochy činí u DG 34,0 m²/ha a u BK 3,3 m²/ha. Zápoj porostu je dokonalejší, s číselným vyjádřením 1,0. Zastoupení dřevin podle výčetní základny bylo DG 91, BK 9. Absolutní výšková bonita (AVB) dosažená douglaskou ve 100 letech je 40 m (bonitní stupeň +1) a bukem 30 m (bonitní stupeň 3).

Metodika výzkumu

Výzkum vodní bilance v mladém porostu douglasky s bukem byl koncipován na bázi měření hydrometeorologických prvků. Na otevřené ploše byly zjišťovány teplota vzduchu ve výšce nad terénem 2 m, 0,5 m a 0,0 m, vlhkost vzduchu ve výšce 2 m, srážky volné plochy ve výšce 0,5 m, teplota a vlhkost svrchní vrstvy půdy v hloubce 0,20 m.

V mladém porostu DG s BK byla měřena objemová vlhkost půdy (%) dvanácti snímači Virrib (výrobce Litschmann a Daneš), vždy třemi snímači v každé z hloubek 0,15 m, 0,30 m, 0,45 m a 0,60 m. Všechny prvky byly měřeny kontinuálně a ukládány v jednohodinovém intervalu do paměťové karty sběrnice dat.

Z údajů objemové vlhkosti čtyř půdních vrstev (0,00–0,20 m, 0,20–0,35 m, 0,35–0,50 m a 0,50–0,65 m) byly vypočítány jednohodinové úbytky (objemová %) v podobě procentních bodů. Procentními body (p. b.) se prezentují výsledky matematicko-statistických operací s daty, která jsou uváděna v procentech (KOŠŤÁKOVÁ 2016). Ty byly použity k výpočtu ztrát *Z* v mm vodního sloupce představovaných sumárně semikapilárním tokem (průsakem) vody půdou a příjmem vody na evapotranspiraci. Ztráty *Z* byly vypočítávány následovně:

suma úbytků objemové půdní vlhkosti jako desetinné číslo * tloušťka půdní vrstvy v mm *

* (1 – objemový podíl kamenitosti jako desetinné číslo) pro každou ze čtyř vrstev půdy, a to za jednotlivé měsíce, za mimovegetační půlrok 1. 11. – 30. 4., za vegetační půlrok 1. 5. – 31. 10. a za celý hydrologický rok 1. 11. – 31. 10. Výpočetní výraz lze s použitím níže vysvětlených symbolů zapsat následovně:

$$Z \text{ (mm)} = (\Sigma |-\Delta Wv|) * Tsl * (1 - Sv)$$

Úbytek vlhkosti	−ΔWv (wetness decrement)
(desetinné číslo)	(decimal number)
Tloušťka půdní vrstvy (mm)	Tsl (thickness of the soil layer) (mm)
Kamenitost objemová	Sv (stoniness volumetric)
(desetinné číslo)	(decimal number)

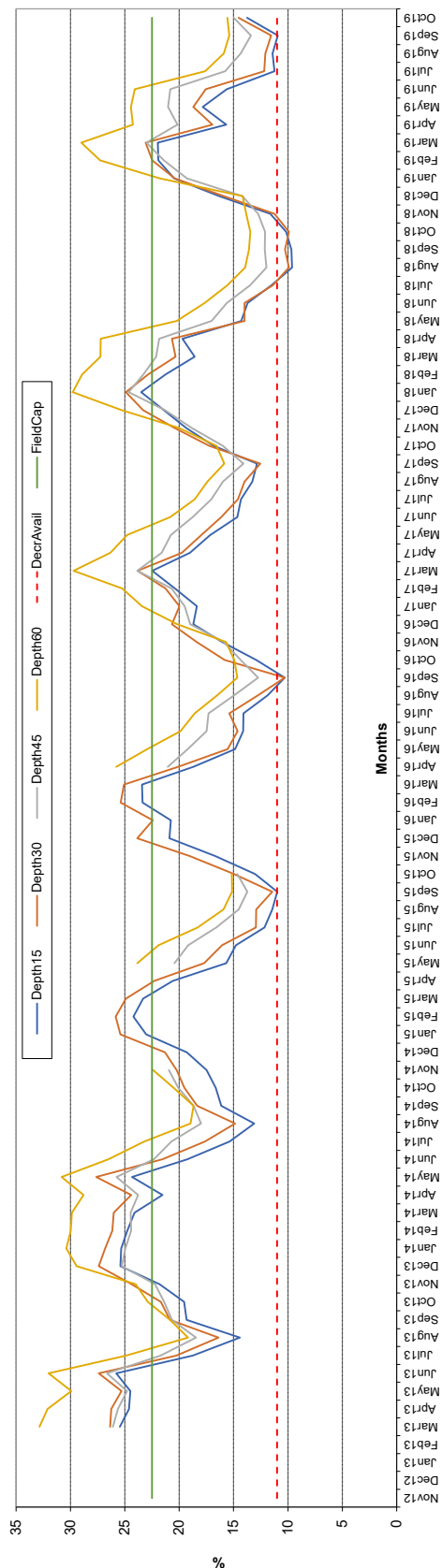
VÝSLEDKY

Dynamika objemové půdní vlhkosti v procentech

Oscilace procentické půdní vlhkosti je zobrazena na obr. 1 (měsíční oscilace procentické objemové vlhkosti) a na obr. 2 (sezónní procentické oscilace půdní objemové vlhkosti). Na obr. 1 stojí za povšimnutí dosahování meze dostupnosti vláhy (11 %) v povrchových půdních vrstvách (0–20 a 20–35 cm) v posledních čtyřech z pěti vegetačních období a prodlužování doby snížené dostupnosti vláhy pro porost DG s BK. Na obr. 2 je vidět sezónní kolísání půdní vlhkosti a klesající lineární trend obsahu vody ve všech pozorovaných hloubkách.

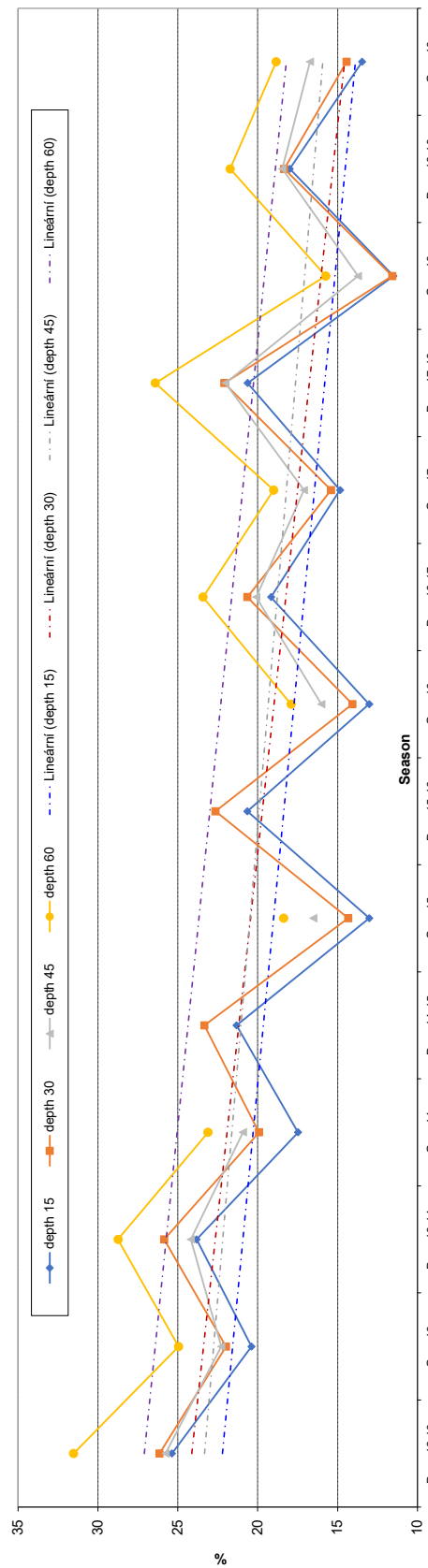
Obr. 1. Průběh průměrných měsíčních objemových vlhkostí půdy v hloubkách 15, 30, 45, 60 cm v hydrologických letech 2013–2019 s vyznačením odhadu polní vodní kapacity a meze snížené dostupnosti vody pro porost DG s BK (vypadlá data v hloubkách 45 a 60 cm v mimovegetační době)

Fig. 1. Course of mean monthly volumetric soil moisture in 15, 30, 45, 60 cm depth in water years of 2012/2013 – 2018/2019 with depiction of both field capacity estimation and point of decreased water availability for Douglas-fir stand with European beech admixture (explanation: lost data for 45 and 60 cm depths in three dormant seasons)



Obr. 2. Průběh průměrných sezónních objemových vlhkostí půdy v hloubkách 15, 30, 45, 60 cm vyrovnaných lineárními trendy v porostu DG s BK v hydrologických letech 2012/2013 až 2018/2019 (vypadlá data v hloubkách 45 a 60 cm v mimovegetační době)

Fig. 2. Course of mean season volumetric soil moisture in 15, 30, 45, 60 cm depths in water years of 2012/2013 – 2018/2019 fitted by linear trends for Douglas-fir stand with European beech admixture (explanation: lost data for 45 and 60 cm depths in three dormant seasons)



Dynamika úbytků procentického objemu vody v půdě v procentních bodech

Ke statistické analýze a hodnocení úbytků objemové vlhkosti půdy (suma úbytků procentického objemu vody v půdě) byl použit postup obecného číselného porovnání založený na tzv. procentních bodech (Košťáková 2016). Procentní body (p. b.) vyjadřují vývoj veličiny či ukazatele, které jsou v procentech již uváděny. V mimovegetačních obdobích 2012/13 až 2018/19 osciloval obsah půdní vody (především pro perkolaci) velmi mírně (ze 152 na 138 p. b.) a bez zřetelnějšího trendu (obr. 3). Ve vegetačních obdobích 2013 až 2019 byl příjem vody (hlavně na ET) vyšší a klesal strměji (ze 400 na 230 p. b.) s kriticky sníženými spotřebami ve dvou nejsušších vegetačních obdobích 2015 a 2018 (obr. 4).

Většina úbytků půdní vláhy je ve vegetačním období spotřebována na ET. K perkolaci semikapilárními póry do hydrogeologických struktur dochází jen po intenzivnějších a delších srážkách (přívalových a krajinných) či v zimě (kdy prakticky není ET a odtává sníh). Jako perkolaci semikapilárními póry lze uvažovat intenzivnější pokles půdní vlhkosti půdy (procentického objemu vody v půdě) zhruba 6 až 12 hodin po ukončení srážek, eventuálně v době tání sněhu.

Úbytky vlhkosti (Z) ve čtyřech vrstvách půdního profilu pod porostem DG s přimíšeným BK v mimovegetačním (mvo) a vegetačním (vo) období (v mm vodního sloupce)

Úbytky půdní vlhkosti je třeba kromě procent a procentních bodů předvést pro praktické užití také v absolutních hodnotách, např. v mm vodního sloupce Z. Vypočtené hodnoty Z v mm obsahuje tab. 1 a graficky je reflektuje obr. 5. Úbytky objemové vlhkosti půdy v jednotlivých vrstvách (0–20, 20–35, 35–50 a 50–65 cm) oscilují v hydrologických letech 2012/2013 až 2018/2019 v závislosti na období mimovegetačním či vegetačním. Za mimovegetační období (XI až IV) byly úbytky (Zmvo) nižší (variační rozpětí 134–171 mm, v průměru 150 mm), za vegetační období (Zvo) vyšší (variační rozpětí

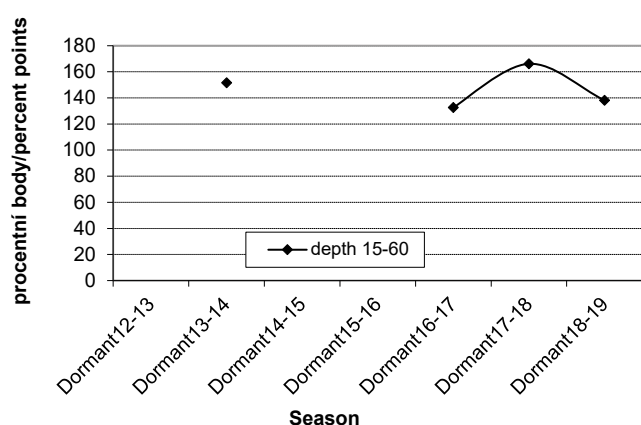
161–404 mm, v průměru 237 mm). Úbytky v těchto obdobích oscilovaly i podle měsíců. Trendy úbytků však ukazovaly snižování příjmu vody ze všech hloubek jak podle období, tak i v souvislosti s měsíci.

V mimovegetačních obdobích 2012/2013 – 2018/2019, kdy nad ET převažoval tok půdou do hydrogeologických struktur, byl trend Zmvo v celém půdním profilu vyrovnaný. Nejvyšší hodnoty úbytků půdní vody byly z vrstvy 0–20 cm, z hlubších vrstev se postupně snižovaly. Ve vegetačních obdobích, kdy převažuje příjem vody na ET, klesal trend úbytků půdní vody Zvo během hydrologických let 2012/2013 – 2018/2019 v celém půdním profilu. Odpovídal tak poklesům úbytků vlhkosti půdy ve všech čtyřech měřených vrstvách. Nejvyšší hodnoty příjmu vody na ET byly dosahovány nejčastěji z vrstvy 20–35 cm; pak následovala četnost příjmu z vrstvy 0–20 cm; nižší byl příjem z vrstvy 35–50 cm a nejnižší z nehlubší vrstvy 50–65 cm (obě vrstvy s řídkým až ojedinělým prokořeněním a vysokou kamenitostí).

Porost DG s BK tedy využíval k příjmu vody na ET zejména vrstvu půdy 20–35 cm, (v průběhu sledování byla druhou nejvlhčí půdní vrstvou), méně již obvykle sušší vrstvu 0–20 cm (obě vrstvy s hustým prokořeněním), málo vrstvu 35–50 cm a ještě méně vrstvu 50–65 cm, která bývala obvykle nejvlhčí (obě vrstvy s řídkým až ojedinělým prokořeněním a vysokou kamenitostí).

Kromě hloubky odběru souvisely úbytky vlhkosti (potřeba půdní vody na ET a na doplňování podzemních vod) také s výškou atmosférických srážek a teplotou vzduchu (obr. 5). Srážky volné plochy v mimovegetačním období se pohybovaly od 296 do 366 mm se střední hodnotou 338 mm, ve vegetačním období od 242 do 566 mm se střední hodnotou 383 mm. V mimovegetačním období průměrné sezónní teploty kolísaly od 0,6 do 3,4 °C se střední hodnotou 2,3 °C, ve vegetačním období od 13,9 do 15,8 °C se střední hodnotou 14,5 °C.

Během let 2012/2013 – 2018/2019 v mimovegetačních obdobích Zmvo_0-65 v podstatě nekoincidovaly se slabě stoupajícími srážkami ani s mírně klesajícími teplotami, tzn., že ET, ale především doplňování podzemních vod se udržovaly více méně na stejné výšce. Ve vege-

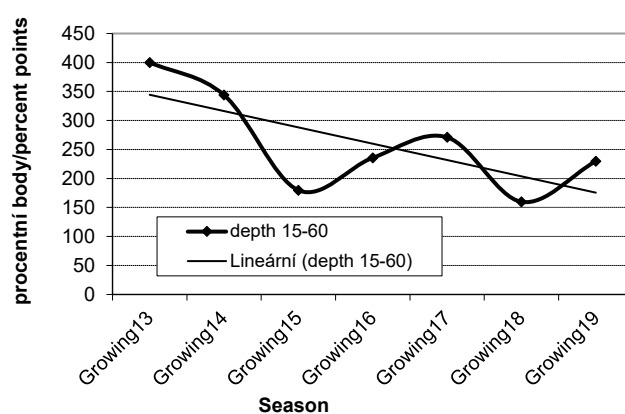


Obr. 3.

Sumy úbytků vody z půdního profilu, užitě především na perkolaci do hydrogeologických struktur, oscilovaly v mimovegetačních obdobích velmi mírně (vypadlá data v hloubkách 45 a 60 cm)

Fig. 3.

Decrement sums of water from the soil profile, used primarily on percolation into hydrogeological structure, oscillated in dormant seasons very moderately (explanation: lost data for 45 and 60 cm depths in three dormant seasons)



Obr. 4.

Pokles sum úbytků vody z půdního profilu, především potřeby na ET, byl ve vegetačních obdobích vyšší a strmější než v období mimovegetačních

Fig. 4.

Decline of sums of water decrements from the soil profile, primarily on evapotranspiration, was higher and much steeper in growing seasons than in dormant seasons

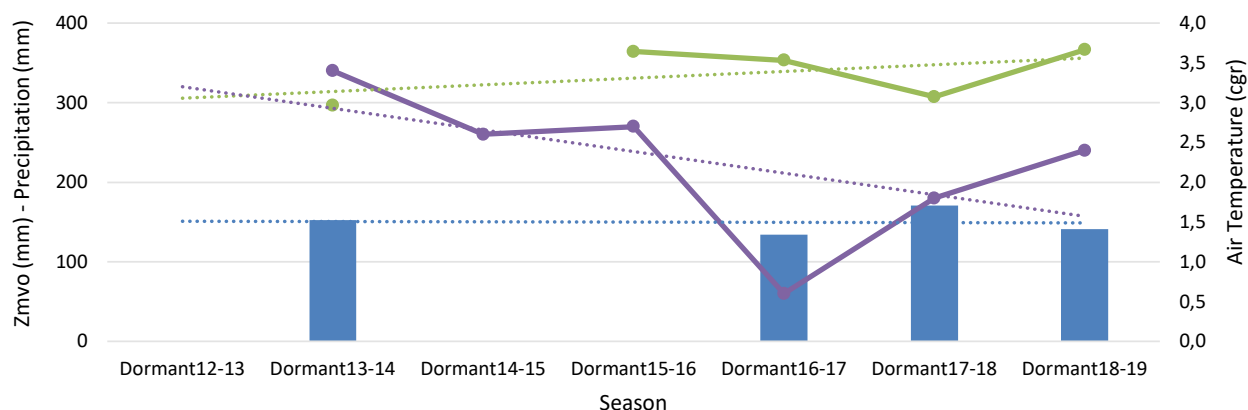
Tab. 1.

Úbytky vody Z (mm) vodního sloupce z půdních vrstev navazujících hloubek (cm) v mimovegetačních (mvo) a vegetačních (vo) pololetích hydrologických let 2012/2013 až 2018/2019. Prázdná políčka indikují nezměřená data (mvo 2014/2015, 2015/2016) nebo data neúplná (mvo 2012/2013 březen, duben)

Water decrements Z (mm of water column height) from subsequent soil layers (cm) during dormant season (mvo) and growing season (vo) of 2012/2013 – 2018/2019 water years. Blank boxes indicate no measured data (mvo 2014/2015, 2015/2016) or incomplete data (mvo 2012/2013 March, April)

Období mimo-vegetační ¹	Zmvo ² 0–20 cm	Zmvo 20–35 cm	Zmvo 35–50 cm	Zmvo 50–65 cm	Celkem ³ Zmvo 0–65 cm	Srážky volné plochy ⁴ mm	Průměrná teplota vzduchu ⁵ °C
2012/2013	52,1	30,2	19,1	9,4			
2013/2014	61,4	55,9	24,2	11,0	152,5	296,4	3,4
2014/2015	69,3	45,7					2,6
2015/2016	68,1	48,7				364,2	2,7
2016/2017	59,4	43,5	20,5	10,7	134,0	353,2	0,6
2017/2018	80,9	51,8	25,9	12,2	170,8	307,4	1,8
2018/2019	63,7	42,9	24,3	10,0	140,9	366,4	2,4
Průměr ⁶⁾	65,0	45,5	22,8	10,6	149,6	337,5	2,3
Období vegetační ⁷	Zvo ⁸ 0–20 cm	Zvo 20–35 cm	Zvo 35–50 cm	Zvo 50–65 cm	Celkem Zvo 0–65 cm	Srážky volné plochy mm	Průměrná teplota vzduchu °C
2013	167,6	138,3	69,1	28,7	403,8	474,3	14,1
2014	120,1	140,6	63,1	20,3	344,1	286,0	13,9
2015	72,2	67,9	32,0	10,5	182,6	242,4	14,5
2016	64,9	113,6	41,2	12,7	232,4	356,2	14,3
2017	92,7	113,1	51,4	14,7	271,9	566,4	14,0
2018	69,4	49,0	30,3	12,3	160,9	263,0	15,8
2019	84,3	94,4	34,8	16,0	229,5	494,6	14,7
Průměr	95,9	102,4	46,0	16,5	236,9	383,3	14,5

Captions: ¹dormant season; ²decrement Z during dormant season; ³in total; ⁴precipitation of free area; ⁵mean air temperature; ⁶mean; ⁷growing season; ⁸decrement Z during growing season



Obr. 5a.

Spotřeba půdní vody na ET a na doplňování podzemní vody v **mimovegetačním období** (Zmvo v mm) z celého půdního profilu 0–65 cm v souvislosti s atmosférickými srážkami (mm) a teplotou vzduchu (°C)

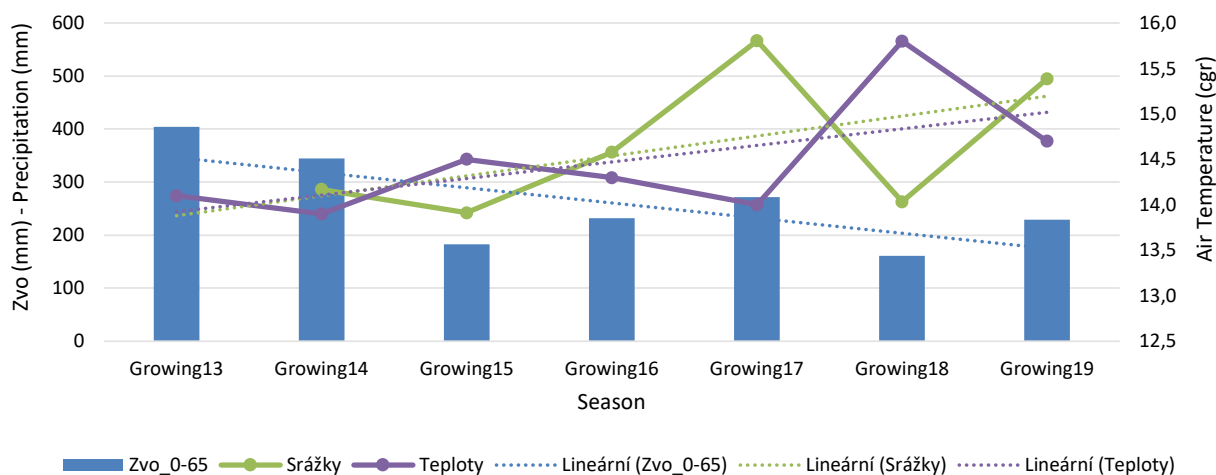
Fig. 5a.

Consumption of soil water on ET and recharge of groundwater during dormant season (Zmvo in mm) from the whole soil profile (depth of 0–65 cm) in connection with precipitation (mm) and air temperature (°C – cgr)

tačním období Zvo_0-65 při středně stoupajících srážkách i teplotách vzduchu vykazovaly mírný pokles, tzn. snižující se ET i doplňování podzemních vod (následek pravděpodobně se zvyšující, ale bohužel neměřené intercepce).

Získané výsledky lze shrnout, že pokud šlo o potřebu půdní vody v mimovegetačních obdobích (Zmvo), dodávaly zejména na doplňo-

vání podzemních vod nejvíce povrchové vrstvy (Zmvo_0-20), následně pak mělce podpovrchové vrstvy (Zmvo_20-35), 65 resp. 46 mm. Hlubší vrstvy měly Zmvo_35-50 a Zmvo_50-65 již poměrně nízké, 23 resp. 11 mm, a to i díky vysoké kamenitosti obou vrstev. Ve vegetačních obdobích nejvíce půdní vody hlavně pro ET dodávala v průměru mělce podpovrchová vrstva (Zvo_20-35), nevýznamně méně pak povrchová vrstva (Zvo_0-20), 102 resp. 96 mm.

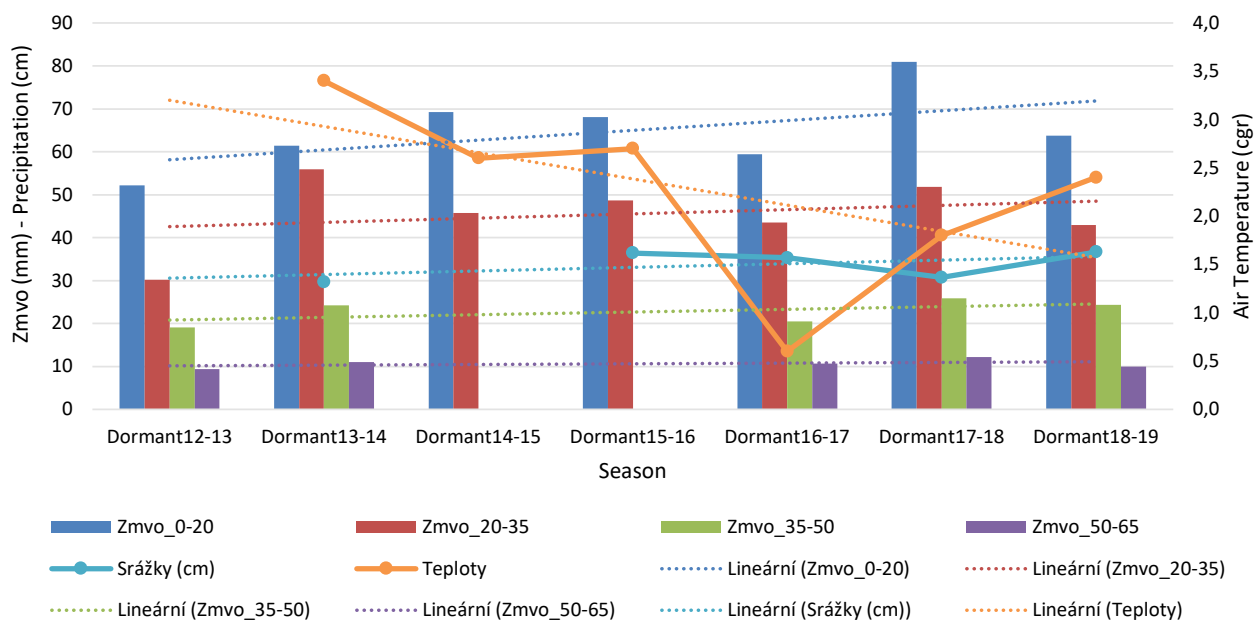


Obr. 5b.

Spotřeba půdní vody na ET a na doplňování podzemní vody **ve vegetačním období** (Zvo v mm) z celého půdního profilu 0–65 cm v souvislosti s atmosférickými srážkami (mm) a teplotou vzduchu (°C)

Fig. 5b.

Consumption of soil water on ET and recharge of groundwater during growing season (Zvo in mm) from the whole soil profile (depth of 0-65 cm) in connection with precipitation (mm) and air temperature (°C – cgr)



Obr. 5c.

Spotřeba půdní vody na ET a na doplňování podzemní vody **v mimovegetačním období** (Zmvo v mm) v souvislosti s hloubkou odběru (cm) a v souvislosti s atmosférickými srážkami (cm) a teplotou vzduchu (°C)

Fig. 5c.

Consumption of soil water on ET and recharge of groundwater during dormant season (Zmvo in mm) from soil profile in connection with four soil layers and in connection with precipitation (cm) and air temperature (°C – cgr)

DISKUSE

Dynamika objemové vlhkosti půdního profilu 0–65 cm

Dynamika objemové vlhkosti půdního profilu byla sledována tak, jak je to nejobvyklejší, v objemových procentech vody v půdních vrstvách i v celém půdním profilu (např. MOORE et al. 2011, Oregon, USA).

Srážky infiltrující do půdy (efektivní srážky) jsou nižší o intercepční ztráty v korunové vrstvě lesních porostů. ASADIAN, WEILER (2009) v Britské Kolumbii v Kanadě naměřili na soliterních douglaskách tiso-listých a soliterních zeravech obrovských v sedmi vybraných srážkových epizodách o celkové výšce 377 mm průměrné intercepční ztráty 49 %, respektive 61 %. V absolutních hodnotách tyto ztráty odpovídaly průměrné epizodní interpci 20 mm, resp. 32 mm.

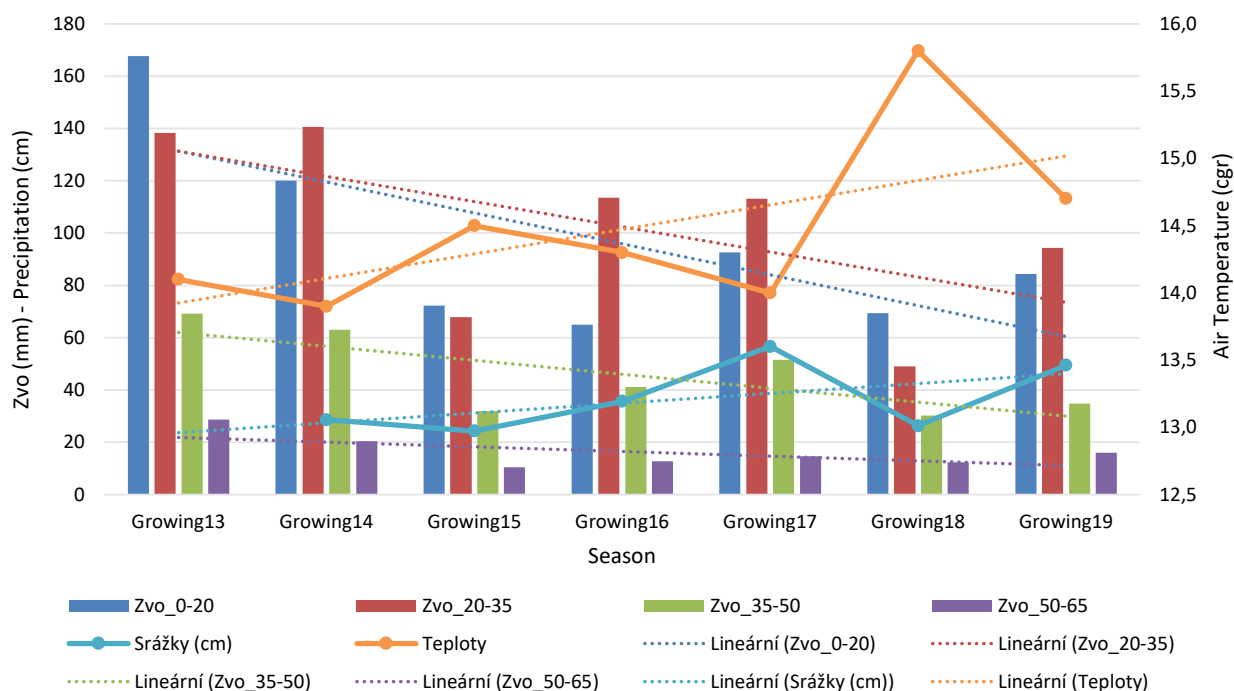
Množství srážky přicházející k povrchu půdy pod douglaskovým porostem s bukem je pro vlhkost půdy velmi významné. Intercepční ztráty ovlivňující efektivní (porostní) srážky posoudili pro douglasku, buk a jejich směs pomocí čtyř metod Belgičané SOUBIE et al. (2016). Intercepce douglasky představovala 30 %, pro buk 16 % a pro jejich směs 19 % srážek volné plochy. Intercepční ztráty na naší experimentální ploše douglasky s bukem zatím s nimi nelze porovnat vzhledem k teprve zahájenému měření podkorunových srážek (throughfall).

Douglaska zvyšovala využívání podzemní vody v JZ Albertě (Kanada) vprostřed léta, kdy srážky byly nízké (ANDREWS et al. 2012). Douglaska zde prosperovala na hlubších půdách s jemnější texturou a vyšším obsahem organické hmoty, což zvyšovalo kapacitu půdy pro zadržování vlhkosti.

BEEDLOW et al. (2007) upozorňují, že dospělá douglaska vytahuje vodu uloženou v kmeni během period letního sucha (západ Kaská-

dového pohoří v Oregonu, USA). Obsah vody dostupné rostlinám v horních 0,6 m půdy dosahoval během letního sucha minimálních hodnot a ke zvlhčení došlo až v průběhu podzimu a zimy. Velké sezónní změny v obsahu dostupné vody v půdě nekorespondovaly s relativním obsahem vody v bělí. Douglaska tak zejména reguluje ztrátu vody, aby si udržela konstantní $\pm 10\%$ obsah vody v kmeni v průběhu roku, a to navzdory velkým změnám půdní vlhkosti. Velké množství volné vody obsahuje zejména kmenové bělové dřevo, které je nejvýznamnějším úložištěm, následuje kmenové lýko, bělové dřevo větví, lýko větví a jehličí (ČERMÁK et al. 2007). UNSWORTH et al. (2004) sledovali ve státě Washington (USA) ve starém porostu douglasky a tsugy mimo jiné denní změnu půdní vlhkosti (Es) ve vrstvě 30 cm. Ta byla větší než změna půdní vlhkosti mimo dosah kořenů, pravděpodobně kvůli hydraulické redistribuci půdní vody kořeny. Poměr transpirace Et ku Es se snižoval s klesajícím obsahem půdní vody.

V Holandsku TIKTAK, BOUTEN (1994) šetřili sezónní dynamiku objemové půdní vlhkosti a dlouhodobou vodní bilanci za třicetiletou periodu (1960–1990). Kvantifikovali také četnost výskytu extrémního nedostatku vody v douglaskovém porostu na písčitých půdách. V roce 1988 byl věk douglaskového porostu 29 let. Střední roční srážky činily 834 mm, intercepční ztráty 317 mm (38 %), transpirace 363 mm (43,5 %), výpar z půdy 32 mm (4 %) a vertikální odtok z půdní vrstvy 150 cm čítal 195 mm (23,5 %). Bohužel, průměrné roční hodnoty nebyly vybalancovány do rovnice vodní bilance. Přesto vzhledem k podobnosti ploch stanovištní, dřevinné i věkové jsme provedli podrobnější srovnání s našimi výsledky. Vertikální odtok z našich ploch není dosud měřen, ale v mimovegetačním období (mvo) jej do určité míry představují úbytky vody (Z) z půdních vrstev navazujících hloubek v mm vodního sloupce, v průměru 150 mm.mvo⁻¹ (tab. 1). Použijeme-li pro vegetační období interpci (I) od TIKTAK, BOUTEN (1994), tzn. $I = 38\%$ srážek volné plochy (146 mm z 383 mm), byly by naše



Obr. 5d.

Spotřeba půdní vody na ET a na doplňování podzemní vody ve vegetačním období (Zvo v mm) v souvislosti s hloubkou odběru (cm) a v souvislosti s atmosférickými srážkami (cm) a teplotou vzduchu (°C)

Fig. 5d.

Consumption of soil water on ET and recharge of groundwater during growing season (Zvo in mm) from soil profile in connection with four soil layers and in connection with precipitation (cm) and air temperature (°C – cgr)

efektivní (vegetační) srážky 237 mm. Úbytky vody z půdních vrstev ve vegetačním období očištěné od ET = 47 % (tj. – 180 mm) by představovaly vertikální odtok 57 mm (15 %).

S obsahem vody v půdě úzce souvisí příjem živin. Douglaska využívala k příjmu živin jemné kořeny v nadložním humusu a v pěti- až dvacetimetřové vrstvě minerální půdy (BOCKHEIM, LANGLEY-TURNBAUGH 1997). Tomu odpovídala našimi šetřeními zjištěná nejnižší vlhkost svrchní vrstvy půdy (topsoil) ca v 0–20 cm, případně až do 35 cm, přibližující se během suchých letních období 2015, 2016, 2018 a 2019 k mezi snížené dostupnosti vláhy pro rostliny 11 % (viz obr. 1). Obdobnou hodnotu, 10 %, uvádějí BROWN-MITIC et al. (2007) současně se silným snížením fotosyntetické aktivity. FLINT, CHILDS (1991) uvádějí pro mírně až čerstvě vlhkou hlinitou skeletovitou půdu obdobné hydrolimity: polní kapacitu 22,5 %, mez snížené dostupnosti 14 % a bod vadnutí 5 %. JASSAL et al. (2008) sledovali na západním pobřeží USA douglaskový porost 18 let. Autoři zjistili větší než obvyklý letní deficit obsahu vody v půdě (θ); θ v hloubce 4 cm dosahoval 0,11 m³.m⁻³, tj. 11 %, tomu odpovídající matriční potenciál ψ se rovnal -2 MPa; θ dále klesal až na 0,07 m³.m⁻³, tj. 7 % objemových. Obdobné hodnoty jsme zjistili v suchých letech také na naší experimentální ploše Bystré (obr. 1 a 2).

Stanoviště se může promítnout do bonity douglasky v lesních porostech. BIJAK (2017) v Polsku zjistil, že porosty douglasky rostoucí na svazích jsou charakterizovány významně vyšší absolutní výškovou bonitou (site index), na živnějších svěžích listnatých stanovištích dosahovala douglaska bonitu mírně nižší a na chudších smíšených jehličnatých stanovištích byla bonita douglasky významně nižší. Obdobně v pacifickém pobřežním ekoregionu (stát Washington, USA) zjistili STOLNACK, NAIMAN (2010), že douglaska je nejběžnější na sušších stanovištích. Preferuje vyvýšená místa s mělčími půdami a s menším podílem listnatých kompetitorů (olše červená, vrba aj.), které bývají na přímořských lužních stanovištích hojně zastoupeny.

V pohoří Oregonu, USA založili MOORE et al. (2011) dlouhodobé plochy (20 × 20 m) osázené jako monokultury douglasky, olše červené a směsi obou dřevin s obvyklou hustotou 1100 stromků.ha⁻¹ a s uspořádáním v náhodných blocích. Vedle různých produkčních a bilančních položek byla studována dynamika půdní vlhkosti ve vrstvách 0–45 cm a 0–90 cm, a to od 14. června do 16. října 2001 při věku porostů 15 let. Rozpětí objemové vlhkosti půdy ve vrstvě 0–45 cm bylo u DG ve vegetačním období 2001 na plochách západní expozice 29,5 % – 18,5 % s průměrem 24,1 %, na plochách severní expozice 32,3 % – 20,0 %, s průměrem 24,5 %. Rozpětí objemové vlhkosti půdy z obou expozic na dané lokalitě se rovnalo 30,6 % – 19,2 % s průměrem 24,2 %. Maximum nastalo následkem tání sněhu začátkem června, minimum v důsledku suchého léta a evapotranspirace začátkem září. Vlhkost půdy však neklesla k bodu snížené dostupnosti vláhy pro douglasku, pohybovala se v okolí polní kapacity a vodní potenciál půdy (ψ) neklesal pod 0,7 MPa. Hodnoty z naší plochy ve vrstvě 0–65 cm na podobném stanovišti překonávají v předvegetačním (ovšem i v mimovegetačním) období v maximech mírně 30 %. Ve vegetačním období oscilují kolem polní vodní kapacity a ku konci vegetačního období (září, říjen) nejen že objemová vlhkost půdy (θ) dosahuje svých minim, ale klesá dokonce až k hranici snížené dostupnosti půdní vody pro porost douglasky s bukem ($\theta \leq 11$ %).

Objemovou vlhkost půdy v porostech s douglaskou ovlivňovaly do značné míry výchovné a obnovní zásahy. Zásobu vody v půdě zlepšuje odstranění přízemní vegetace nebo prořezávky (AUSSENAC et al. 1995). Obdobně ROBERTS et al. (2005) ve státě Washington zjistil, že odstranění buřeně při chemické přípravě stanoviště a odstranění těžebních zbytků zlepšilo půdní vlhkost ve vrstvě 0–20 cm a odrůstání douglaskové kultury.

CINNIRELLA et al. (1993) zaznamenal největší nárůst obsahu půdní vlhkosti v červnu až říjnu u silných a velmi silných výchovných zásahů

oproti nevychovaným porostům (jižní Itálie, věk douglasky 24 let). Procento zvýšení objemové půdní vlhkosti podržené po určitou dobu pro tyto dva extrémní zásahy se pohybovalo ve svrchní vrstvě půdy od 3 % do 8 % a od 5 % do 14 % pro hlubší půdní horizonty.

Náš postup potlačování douglasky a uvolňování buku pro zlepšení jeho růstu a meliorační funkce je konzistentní s postupem DEVINE, HARRINGTON (2007) v Oregonu (USA). Po požárech přirozená invaze douglasky snižovala v pozdním létě obsah vody v půdním profilu z 250 na 100 mm. Prováděné potlačování douglasky předrůstající dub a uvolňování dubu zlepšilo vlhkostní poměry ve směsi douglaska/dub v porostu i v půdě. V pozdním létě mělo toto opatření za následek u uvolněných dubů navýšení obsahu vody v půdním profilu o 20–30 mm.

CHASE et al. (2016) sledoval (Washington) douglaskový přírodní porost po požáru; ten měl po výchovných zásadách variantně spon 4,3 m a 5,5 m. Předkomerční prořezávky zvýšily půdní vlhkost na jaře o 6 % a v létě o 10 %. Zvýšily také půdní teplotu o 0,5 °C na jaře a o 1 °C v létě. Vychovávané porosty měly ve srovnání s nevychovanou kontrolou ztráty světla při sponu 4,3 m nižší o 33 % a při sponu 5,5 m o 58 %. Výchova měla tedy největší relativní dopad na letní půdní vlhkost, následovala přístupnost dusíku a zachycování světla. Studie o výchovné odezvě dále demonstruje, že reakce půdní vlhkosti a přístupnosti živin překročily u studovaných lesních typů odezvu na přístupnost světla.

BARG, EDMONDS (1999) studovali dílčí (částečné) seče a na nich mimo jiné také retenci rozptýlených zelených stromů jako alternativu k holým sečím v 60- až 70letých douglaskových porostech (stát Washington, USA). Vlhkost půdy na dílčích sečích byla uprostřed nekáceného lesa nižší, na holé seči vyšší a na části s rozptýlenými stromy byla hodnota vlhkosti uprostřed. Po požárech nastávala přirozená invaze douglasky, která snižovala v pozdním létě obsah vody v půdním profilu z 250 mm na 100 mm.

Trendy úbytků půdní vlhkosti

Trendy úbytku půdní vlhkosti indikují v mimovegetačním období především vodu prosakující semikapilárními póry do podzemních hydrogeologických struktur a ve vegetačním období tyto úbytky indikují převážně vodu rezultující do procesu evapotranspirace. Úbytky (suma úbytků – viz metodika) představují statistickou veličinu vyjadřovanou v procentních bodech (KOŠŤÁKOVÁ 2016).

Trendy úbytků půdní vlhkosti jsou konsekventní se závěry GÉRARDA et al. (2004). GÉRARD et al. (l. c.) vyvozují, že retenční vlastnosti sítě pórů řídí preferenční tok vody půdou porostlé douglaskou. Preferenční tok se zdá být iniciován uvnitř oblasti kapilárních pórů. To zapříčiňuje mnohem větší citlivost výsledků na pozici hladiny podzemní vody než u jiných schémat, která uvažují čistě gravitační tok velkými makropóry.

Úbytky půdní vlhkosti jako položky (komponenty) vodní bilance

Úbytky lze převést podle postupu uvedeného v metodice na milimetry vodního sloupce, a tak získat hodnoty položky evapotranspirace jak jsou uvedeny v tab. 1. Tato metoda byla podrobně popsána a publikována doma (ŠACH et al. 2006) i v zahraničí (ČERNOHOUS et al. 2011).

V Holandsku se přírůstky a úbytky půdní vlhkosti zabýval BOUTEN et al. (1992). Věk porostu douglasky byl 30 let, 885 stromů.ha⁻¹, výška 20 m, výčetní průměr 21 cm, LAI 11 m².m⁻², srážky 800 mm.rok⁻¹, výpar (PENMAN 1948) 650 mm.rok⁻¹, intercepce 40 %, stok po kmeni nebyl nikdy pozorován, půdy písčitohlinité a hlinitopísčité. Bohužel nebyl udáván objemový podíl půdního skeletu, i když jsou zmiňovány balvanité půdy. Podkorunové srážky (efektivní srážky) byly

měřeny jako nárůst obsahu vody v půdě během dešťových epizod. Vertikální tok vody půdou byl měřen senzory v hloubce 50 cm a byl zanedbatelný. Příjem vody byl kalkulován jako úbytek vody v půdě během bezdešťových period. Tento vzorec (pattern) prezentovaný BOUTENEM et al. (1992) je v podstatě konzistentní se vzorcem použitým námi. Oproti našim zjišťováním nebyla BOUTENEM et al. (l. c.) uvažována vodní funkce skeletu v půdě, přitom by se mohlo jednat o metodickou chybu. Nebyl také uvažován gravitační vertikální odtok z půdy bezprostředně po deštích, kdy lze odhadovat možný tok vody půdou do přiblížení se hydrolimitu „polní kapacita“ (u hlinitopísčitého až písčitohlinitého profilu ca za 6–12 hod.).

Ke zjišťování výparu z nadložního humusu (forest floor) zkonstruovali v Holandsku SCHAAP, BOUTEN (1997) váhový lyzimetr a v hustém porostu douglasky měřili výpar jako složku evapotranspirace ET po dobu 44 dnů. Evaporační tok byl významně ovlivňován dynamikou obsahu vody v nadložním humusu. Prostorová variabilita obsahu vody v nadložním humusu měla za následek 44denní průměrný výpar z nadložního humusu v rozpětí od 0,19 mm.den⁻¹ v suché části porostu do 0,30 mm.den⁻¹ v jeho vlhké části. Referenční (reprezentativní) hodnota výparu z nadložního humusu činila pro dané stanoviště 0,23 mm.den⁻¹. Naš experimentální douglaskový porost vykazoval průměrný letní úbytek vody ze svrchní vrstvy půdy 0–20 cm 0,66 mm.den⁻¹ (tab. 1). Lze odvodit, že z převážně evapotranspirační ztráty z půdního svršku činí výpar z nadložního humusu ca jednu třetinu.

Na pacifickém SZ USA byl porost douglasky středního věku označený jako DF49 předmětem výzkumu řady klima-hydrologických a produkčních charakteristik (JASSAL et al. 2009). Pro porost srovnatelný s našim experimentálním douglaskovým porostem (tab. 1) byla zjišťována roční evapotranspirace E za periodu 1998–2007. Evapotranspirace se pohybovala od 370 mm do 430 mm. Po holoseči poklesla E přibližně na 70 % E porostu DF49. Evapotranspirace douglaskového ekosystému byla plně obnovena, když věk porostu dosáhl 12 let.

Pro lesní porosty (jedle ojíněná, douglaska, smrk Engelmannův, osika) LAMALFA, RYLE (2008) vyšetřili, že intenzity letní evapotranspirace byly vyšší na osikových plochách (3,6 mm.den⁻¹) než na jehličnánových plochách (2,7 mm.den⁻¹). Obdobně PONTON et al. (2006) naměřili v západní Kanadě nejvyšší denní maxima intenzity evapotranspirace ET pro douglasku 2,7 mm, pro osiku 3,2 mm a pro trávník luk a pastvin 5 mm. Naše střední hodnota 2,0 mm.den⁻¹, vyplývající z tab. 1, je s výše uvedenými hodnotami zahrnujícími douglasku srovnatelná.

LEE et al. (2016) shrnuli, že jak teploty vzduchu na pacifickém severozápadě USA porostou a srážkový model se posune k vlhčím zimám a sušším létům, bude douglaska zakoušet vyšší teploty a větší vodní stres a zvěšit se také její ohrožení švýcarskou sypavkou. V českých zemích by mohla nastat doba v suchých letních periodách (obr. 1), kdy klesá objemový obsah vody v půdě k hranici pro dřeviny snížené dostupnosti.

ZÁVĚR

Vycházejí z deskriptice místa výzkumu, douglaska tisolistá při řadovém smíšení předrůstá buk lesní. K zachování bukové příměsi je třeba douglasku ve prospěch uvolnění buku tlumit. Přiměřené potlačování douglasky zvýhodňující buk zlepšit jak hydrickou, tak i meliorační funkci douglaskového porostu s bukovou příměsí. Hydrologický rok 2012/2013 v hodnocení do určité míry pomíjíme, neboť měl především v mimovegetačním období velké datové výpadky. Zbývající hydrologická léta 2013/2014 – 2018/2019 byly roky šestileté suché periody 2013/2014 až 2018–2019. Zejména půdní vrstva 0–20 cm se ve vegetačních obdobích dotýkala, případně i padala pod hranici snížené dostupnosti vláhy 11 % (čtyři roky ze sedmi); obdobně se prezentovala

i vrstva 20–35 cm. Významným hydrolimitem pro vodní režim porostu douglasky s bukem je polní vodní kapacita. Budeme-li polní kapacitu pro písčitohlinitou půdu charakterizovat 22,5 %, pak ve vrcholech vegetačních období jsou všechny výsledky pod touto hodnotou. Situaci zachraňuje mimovegetační období, které může zásobit douglasku vodou přiměřeně pro začátek vegetačního období uložením vody do všech stromových částí, nejvíce do kmene. Ukládání vody v douglasce pomáhá překonat vrchol léta s vysokým celkovým výparem. Vodu přitom spoří i meridiální aklimace (polední uzavírání průduchů). Lze usuzovat, že tyto procesy simulují vlhkostní podmínky douglasky v americké domovině. Přimíšený buk, adekvátně udržovaný růstu douglasky, může pomoci jejímu vodnímu režimu také hydraulickou redistribucí (hydraulickým liftem) podzemní vody. Pokud se týče absolutních hodnot obsahu půdní vody v mm, úbytky na letní výpar jsou výrazně vyšší než na zimní odtok půdou do podzemí.

V souvislosti s globální klimatickou změnou nelze zatím v ČR odhadovat na základě současných nepřilíh dlouhých klimaticko-hydrologických oscilací budoucí hydrologický dopad pro intenzivnější uplatňování DG s BK.

V publikačním výhledu je odborné sdělení obsahující srovnání hydroklimatického režimu porostu douglasky s příměsí buku s hydroklimatickým režimem smíšeného jehličnatého smrkového porostu v obdobných poměrech. Srovnání bude bohužel možné jen pro svrchní vrstvu půdy 0–30 cm s velmi omezenou instrumentací měření objemové vlhkosti ve smíšeném smrkovém porostu.

Poděkování:

Výsledek vznikl za podpory Ministerstva zemědělství, institucionální podpora MZE-RO0118 a z podpory výzkumu a vývoje z veřejných prostředků MZe projektu NAZV QK1810415 „Vliv dřevinné skladby a struktury lesních porostů na mikroklima a hydrologické poměry v krajině“.

LITERATURA

- ACHARYA B.S., KHAREL G., ZOU CH.B., WILCOX B.P., HALIHAN T. 2018. Woody plant encroachment impacts on groundwater recharge: A review. *Water*, 10: 1466. DOI: 10.3390/w10101466
- ANDREWS S.F., FLANAGAN L.B., SHARP E.J., CAI TIEBO. 2012. Variation in water potential, hydraulic characteristics and water source use in montane Douglas-fir and lodgepole pine trees in southwestern Alberta and consequences for seasonal changes in photosynthetic capacity. *Tree Physiology*, 32 (2): 146–160. DOI: 10.1093/treephys/tpr136
- ASADIAN Y., WEILER M. 2009. A new approach in measuring rainfall interception by urban trees in Coastal British Columbia. *Water Quality Research Journal of Canada*, 44 (1): 16–25. DOI: 10.2166/wqrj.2009.003
- AUSSENAC G., GRANIER A., BRÉDA N. 1995. Effects of alterations to forest structure on tree water balance, water status and growth. *Revue Forestière Française*, 47 (1): 54–62.
- BARG A.K., EDMONDS R.L. 1999. Influence of partial cutting on site microclimate, soil nitrogen dynamics, and microbial biomass in Douglas-fir stands in western Washington. *Canadian Journal of Forest Research*, 29 (6): 705–713.
- BEEDELOW P.A., TINGEY D.T., LEE E.H., PHILLIPS D.L., ANDERSEN CH. P., WASCHMANN R.S., JOHNSON M.G. 2007. Sapwood moisture

- in Douglas-fir boles and seasonal changes in soil water. *Canadian Journal of Forest Research*, 37 (7): 1263–1271.
- BIJAK S. 2017. Variability of the site index of Douglas-fir stands in Poland. *Sylwan*, 161 (3): 208–217. DOI: 10.26202/sylwan.2017019
- BOCKHEIM J.G., LANGLEY-TURNBAUGH S. 1997. Biogeochemical cycling in coniferous ecosystems on different aged marine terraces in coastal Oregon. *Journal of Environmental Quality*, 26 (1): 292–301.
- BOUTEN W., HELMOVAARA T.J., TIKTAK A. 1992. Spatial patterns of throughfall and soil water dynamics in a Douglas-fir stand. *Water Resources Research*, 28 (12): 3227–3233. DOI: 10.1029/92WR01764
- BROOKS J.R., MEINZER F.C., WARREN J.M., DOMEČEK J.-CH., COULOMBE R. 2006. Hydraulic redistribution in a Douglas-fir forest: lessons from system manipulations. *Plant, Cell and Environment*, 29: 138–150.
- BROWN-MITIC C., SHUTTLEWORTH W.J., HARLOW R.C., PETTI J., BURKE E., BALES R. 2007. Seasonal water dynamics of a sky island subalpine forest in semi-arid southwestern United States. *Journal of Arid Environments*, 69 (2): 237–258. DOI: 10.1016/j.jaridenv.2006.09.005
- CINNIRELLA S., IOVINO F., PERNIOLA G., TERSARUOLO A. M. 1993. Effect of thinning on soil moisture content. *Annali dell'Istituto Sperimentale per la Selvicoltura*, 24: 7–22.
- ČERMÁK J., KUČERA J., BAUERLE W.L., PHILLIPS N., HINCKLEY T.M. 2007. Tree water storage and its diurnal dynamics related to sap flow and changes in stem volume in old-growth Douglas-fir trees. *Tree Physiology*, 27 (2): 181–198. DOI: 10.1093/treephys/27.2.181
- ČERNOHOUS V., ŠACH F., KANTOR P., ŠVIHLA V. 2011. Methods of evapotranspiration assessment and outcomes from forest stands and a small watershed. In: Łabędzki, L. (ed.): *Evapotranspiration*. Rijeka (Croatia), InTech: 73–102. DOI: 10.5772/15168
- ČHMÚ. 2018. Suché období 2014–2017: vyhodnocení, dopady a opatření. Praha, Český hydrometeorologický ústav: 88 s.
- DEVINE W.D., HARRINGTON C.A. 2007. Release of Oregon white oak from overtopping Douglas-fir: effects on soil water and microclimate. *Northwest Science*, 81 (2): 112–124.
- FILIUS B.M., ROOSENSCHOON O.R. 1998. Tree species conversion to diminish forest's water use – financial consequences of a controversial forest management practice in the Netherlands. *Journal of Forest Economics*, 4 (1): 85–101.
- FLINT A.L., CHILDS S.W. 1991. Use of the Priestly-Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56 (3–4): 247–260. DOI: 10.1016/0168-1923(91)90094-7
- GÉRARD F., TINSLEY M., MAYER K.U. 2004. Preferential flow revealed by hydrologic modeling based on predicted hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal*, 68 (5): 1526–1538. DOI: 10.2136/sssaj2004.1526
- GIJSMAN A.J. 1991. Soil water content as a key factor determining the source of nitrogen (NH_4^+ or NO_3^-) absorbed by Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii*) and the pattern of rhizosphere pH along its roots. *Canadian Journal of Forest Research*, 21 (5): 616–625. DOI: 10.1139/x91-085
- CHASE CH.W., KIMSEY M.J., SHAW T.M., COLEMAN M.D. 2016. The response of light, water, and nutrient availability to pre-commercial thinning in dry inland Douglas-fir forests. *Forest Ecology and Management*, 363 (1): 98–109. DOI: 10.1016/j.foreco.2015.12.014
- JASSAL R.S., BLACK T.A., NOVAK M.D., GAUMONT-GUAY D., NESIC Z. 2008. Effect of soil water stress on soil respiration and its temperature sensitivity in an 18-year-old temperate Douglas-fir stand. *Global Change Biology*, 14 (6): 1305–1318. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01573.x
- JASSAL R.S., BLACK T.A., SPITTLEHOUSE D.L., BRÜMMER CH., NESIC Z. 2009. Evapotranspiration and water use efficiency in different-aged Pacific Northwest Douglas-fir stands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (6–7): 1168–1178. DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.02.004
- KOŠŤÁKOVÁ T. 2016. Procentní bod a procento. *Statistika a my*. Praha, Český statistický úřad: 2 s.
- KUBEČEK J., ŠTEFANČÍK I., PODRÁZSKÝ V., LONGAUER R. 2014. Výsledky výzkumu douglasky tisolisté (*Pseudotsuga menziesii* / Mirb./ Franco) v České republice a na Slovensku – přehled. *Lesnícky časopis – Forestry Journal*, 60 (2): 116–124.
- LAMALFA E.M., RYLE R. 2008. Differential snowpack accumulation and water dynamics in aspen and conifer communities: implications for water yield and ecosystem function. *Ecosystems*, 11 (4): 569–581.
- LEE E.H., BEEDLOW P.A., WACHSMANN R.S., TINGEY G.T., WICKHAM CH., CLINE S., BOLLMAN M., CARLILE C. 2016. Douglas-fir displays a range of growth responses to temperature, water, and Swiss needle cast in western Oregon, USA. *Agricultural and Forest Meteorology*, 221: 176–188. DOI: 10.1016/j.agrformet.2016.02.009
- MOORE G.W., BOND B.J., JONES J.A. 2011. A comparison of annual transpiration and productivity in monoculture and mixed-species Douglas-fir and red alder stands. *Forest Ecology and Management*, 262 (12): 2263–2270. DOI: 10.1016/j.foreco.2011.08.018
- MÓRICZ N., GARAMSZEGI B., RASZTOVITS E., BIDLÓ A., HORVÁTH A., JAGICZA A., ILLÉS G., VEKERDY Z., SOMOGYI Z., GÁLOS B. 2018. Recent drought-induced vitality decline of black pine (*Pinus nigra* Arn.) in south-west Hungary – Is this drought-resistant species under threat by climate change? *Forests*, 9: 414. DOI: 10.3390/f9070414
- NADEZHDINA N., STEPPE K., DE PAUW D.J.W., BEQUET R., ČERMAK J., CEULEMANS R. 2009. Stem-mediated hydraulic redistribution in large roots on opposing sides of a Douglas-fir tree following localized irrigation. *New Phytologist*, 184 (4): 932–943. DOI: 10.1111/j.1469-8137.2009.03024.x
- NADEZHDINA N., URBAN J., ČERMÁK J., NADEZHDIN V., KANTOR P. 2014. Comparative study of long-term water uptake of Norway spruce and Douglas-fir in Moravian upland. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62 (1): 1–6. DOI: 10.2478/johh-2014-0001
- OPLETAL M., DOMEČKA K. (ed.). 1983. Synoptic geological map of the Orlické hory Mts. Měřítko 1 : 100 000. Praha, Ústřední ústav geologický.
- PENMAN H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society, Ser. A*, 193: 120–146. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037
- PONTON S., FLANAGAN L.B., ALSTAD K.P., JOHNSON B.G., MORGENSTERN K., KLJUN N., BLACK T.A., BARR A.G. 2006. Comparison of ecosystem water-use efficiency among Douglas-fir forest, aspen forest and grassland using eddy covariance and carbon isotope techniques. *Global Change Biology* 12 (2): 294–310.
- ROBERTS S.D., HARRINGTON C.A., TERRY T.A. 2005. Harvest residue and competing vegetation affect soil moisture, soil temperature, N availability, and Douglas-fir seedling growth. *Forest Ecology*

- and Management, 205 (1–3): 333–350. DOI: 10.1016/j.foreco.2004.10.036
- SCHAAP M.G., BOUTEN W. 1997. Forest floor evaporation in a dense Douglas-fir stand. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 193 (1–4): 97–113. DOI: 10.1016/S0022-1694(96)03201-5
- SCHMID M., PAUTASSO M., HOLDENRIEDER O. 2014. Ecological consequences of Douglas fir (*Pseudotsuga menziesii*) cultivation in Europe. *European Journal of Forest Research*, 133:13–29. DOI: 10.1007/s10342-013-0745-7
- SOUBIE R., HEINESCH B., GRANIER A., AUBINET M., VINCKE C. 2016. Evapotranspiration assessment of a mixed temperate forest by four methods: Eddy covariance, soil water budget, analytical and model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 228–229: 191–204. DOI: 10.1016/j.agrformet.2016.07.001
- STOLNACK S.A., NAIMAN R.J. 2010. Patterns of conifer establishment and vigor on montane river floodplains in Olympic National Park, Washington, USA. *Canadian Journal of Forest Research*, 40 (3): 410–422. DOI: 10.1139/X09-200
- ŠACH F., KANTOR P., ČERNOHOUS V. 2006. Stanovení evapotranspirace mladého smrkového a bukového porostu metodou kontinuálního měření objemové vlhkosti v půdním profilu. In: Jurásek, A. et al. (eds.): Stabilization of forest functions in biotopes disturbed by anthropogenic activity. Research results presented on international scientific conference supported by research project MZe-0002070201 Stabilization of the forest functions in biotopes disturbed by anthropogenic activity under changing ecological conditions. Opočno 5. – 6. 9. 2006. Jíloviště-Strnady, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, Výzkumná stanice Opočno: 525–536.
- ŠACH F., ČERNOHOUS V., KACÁLEK D. 2019. Vodní režim douglasky a lesních porostů s douglaskou: review. [Water regime of Douglas-fir and forest stands with Douglas-fir: review]. *Zprávy lesnického výzkumu – Reports of Forestry Research*, 64 (3): 149–154.
- TIKTAK A., BOUTEN W. 1994. Soil water dynamics and long-term water balances of a Douglas-fir stand in the Netherlands. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 156 (1–4): 265–283.
- UNSWORTH M.H., PHILLIPS N., LINK T., BOND B.J., FALK M., HARMON M.E., HINCKLEY T.M., MARKS D., KYAV THA PAW U. 2004. Components and controls of water flux in an old growth Douglas-fir-Western hemlock ecosystem. *Ecosystems*, 7 (5): 468–481. DOI: 10.1007/s10021-004-0138-3
- VICENTE E., VILAGROSA A., RUIZ-YANETTI S., MANRIQUE-ALBA À., GONZÁLEZ-SANCHÍS M., MOUTAHIR H., CHIRINO E., DEL CAMPO A., BELLOT J. 2018. Water balance of Mediterranean *Quercus ilex* L. and *Pinus halepensis* Mill. Forests in semiarid climates: A review in a climate change context. *Forests*, 9: 426. DOI: 10.3390/f9070426

DYNAMICS OF SOIL MOISTURE UNDER YOUNG DOUGLAS-FIR STAND WITH BEECH IN THE PIEDMONT: MEASURED DATA 2012-2019 COMPARED WITH LITERARY INFORMATION

SUMMARY

Douglas-fir has recently been introduced into the piedmont of the Eagle Mountains (Czech Republic) as a partial replacement for trees affected by bark beetle calamity. For such research, an experimental area Bystré was established. The average precipitation for the water (hydrological) year is 721 mm, the average air temperature for the water year is 8.4 °C. In the young stand of Douglas-fir with admixture of European beech are these species planted in a line mixture. Their height are 16 m and 8 m, respectively. Stand basal area is 34.0 m².ha⁻¹ for Douglas-fir and 3.3 m².ha⁻¹ for European beech. Geological subsoil consists of phyllites and green slates, soil type is cambisol, and soil texture class is sandy loam. Stoniness is estimated in layer 0–20 cm 33%, 20–35 cm 35%, 35–50 cm 40%, and 50–65 cm 66% of volume. Hydroclimatic measurements began in 2012/2013.

The article evaluates the data measured and processed so far up to the age of 17 years in the water year 2018/2019. In the young stand of Douglas-fir with European beech admixture on the slope of the NW aspect at an altitude of 510 m, the volume moisture of the soil is continuously measured by 12 sensors, three in each of the four soil profile depths of 15 cm, 30 cm, 45 cm, and 60 cm. In the open area, air temperature, precipitation, and temperature and volume moisture of the topsoil layer of 0–20 cm are measured. An equation using measured values was compiled to calculate the losses represented in winter mainly by the underground percolation, in the summer by evapotranspiration.

Dynamics of percentage volumetric soil moisture

The oscillation of percentage soil volume moisture is shown in Fig. 1 – monthly oscillation of percentage volume moisture and in Fig. 2 – seasonal percentage oscillation of soil volume moisture. In Fig. 1, it is worth noticing the reaching of the limit of moisture availability in surface soil layers (0–20 and 20–35 cm) in the last four from the five growing seasons, and the prolonging period of decreased moisture availability for Douglas-fir with admixing European beech stands. Fig. 2 shows seasonal fluctuations in soil moisture and a declining linear trend of moisture content at all observed depths.

Dynamics of water loss in soil by percent points

In the dormant seasons 2012/13 to 2018/19, the water on the percolation fluctuates slightly and without more pronounced trend (from 152 to 138 p. b.) (Fig. 3). In the growing seasons 2013 to 2019, water intake (mainly on ET) was higher and decreased steeper (from 400 to 230 p. b.) with critically reduced consumption in the two driest growing seasons 2015 and 2018 (Fig. 4).

Most soil moisture loss is consumed during the growing season on ET. Percolation through semi-capillary pores into hydrogeological structures occurs only after more intense and prolonged precipitation (rainstorm and landscape precipitation) or in winter when there is practically no ET and snow is melting. Percolation by semi-capillary pores can be considered a more intense decrease in soil moisture (percentage volume of water in the soil) during the period of about 6 to 12 hours after precipitation, possibly snow melting.

Moisture decrease (Z) in mm of water column in 4 layers of soil profile under Douglas fir stand with admixed European beech during the dormant (mvo) and growing (vo) periods

Decrease of soil moisture expressed as a percentage or percentage points should be also expressed in absolute terms, e.g. in millimetres of the water column. The calculation of soil moisture decrease lettered Z (mm) is based on the relationship

$$Z = Wv * Tsl * (1 - Sv),$$

where Wv represents volume moisture as a decimal number, Tsl the thickness of the soil layer in mm, and Sv volume stoniness as a decimal number.

Soil moisture loss to percolation and vapour can be associated with precipitation depth and air temperature (Tab. 1). Precipitation of the free area in the dormant season ranged from 296 to 366 mm with a mean value of 338 mm, in the growing season from 242 to 566 mm with a mean value of 383 mm. Over the dormant period, average seasonal temperatures fluctuated from 0.6 to 3.4 °C with a mean of 2.3 °C, in the growing season from 13.9 to 15.8 °C with a mean of 14.5 °C.

Tab. 1 contains the calculated Z values, and Fig. 5 represents them graphically. The decreases of soil volume moisture at particular depths (15, 30, 45, and 60 cm) oscillate in the water years 2012/2013 to 2018/2019 depending on the dormant or growing period. During the dormant period (XI to IV), the decreases (Zmvo) were lower (variation range 134 to 171 mm, average 150 mm), for the growing season (IV–X) (Zvo) higher (variation range 161 to 404 mm, average 237 mm). Decreases also oscillated by months during these periods. However, declining trends showed a decrease in water intake from all depths, both by the season and in relation to the month.

In the dormant periods, when the flow of soil to hydrogeological structures prevails over ET, the highest values of soil water decreases came from layer 0 to 20 cm and gradually declined from deeper layers.

In the growing seasons, when water intake on ET prevails, the trend of soil water losses was declining throughout the soil profile, which corresponded with decreases in soil water losses in each of four layers. The highest water intake values on ET were reached most often from a layer of 20–35 cm; then followed by an intake rate from a layer of 0–20 cm; a lower intake came from the layer was 35–50 cm, and the lowest intake came from the deepest layer of 50–65 cm.

Finally it is possible to state that the Douglas-fir stand with beech admixture used to receive water on ET, in particular a soil layer of 20–35 cm, (during monitoring, it was the second wettest soil layer), less usually a driest layer of 0–20 cm (both layers with dense rooting), a little layer of 35–50 cm, and even less a layer of 50–65 cm, which used to be usually the wettest (both layers with sparse to isolated rooting).

Zasláno/Received: 29. 01. 2021

Přijato do tisku/Accepted: 29. 09. 2021